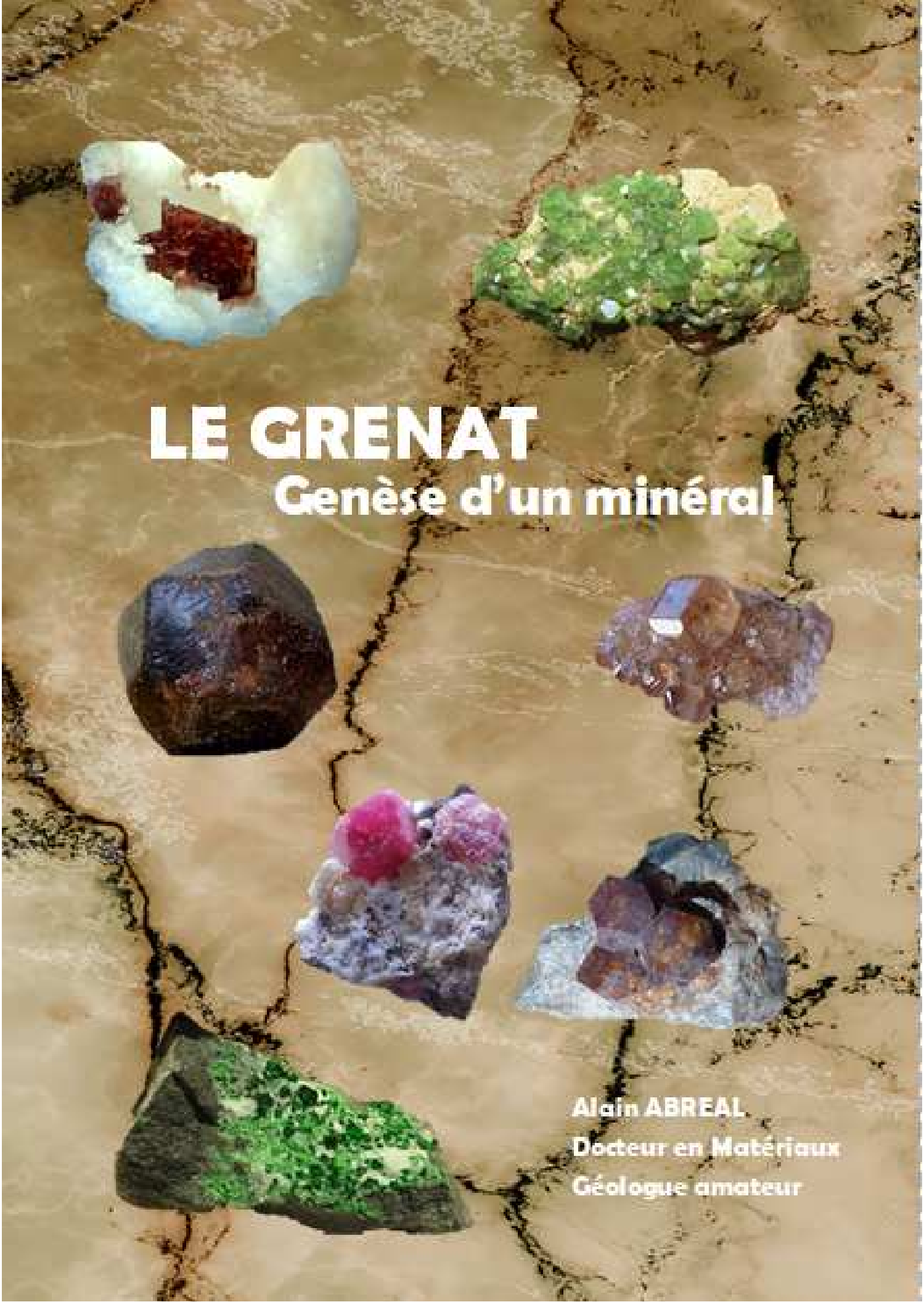


LE GRENAT

Genèse d'un minéral

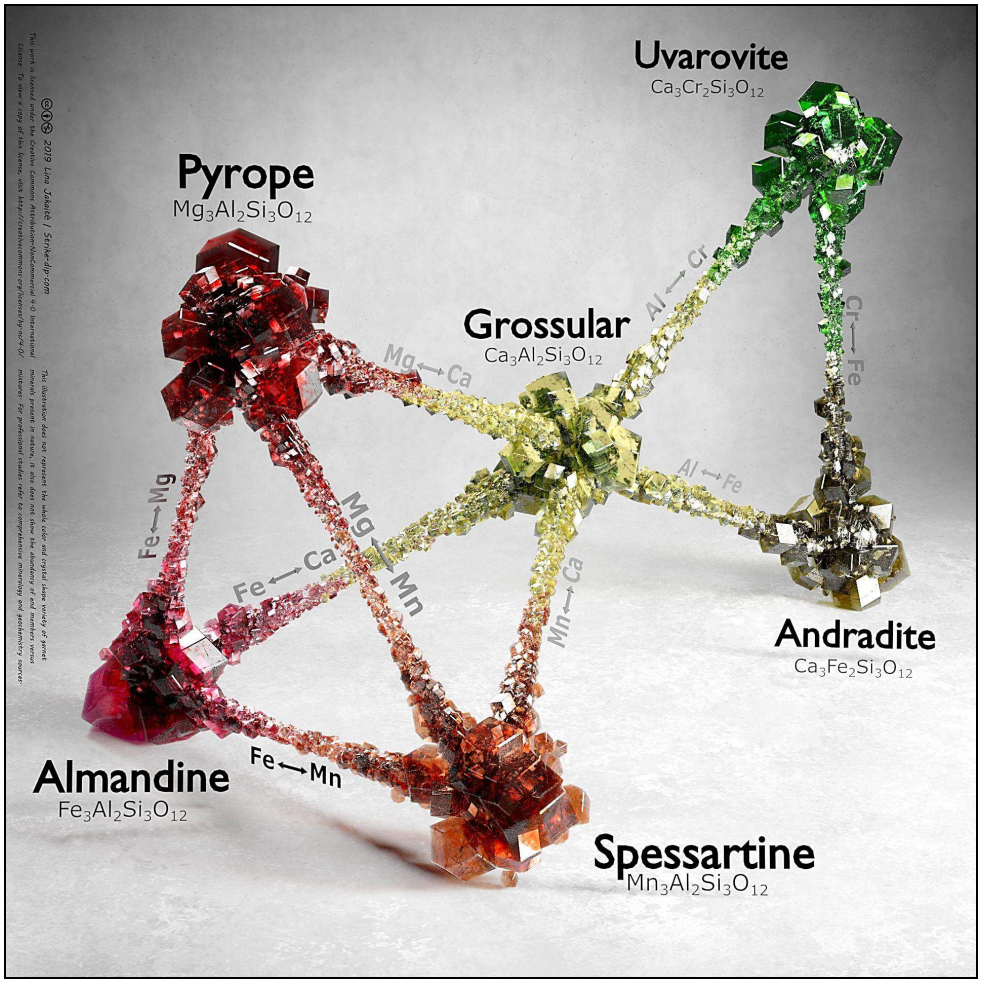
Alain ABREAL
Docteur en Matériaux
Géologue amateur

LE GRENAT
Genèse d'un minéral

Alain ABREAL
Docteur en Science et Génie des Matériaux
Géologue amateur

A mon épouse Latifa et à mes filles Jessica et Sabrina à qui je dédie ce recueil, afin que dans l'avenir, elles sachent tout ce qu'on peut obtenir quand on se bat pour l'avoir, sans renoncer.

A Dominique Goeuriot, sans qui, je n'aurai jamais su aborder la recherche, cette activité perpétuellement enrichissante et sans limite à ce jour, et grâce à qui, je garde le désir d'aller toujours plus loin.



Sommaire

Livre 1 - Nature, Structure, Propriétés 3

1. HISTORIQUE 3
2. DEFINITIONS – STRUCTURE 3
   - 2.1 Définition 3
   - 2.2 Composition - Structure 3
   - 2.3 Des silicates 4
   - 2.4 Morphologie 4
   - 2.5 Dénomination 5
3. PHENOMENES DE SUBSTITUTION 6
   - 3.1 Les grenats : un groupe plutôt qu'un minéral 6
   - 3.2 Définition 6
   - 3.3 Règles des substitutions dans les solutions solides - Lois de Goldsmith 6
   - 3.4 Substitutions : Quelques Remarques Générales 7
   - 3.5 Existence de deux groupes de grenats 8
   - 3.6 Stabilité des grenats naturels 10
4. PROPRIETES MINERALOGIQUES 12
   - 4.1 Généralités 12
   - 4.2 Paramètres de maille 13
   - 4.3 Indices de réfraction 14
   - 4.4 Biréfringence 14
   - 4.5 Identification 18
5. PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES–DOMAINES DE STABILITE 19
   - 5.1 Grenats Rhodolite 19
   - 5.2 Spessartine 20
   - 5.3 Cristallisation 23
   - 5.4 Macle de grenat 38
   - 5.5 Cas de grenats orthorhombiques 40
   - 5.6 Conclusion 40
6. GENESE DES GRENATS 41
   - 6.1 Introduction 41
   - 6.2 Compositions - Quelques exemples 41
   - 6.3 Nature de grenat en fonction de la pression et de la température de formation 43
   - 6.4 Applications au métamorphisme : Nature du grenat et faciès de métamorphisme 45
   - 6.5 Nature du grenat et pétrographie de la roche mère 48
   - 6.6 Nature du grenat et minéraux associés 48
7. ZONATION DES GRENATS ET DEGRE DE METAMORPHISME 53
   - 7.1 Influence de la pression 53
   - 7.2 Influence de la température 53
   - 7.3 Conclusion 53
   - 7.4 Diffusion 53
   - 7.5 Zonation de Mn et Ca représentatives du degré de métamorphisme 54
   - 7.6 Zonation représentative de la roche mère 55
   - 7.7 Zonation dans les grenats des schistes de Koongara 56
   - 7.8 Conclusions 59
   - 7.9 Conclusion générale 60
8. DESTABILISATION DES GRENATS – KELYPHITISATION –SYMPLECTISATION 61
   - 8.1 Introduction 61
   - 8.2 Définitions – Etymologie 61
   - 8.3 Transformation des grenats 62
   - 8.4 Conclusion générale 65
   - 8.5 Intérêt des kélyphites et des symplectites 66
   - 8.6 Caractéristiques générales des kélyphites et des symplectites 66
   - 8.7 La loi de la normalité 77
   - 8.8 Mécanisme des réactions 78
   - 8.9 Le problème de volume 80
   - 8.10 Génération de contraintes internes et origine de la loi de la normalité 81
   - 8.11 Une synthèse : une nouvelle vision de la formation de kélyphites 82
   - 8.12 Conclusions 86

9. UTILISATIONS 86
9.1 Joaillerie 86
9.2 Industrie 86
Livre 2 - Une structure, Deux groupes, De nombreuses possibilités 87
1. GROUPE PYRALSPITE 87
2. GROUPE UGRANDITE 99
3. GROUPE HYDROGRENAT 119
Livre 3 – La couleur des grenats 121
1. INTRODUCTION 121
2. RAPPELS 121
2.1 La coloration idiochromatique 122
2.2 La coloration allochromatique 122
3. NUANCES DE COULEUR DES GRENATS 122
3.1 Groupe pyralspite 122
3.2 Groupe ugrandite 122
4. ETUDE STATISTIQUE DES COULEURS DES GRENATS 125
5. THEORIE DES LIGANDS 126
5.1 Principe 126
5.2 Colorations induites par les cations 3d 127
6. LA COLORATION PAR TRANSFERT DE CHARGE 129
6.1 Transfert de charge $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ 129
6.2 Transfert de charge $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$ 129
7. LES GRENATS ET LEUR COULEUR 133
7.1 Grossulaire 133
7.2 Uvarovite 133
7.3 Spessartine 134
7.4 Andradite 135
7.5 Pyrope 137
7.6 Almandin 138
7.7 Grenats artificiels 138
8. GRENATS PARTICULIERS 139
8.1 Grenats « change couleur » 139
8.2 Grenats étoilés 145
8.3 Andradites iridescentes 147
9. INDICES DE REFRACTION 165
Livre 4 – Les Grenats en Joaillerie 167
1. GENERALITES 167
1.1 Introduction 167
1.2 Histoire 168
1.3 Propriétés métaphysiques 168
2. PROJET DES GRENATS GEMMES DU GIA 169
2.1 Collection de gemmes du Dr. Edward J. Gübelin 169
2.2 La collection de gemmes du Dr. Edward J. Gübelin 169
2.3 La collection de grenats gemmes du Dr. Edward J. Gübelin 171
3. GRENATS DE PERPIGNAN 177
3.1 Une culture ancestrale 177
3.2 La Manufacture du Grenat à Prades 178
3.3 Au Grenat de Tautavel 179
3.4 Les Grenats des Pyrénées-Orientales 179
4. IDENTIFICATION : FILTRE DE CHELSEA 185
4.1 Principe 185
4.2 Fonctionnement 186
5. GEMMES ET MAGNETISME 187
5.1 Test visuel sur l'attraction magnétique des matières gemmes 187
5.2 Le magnétisme des gemmes – une nouvelle méthode d'identification de grenats 194
5.3 Graphe de composition des grenats 196
5.4 À propos du graphe grenat 197
5.5 Masse spécifique (ou densité) et Indice de réfraction 197
5.6 Le magnétisme augmente avec l'indice de réfraction 197
5.7 Le magnétisme augmente avec la densité 198
5.8 Trisection de l'almandin 198
5.9 Origine du magnétisme 199

6. SPESSARTINES DU NIGERIA 201
7. TSAVORITES DE L'EST AFRICAIN 203
7.1 Introduction 203
7.2 Joaillerie 203
7.3 Découverte 203
7.4 Prospection 204
7.5 Gîtologie 204
7.6 Différentiation des tsavorites 207
7.7 Conclusion 209
7.8 Tsavorites à âme 212
8. PHONOLITES A GRENATS DES ILES MARQUISES 213
8.1 Site de Ua Pou 213
8.2 L'archipel des Marquises et l'ile de Ua Pou [3-4] 213
8.3 Présentation des phonolites à grenats 215
8.4 Autres sites 216
9. DEMANTOIDES D'IRAN 217
9.1 Cristaux 217
9.2 Historique 217
9.3 Exemples de démantoîdes d'Iran 218
9.4 Autres pierres 219
10. GRANDITES DU MALI 223
11. GRENATS MALAIS 227
11.1 Principalement des pyropes 227
11.2 Les couleurs des grenats malais 228
12. ATTAQUE DES GRENATS PAR DES MICROORGANISMES 233
12.1 Introduction 233
12.2 Observations 233
12.3 Des micro-organismes endolithiques en cause 235
12.4 Influence de la cristallographie 236
Livre 5 - Géothermobarométrie 237
1. LES GRILLES PETROGENETIQUES 237
1.1 Définitions 237
1.2 Exemple (Diapo 1) 237
1.3 Paragenèse 237
1.4 De l'observation de terrain au diagramme PT 238
1.5 Isogrades 238
2. THERMODYNAMIQUE DE REACTION 240
2.1 Généralités 240
2.2 Relations entre G, S et V 241
2.3 Enthalpie libre de formation 241
2.4 Enthalpie libre de réaction 242
2.5 Relation de Clapeyron – Diagramme de phase 242
2.6 Constante d'équilibre 243
2.7 Activité 244
3. ENTROPIE DE MELANGE–RELATION ACTIVITE-COMPOSITION a-x 244
3.1 Solutions solides minérales 244
3.2 Substitutions : Quelques Remarques Générales 247
3.3 Thermodynamique des solutions solides 247
3.4 Concept de solution solide idéale – non idéale 249
3.5 Activités de Mélange Idéal 249
3.6 Concepts Généraux 249
3.7 Modèles thermodynamiques pour les activités de mélange idéal 250
3.8 Cas de solutions solides non idéales 251
4. GEOTHERMOMETRIE ET GEOBAROMETRIE 252
4.1 Principe de base de la Géothermométrie et de la Géobarométrie 253
4.2 Principaux critères 253
5. GEOTHERMOMETRES 255
5.1 Conditions à remplir par un bon géothermomètre 255
5.2 Types et exemples de géothermomètres 255
5.3 Précautions 258
6. GEOBAROMETRES 260
6.1 Généralités 260
6.2 Géobaromètres usuels 260

6.3 Utilisation des géobaromètres pour estimer des pressions maximales ou minimales 264
7. CALIBRAGE 264
7.1 Définition 264
7.2 Différents types de géothermomètre-géobaromètre 264
7.3 Détermination du calibrage 265
7.4 Exemples de calibrages 265
8. SOURCES D'ERREURS 266
8.1 Précision et exactitude des géobaromètres 266
9. ERREURS ADDITIVES 267
10. DETERMINATION DES PARAMETRES PT 271
11. QUELQUES EXEMPLES 273
11.1 Grenats : indicateurs de pression et température 273
11.2 Evolution métamorphique 275
11.3 Exemple : thermobarométrie des gneiss migmatiques de l'unité de Filali 276
11.4 Exemple : granulites de TIDJENOUINE (HOGGAR, ALGERIE) 276

Livre 6 - Les grenats des dykes diamantifères 277

1. INTRODUCTION 277
2. LA GENESE DU DIAMANT 278
2.1 Deux types de diamants 278
2.2 Coupe d'un craton 278
2.3 Diamants de Papouasie Nouvelle-Guinée 281
3. LA KIMBERLITE DE BEERS 281
4. LES MINERAUX INDICATEURS DES KIMBERLITES 282
4.1 Général 282
4.2 Méthodologie 282
4.3 Les Grenats 284
5. GEOTHERMOBAROMETRIE 287
5.1 Géothermomètre à Oligoélément 287
5.2 Géobaromètre grenat 288
5.3 Géothermobaromètre 288
5.4 Complément : Base de la lithosphère 289
6. PT ETRE BIEN QU'ON VA TROUVER DES DIAMANTS 290
6.1 Exemple d'application I : gisement de Daldyn, Sibérie 290
6.2 Exemple d'application II : gisement d'Afrique du sud 291

Livre 7 - Les grenats des pegmatites 293

1. LES GRENATS DES PEGMATITES 293
1.1 Morphologie 293
1.2 Composition 293
2. PEGMATITES – GENERALITES 294
2.1 Définition 294
2.2 Genèse 294
2.3 Localisation 295
2.4 Classification des pegmatites 295
3. RAPPELS SUR LES GRANITOIDES 295
3.1 Compositions 295
3.2 Classification 295
4. MORPHOLOGIE DES PEGMATITES 299
5. CRISTALLISATION ET PETROLOGIE DES PEGMATITES 299
5.1 Thermodynamique de la cristallisation des pegmatites 299
5.2 Cinétique de la cristallisation des pegmatites 302
5.3 Cristallisation du plancher 302
5.4 Cristallisation du plafond 303
6. SPESSARTINE ET/OU MUSCOVITE 305
6.1 Syn-cristallisation muscovite-grenats 305
6.2 Faible coexistence muscovite-grenats 307
6.3 Discussion 310
7. GRENATS DES PEGMATITES DITES ABYSSALES 311
8. FIGURES DE CORROSION DES SPESSARTINES « ETCHED » 313
8.1 Spessartine 313
8.2 Théorie de David London 313
8.3 Théorie de l'influence du manganèse 319
9. GRENATS DU LIMOUSIN 323
9.1 Géologie du Limousin 323

9.2 Grenats ... 323
9.3 Conclusion ... 326
10. GRENATS DE St JACUT DE LA MER (22) ... 335
11. SPESSARTINE DU PUY BEZIN ... 335
12. CONCLUSION ... 336
Livre 8 - Les grenats du métamorphisme ... 337
1. RAPPELS DE METAMORPHISME ... 337
1.1 Définitions ... 337
1.2 Les faciès métamorphiques ... 338
1.3 Les « climats » métamorphiques ... 339
1.4 Réactions au cours du métamorphisme ... 340
2. METAMORPHISME DE CONTACT : Granodiorite de Flamanville ... 345
2.1 Les éléments géologiques ... 346
2.2 Diapirisme du Granodiorite de Flamanville ... 347
2.3 La mine de Diélette ... 351
2.4 Pétrographie ... 353
2.5 Les grenats ... 357
2.6 Nature des grenats ... 370
2.7 Mécanismes ... 371
2.8 Conclusion ... 375
3. METAMORPHISME DE CONTACT : Massif de l'Arbizon ... 377
3.1 Massif de l'Arbizon ... 377
3.2 Situation géographique ... 377
3.3 Situation géologique ... 378
3.4 Accès au site ... 381
3.5 Pétrographie ... 381
3.6 Pétrologie ... 387
3.7 Conclusions ... 390
4. METAMORPHISME DE COLLISION : micaschistes du Conquet ... 391
5. MASSIF DES MAURES (réf. 35-37) ... 391
5.1 Introduction ... 391
5.2 Formation ... 391
5.3 Livre de Gilbert Mari ... 393
5.4 Site de Collobrières – Sarvengude ... 396
5.5 Accès au site secondaire ... 399
5.6 Pétrographie ... 399
5.7 Macle de grenat ... 400
5.8 Collobriérite ... 402
5.9 Sites cotiers ... 404
6. EXEMPLE DE METAMORPHISME REGIONAL : cas des skarns ... 407
7. METAMORPHISME HYDROTHERMAL ... 407
7.1 Grenats du Mali ... 407
Livre 9 – Les Grenats de Skarns ... 413
1. LES SKARNS ... 413
1.1 Définitions ... 413
1.2 Classification ... 413
1.3 Etymologie – Origines ... 414
1.4 Petrologie des skarns ... 414
1.5 Quelques types de skarns ... 419
1.6 Formation ... 419
1.7 Evolution des skarns dans le temps et l'espace ... 420
1.8 Faciès de Skarn ... 423
2. GEOLOGIE DES PYRENEES ... 426
3. GRENATS DU VALLESPIR - COSTABONNE ... 427
3.1 Introduction de Maurice Courtet ... 427
4. GRENATS DE COSTABONNE ... 428
4.1 Définition ... 428
4.2 Gisement de Salau ... 428
4.3 Massif du Costabonne (66) ... 429
4.4 Pétrographie ... 444
5. GRENATS DE MONTBOLO ... 451
6. GRENATS DU TOURMALET- BAREGES ... 453
6.1 Faciès géologiques ... 453

6.2 Skarn Zn-Pb 456
6.3 Etudes antérieures des grenats 457
6.4 GRENATS DE BAREGES 463
6.5 GRENATS GROSSULAIRE « PYRENEITE» 464
6.6 GRENATS DU SOUM DE LA PIQUETTE D'ERAS LIDS 466
6.7 GRENATS DU LAC D'AOUBE (65) 468
6.8 GRENATS DE SAINTE MARIE DE CAMPAN 471
6.9 GRENATS DU PIC DE CAOUBERE 474
6.10 GRENATS DU PIC D'ESPADE 478
6.11 GRENATS DES PEGMATITES DU COL D'ONCET 479
6.12 GRENATITES DU PIC DU MIDI 480
6.13 GRENATS DE LA MONGIE 481
6.14 GRENATS DU LAC D'ARTOUSTE VERS LE COL D'ARRIOUS 488

Livre 10 - Les grenats des rodingites 493

1. INTRODUCTION AUX RODINGITES 493
1.1 Définition 493
1.2 Formation 493
2. CYCLE DE WILSON 493
3. LES OPHIOLITES 496
3.1 Introduction 496
3.2 Etymologie - définition 497
3.3 Etudes des croûtes océaniques 497
3.4 Les séquences ophiolitiques – origine sous-marine 500
3.5 Les différentes ophiolites 504
3.6 Les chaînes d'obduction 509
3.7 Les chaînes de collision 511
4. RECOMBINAISONS MINERALOGIQUES – REACTIONS 513
4.1 Introduction 513
4.2 Serpentinisation 513
4.3 Rodingitisation – Application aux grenats d'Asbestos 515
5. GRENATS D'ASBESTOS, QUEBEC 519
5.1 La formation des Appalaches 519
5.2 La mine Jeffrey - Pétrologie 524
5.3 Aspects des grenats 532
5.4 La Mine Jeffrey, ASBESTOS - Exploitation 535
6. GRENATS DU VAL D'ALA 541
6.1 Géologie 542
6.2 Gîtologie 543
6.3 Pétrographie 549
6.4 Habitus allongés des hessonites 556
6.5 Pétrologie 563
6.6 Conclusion 566
7. GRENATS DES SUTURES OPHIOLITIQUES ALPINES 567
7.1 Chronologie 567
7.2 Ophiolite de Chamrousse : Constitution 568
7.3 Formation du Queyras 570
7.4 Géologie du Queyras 571
8. GRENATS DE BESSANS 573
8.1 Histoire d'une découverte 574
8.2 Pétrographie 574
8.3 Composition des grenats 574
8.4 Biréfringence 576
9. GRENATS DE SAINT VERAN 581
9.1 Géologie 581
9.2 Gîtologie 581
9.3 Pétrographie - Grenats et associations 583
9.4 Coloration des grossulaires 584
9.5 Mine de cuivre 584
9.6 Carrière d'ophicalcite 584
9.7 Pétrologie 585
9.8 Grenats en amas 590
10. GRENATS DE CHAMROUSSE 595
10.1 Géologie 595

10.2 Gîtologie – site 1 598
10.3 Gîtologie – site 2 et Autres sites potentiels 599
10.4 Pétrographie 600
10.5 Coloration des andradites 600
10.6 Pétrologie 601
11. GRENATS CORSES : Carrière d'amiante de Canari 603
11.1 Introduction 603
11.2 Géologie de la carrière 603
11.3 La carrière 605
11.4 Exploitation 607
11.5 Pétrographie 609
11.6 Uvarovite ou Goldmanite 613
11.7 Pétrologie 615
11.8 Problèmes occasionnés par le site et leurs solutions en 2009 621
12. AUTRES GRENATS CORSES 624
Livre 11 - Métamorphisme de subduction 625
1. LES ECLOGITES 625
1.1 Définitions 625
1.2 Nature 626
1.3 Pétrologie et gisements 627
1.4 Conditions de formation 627
2. LA SUBDUCTION 629
2.1 Les zones de subduction en France 629
2.2 La croûte terrestre 630
2.3 Mécanisme de subduction 631
2.4 Géobarometrie dans le faciès des éclogites 643
3. LES ECLOGITES 646
3.1 Histoire d'une roche de choix 646
3.2 Premières études pétrologiques 646
3.3 Origine métamorphique des éclogites 648
3.4 Concept de métamorphisme de haute pression de " faciès éclogite " 648
3.5 Interprétations géodynamiques 649
3.6 Les éclogites ophiolitiques, témoins de la subduction 650
4. LES ECLOGITES DU HAUT ALLIER 651
4.1 Eclogites 651
4.2 Pétrologie 652
5. LES ECLOGITES DU SUD ARMORIQUE 659
6. ILE DE GROIX 661
6.1 Réserve naturelle François Le Bail 661
6.2 Pétrographie 662
6.3 Parcours métamorphique P-T-t 663
6.4 Rappels concernant la zonation des grenats 670
6.5 Echantillons de Groix 671
6.6 GROIX et ses sables rouges 677
6.7 Pétrologie générale de l'ile de GROIX 678
7. REGION NANTAISE 683
7.1 Complexe de Champtoceaux – éclogite de subduction continentale 686
7.2 Unité des Essarts 693
8. LES ECLOGITES DU LEON 705
8.1 Domaine du Léon 705
8.2 Lentilles d'éclogites 706
8.3 Etude pétrologique 707
8.4 Description 711
8.5 Autres grenats de la région 713
9. LE PROJET ARMOR (Géofrance 3D -CNRS/BRGM) 714
10. CONCLUSION 714
11. ECLOGITES MADE IN France 715
Livre 12 - Les grenats des Pyrénées Orientales 717
1. INTRODUCTION 717
1.1 Les Pyrénées Orientales 717
1.2 Présentation de l'institut du grenat à Perpignan 718
2. GRENATS DU VALLESPIR – COSTABONNE 718
3. GRENATS DU MASSIF DE L'AGLY 719

3.1 Etude du métamorphisme des séries pélitiques du massif d'Agly 719
3.2 Grenats du fleuve Agly 720
4. GRENATS DE LA CHARNOCKITE D'ANSIGNAN 727
5. GRENATS DU MASSIF DES ALBERES 729
5.1 Topographie 729
5.2 Pétrographie 729
6. GRENATS DE CARAMANY 733
6.1 Almandins 733
6.2 Andradites 734
7. GRENATS DU CANIGOU 737
7.1 Selon Maurice Courtet 737
7.2 Pièce de Grenat66, geoforum 737
8. GRENATS DE CALADROI 739
8.1 Fenouillèdes 739
8.2 Site 740
8.3 Pétrologie 740
9. AUTRES GRENATS DES PYRENEES ORIENTALES 743
Livre 13 – Les Grenats du Velay et de ses environs 761
1. GEOLOGIE DU MASSIF CENTRAL ET DU VELAY 761
1.1 Unité inférieure de gneiss (LGU) 761
1.2 Extrusion du massif granitique du Velay 761
2. GRENATS DE ST DIDIER EN VELAY (repère 1) 765
3. GRENATS PYROPES DE BOURNAC (repère 2) 765
4. GRENATS UVAROVITES DE LA CHAISE-DIEU (repère 3) 766
5. GRENATS DE ST JULIEN VOCANCE (repère 4) 767
6. GRENATS DE PEREYRES (repère 5) - Pierre Thomas 769
6.1 Localisation 769
7. GRENATS DU CRET DE L'OEILLON (repère 6) 773
7.1 Grenats du Crêt de l'oeillon 774
8. GRENATS DES MICROGRANITES DE CHARRON ET MONTASSET (repères 7 et 8 resp.) 777
8.1 Les grenats 777
8.2 Discussion et conclusions 777
9. GRENATS DES PEGMATITES DE BEAUCHAUD (repère 9) 779
9.1 Géologie 779
9.2 Pétrologie 779
9.3 Pétrographie 780
10. GRENATS DES PERIDOTITES DU BOIS DES FEUILLES (rep. 10) 785
10.1 Localisation 785
10.2 Description du site 785
10.3 Pétrographie 786
10.4 Pétrologie 786
11. GRENATS DU MORVAN ET DU FOREZ 789
11.1 Introduction 789
11.2 Contexte géologique 789
11.3 Pétrographie 790
11.4 Composition des grenats. 790
11.5 Origine métamorphique des grenats des tufs anthracifères 794
11.6 Problème général de l'origine des grenats dans les roches magmatiques acides 794
11.7 Zonation des grenats 795
11.8 Formation des grenats 796
11.9 Conclusion 798
Livre 14 – Les grenats du volcanisme vosgien 801
1. INTRODUCTION 801
2. GEOLOGIE DES VOSGES 801
2.1 Carte géologique simplifiée 801
2.2 Rappel sur la genèse du massif des Vosges 801
3. GRENATS DES PERIDOTITES VOSGIENNES 805
3.1 Géologie 805
3.2 Les grenats de la vallée de Cleurie 805
3.3 Les grenats de La Charme 807
3.4 Péridotite à grenats de Champdray 810
3.5 Grenats du col des Bagenelles 811
3.6 Les péridotites 812

3.7 Pétrologie vosgienne 814
4. GRENATS DE RAON L'ETAPE 817
4.1 La carrière 817
4.2 Les inventeurs 818
4.3 Les grenats 818
5. GRENATS DE FRAMONT-GRANDFONTAINE 821
5.1 Historique 822
5.2 Pétrographie - Pétrologie 824
Livre 15 : Les Grenats du Massif Armoricain 835
1. HISTOIRE DU MASSIF ARMORICAIN 835
2. METAMORPHISME DE COLLISION : micaschistes du Conquet 839
2.1 Situation géographique 839
2.2 Les grenats 840
2.3 Pétrographie 843
2.4 Pétrologie 847
2.5 Conclusion 847
3. GRENATS DES ABERS 851
3.1 Situation géologique 851
3.2 Situation géographique 852
3.3 Composition des grenats des Abers 854
3.4 Cristallisation des grenats 854
4. GRENATS DE PLELAUFF 861
4.1 Introduction 861
4.2 Sites - Environs de Rostrenen (22) 862
4.3 Grenats 864
5. GRENATS DE St JACUT DE LA MER (22) 871
5.1 Cadre géologique (wikipedia) 872
5.2 Grenats 872
6. METAMORPHISME DE SUBDUCTION : LES GRENATS DES ECLOGITES ARMORIQUES 877
7. GRENATS DE SAINT MALO-SAINT COULOMB 877
7.1 Géologie 877
7.2 Gîtologie 878
7.3 Grenats 878
7.4 Zonation des grenats 879
8. AUTRES SITES GRENATIFERES BRETONS 881
8.1 GRENATS DE LA CARRIERE DE LA CROIX GIBAT 881
8.2 GRENATS DE PABU 884
8.3 GRENATS DE PLOUMAGOAR 885
8.4 GRENATS DE L'ILE DE BATZ 887
8.5 GRENATS DE BATZ SUR MER 891
8.6 GRENATS DE QUIBERON 903
8.7 GRENATS DE GUERNEHUE (Morbihan) 907
8.8 Autres sites à grenats 909
9. AUTRES GRENATS DU SUD ARMORIQUE 925
9.1 Deux-Sèvres : Micaschistes à grenat de l'Hermitain 925
9.2 Sauveterre (85) 927
Livre 16 - Autres sites grenatifères 929
1. GRENATS AUTRICHIENS DU GRANATKOGEL 929
1.1 Géologie 930
1.2 Itinéraires 930
1.3 Sites 931
1.4 Les grenats 932
1.5 Autres minéraux du site 938
2. GRENATS DE LYON 945
2.1 Géographie et morphologie 945
2.2 Géologie régionale, résultats récents 945
2.3 Interprétations actuelles 946
2.4 Géologie sommaire de la Duchère et Rochecardon 947
2.5 Les grenats 949
2.6 Conclusion 949
3. GRENATS DE NOUVELLE CALEDONIE – SUBDUCTION 951
3.1 Géologie 951
3.2 Grenats du métamorphisme de subduction- Nord de la Grande Terre 954

3.3 Métamorphisme prograde 958
3.4 Métamorphisme rétrograde 960
3.5 UVAROVITE DE SKARN 967
4. GRENATS DE FUMEROLLES 971
4.1 Introduction 971
4.2 Rappels 972
4.3 Grenats de Menet (Cantal) 973
4.4 Autres grenats 976
5. GRENATS DE l'ESTEREL 979
5.1 Géographie 979
5.2 Géologie 979
5.3 Gîtologie 979
5.4 Pétrographie 982
6. GRENATS DU TARN 989
6.1 Géologie 989
6.2 Secteur de Castelnau de Brassac 991
6.3 Grenats de skarn 1000
6.4 Grenats d'éclogite 1003
6.5 Grenats de granite 1008
6.6 Grenats des granites 1010
6.7 Grenats de pegmatites 1013
6.8 h2g Diorite quartzique à grenat (Cambon-Lacout) 1013
7. LES PYROPES PYRENEENS DE LHERZOLITE 1017
7.1 Évolution du manteau supérieur sous les Pyrénées ariégeoises 1017
7.2 Grenats de lherzolite 1018
7.3 La lherzolite de Moncaup 1023
7.4 La lherzolite de Tuc Desse 1024
7.5 Bestiac 1025
7.6 Conclusion 1027
8. GRENATS ROSES A CŒUR NOIR DU MEXIQUE 1029
9. GRENATS ALLUVIONNAIRES 1031
10. DIVERSES INFORMATIONS 1034
10.1 Péridotites à grenats 1034
10.2 Autres gisements- micromounts 1034
LEXIQUE 1035
REFERENCES 1073
INDEX DES FIGURES 1087

Les GRENATS

Les grenats sont connus comme pierre fine depuis l'antiquité. De par leur éclat et leurs couleurs, du rose au brun, du jaune au vert, les grenats offrent une palette de nuances et de beauté quasi incomparable.

De surcroît, ils sont abondants partout dans le monde. En France, ils sont répertoriés dans tous les massifs, anciens ou récents, dès que l'on sort des grands domaines sédimentaires : dans les zones d'obduction dans les rodingites alpines et corses, dans les roches métamorphiques du Finistère ou des Maures, dans les skarns pyrénéens, dans les éclogites d'Armorique, ou encore dans les pegmatites limousines.... Ils offrent au minéralogiste amateur que je suis, de très nombreuses perspectives de sorties sur le terrain et d'incomparables sources de plaisir.

Minéraux aux propriétés souvent bien établies, de compositions chimiques relativement simples, ils sont utilisés comme géothermobaromètres, car ils sont les indices, mieux, les témoins, des conditions géologiques sous lesquelles leurs roches environnantes se sont formées. C'est ainsi qu'ils sont parmi les principaux minéraux indicateurs de la présence de diamants.

Alors, que dire, quand à partir des études bibliographiques et des observations des grenats récoltés sur site, l'histoire géologique des 500 derniers millions d'années de la France se dévoile.

Les grenats sont des minéraux qui devraient rassembler davantage de personnes autour des centres d'intérêts qu'ils procurent, comme éléments fédérateurs entre les passionnés de minéralogie, plus attirés par la beauté d'une pièce et le plaisir de la découverte, et les géologues, plus puristes, scientifiques, dont le but est davantage la compréhension de mécanismes, bref entre ceux qui prennent plaisir à découvrir ce qu'est notre Terre et ceux qui prennent plaisir à découvrir d'où vient notre Terre.

Alain Abreal, le 21 septembre 2010

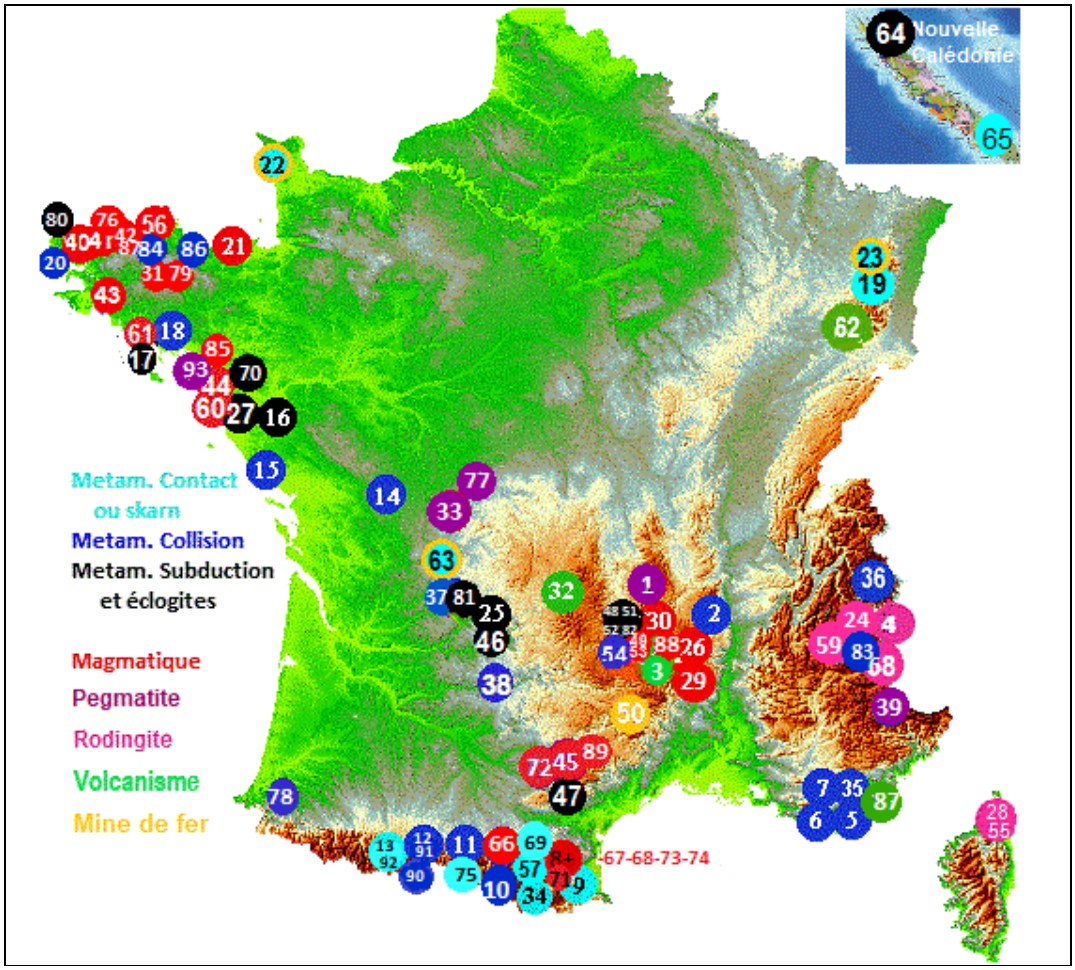


Figure 0 : Liste des sites à grenats de ma propre collection et leur genèse

Vous pouvez trouver cette carte à l'adresse :
http://toutsurlesgrenats.free.fr/cartedefrance.html

En vous déplaçant sur la carte, des icones relatives à la localisation s'ouvre. En cliquant sur le nom du grenat correspondant une fenêtre s'ouvre alors, et que l'on referme par un simple clic.

Livre 1 - Nature, Structure, Propriétés

1. HISTORIQUE

Les grenats sont connus depuis très longtemps puisque **Théophraste** (v372 –v287 av JC) l'avait déjà dénommé ***anthrax*=charbon**. Puis, il fut décrit par **Pline l'ancien**, naturaliste du début de notre ère (23-79 après JC) qui dénomma le grenat almandin ***carbunculus* = charbon ardent**, en corrélation avec sa couleur la plus répandue.

Le nom « **grenat** » est quant à lui plus récent puisqu'il date de 1270. Il fut utilisé pour la première fois par le théologien et philosophe allemand **Albert le Grand (1193-1280)** qui l'aurait ainsi nommé soit à partir du nom latin ***malum granatum* = pomme à grains = grenade, pour sa couleur, soit à partir de *granum* = grain pour sa forme.**

Pierre fine, le grenat est connu pour sa couleur rouge-brun. Toutefois, le grenat ou plus exactement les grenats sont en fait toute une famille de minéraux silicatés, dont la structure cubique de la classe 4/m32/m est bien définie, mais dont les éléments chimiques peuvent varier et ainsi influencer la couleur des grenats. Certains sont jaunes, verts, ou noirs. Seule la couleur bleue n'a pas été répertoriée.

2. DEFINITIONS – STRUCTURE

2.1 Définition

Les grenats sont des solutions solides de pôles limites définis par leur composition X_3Y_2 $[SiO_4]_3$ du groupe cristallographique 4/m 3 2/m du système cubique (Figure 1).

2.2 Composition - Structure

Les grenats purs, appelés pôles limites, sont définis par leur composition chimique X_3Y_2 $[SiO_4]_3$ avec :

- X : élément de degré d'oxydation +II, en site pseudo-cubique de coordinence 8 : Mg, Fe^{2+} ou Ca
- Y : élément de degré d'oxydation +III, en site octaédrique de coordinence 6 : Fe^{3+}, Al, Cr voire Zr (grenat kimzeyite) ou V (grenat goldmanite).
- $[SiO_4]$: avec Si en site tétraédrique de coordinence 4
- Tous les sommets de ces volumes géométriques étant occupés par des atomes d'oxygène.

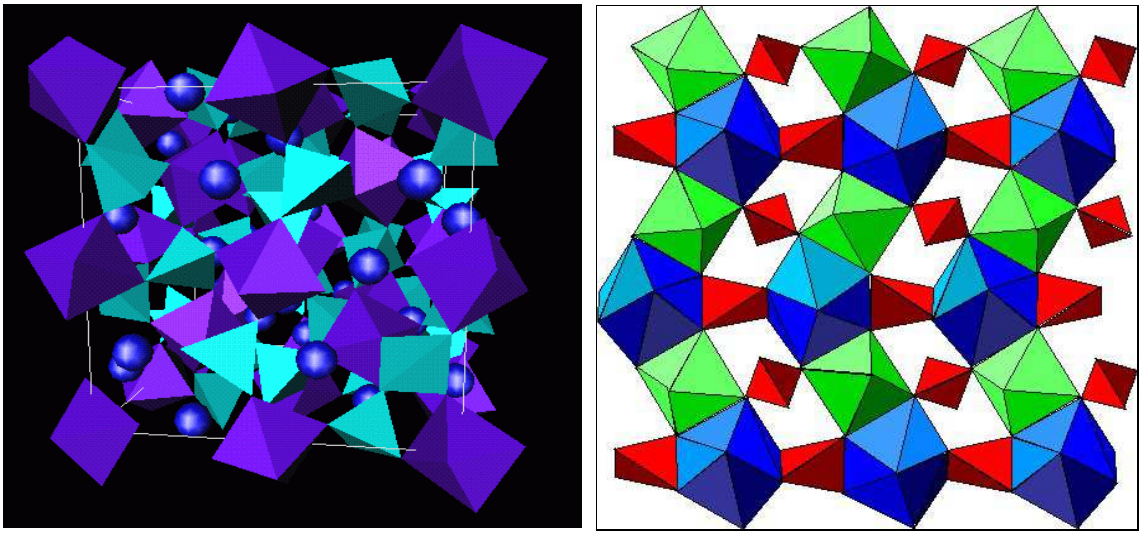


Figure 1 : Propriétés : Structure des grenats en 3D et selon la projection selon un axe A4

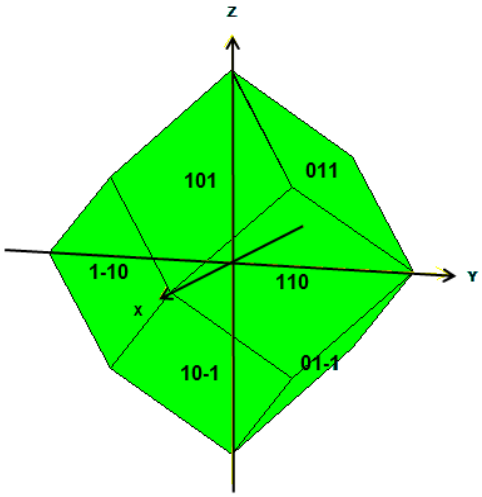
2.3 Des silicates

Les silicates sont les éléments principaux de l'écorce terrestre. Pour les distinguer, trois catégories ont été créées : les silicates des roches acides (feldspaths, micas, sphènes, tourmaline, béryl, zircon), les silicates des roches basiques (pyroxènes, amphiboles, péridots, zéolites) et les silicates de métamorphisme dont font parties les grenats (même si on trouve des grenats dans certaines pegmatites et dykes volcaniques).
Les silicates de transformation métamorphique se distinguent également en fonction de leur teneur en aluminium et en eau ou hydroxyles :

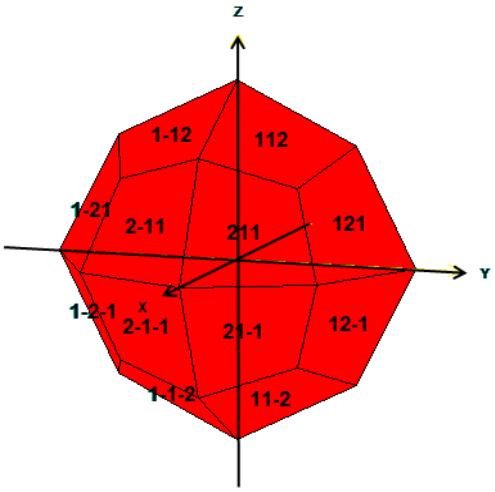
- silicates d'alumine :
  - anhydres ou peu hydratés : andalousite, disthène
  - hydratés : argile
- silicates non exclusivement alumineux :
  - anhydres ou peu hydratés : **grenats,**
  - hydratés : chlorites, serpentine

Les grenats sont donc des silicates et plus précisément, des nésosilicates, du grec νεσοζ (île), car ils sont formés de tétraèdres [SiO_4] isolés, non reliés entre eux.

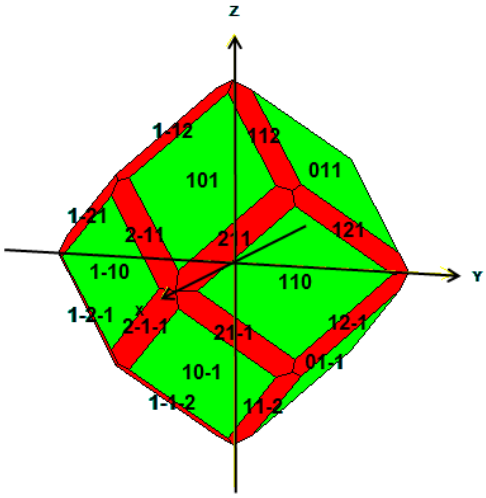
2.4 Morphologie

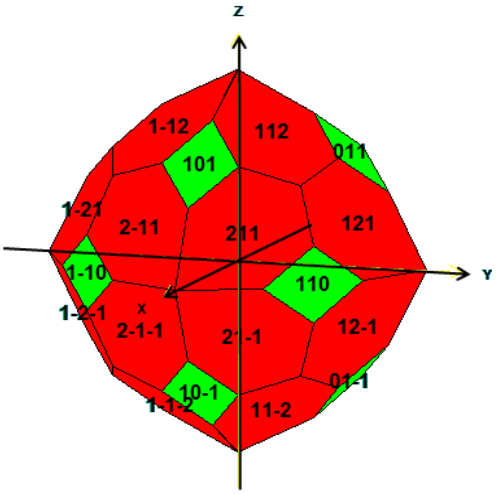


Rhombododécaèdre {110} dit « grenatoèdre »



Icositétraèdre trapézoïdal
ou Tétragonotrioctaèdre {211}





Combinaisons de {110} et {211}

Figure 2 : Propriétés : Principales formes des cristaux de grenats (logiciel faces)

2.5 Dénomination

On définit ainsi toute une famille de minéraux que l'on décompose en fonction de leurs éléments. Les Anglo-saxons, depuis **Winchell en 1933**, préfèrent décomposer la famille des grenats à partir des éléments bivalents. Ils parlent ainsi de grenats du groupe ***Ugrandite***, pour uvarovite (u), grossulaire (gr) et andradite (and) dont l'élément bivalent est le calcium, et du groupe ***Pyralspite***, pour pyrope (pyr), almandin (al) et spessartine (sp) dont l'élément bivalent n'est pas le calcium.

En France, la distinction s'effectue plutôt sur l'élément trivalent Al, Fe^{3+}, V ou Cr.

Il y a actuellement 14 grenats répertoriés par l'I.M.A. International Mineralogical Association auxquels sont apparentés quelques autres minéraux :

Grenats

Al	PYROPE	$Mg_3Al_2\ [SiO_4]_3$
	JEFFBENITE	$Mg_3Al_2\ [SiO_4]_3$ (découvert comme inclusion dans les diamants ultra profonds) (non reconnu par l'I.M.A.)
	ALMANDIN	$Fe_3Al_2\ [SiO_4]_3$
	SPESSARTINE	$Mn_3Al_2\ [SiO_4]_3$
	GROSSULAIRE	$Ca_3Al_2\ [SiO_4]_3$
	HESSONITE	$Ca_3Al_2\ [SiO_4]_3$
	TSAVORITE	$Ca_3(Al,Cr,V)_2\ [SiO_4]_3$
Fe	ANDRADITE	$Ca_3Fe_2\ [SiO_4]_3$
	DEMANTOÏDE	$Ca_3(Fe_{1-x}Cr_x)_2\ [SiO_4]_3$
	MELANITE	$Ca_3(Fe_{1-x}Ti_x)_2\ [SiO_4]_3$
	CALDERITE	$Mn_3Fe_2\ [SiO_4]_3$
	MAJORITE	$Mg_3(Fe, Si)_2[SiO_4]_3$ (découverte dans une météorite)
Cr	UVAROVITE	$Ca_3Cr_2\ [SiO_4]_3$
	KNORRINGITE	$Mg_3Cr_2\ [SiO_4]_3$
V	GOLDMANITE	$Ca_3V_2\ [SiO_4]_3$
	MOMOIITE	$Mn^{2+}{}_3V_2\ [SiO_4]_3$
Sc	ERINGAITE	$Ca_3Sc_2\ [SiO_4]_3$
Y	MENZERITE (Y)	$(Y_2Ca)_3Mg_2\ [SiO_4]_3$
Ti	MORIMOTOÏTE	$Ca_3\ (Ti^{4+},Fe^{2+})(SiO_4)_3$

Et aussi

Ti	SCHORLOMITE	$Ca_3(Ti^{4+},Fe^{3+})_2[(Si,Ti)O_4]_3$
Zr	KIMZEYITE	$Ca_3Zr_2\ [Al_2SiO_{12}]$

On peut également citer quelques grenats hydratés qui ne répondent pas exactement à la formule des grenats bien que voisins : des groupements hydroxyles OH viennent partiellement remplacer les groupements SiO_4 dans la structure du grenat grossulaire.

Hydrogrossulaire:		$Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$
dont	HIBSCHITE	$Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$ (avec x entre 0,2 et 1,5)
	HOLTSTAMITE	$Ca_3Al_2(SiO_4)_2(OH)_4$
	KATOÏTE	$Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$ (avec x =1,5 – 3,0)
	HENRITERMIERITE	$Ca_3Mn^{3+}{}_2(SiO_4)_2(OH)_4$

Enfin, bien que non reconnu par l'I.M.A. car son existence même n'est pas confirmée

SCIAGITE	$Fe_3Fe_2\ [SiO_4]_3$

3. PHENOMENES DE SUBSTITUTION

3.1 Les grenats : un groupe plutôt qu'un minéral

Les minéraux sont des composés chimiques plus ou moins complexes qui se présentent selon des structures cristallines précises. La complexité des compositions chimiques provient notamment de l'existence de substitutions d'éléments par d'autres, dans la maille du cristal. En raison de ces variations de composition, les minéraux sont souvent désignés, sous le nom de groupes, représentatifs des solutions solides cristallines entre minéraux limites : on parle donc de groupe des amphiboles, des pyroxènes, des tourmalines ou encore des grenats.

3.2 Définition

Dans tout cet exposé, nous entendrons par **minéral limite, ou pôle minéral, ou pôle limite, un minéral pur qui représente un pôle du diagramme binaire, ternaire, ou quaternaire,** d'une famille de composés. Ainsi les pyrope, almandin et spessartine sont les pôles ou minéraux limites des grenats Pyralspites ; hédenbergite et diopside sont les minéraux limites où pôles des pyroxènes de compositions (Fe, Mg) SiO_3.
Les grenats sont définis à partir de la formule X_3Y_2 $[SiO_4]_3$ et de la structure qui lui est associée. Toutefois, les cations X et Y peuvent représenter différents éléments. De surcroît, ces éléments peuvent se substituer les uns aux autres. La composition d'un minéral naturel grenat n'est quasiment jamais pure ; très souvent, **il s'agit en fait d'un mélange local de plusieurs grenats.** Ainsi par exemple un grenat de la famille pyralspite aura en fait la composition x % d'almandin + y% de pyrope + z% de spessartine, avec x+y+z=100.

La formule des grenats peut être écrite sous la forme X_3^A Y_2^M Z_3^T O_{12} avec X = (Ca, Fe^{2+}), Y =(Al, Fe^{3+}) et Z=Si ; les exposants décrivant les sites dans la maille, les indices indiquant le nombre d'atomes sur ces emplacements respectifs.

Dans ce système, il y a quatre pôles ou minéraux limites :

Minéral limite	Site A	Site M	Site T	
Almandin	Fe_3^{2+}	Al_2	Si_3	O_{12}
Grossulaire	Ca_3	Al_2	Si_3	O_{12}
Skiagite (hypothétique)	Fe_3^{2+}	Fe_2^{3+}	Si_3	O_{12}
Andradite	Ca_3	Fe_2^{3+}	Si_3	O_{12}

3.3 Règles des substitutions dans les solutions solides - Lois de Goldsmith

Un élément en faible concentration dans la source primitive (magma, fluide hydrothermal…) ne pourra pas donner un minéral en propre du fait de sa forte dilution ou dispersion. Selon ses affinités avec le milieu, soit il donnera des inclusions, soit il prendra place dans le réseau d'un minéral majeur, en tant qu'élément de substitution.
Cette affinité est directement corrélée à la taille des ions et à leur charge électronique. **GOLDSCHMIDT** a émis quatre lois empiriques qui décrivent la possibilité de substitution d'un élément par un autre, celles-ci remises à jour donnent comme indications :

Loi 1 : un élément mineur peut se substituer à un élément majeur si leurs rayons ioniques ne diffèrent pas de plus de 15% par rapport au plus petit.

Loi 2 : des ions dont les charges électriques diffèrent d'une unité peuvent se substituer si leurs rayons sont équivalents. Si la différence de charge est supérieure à 1, la substitution est alors peu fréquente.

Loi 3 : Si deux ions sont susceptibles d'occuper la même position dans une structure cristalline, le plus petit et/ou celui qui a la charge la plus élevée l'emportera, car les forces de Van de Walls seront alors plus importantes.

Loi 4 : En revanche, si les liaisons sont de nature covalente, certaines substitutions autorisées par les lois précédentes peuvent ne pas être vérifiées (s'il n'y a pas concordance des orbitales atomiques).

Ainsi, d'après les lois de GOLDSCHMIT, il y a possibilité de remplacement ou de substitution isomorphe (ou diadochique) d'un ion par un autre si leurs valences électrostatiques sont identiques et si les rayons ioniques.

Par exemple, en ce qui concerne le fer et le magnésium, la forstérite Mg_2SiO_4 et la fayolite Fe_2SiO_4 sont isomorphes.
De même, nous pouvons rencontrer dans de nombreux minéraux, en particulier dans les amphiboles, les symboles (Mg, Fe) et (Al, Fe), qui signifient qu'il y a substitution du magnésium Mg^{2+} par le fer ferreux Fe^{2+} dans le premier cas et de l'aluminium Al^{3+} par le fer ferrique Fe^{3+} dans le second.

NOTA :
Le magnésium Mg^{2+} et le fer Fe^{3+} peuvent également se substituer, en accord avec la deuxième loi de Goldschmidt. Du fait de leurs tailles très voisines, et ce malgré leur différence de charge qui est neutralisée par ailleurs, par la présence d'autres éléments ou de défauts. Une épidote sera plutôt verte si le magnésium est remplacé par du fer ferreux Fe^{2+} et plutôt brune s'il est remplacé par du fer ferrique, Fe^{3+}.
Dans le cas des grenats, cette substitution peut intervenir sur les deux types de cations X^{2+} et Y^{3+}. Conformément à la loi de Goldschmidt, cette substitution est corrélée aux rayons des ions présents dans les grenats.

3.4 Substitutions : Quelques Remarques Générales

3.4.1. Influence de la température

La gamme de composition dans laquelle un minéral est stable peut être considérée comme une fonction de la géométrie et de la taille des sites atomiques (ou ioniques) dans la structure du cristal. Alternativement, ces facteurs dépendent fortement des interactions énergétiques entre les charges des cations et des atomes impliqués. Ces interactions énergétiques dirigent les forces de liaison et peuvent varier avec la pression et la température.
Par exemple, une augmentation de température peut conduire à une expansion significative du volume de sites où des cations métalliques sont liés par des liaisons métal-oxygène-métal (M-O-M) ; des cations de grande dimension peuvent alors pénétrer dans ces emplacements et, aux températures élevées, former ainsi des solutions solides totales.
Les liaisons Si-O-Si, comme il en existe beaucoup dans les roches constituées de minéraux silicatés, sont énergiquement plus fortes que les liaisons M-O-M (Putnis 1992). Par conséquent, la taille du tétraèdre SiO_4 ne varie guère lorsque la température augmente. Or, dans beaucoup de minéraux silicatés, l'aluminium peut remplacer le silicium dans les sites tétraédriques, formant alors des liaisons Al-O-Al. Comme ces liaisons ont une énergie encore plus élevée que les liaisons Al-O-Si (Putnis 1992), l'existence de tétraèdres $[AlO_4]$ est donc énergiquement défavorisée, avec comme conséquence, la formation de liaisons …-Al-O-Si-O-Al-O-Si-… comme par exemple dans l'anorthite (Laves et Orfèvre 1955). Ce comportement est connu sous le nom "d'éviction de l'aluminium" ou principe d'éviction de l'Al (Loewenstein 1954), parce qu'il décrit l'impossibilité énergétique d'existence de tétraèdre $[AlO_4]$ voisin, et car il est la cause du comportement d'agencement Si-Al dans nombre de silicates.

3.4.2. Influence de la pression

Dans de nombreux cristaux de coordinence polyédrique, il y a corrélation entre la pression et la température d'une part, et la taille des sites dans la maille d'autre part, à ceci près qu'une augmentation de température a un effet similaire à une diminution de pression, et vice versa. Ainsi pour une solution solide entre le grossulaire et le pyrope, sous de faibles pressions, les sites A de coordinence 8 sont légèrement trop larges pour accueillir les cations Mg^{2+} (0.97 Å en coordinence 8) et sont donc principalement occupés par des cations Ca^{2+} de dimension supérieure (1,2 Å). Sous des pressions plus élevées, ces sites rétrécissent de sorte qu'il y a alors occupation préférentielle par Mg^{2+}, expliquant ainsi la préséance du pyrope comme phase haute pression des grenats.

3.4.3. Influence de la taille des cations

Les tailles des cations peuvent également avoir une implication profonde sur le domaine de stabilité de la solution solide. La substitution d'un grand cation comme Ca^{2+} par de plus petits cations tels Fe^{2+} ou Mg^{2+} cause une modification des longueurs de liaisons entre les atomes voisins, pouvant aller jusqu'à un affaiblissement des liaisons M-O-M et à une déformation ou une expansion des sites dans le réseau. Dans ce contexte, Putnis (1992) a précisé qu'une substitution de Ca^{2+} (1,20 Å) par Ni^{2+} (0,77 Å) dans l'olivine a le même effet structural qu'une augmentation de la température de 20 à 1000°C. Toutefois, des substitutions impliquant des cations avec de telles différences de tailles ne peuvent se produire que si la structure du cristal peut compenser les efforts de contrainte associés à une substitution si "difficile".

Généralement, une élévation de la température facilite l'incorporation de cations de plus large rayon dans le réseau cristallin, augmentant de ce fait le domaine de stabilité d'une solution solide : conclusion confirmée par les observations qui ont démontré que les solutions solides totales pouvaient intervenir à haute température, même si des défauts de miscibilité apparaissent dans ces minéraux à plus basses températures, comme par exemple dans les pyroxènes, les feldspaths, les micas, etc... Il convient de noter que l'expression de soluté est réservée pour des phases coexistantes de même groupe de symétrie spatiale.

3.4.4. Influence de la structure cristalline

La géométrie globale d'une structure cristalline peut également diriger des substitutions de cations. Prenons une solution solide de grenats avec Mg^{2+} (0,97 Å), Fe^{2+} (0.86 Å), Ca^{2+} (1,20 Å) et Mn^{2+} (1,01 Å) en sites octaédriques A, et Al^{3+} (0,61 Å), Fe^{3+} (0,73 Å) et Cr^{3+}(0,70 Å) en substitutions sur les sites tétraédriques M. La structure du grenat est une succession de tétraèdres $[SiO_4]$ et d'octaèdres $[MO_6]$, reliés par des sommets communs et formant des pseudo-cubes déformés $[AO_8]$ de coordinence 8. L'arrangement spatial des différents types de polyèdres forme une structure tridimensionnelle complexe. En raison des faibles différences de taille des cations bivalents, il doit y avoir une très bonne miscibilité entre les grenats pyralspites ; de même pour les grenats du groupe ugrandite par la similitude de taille entre les cations trivalents. Les observations sur les grenats naturels confirment ces prévisions.

En outre, il était prévu que des substitutions entre le grossulaire et les pyralspites (almandin et pyrope), soient très limitées ; ce qui n'est toutefois pas confirmé par les observations. Cette anomalie entre la prévision et l'observation s'explique en considérant la complexité de la structure des grenats. Dans cette structure, le tétraèdre $[SiO_4]$ peut pivoter dans l'espace dans une certaine mesure, accroissant ainsi la taille des sites A et compensant les efforts de contrainte occasionnés par la substitution (Fe, Mg) Ca_{-1} (Putnis 1992). **Aussi peut-on trouver très aisément dans les conditions PT de faciès des amphibolites, des solutions solides totales entre grossulaire, almandin et pyrope.**

Nous pouvons déduire de cet exemple qu'en plus de la température de la pression d'une part, et de la taille des cations d'autre part, la géométrie de la structure cristalline a également un impact important sur le phénomène de substitutions dans un minéral. Les structures cristallines les plus complexes sont généralement plus flexibles que les arrangements géométriques simples pour compenser les contraintes liées à une substitution "difficile". Par exemple, l'importance de la substitution Cam_{-1} entre la chaux CaO, et le périclase MgO, est très limitée, mais est plus importante entre la calcite et la magnésite et est, à température élevée, presque totale entre le grossulaire et le pyrope.

En général, des températures élevées et/ou des structures cristallines complexes augmentent sensiblement la possibilité de former des solutions solides totales. Réciproquement, à basse température, les minéraux présentent des domaines de non-miscibilité ou non solution qui conduisent à la coexistence de plusieurs phases basses températures. Ces processus dépendent de l'interaction énergétique entre les atomes et les cations dans la structure cristalline.

3.5 Existence de deux groupes de grenats

Reprenons la loi de Goldschmidt et appliquons-la aux ions présents dans les grenats :

Les rayons ioniques des principaux ions présents dans les silicates sont :

- Rayons ioniques des cations : O^{2-} : 1,40 Å($1Å = 10^{-10}$ m)
- Rayons ioniques des anions : K^+ : 1,33 Å
  Ca^{2+} : 0,99 Å, Na^+ : 0,95 Å
  Mg^{2+} : 0,65 Å Fe^{2+} : 0,74 Å Mn^{2+} : 0,80 Å

Al^{3+} : 0,50 Å Fe^{3+} : 0,67 Å Cr^{3+} : 0,61 Å
Si^{4+} : 0,41 Å

A partir des valeurs des rayons ioniques des principaux éléments des grenats, il apparaît 2 groupes distincts de cations dont les rayons ioniques et par conséquent les volumes sont voisins et inférieurs aux 15% limites de la loi de Goldschmidt : Ca-Na, Fe-Mg puis Al et Si.
Il convient d'imaginer comment ces anions oxygène peuvent s'organiser en coordinence autour de ces cations en fonction de leur volume et de leur charge électrostatique :

- Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+}, Al^{3+} et Ti^{4+} sont préférentiellement en coordinence octaédrique, reliés à 6 anions oxygène O^{2-}.
- En outre, de par sa petite taille, Al^{3+}, peut également être en position tétraédrique.
- Si^{4+} n'est présent que dans des sites tétraédriques.
- Les cations Ca^{2+} et Na^{+}, nettement plus volumineux, sont plutôt présents dans des sites cubiques, entourés par 8 atomes d'oxygène.

Ainsi, on retrouve la description des silicates et des grenats en particulier. A savoir qu'ils sont formés de tétraèdres SiO_4, d'octaèdres XO_6 avec X=Mg^{2+}ou Fe^{2+} pour les grenats pyralspite et Ca^{2+} pour les grenats ugrandite, et de tétraèdres YO_4 avec Y=Al^{3+}, Fe^{3+} ou Cr^{3+}.

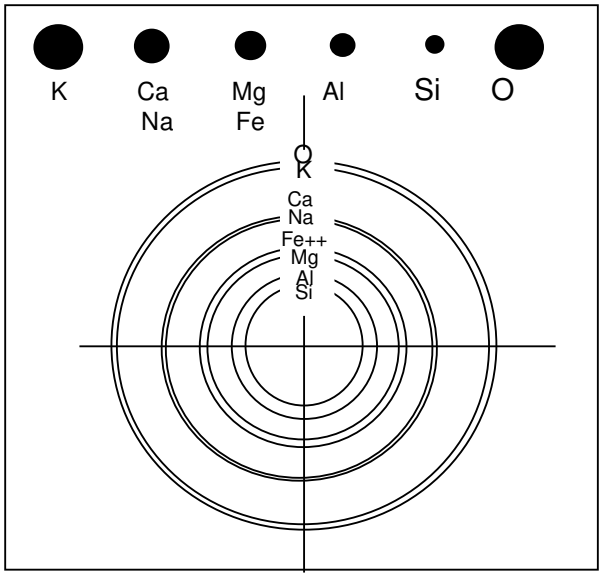


Figure 3 : Représentation schématique des dimensions des principaux ions présents dans les silicates

Mais le passage continu entre un grenat pyralspite et un grenat ugrandite est difficile car la déformation locale engendrée par la présence dans des sites équivalents, de deux ions de dimensions trop différentes (Ca d'une part et, Mg ou Fe^{2+} d'autre part (Figure 3) s'accompagne de contraintes trop importantes, sauf dans le cas des grenats malais (solution solide de spessartine et de pyrope, qui renferme un peu de grossulaire).

Le nom donné au grenat, qui n'est donc en fait qu'une solution solide de plusieurs grenats appartenant à un même groupe, est celui du grenat limite du domaine de substitution dont la concentration dans le grenat naturel est la plus importante.

Voici quelques exemples de grenats naturels particuliers : le grenat rhodolite dont la couleur varie du rose rouge au pourpre a une composition moyenne de 2:1 entre le pyrope et l'almandin. De même, le grenat malais dont la couleur varie du jaune à l'orange et au rouge, a une composition intermédiaire entre le spessartine et le pyrope, et la particularité de renfermer également un peu de grossulaire.
C'est ainsi que la distinction groupe pyralspite - groupe ugrandite prend toute sa signification. Un grenat naturel de type pyralspite par exemple, aura presque toujours une composition ternaire entre les trois pôles pyrope, almandin et spessartine, avec des proportions de Fe et Mg non nulles et possibilité d'avoir également du manganèse Mn. On parle de solution solide des pôles limites du diagramme ternaire.

De même, un grenat appartenant au groupe ugrandite aura une composition intermédiaire entre le grossulaire et l'andradite avec un mélange de Fe^{3+} et Al^{3+}. La présence de chrome Cr^{3+} n'intervient que dans les grenats fortement colorés en vert, car le pouvoir couvrant du pigment chrome est très important.

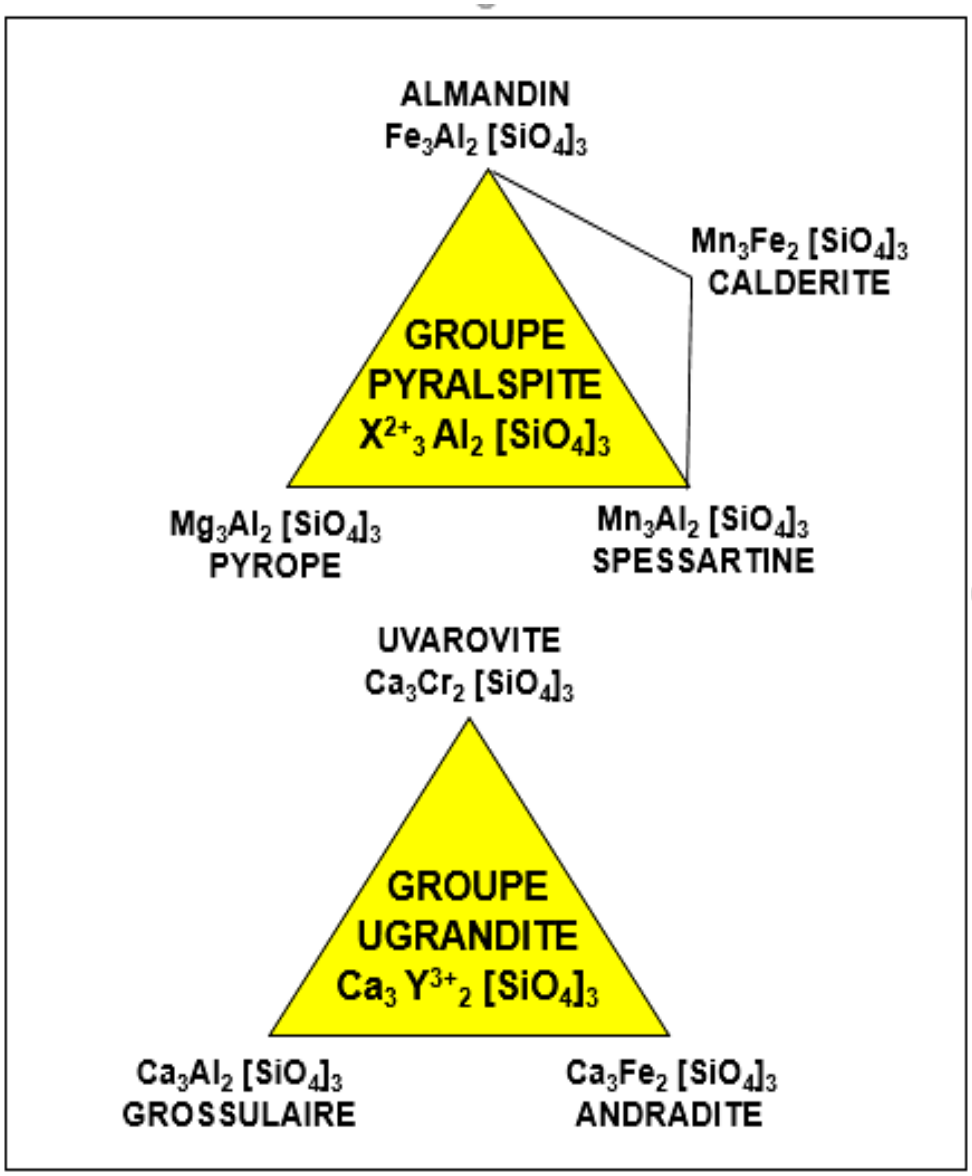


Figure 4 : Propriétés : Présentation des deux groupes de substitution des grenats
La caldérite, bien que n'appartenant pas au groupe pyralspite car ne contenant pas d'aluminium a été rajoutée

3.6 Stabilité des grenats naturels

Les solutions solides de grenats sont thermodynamiquement instables. Il y a naturellement rééquilibrage des concentrations en les différents éléments chimiques par diffusion à l'état solide. Néanmoins, comme cette diffusion n'est que très lente aux basses températures (T < 400 °C), il n'y a pas vraiment d'homogénéisation, même pour des grenats de plusieurs millions d'années.
Ainsi trouvons-nous des grenats zonés dont les analyses, révélent encore aujourd'hui les modifications de composition ou de conditions physiques de pression et de température P-T subies par leur roche mère, lors de leur formation.

Ce n'est vraiment qu'aux hautes températures, du faciès des granulites ou des éclogites que les grenats tendent vers des compositions homogènes.

Photo 1 : Hessonite, val di ala, Piémont n°225
Photo 2 : Uvarovite, Russie n°268
Photo 3 : Grossulaire, Mali n°513
Photo 4 : Grossulaire n°1116
Photo 5 : Hessonite, val di ala, Piémont n°776
Photo 6 : Hessonite, Asbestos, Canada n°531
Photo 7 : Tsavorite, Afghanistan n°505
Photo 8 : Grossulaire, Mali n°514

4. PROPRIETES MINERALOGIQUES

Le livre 2 a pour but de présenter un par un les différents grenats, avec leur étymologie, leurs caractéristiques physiques et chimiques ainsi que nombre de leurs gisements.

4.1 Généralités

Dureté :	6,5-7,5
Densité :	3,4 – 4,3 (Figure 5)
Classe :	nésosilicates
Système cristallin :	cubique 4/m 3 2/m
Habitus :	habituellement rhombododécaèdres, tétragonotrioctaèdre, ou combinaison de ces deux formes. Plus rarement hexaoctaèdres. également massive ou en grains fins
Indice de réfraction :	1,72-1,94
Biréfringence :	0,000-0,005
Pléochroïsme :	non
Couleur :	toutes sauf le bleu, selon les variétés.
Eclat :	vitreux à résineux, possibilité de chatoiement dû à la présence de fines inclusions de pyroxènes ou d'amphibole. existence de grenats étoilés, essentiellement à 4 branches.
Transparence :	transparent à opaque
Clivage :	aucun
Fracture :	conchoïdale, parfois fragile
Trait :	blanc

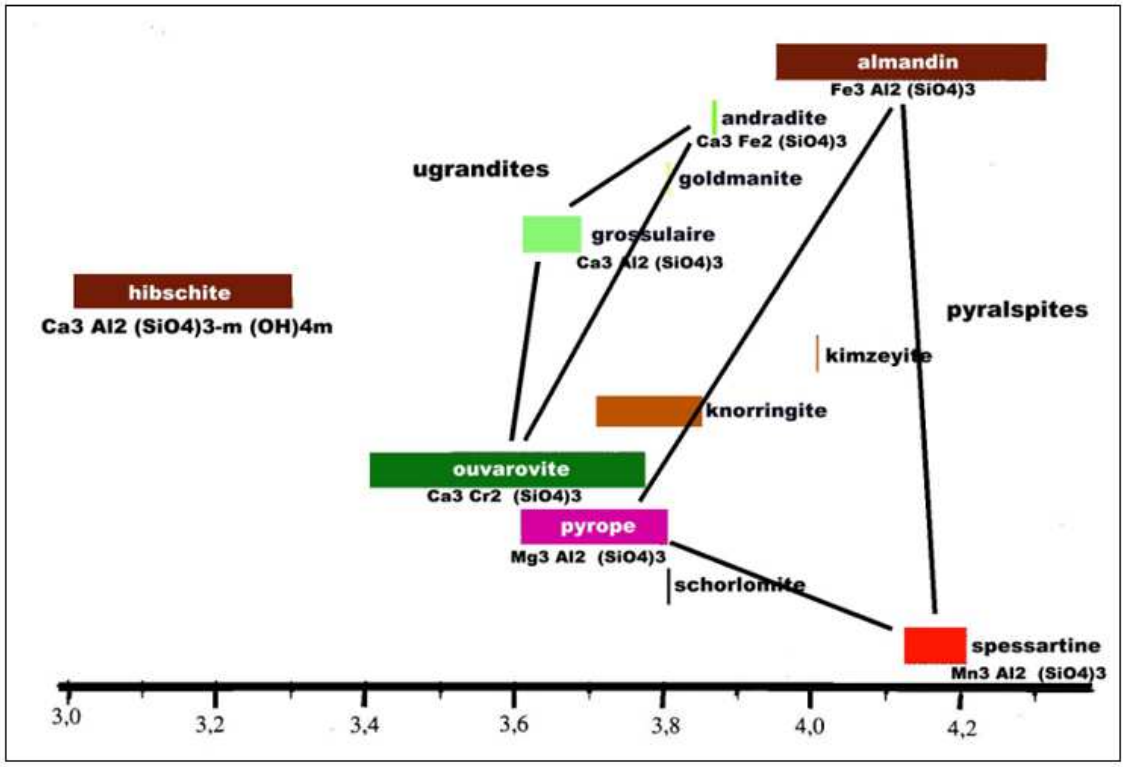


Figure 5 : Propriétés : Densité de différents grenats et un exemple d'hydrogrenat

4.2 Paramètres de maille

Il existe plusieurs relations empiriques qui permettent de calculer le paramètre de maille a d'un grenat en fonction des éléments qui le constituent : Voici celle de **Mac Cornell** (Figure 6) :

$$a\ (\text{Å}) = 9{,}9 + 1{,}212\ r(X) + 1{,}464\ r(Y)$$

où r(X) et r(Y) sont les rayons ioniques des cations X et Y ;

Toutefois, ces formules ne sont valables que pour des grenats purs, limites des domaines de substitution, et ne peuvent donc être qu'indicatives.

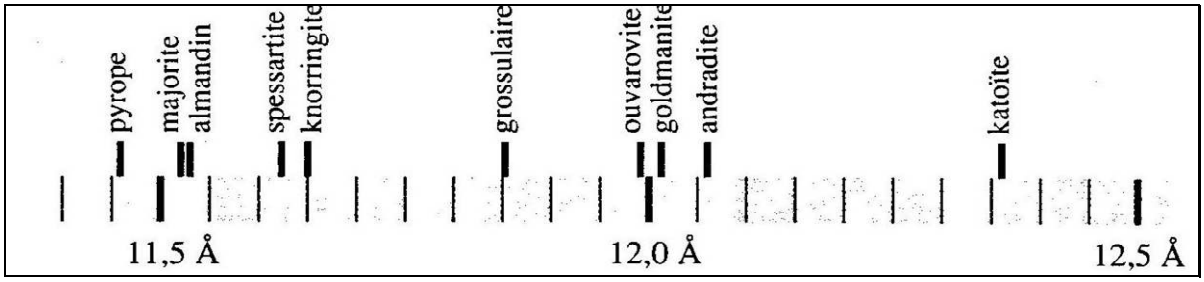


Figure 6 : Propriétés : Paramètre de maille du système cubique pour différents grenats

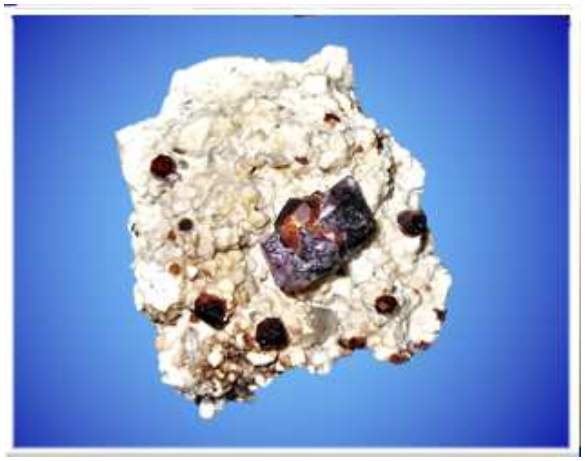


Photo 9 : Fluorine sur spessartite, Tonghein, Chine Coll. perso n°526

Photo 10 : Spessartite, tourmaline et albite, Pakistan, Coll. perso n°542

Photo 11 : Uvarovite, Russie, Coll. perso n°268

4.3 Indices de réfraction

Les grenats ont des indices de réfraction élevés qui leur confèrent un éclat très chatoyant, qui a amené les joaillers à les utiliser comme gemmes semi-précieuses.

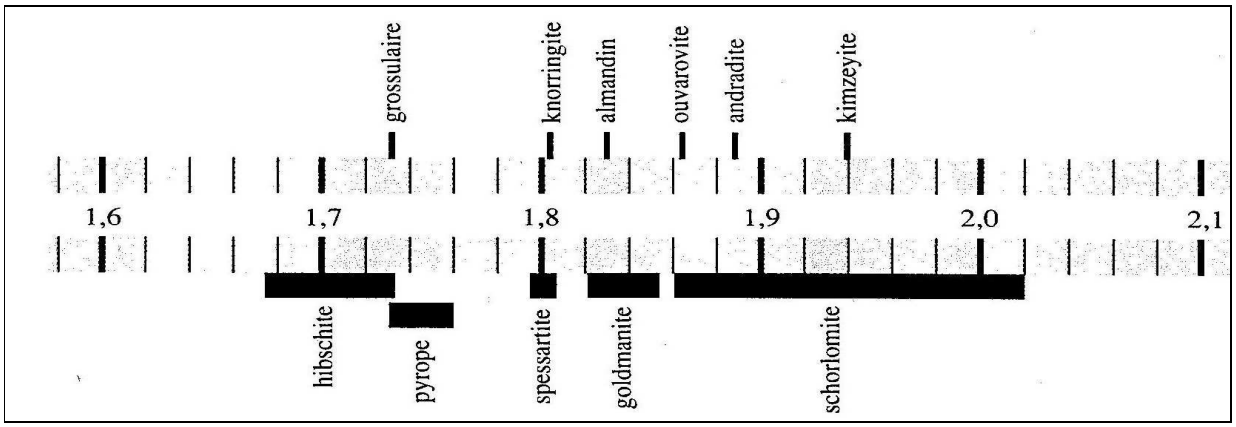


Figure 7 : Propriétés : Indices de réfraction des principales variétés de grenats

4.4 Biréfringence

4.4.1. Définition

D'un point de vue optique, la biréfringence, encore appelée **double réfraction**, s'explique par l'existence de deux indices de réfraction différents selon la polarisation de la lumière.

$$\Delta n = n_e - n_o$$

Où n_o : indice ordinaire
n_e : et indice extraordinaire
La biréfringence est la valeur sans dimension.

Son effet principal est de diviser en deux un rayon lumineux qui les pénètre. C'est pourquoi, lorsqu'on lit un texte à travers un cristal biréfringent les lettres apparaissent en double.

4.4.2. La biréfringence des cristaux

Il est également possible de corréler la biréfringence aux matériaux et aux cristaux. Alors :

n_o : indice de réfraction de la polarisation perpendiculaire à l'axe d'anisotropie du matériau,
n_e : indice de réfraction de la polarisation parallèle à l'axe d'anisotropie.

D'un point de vue cristallographique, les cristaux biréfringents présentent une anisotropie, c'est-à-dire que leur structure possède un ou deux axes privilégiés. Ou bien encore, les cristaux cubiques sont par définition isotropes, et ne présentent donc pas de biréfringence.
Cependant, bon nombre de grenats naturels présentent une biréfringence ; ce qui démontre que ces grenats ne sont pas aussi cubiques qu'on pourrait le croire.

Les cristaux soumis à des contraintes mécaniques peuvent présenter une biréfringence : on parle de photoélasticité.

4.4.3. La biréfringence des grenats

Non isométrie des grenats

La biréfringence est inattendue dans les minéraux cubiques idéaux à haute symétrie, tels que les grenats. La biréfringence dans le grenat cubique a été signalée il y a plus d'un siècle, mais l'origine reste encore discutable. Certains échantillons grossulaires, spessartines, andradites et uvarovites peuvent montrer une biréfringence sous lumière polarisée croisée, ce qui peut indiquer qu'ils ne sont pas optiquement cubiques.
Toutefois, le tableau suivant montre que la biréfringence et de là, l'anisotropie restent très faibles.

Quelques exemples de matériaux biréfringents (source).

Matériau	n_o	n_e	Δn
béryl	1,602	1,557	-0,045
calcite $CaCO_3$	1,658	1,486	-0,172
quartz SiO_2	1,544	1,553	+0,009
rubis Al_2O_3	1,770	1,762	-0,008
rutile TiO_2	2,616	2,903	+0,287
péridot	1,690	1,654	-0,036
saphir Al_2O_3	1,768	1,760	-0,008
tourmaline	1,669	1,638	-0,031
zircon (max) $ZrSiO_4$	1,960	2,015	+0,055
zircon (min) $ZrSiO_4$	1,920	1,967	+0,047
GRENATS			0,0000 à 0,0006

Table 1 : Biréfringence : Quelques exemples de valeurs de minéraux biréfringents

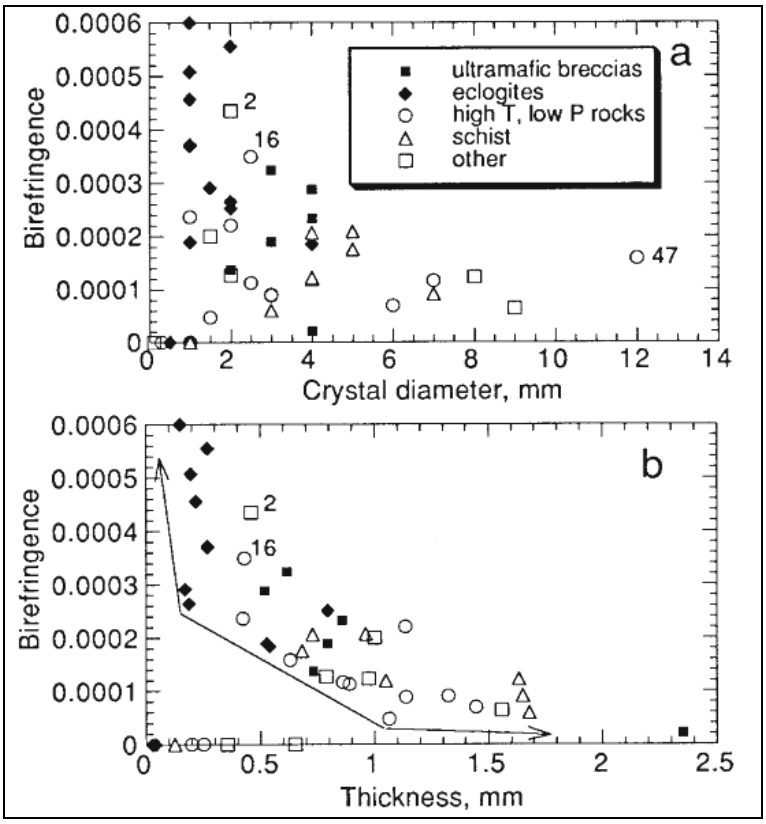


Figure 8 : Dépendance de la biréfringence vs le diamètre du cristal (a) et son épaisseur (b). Les symboles pleins représentent les grenats d'origine mantellique. Les lignes aux extrémités de flèches indiquent le minimum d'épaisseur pour lequel les valeurs de biréfringence peuvent être obtenues. Les roches HT-BP comprennent granites, gabbros, hornfels et pegmatites

Relation entre la biréfringence et le cadre géologique

Les compositions des grenats sont corrélées aux types de roche mère au cadre géologique de leur formation :

- les grenats du manteau supérieur ont des compositions qui se trouvent généralement à l'intérieur du pseudo-ternaire Py-Al-Gr
- les grenats des roches métamorphiques ont des compositions correspondant à des solutions solides de pyralspite ou de grandite.
- les grenats des roches ignées de la croûte ont des compositions correspondant à des solutions solides de pyralspite ou de grandite (Deer et al.1982).

Ainsi, la corrélation entre la biréfringence et la composition chimique du grenat pourrait en fait résulter des conditions de formation, du chemin pression-température suivi après cristallisation, ainsi que des éventuelles contraintes appliquées au grenat.
On a pu noter que les biréfringences les plus élevées sont mesurées dans les xénocristaux mantelliques des dykes de brèches ultramafiques et dans les grenats des xénolithes d'éclogite. Non seulement ces grenats ont cristallisé sous les pressions les plus élevées et sont donc, après exhumation, les plus éloignés de leurs conditions de formation, mais la décompression rapide favoriserait la rétention de toutes les caractéristiques de contraintes survenues pendant leur croissance.
En revanche, les grenats crustaux auraient été recuits au fur et à mesure que ceux-ci refroidissaient plus lentement (R.F. Dymek, communication personnelle), ce qui permettrait la relaxation des contraintes.

En fait, nombre de contre exemples montrent que le cadre géologique n'est pas la cause de l'existence de la biréfringence dans les grenats…

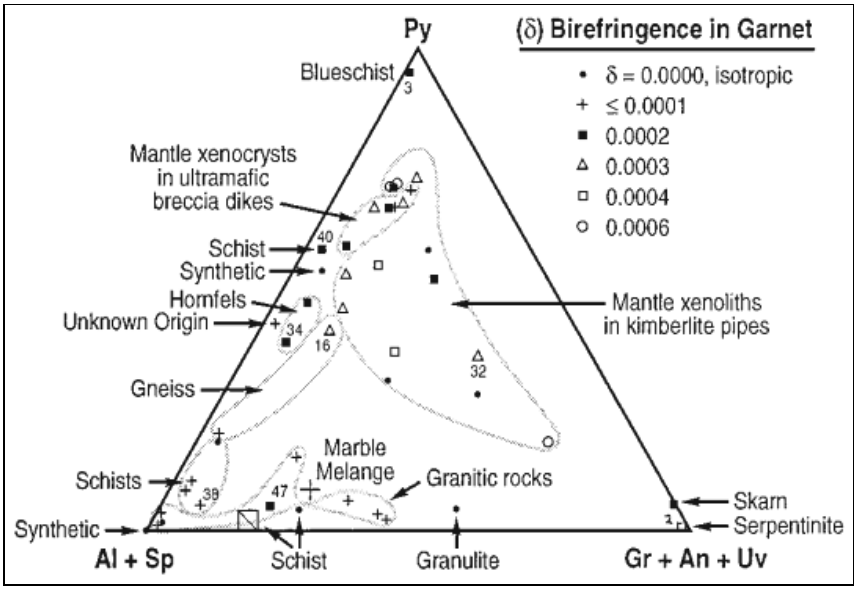


Figure 9 : Graphique pseudo-ternaire des grenats avec leur degré de biréfringence en fonction de l'origine des grenats
«Granitic» représentent les granites, tonalites, aplites, roches volcaniques felsiques et pegmatites.

Origines de la biréfringence

Kingma et Downs, dès 1989, ont reporté cinq hypothèses pour décrire l'anisotropie du grenat, et ainsi expliquer la biréfringence dans les pyralspites et les grenats quaternaires (pyralspite + calcium).

(1) Le maclage à grande échelle a été proposé par Ingerson et Barksdale (1943). Toutefois, cette hypothèse n'est rencontrée que très rarement, sur deux almandins, de composition et de cadre géologique similaires (Hofmesteir et al (1998), Brown et Mason (1994)). Et de plus, Brown et Mason (1994) ont montré que ce maclage et le zonage de composition ne sont pas directement liés à la biréfringence.
En revanche, le maclage a été relié au zonage observé dans les grossulaires-andradites (Allen et Buseck 1988; Akizuki 1984). Pour les ugrandites zonées, la biréfringence a été interprétée comme le résultat de rapports Fe^{3+}/Al variant sur les faces latérales des surfaces pendant la croissance (77 non isométrique des OH^- n'est probablement pas la cause de la biréfringence des grenats

pyralspites, avec ou sans calcium, car ces grenats ne contiennent généralement pas plus de 0,25 %pds d'eau (Aines et Rossman, 1984).
En revanche, la cause de la biréfringence des grenats des rodingites d'Asbestos est quant à elle, directement corrélée à la distribution à faible niveau de symétrie des groupements OH^-, due à la substitution de groupements $[O_4H_4]^{4-} \Leftrightarrow [SiO_4]^{4-}$ (Aines et Rossman) (cf. grenats d'Asbestos).

(3) Les rôles d'éléments non détectables, tels que les effets magnéto-optiques des éléments de terres rares (REE) substitués au calcium (Blanc et Maisonneuve 1973), sont jugés improbables, étant donné la grande variété de compositions des grenats anisotropes, leurs différents types de roches mères et paramètres géologiques distincts. De plus, les grenats artificiels synthétisés à partir de REE stœchiométriques (par exemple, $Y_3Fe_5O_{12}$) ne développent qu'une faible biréfringence.

(4) La diminution du degré de symétrie par un ordre partiel à longue distance créé par la substitution Ca^{2+} / Fe^{2+} en sites dodécaédriques déformés serait la cause la plus probable de la biréfringence sur la base d'études d'almandins riche en Ca (Griffen et al. 1992) et de grossulaires (Allen et Buseck 1988).
En effet, des structures Ia-3d ont été identifiées lors d'études cristallographiques de grenats quaternaires biréfringents [spessartine (Smyth et al.1990)], et pour d'autres grenats.

(5) Les contraintes internes (Chase et Lefever 1960; Lessing et Standish 1973; Kitamura et Komatsu 1978) semblent être la cause principale d'anisotropie optique dans les pyralspites et les grenats quaternaires (pyralspites et Ca). La faible biréfringence et l'extinction ondulatoire de ces grenats soutiennent cette hypothèse.
En outre, les données obtenues en XRD (Diffraction des rayons X) sur des poudres de grenats biréfringents montrent des motifs représentatifs de structure cubique (Kingma, communication personnelle), cohérents avec l'existence de déformation plutôt que d'ordre à grande distance. Une sélection d'échantillons quasi isotropes effectuée par le consortium Pavia, minimise cette déformation, produisant des diffractions cohérentes avec un groupe spatial Ia-3d.

De ces 5 hypothèses, la deuxième répond à la biréfringence des grenats de rodingites comme ceux d'Asbestos, au Canada.
En ce qui concerne les grenats pyralspites avec ou sans calcium, seule la 5 ème et dernière hypothèse répond vraiment aux observations. Si une contrainte déviatorique est appliquée à un cristal pendant ou après la cristallisation, alors la contrainte peut être préservée au cours des trajets P-T-t et toujours se manifester sous forme de retard optique, après récolte en surface.

Un point fondamental est à prendre en considération, la cinétique de diffusion au sein des grenats. Toutes les études sur la zonation des grenats ont montré que la cinétique de diffusion interne aux grenats est nulle ou presque. Ce qui fait que si des contraintes sont apparues au cours de la cristallisation, notamment par substitution d'un cation par un autre, alors il n'y aura pas rééquilibrage des compositions pour réduire ces contraintes au cours du temps.

Il n'existe pas de corrélation entre le type de déformation typique de chaque milieu géologique et l'intensité de la biréfringence des grenats provenant de celui-ci. Au lieu de cela, l'inverse est vrai.
Les xénocristaux du manteau récoltés dans les dykes de brèche ultramafique, de l'Arizona et de l'Utah présentent une biréfringence élevée bien qu'ils aient parcouru la croûte terrestre sans déformation ni altération, en seulement quelques heures (McGetchin et al.1973), en suspension dans un fluide aqueux (McGetchin et Silver 1970, 1972).
De même, les xénolithes d'éclogite récoltés dans les pipes de kimberlite diamantifère contiennent des grenats biréfringents, mais eux aussi sont parvenus à la surface au sein de cumulats non fracturées et non déformées (éclogites du groupe I) et granoblastiques (éclogites du groupe II) (MacGregor et Carter 1970).
En revanche, les grenats des roches métamorphiques qui, eux, ont la plus grande probabilité d'avoir subi des déformations post-cristallisation, ont les valeurs de biréfringence les plus faibles.
Les grenats ignés, peuvent ou non conserver une déformation, en fonction de la chronologie de la cristallisation et de l'étendue de la déformation pendant le soulèvement. Ils ont eux aussi, une faible biréfringence.
Ces résultats aussi divers, montrent que les contraintes externes ne peuvent pas être la seule source de biréfringence dans les grenats, bien que la déformation de la roche mère introduit sans aucun doute une certaine tension qui, si elle n'est pas relâchée, ajoute à l'anisotropie.

La biréfringence dans les grenats quaternaires ne peut avoir qu'une origine interne, en particulier, la différence de taille entre Ca^{2+} et Mg^{2+} en site pseudocubiques déformé. Deux faits conduisent à cette théorie :

(1) des accroissements de volume, avec un maximum de 0,5% pour les grenats Py-Gr, principalement en raison de l'augmentation de la taille du pseudo-cube lors de la substitution de Mg par Ca (Ca^{2+} : 0,99 Å, Mg^{2+} : 0,65 Å) (Ungaretti et al. 1995; Ganguly et al. 1993);

(2) le déplacement dynamique anisotrope, qui existe pour le Ca^{2+} dans l'andradite (Armbruster et Geiger 1993), mais avec moins d'effet que Mg^{2+} dans le pyrope ou Fe^{2+} dans l'almandin (Armbruster et al. 1992).

Cette déformation interne provient de distributions spatiales non aléatoires en sites pseudocubiques X. Plus la teneur en Ca augmente, plus le pseudo-cube se dilate ainsi que l'ampleur du désordre dynamique pour Mg^{2+} en site X.

Dans ce modèle, des orientations préférentielles sont créées pour le désordre de ces sites par une distribution spécifique des défauts dans le cristal (par exemple, les cations Mg des deux côtés d'un plan ou d'une ligne de dislocation partent de cette dislocation) et l'anisotropie du désordre dynamique sur les sites X provoque l'anisotropie optique.
Les motifs ondulés, inégaux ou ondulatoires se produisent parce que le désordre dynamique change d'orientation lorsque divers défauts sont rencontrés (par exemple, des joints de grains) de sorte que la structure cristalline est cubique, en moyenne. Cette contrainte dérivée interne peut être augmentée ou exacerbée par des contraintes tectoniques. En variante, il pourrait y avoir un composant d'ordre à courte distance dans ces grenats à une échelle résoluble par RMN, mais pas par des méthodes de rayons X, d'absorption ou de diffusion. La question dans ce cas est de savoir si le clustering pourrait produire des anomalies optiques à l'échelle millimétriques comme observées.

Pour les grenats ugrandites, la présence omniprésente d'anomalies optiques est bien documentée (par exemple, Meagher, 1982). Par exemple, les 51 grenats échantillonnés pour l'étude IR (McAloon et Hofmeister 1995) se sont révélés plus ou moins biréfringents. Ainsi, il est certain que les échantillons Ia-3d examinés par le groupe Pavia contenaient des ugrandites à faible retard, bien que des échantillons fortement biréfringents aient été exclus de leurs déterminations cristallographiques, compte tenu de leurs critères de sélection spécifiques (Merli et al. 1995).
L'étude cristallographique de grenats andradites biréfringents a montré une structure cubique, et plus important, le taux de contraintes n'est pas réduit quel que soit le groupe spatial triclinique choisi pour l'affinement (Armbruster et Geiger 1993). Les grenats ugrandites avec de faibles taux de biréfringence seraient donc, contraints, tout comme les grenats pyralspites, et les déterminations cristallographiques d'un ordre partiel de chaque échantillon peut être affecté négativement par la présence de contraintes (McAloon et Hofmeister 1993).
Pour les grenats ugrandites, l'hypothèse la plus probable quant à la cause de leur biréfringence serait la déformation interne dans les variations structurelles des sites tétraédriques, dérivées de ses longueurs de liaison inhabituellement longues et de sa forme irrégulière. Ainsi, la substitution d'hydrogrenat dans les tétraèdres pourrait jouer un rôle crucial ou simplement être un marqueur passif des distorsions.

4.5 Identification

Pendant de longues années, la reconnaissance des différents spécimens découverts a été effectuée par des méthodes de mesure de masse spécifique, puisque le volume de la maille et sa masse dépendent de la composition du type de grenat.
Cependant, ces méthodes étaient entachées d'erreurs dues, d'une part aux faibles différences de densité entre les grenats, mais surtout au fait que les grenats naturels ne sont pas purs puisque ce sont des solutions solides de grenats entre eux, et qui plus est, possèdent souvent des inclusions qui viennent davantage fausser les mesures.

Aujourd'hui, hormis les analyses chimiques, les meilleures méthodes d'identification effectuées sur les grenats gemmes sont d'origine optique : par étude des spectres d'absorption, des mesures d'indices de réfraction et la comparaison des couleurs.

5. PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES–DOMAINES DE STABILITE

5.1 Grenats Rhodolite

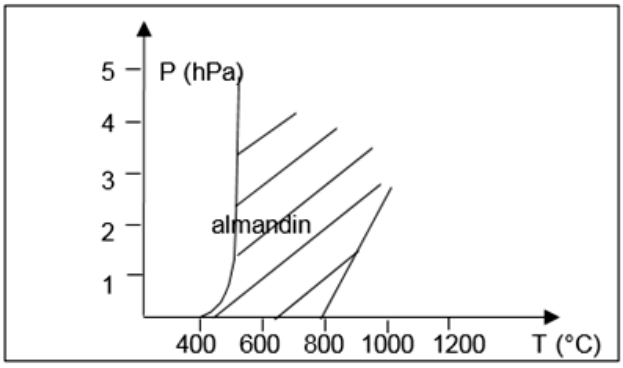
Les grenats sont une solution solide de composition intermédiaire entre plusieurs pôles minéraux limites. Les rhodolites, sont des grenats intermédiaires entre almandin et pyrope, de composition générique $(Fe,Mg)_3Al_2[SiO_4]_3$.
Compte tenu de la substitution quasi généralisée en minéralogie entre les cations Fe^{2+} et Mg^{2+}, que l'on rencontre dans les pyroxènes ou dans les épidotes par exemples, et fréquemment exploitée en géothermobarométrie, il est commun que les grenats dénommés logiquement et minéralogiquement almandin ou pyrope, soient en fait des « rhodolites ». Plus la couleur des rhodolites tend vers le rouge-brun, plus la teneur en Fe, et donc en almandin, est élevée, alors qu'un surplus de teneur en Mg donne aux rhodolites, une couleur rose à pourpre, qui est à l'origine étymologique de leur nom (du grec rhodon = rose).

5.1.1. Almandin

L'almandin est sans contexte le grenat le plus répandu, car formé à partir des éléments chimiques les plus fréquents dans la lithosphère (Fe, Al, SiO_2). On peut le rencontrer depuis les roches magmatiques (en solution avec le spessartine), jusque dans des roches métamorphiques basiques telles les éclogites. Néanmoins, sa zone de prédilection est le métamorphisme régional de sédiments pélitiques, où il peut être très abondant dans les roches schisteuses (micaschistes ou gneiss).

Son domaine d'existence recoupe donc la quasi-totalité du domaine PT de la zone de pression atmosphérique aux hautes pressions, des températures moyennes à l'anatexie. Seule la zone moyenne à haute température sous très basse pression dans les roches pélitiques, ne permet pas de former des grenats, mais des staurotides.

Au cours du métamorphisme régional, l'almandin est un minéral fréquent, spécialement dans les micaschistes et les gneiss alumineux.
Sous des conditions de métamorphismes correspondant à un intervalle de température donné, son développement est influencé par la pression, cette dernière tendant à stabiliser le minéral pour des compositions globales de roches de plus en plus étendues. Ainsi, dans les micaschistes mézonaux, le grenat almandin se forme en général par réaction entre les chlorites et la muscovite.
Dans les gneiss alumineux catazonaux, l'almandin est un minéral fréquent associé au feldspath potassique et à la sillimanite.



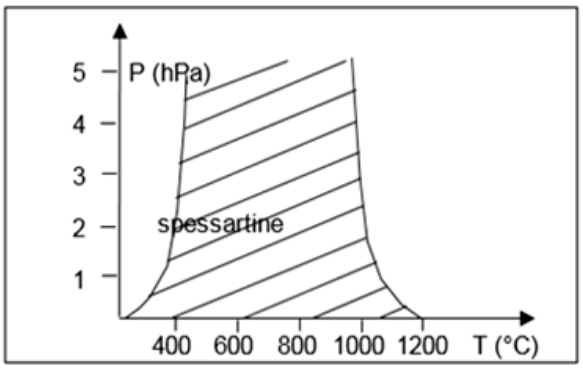


Figure 10 : Genèse : Domaine PT d'existence des grenats almandins
Figure 11 : Genèse : Domaine d'existence des grenats spessartites [Miashiro]

Bien que les pressions mises en jeu lors de collisions de plaques et d'orogenèses nous paraissent colossales, à nous, pauvres humains, elles ne sont en terme géologique que d'intensité moyenne. Les fractures, chevauchement et autres plissements absorbent en réalité, une quantité importante de l'énergie et finalement les pressions subies par les roches n'atteignent généralement pas le GPa (1 giga Pascal = 10 kbar).
Ainsi, lors de métamorphisme régional de roches pélitiques, si la pression est suffisante pour que le silicate d'aluminium stable soit le disthène (ou cyanite), le grenat est très abondant dans les micaschistes qui semblent souvent tapissés de petits almandins à la couleur brune caractéristique.

Dans le métamorphisme à andalousite, donc de plus basse pression, son développement dans les micaschistes est plus limité ; il peut même ne pas apparaître pour des pressions trop faibles. Cette influence de la pression explique la rareté de l'almandin dans les cornéennes alumineuses de l'auréole de contact des granitoïdes supercrustaux.

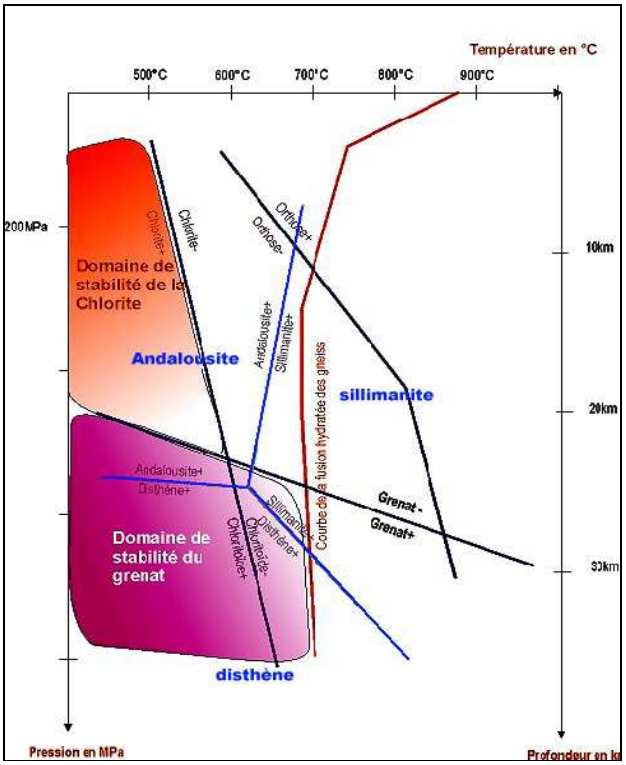


Figure 12 : Genèse : Domaine PT d'existence des grenats dans les séquences pélitiques de métamorphisme régional

5.1.2. Pyrope

Le pyrope n'est guère stable qu'à très haute pression (P > 1,5 GPa en présence d'eau). Il se forme sous HT-HP dans les roches métamorphisées ultrabasiques (serpentinites et les péridotites).
C'est donc un minéral rare qui n'existe guère que dans les péridotites à pyrope, les ariégites, certaines éclogites et roches incluses sous forme de xénolithes dans les kimberlites des pipes diamantifères.

5.1.3. Almandin et/ou Pyrope

Dans les roches catazonales de haut degré, appartenant au faciès des granulites, l'almandin s'enrichit en constituant pyrope, dont la concentration atteint couramment 30%, principalement sous l'effet d'une augmentation de la température (650-750°C).

Dans les éclogites, formées à des pressions élevées (P > 1 GPa), le grenat devient l'un des constituants principaux avec la jadéite et renferme aussi une forte concentration de pyrope.

Une faible pression d'oxygène, condition généralement réalisée dans les micaschistes et les paragneiss, favorise l'almandin, qui peut s'enrichir en spessartine et en pyrope dans les conditions contraires.

L'almandin plutôt rare dans les granites, n'est pas exceptionnel dans les roches volcaniques acides.

5.2 Spessartine

A partir des études de différents gisements, Miashiro a montré que la spessartine et le grossulaire devaient avoir des domaines de stabilité très étendus.

La spessartine se forme davantage dans les pegmatites. On en trouve également dans les roches métamorphisées par contact, associés à d'autres minéraux de manganèse.

Pour les températures les plus basses, il ne semble y avoir qu'une limite informelle due aux cinétiques. En deçà de 300°C, il n'y a plus de phénomènes hydrothermaux capables de dissoudre les métaux formateurs des grenats pour aller les concentrer dans une zone où les grenats pourraient cristalliser.
De même, pour ces températures, les mécanismes de diffusion et de cristallisation qui sont activés et/ou accélérés par la température, sont fortement ralentis.

En ce qui concerne la limite haute du domaine d'existence des grenats, elle semble n'être autre que la courbe des solidus/liquidus des roches mères, avec fusion de la roche. Hormis pour les roches pélitiques, où au-dessus de 500°C, les grenats recristallisent en staurotide. Ainsi, dans les grenatites de Bournac, extraites d'un ancien volcan, on trouve des grenats de haute pression, pyropes, partiellement fondus.

Bien que métastables sous la pression atmosphérique, les grenats sont assez durs (utilisés comme abrasifs) et chimiquement stables. On peut ainsi trouver des gisements de grenats de type secondaire, sous formes de galets, et dans des sables détritiques

Photo 12 : Pegmatites : Divers grenats spessartines de pegmatites
Chine n°498, Chine n°499,
Pakistan n°497, Chine n°153,
Pakistan, n°542, Tongbei, Fujian, n°538

5.3 Cristallisation

5.3.1. Habitus général

Les cristaux de grenats présentent généralement des faces F {110} et {112} lisses (cf. rappel ci-après), formées par l'assemblage de rhomboèdres microscopiques.

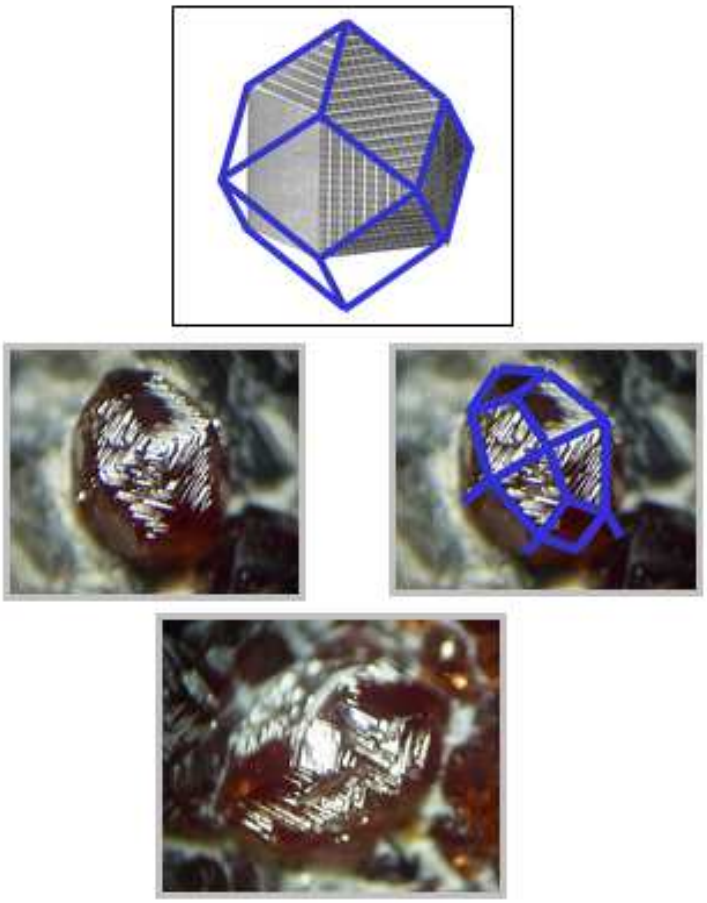


Figure 13 : Propriétés : Grenatoèdre : briques élémentaires
La cristallisation des grenats est due à l'assemblage de micro rhomboèdres.
Tétragonotrioctaèdre composé de micro rhomboèdres - Hessonite du Pakistan (1,5 mm), n°1115

5.3.2. Paramètres influençant la morphologie

Comme présenté ci-avant, les différentes morphologies des grenats sont composées de :

- Rhombododécaèdre ou dodécaèdre rhombique {110} dit « grenatoèdre »
- Icositétraèdre trapézoïdal ou Tétragonotrioctaèdre {211}
- Combinaisons de {110} et {211}

Les paramètres habituellement étudiés sur la genèse d'un minéral sont la pression P, la température T ainsi que les différentes fugacités des fluides, en particulier celles de l'oxygène, et bien sûr la nature chimique de la roche mère.

Nature des élément chimiques constitutifs

Dans ce cadre, les éléments chimiques constitutifs des grenats semblent fournir des informations importantes. Ainsi, Ivan Kostov en 1968, a présenté sous la forme d'un graphique une relation entre rayons des ions structuraux, paramètres de maille des grenats, et leur morphologie.

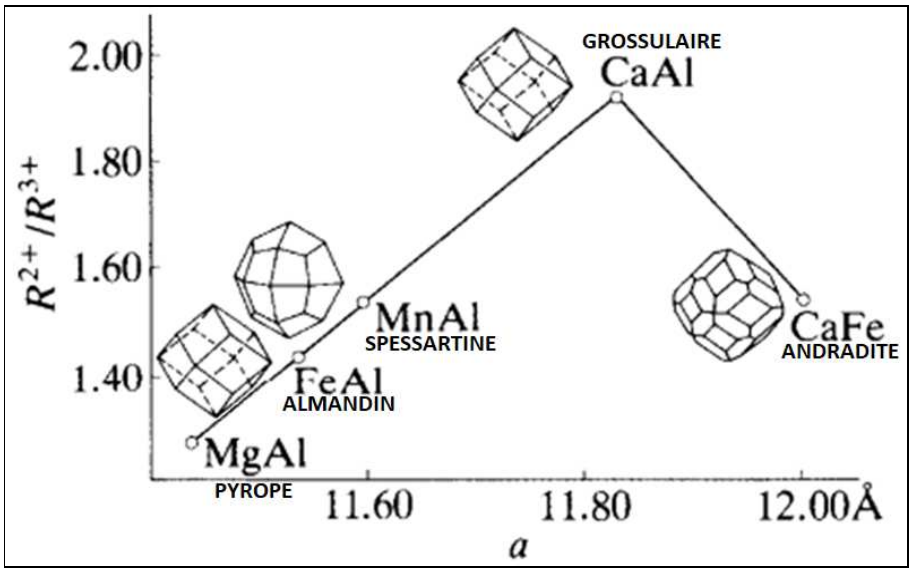


Figure 14 : Morphologie des grenats selon leur composition, d'après Kostov I., 1968, Mineralogy, Oliver & Boyd
Ivan Kostov n'avait pas intégré le rhombododécaèdre des almandins et pyropes que j'ai rajouté
Rayons ioniques des cations :
Ca^{2+} : 0,99 Å Mg^{2+} : 0,67 Å Fe^{2+} : 0,74 Å Mn^{2+} : 0,80 Å Al^{3+} : 0,51 Å Fe^{3+} : 0,64 Å

Ce graphique montre la complexité qui peut exister dans la relation entre la morphologie d'un grenat et sa composition. A priori, le seul paramètre qui différencie les différents pôles grenat est le rayon ionique de ces constituants puisque les charges sont respectées sous la forme $A_3^{2+}B_2^{3+}$. Pourtant, il n'apparaît aucune corrélation entre les rayons ioniques et les habitus des grenats.

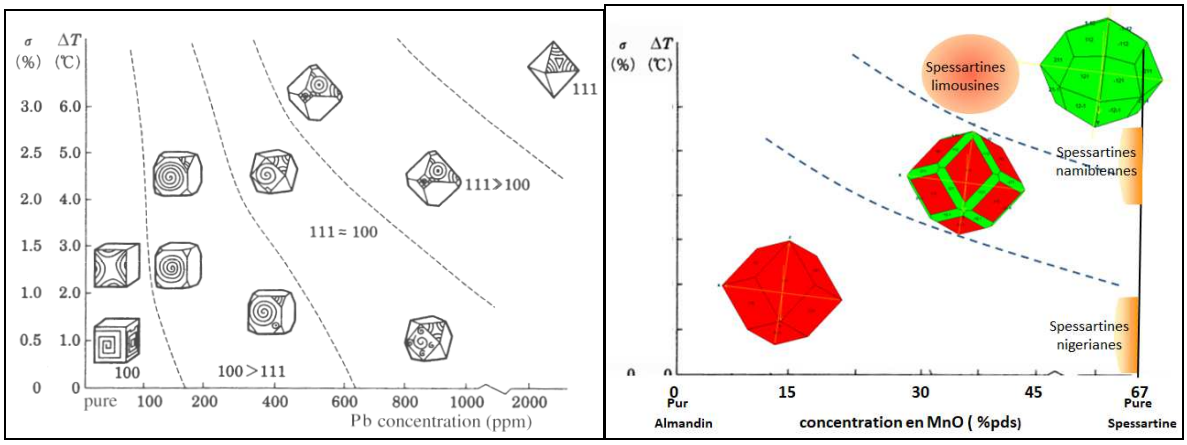


Figure 15 : Morphologie des grenats en fonction de la teneur en Mn^{2+} et de la sursaturation σ (valeurs à confirmer)
Graphe déduit des données morphologiques de la sylvite (KCl) en fonction de la sursaturation en ions Pb^{2+}
Les spessartines du Nigeria et de Namibie contiennent plus de 85% de manganèse

Spessartines – influence du manganèse

Il est reconnu empiriquement que l'habitus le plus répandu est le rhombododécaèdre {110} d'où son surnom de « grenatoèdre ».
Cependant, dans certaines pegmatites, l'icositétraèdre trapézoïdal ou tétragonotrioctaèdre {211} peut être l'habitus le plus fréquent ou du moins être rencontré fréquemment, avec comme pôle grenat principal, la spessartine, le grenat le plus riche en manganèse Mn^{2+}.

Plusieurs paramètres peuvent en être la cause :

La concentration en manganèse

Les spessartines sont riches en Mn^{2+} avec des concentrations en pôle limite spessartine supérieures à 85%. Et quel que soit le gisement, il y a principalement des grenats aux habitus rhombododécaédriques avec une minorité aux faciès de l'icositétraèdre.
Il semblerait qu'il n'y ait que dans les pegmatites chinoises et himalayennes sur les quartz que les grenats ne forment que des icositétraèdres.

la sursaturation

D'autres paramètres viennent compliquer la compréhension morphologique des cristaux de grenats.
Ainsi, le diagramme des habitus de la sylvite (KCl) en fonction de la concentration en ions Pb^{2+} et de la différence de température lors de leur formation montrent combien ses paramètres peuvent avoir une forte incidence.
Dans le cas des spessartines des pegmatites, la cristallisation des grenats n'intervient que lorsque le ratio Mn/(Fe+Mg) atteint une certaine valeur, on parle de sursaturation. Lorsque cette valeur est atteinte, il y a nucléation très rapide de multitudes de germes de spessartine.

Origine	Ramona, Californie			Minas Gerais, Brésil	Rio Grande do Norte, Brésil	Sahatany Madagascar	Maevata-nana Madagascar	Nigeria	Namibie	Tanzanie
Reference Description	Jaune orangé clair	Orange jaune moyen	Jaune orange moyen	Orange jaune	Orange jaune à jaunâtre	Orange jaune	Orange jaune	Orange jaune	Orange brun	Orange jaune
Indice de réfraction	1,799	1,801	1,802							1,800
Oxydes (%pds)										
SiO_2	36,30	36,71	36,32	36,36	36,57-36,72	36,52	36,35	36,1	33,93-36,70	36,1
Al_2O_3	20,56	20,28	20,49	20,78	20,15-20,85	20,78	20,86	21,4	18,87-20,35	
TiO_2	0,07	0,07	0,04	na	0-0,16	na	na	na	0-0,11	
MnO	40,67	38,33,	37,16	39,09	34,97-41,25	35,81	35,89	40,6	37,63-42,60	
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,44-1,48	<0,01	<0,01	0,94	2,71-3,20	
FeO tot	2,06	3,62	4,64	3,04	1,03-4,83	4,23	3,39	0,64	0,89-1,08	
CaO	0,18	0,06	0,06	0,57	0,39-0,40	1,81	2,85	0,27	0,41-0,58	
TOTAL	100,01	99,07	98,71	99,84	99,70	99,15	99,34	99,95	99,18-100,47	
Pôle limite (%mol)										
Spess.	94,8	91,3	88,88	91,3	82,0-94,6	84,7	83,8	94,0	84,0-87,0	77,5
Almandin	4,7	8,5	11,00	7,0	2,4-10,9	9,9	7,8	1,5-11,0	1,9-2,0	-
Grossul.	0,5	0,2	0,2	1,7	1,2	5,4	8,4	-	1,1-1,4	4,6
Pyrope	-	-	-	-	1,8-6,0	-	-	3,5	9,8-12,6	17,9
Habitus	Rhomb		icositetr	rhomb	icositetr			Rhomb. icositetr	Rhomb. icositetr	Icositetr
example										

Table 2 : Compositions chimiques de spessartines gemmes pour différents gisements (d'après Calvin F. Miller)

La cinétique de la cristallisation

Un autre paramètre pouvant influencer la forme de cristallisation des spessartines est encore plus difficile à évaluer : la cinétique. En effet, les spessartines en icositétraèdre trapézoïdal cristallisent dans des pegmatites. Or, ces cristallisations sont extrêmement rapides dès lors que la sursaturation est atteinte (cf. livre sur les grenats des pegmatites). Cependant, ces cristaux de spessartine atteignent le centimètre, la cinétique n'interviendrait donc que sur la nucléation, mais pas sur la croissance.

Le magnétisme

Rappelons que la spessartine est le grenat le plus magnétique, le manganèse étant très ferromagnétique, puisque la totalité des spins ont la même orientation.
Les ions paramagnétiques les plus magnétogènes sont, dans l'ordre (Hoover *et al.,* 2007 & 2008) Fe^{3+}, Mn^{2+} et Fe^{2+}.

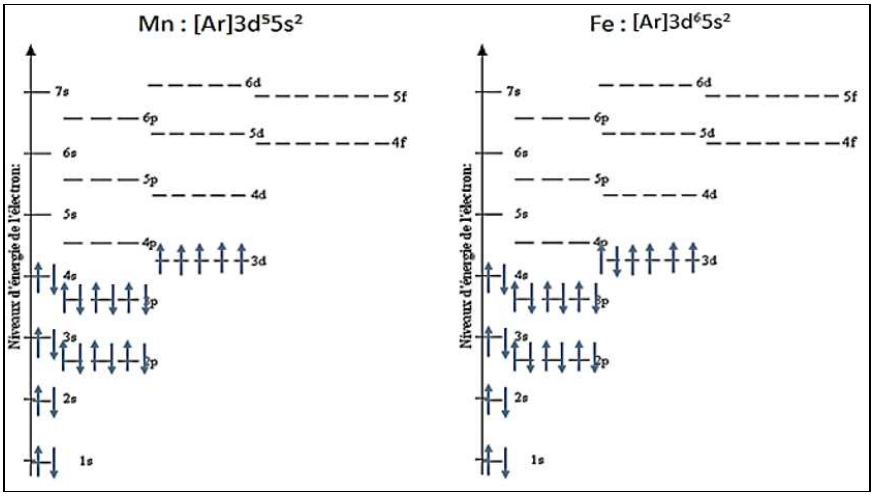


Figure 16 : Structure atomique du manganèse et du fer
Voir magnétisme des grenats

<u>Principes de la cristallisation</u>

La cristallisation se décompose en plusieurs étapes successives dont les deux premières sont la nucléation ou germination et la croissance cristalline.
Dans le cas des grenats spessartine, la nucléation est dite hétérogène car la naissance des cristaux se produit sur un substrat différent des grenats, comme par exemple sur des cristaux de quartz ou de tourmaline comme dans les pegmatites.
Après l'apparition des nucléi ou germes, ceux-ci viennent à croître par l'apport des ions constitutifs des grenats, c'est la phase de croissance cristalline.

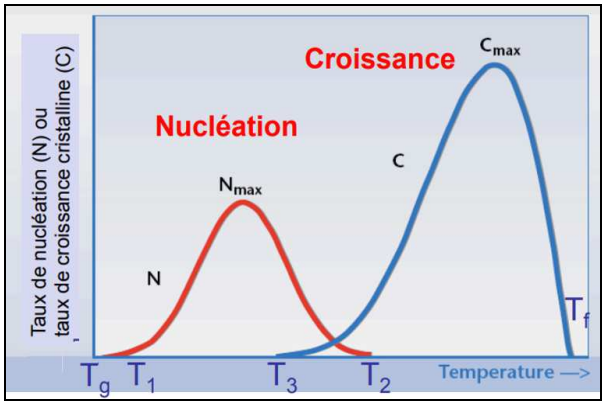


Figure 17 : Nucléation et croissance en fonction de la température

RAPPEL : Théorie des cinétiques de cristallisation (DEA Alain ABREAL 1990)

Lorsque la solution est sursaturée (S>0), elle est instable (cf. livre sur les grenats des pegmatites). Les premiers germes solides de grenats apparaissent alors et quatre phénomènes entrent en compétition:

- La germination
- La croissance cristalline
- Le mûrissement d'Ostwald
- La coalescence interparticutaire

Germination ou nucléation : Germination primaire

Dans la solution sursaturée, il existe de petits groupements de molécules accolées sur lesquelles d'autres molécules peuvent venir se fixer, on les appelle des germes ou des nucléi.
Ce processus met en jeu une certaine enthalpie libre dite d'activation de germination

$$\Delta G = -n(\mu - \mu s) + S\gamma$$

Où μ et μs : les enthalpies libres molaires des 2 phases
S : surface du germe (cm^2)
γ : énergie interfaciale cristal-solution (erg/cm^2)

En explicitant les enthalpies libres molaires, cette expression devient pour une sphère (il est hélas très compliqué de considérer les formes réelles des grenats :

$$\Delta G = -\frac{4\pi r^3}{3\Omega} kT \ln\beta + 4\pi r^2 \gamma$$

Où r : rayon de la sphère
Ω : volume d'une des molécules
β=C/Cs = Concentration/concentration à saturation

ΔG est donc formée de deux termes:

- le premier d'origine volumique est négatif. Il traduit la volonté qu'ont les particules de croître pour diminuer leur énergie globale.
- le second d'origine surfacique est positif. Il traduit l'augmentation d'énergie interfaciale des particules croissantes, puisqu'il est proportionnel à leur surface.

$$\Delta G^* = \frac{16\pi\Omega^2\gamma^3}{3(kT\ln\beta)^2}$$

$$r^* = \frac{2\Omega\gamma}{kT\ln\beta}$$

- si r=r*, le germe est en équilibre
- si r>r*, le germe croît
- si r<r*, le germe se dissout

Pour avoir germination spontanée, l'enthalpie libre ΔG doit demeurer inférieure à l'enthalpie libre critique ΔG^* ; il faut donc jouer sur la sursaturation, la température ainsi que sur le solvant pour obtenir l'énergie interfaciale γ qui fournit le meilleur rendement.

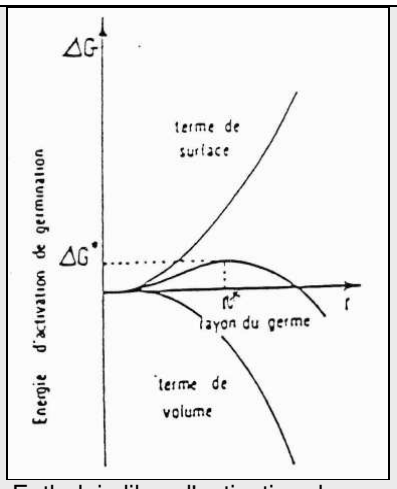


Figure : Enthalpie libre d'activation de germination
Compétition entre termes de volume et de surface

Germination secondaire ou hétérogène

Dans le processus de nucléation primaire, les germes apparaissent d'eux-mêmes. En revanche, la germination secondaire se produit sur des sites privilégiés, parois, germes étrangers en suspension...
L'équation représentative de la germination secondaire est :

$$Js = K_1(\theta)\, \varepsilon\, Mc^m\, S^j$$

Où Js : fréquence de nucléation secondaire (nombre de cristaux qui se forment dans la solution par unité de volume et par unité de temps).
$K_1(\theta)$: constante dépendant de la température
ε : degré d'agitation
Mc : masse de cristaux en suspension
S : sursaturation

Croissance cristalline

Les nucléi croissent après leur formation selon la loi cinétique :

$$G = K_2(\theta)\, S^j$$

Où G : vitesse de croissance
$K_2(\theta)$: autre constante fonction de la température

Mûrissement d'Oswald

Ce phénomène se traduit par une disparition des petits grains au profit des grains plus gros qui semblent les digérer. Ce phénomène est dû à la phase cristalline qui cherche à minimiser son énergie de surface. L'équation de l'enthalpie libre de germination secondaire fournit l'explication de ce processus lorsqu'on la représente sous la forme suivante:

$$\ln \frac{C}{Cs} = \frac{2\Omega\gamma}{kT\, r}$$

A la concentration C donnée, correspond un rayon critique r*.

- Si r > r*, le rapport C/Cs est supérieur à celui pour lequel le grain serait en équilibre, la sursaturation est donc plus importante et le grain va croître.
- Si r < r* , au contraire, le rapport C/Cs est insuffisant pour fournir l'équilibre. Le grain perçoit la solution comme sous-saturée et pour palier à cette insuffisance de concentration, va se décomposer.

RAPPEL : Théorie de la diffusion

Le moteur de la diffusion est le gradient de concentration en ions dans le milieu. On peut donc décrire le flux de matière à partir de la loi de Fick :

$$\mathbf{J}_i = -\rho \mathcal{D}_{ij} \nabla c_i$$

Où ρ : densité
Dij : coefficient de diffusion binaire de i dans j (ou de j dans i) (unité $m^2.s^{-1}$)
∇c_i : gradient de concentration du soluté i dans lequel ci est la concentration massique (unité kg.m-3)

En milieu liquide, on applique en première approximation la loi de Stokes-Einstein :

$$\mathcal{D}_{ij} = \frac{kT}{6\pi r_i \mu_j}$$

Où μ : viscosité dynamique
ri : rayon de la sphère, il est choisi de telle façon que son volume soit égal au volume molaire :

$$r = \frac{1}{2}\left(\frac{V}{N}\right)^{\frac{1}{3}}$$

En milieu solide, le saut d'un site du réseau cristallin à un autre se fait par franchissement d'une barrière de potentiel grâce à l'agitation thermique. Les coefficients de diffusion correspondants sont donc "activés", c'est-à-dire décrits par une loi d'Arrhenius :

$$\mathcal{D} = \mathcal{D}_0\, e^{-\frac{E}{kT}}$$

Où E : est la barrière énergétique.

Différents processus de cristallisation

Les minéraux peuvent cristalliser dans différents contextes : à partir de liquides magmatiques, de solutions aqueuses, d'un fluide ou de gaz, mais aussi au sein même d'une roche à l'état solide.
Toutefois, Jean Chalier, qui fut longtemps le président du CMS Club Minéralogique Stéphanois où je fus initié et André Giret, dans leur livre « **Minéraux du pays stéphanois** » précisent que la qualité morphologique des cristaux ne semble pas déterminée par l'état du milieu dans lequel ils cristallisent, comme en témoignent les minéraux du métamorphisme qui, bien qu'ils croissent dans un milieu solide, présentent d'aussi belles formes que les minéraux qui cristallisent en milieu liquide ou gazeux.
Je pense exactement le contraire. La roche mère ainsi que les conditions de cristallisation sont l'essence même des formes et dimensions des cristaux.

Il existe plusieurs types de cristallisation en fonction des évolutions d'un état de la matière en un autre :

Cristallisation à partir d'une solution aqueuse

Une solution aqueuse est le mélange d'un solvant, généralement une eau plus ou moins acide ou alcaline, et d'un soluté constitué généralement de sels minéraux sous forme ionique.
Comme le pouvoir de mise en solution d'un liquide est limité, il arrive que la solution devienne sursaturée en soluté, lequel se dépose alors sous forme minérale. Il existe deux façons d'obtenir cette sursaturation, par concentration en matière minérale, soit par un apport excessif de matière minérale dans un volume de liquide constant, soit par évaporation du liquide, initialement sous-saturé (évaporites).

Cristallisation à partir de fluides hydrothermaux

En divergence du cas précédent, les minéraux d'origine hydrothermale précipitent à partir de solutions aqueuses à haute température (500 – 600 °C), souvent en relation avec une activité ignée. La plupart du temps, ils se déposent en veines dans des fractures ou dans des fissures des roches encaissantes. Les dépôts hydrothermaux proches de la surface de la Terre peuvent être altérés par des circulations d'eau météoritique à basse température. Les minéraux primaires sont transformés alors en minéraux secondaires.
Les mélanites du Mali font parties de ces minéraux primaires.

Cristallisation à partir de gaz ou de vapeur : la condensation

Le processus de passage direct de l'état gazeux à l'état solide, se nomme condensation solide.
Dans la croûte terrestre, les fluides sont liquides ou gazeux, mais peuvent aussi présenter les propriétés de ces deux états; on dit alors qu'ils sont à l'état supercritique. Lorsque ces fluides circulent dans des fissures, ils peuvent se décharger des éléments qu'ils véhiculent sur les parois froides et produire de belles cristallisations. Les andradites bidimensionnelles du Menet (15) en sont de parfaits exemples.

Mais en ce qui concernent les grenats, deux mécanismes sont largement prépondérants :

Cristallisation à partir d'un liquide magmatique

Lorsqu'un magma monte vers la surface, il se refroidit au fur et à mesure qu'il se rapproche de la surface.
Les différents **minéraux dits ignés**, apparaissent successivement en fonction de la diminution de la température. Les olivines et les orthopyroxènes cristallisent en premier, aux plus hautes températures, puis se forment les clinopyroxènes et les plagioclases et enfin, les feldspaths alcalins et le quartz. On parle de **cristallisation fractionnée.**
Les cristaux les plus précoces poussent librement selon leurs habitus propres, on les dit **automorphes.** Les autres minéraux disposent de moins d'espace jusqu'aux plus tardifs qui ne peuvent prendre la forme que des interstices laissés par les premiers minéraux, on les dit **xénomorphes.**

Au cours de la cristallisation des premiers minéraux, la concentration en les différents éléments chimiques évoluent. La concentration en éléments qui produisent les premiers minéraux diminuent dans la phase liquide par consommation de ces éléments par la réaction chimique de formation des minéraux. Par conséquent, la concentration en éléments chimiques non consommés par la cristallisation de ces minéraux augmentent dans la phase liquide. Lorsque la limite de concentration que peut supporter le liquide peut atteindre alors la saturation et au-delà : on parle de sursaturation.
A ce moment, une nucléation rapide de cristaux de nouveaux minéraux survient : voir la cristallisation dans les pegmatites, comme pour les tourmalines, quartz et spessartines par exemple.

Cristallisation à l'état solide

Des minéraux qui sont stables dans certaines conditions physiques, ne le sont plus dans d'autres. Leur déstabilisation provoque leur destruction et leur transformation en de nouveaux minéraux mieux adaptés aux nouvelles conditions. Ces transformations correspondent à des migrations d'ions au sein de la roche, mouvements qui peuvent se faire "à sec", mais qui sont favorisés par la présence de phases fluides, l'eau en particulier.
Lorsqu'une substance minérale est placée dans des conditions physiques très différentes de celles où elle s'est formée, elle se transforme. C'est le cas du métamorphisme, processus interne généré par de fortes pressions et/ou des températures élevées, qui est responsable de transformations minérales et parfois structurales au sein même des roches mères.

Discussion

La cristallisation et la croissance des grenats se décomposent en différents processus :

- La germination ou nucléation
- La migration des ions de l'environnement vers la surface du cristal
  - Croissance cristalline en milieu liquide
    - Diffusion des ions dans le milieu liquide
    - Saut d'ions du milieu liquide sur la surface du cristal
  - Croissance cristalline en milieu solide
    - Diffusion des ions dans le milieu solide
    - Saut d'ions du milieu solide sur la surface du cristal
- Le « saut » de l'ion sur la surface

Cet exposé a montré combien de paramètres peuvent influencer la cristallisation des grenats. La plupart sont indépendants les uns les autres, mais plusieurs paramètres peuvent intervenir simultanément et ainsi conduire à une complexité quasi inextricable.

En outre, la juxtaposition de cristaux des différents habitus me pousse à penser que ces paramètres n'ont que peu d'influence sur la croissance mais bel et bien sur la germination des cristaux de grenats.

almandin	A	11,526	Å	Paramètre de maille
	V	1531,21	$Å^3$	Volume de la maille
	densité	4,32	g/cm3	
	Diamètre Fe^{2+}	0,74	Å	
spessartine	A	11,621	Å	Paramètre de maille
	V	1569,39	$Å^3$	Volume de la maille
	densité	4,19	g/cm3	
	Diamètre Mn^{+}	0,80	Å	

Dès que du manganèse est présent, cet élément semble être précurseur pour la germination des grenats.

- Dans le cas de grenats pegmatitiques, il va y avoir cristallisation fractionnée mais :
  - si la pression est inférieure à 5 kbar, la spessartine va cristalliser seule tant que le refroidissement n'atteint pas la température de formation de l'almandin sous cette pression. Par la suite, il pourra y avoir cristallisation simultanée de spessartine et d'almandin.
  - Si la pression est supérieure à 5 kbar, c'est l'almandin qui serait le plus stable à haute température mais le diagramme de stabilité n'est pas défini pour ces températures.

  De plus, il faudrait savoir si la valeur de la sursaturation C_s de la spessartine ne serait pas plus faible que pour les autres grenats (notamment avec effet de Mn^{3+}), ce qui faciliterait la germination des spessartines.

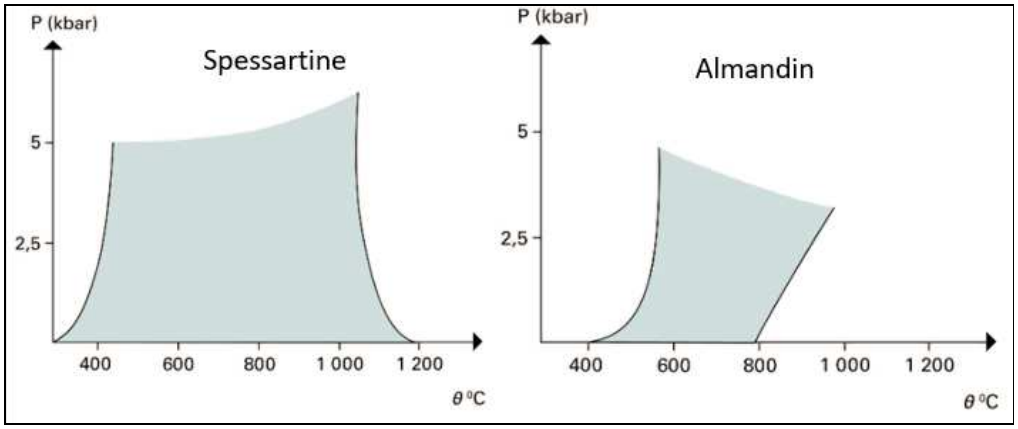


Figure 18 : Domaines de stabilité de la spessartine et de l'almandin
(a) Composition 3 MnO, Al_2O_3, 3 SiO_2 + H_2O (b) Composition 3 FeO, Al_2O_3, 3 SiO_2 + H_2O, avec la pression de l'eau égale à la pression solide (d'après Hsu, 1968) (Universalis)

- Dans le cas de grenats métamorphiques, et selon le diagramme de phase spessartine/almandin, lorsque la température augmente jusqu'à atteindre la courbe de formation du grenat, la concentration en almandin et spessartine va évoluer selon la courbe pointillé G1-G2-G3-G4. Par conséquent, il va bien y avoir cristallisation d'un mélange spessartine-almandin, dès le début de la cristallisation du grenat, c'est-à-dire lors de la germination.
  Le rapport Spessartine/Almandin va dépendre de la composition du mélange initial (point B), mais on peut voir sur le diagramme de phase, que pour presque tous les rapports Mn/Fe (sauf pour une teneur en Fer très élevée), le grenat sera plus riche en Mn (spessartine) qu'en fer (almandin) (Point G1). Il y a bien prépondérance de spessartine lors de la germination des grenats (composition du cœur du grenat).
  Lorsque la température continue à augmenter, la composition va se déplacer vers G2, G3, etc. Le rapport de concentration spessartine/almandin va alors décroître, jusqu'à la consommation de tout le manganèse, en supposant que la roche mère est plus riche en fer qu'en manganèse. C'est bien ce que l'on observe sur les courbes de concentration en Fe et Mn, des grenats zonés, du cœur vers la surface.

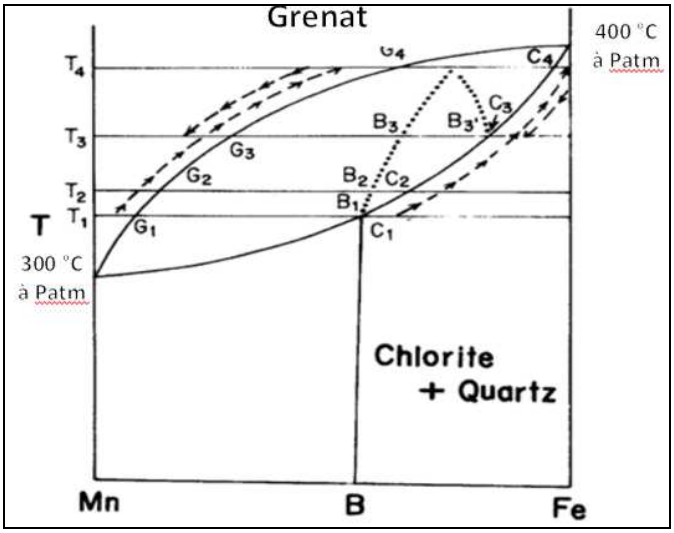


Figure 19 : Diagramme de phase simplifié spessartine/almandin avec excès d'eau

Formation de grenats métamorphique à partir de chlorite et de quartz

Ainsi, il y a cristallisation simultanée de spessartine et d'almandin. Cette substitution Fe-Mn peut intervenir, grâce aux très fortes similitudes qui existent quant aux dimensions des cations, et de là, à celles des spessartines et almandins, dont les paramètres de maille et densités sont très voisins.
En outre, ces grenats sont les plus denses (d = 4,2 – 4,3), donc la haute pression présente lors de la cristallisation des grenats (plusieurs GPa) aura tendance à faciliter la formation de ces grenats.

La croissance cristalline qui intervient après la nucléation est différente selon les faces du cristal. Les différents travaux de Kossel, Stranski et Hartman ont amené à déduire qu'il existe trois grands types de faces : les faces F comme Flat ("aplati"), les faces S comme Stepped ("en marches d'escalier") et les faces K comme Kinked ("tortillé", ici, cela veut dire "irrégulier").

- Les faces F ont tendance à attirer les ions de manière particulièrement régulière de façon à ce que cela fasse un plan qui se dépose sur cette face.
- Les faces S attirent les ions de manière moins régulière, ceux-ci forment des chaînes qui se superposent aléatoirement sur cette face, ce qui amène à une construction en forme d'escalier
- Les faces les plus irrégulières sont les faces K, comme leur nom l'indique. Les ions se déposent anarchiquement sur cette face très instable, ce qui amène à une face très bosselée.

Pour les vitesses de croissance V K > V S >> V F. Les faces présentes sur la morphologie d'un cristal sont celles dont les vitesses de croissance sont les plus faibles. Les faces F seront donc plus représentées sur les cristaux.

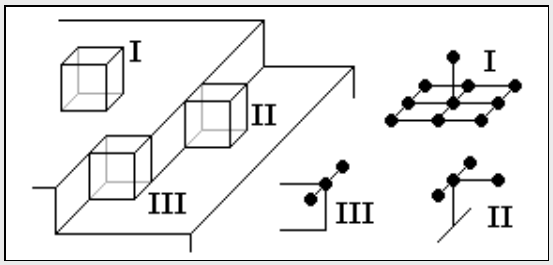
RAPPEL : Théorie de la croissance cristalline

La formation et la croissance de cristaux au sein de vapeurs, de solutions, de bains fondus ou de matrices solides constituent un ensemble de phénomènes dont l'existence passe pour banale mais dont la connaissance approfondie est loin d'être assurée.
En effet, en dehors du cas simple où le cristal est en présence de sa vapeur, grande est la diversité des conditions expérimentales liées à la composition chimique, aux domaines de stabilité, au milieu ambiant, à l'état des interfaces, pour les cristaux réels. De sorte que, dans la pratique, l'élaboration des méthodes modernes est principalement due à un empirisme raisonné.
Le but de la recherche fondamentale est de comprendre les mécanismes de la croissance monocristalline à l'échelle des dimensions atomiques et en fonction des propriétés macroscopiques du cristal et du milieu. L'objet de ce chapitre est de schématiser la croissance d'un monocristal parfait à partir d'unités de croissance, puis celle d'un cristal réel.

- **La croissance par faces plane d'un cristal parfait**
  Le modèle du demi-cristal (Kossel)

On considère que la croissance d'une face cristalline d'équilibre se fait couche par couche, faute de quoi cette face ne serait pas plane.

Pour rendre compte de cette idée, le modèle de Kossel est celui du demi-cristal de symétrie cubique, limité parallèlement à une face de cube par une couche incomplète, bordée par une rangée incomplète.



Le schéma le plus simple comporte un seul atome par maille élémentaire ; les liaisons sont du type homopolaire. Ce schéma a été étendu par le calcul à des cristaux ioniques.

	a	a√2	a√3
I	1	4	4
II	2	6	4
III	3	6	4

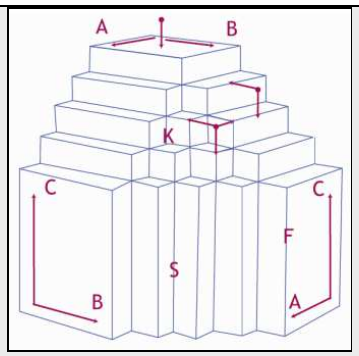
Les particules provenant de la vapeur saturée peuvent se condenser en l'un ou l'autre de divers sites de la couche incomplète : I, II, III sont des sites typiques ; en chacun d'eux, on dénombre les plus proches voisins aux distances a, a√2, a√3, ce qui fournit une sorte de repérage de l'énergie de fixation correspondante.

Le site de fixation le plus probable est III jusqu'à ce que la rangée soit complète, par répétition du "pas équivalent".

Ensuite, un site II amorce une nouvelle rangée le long de la précédente jusqu'à ce que la croissance tangentielle complète la couche initiale.

Lorsque la couche (001) est achevée, il faut qu'un germe bidimensionnel prenne naissance en I pour qu'une nouvelle couche incomplète puisse se développer tangentiellement. Or la fixation d'une particule en I est peu probable. Il pourra donc se faire que la croissance d'une face d'équilibre F (flat face) soit intermittente.

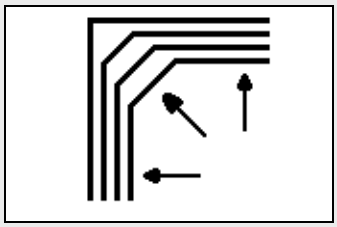
Il n'en est pas de même pour d'autres faces : S (stepped faces) en gradins ou K (kinked faces) en recoins



Les faces S ont un profil en escalier. Elles sont constituées d'éléments de faces planes. Elles croissent par germes unidimensionnels qui se déposent indépendamment l'un de l'autre.

Dans le cas des faces K, tous les sites superficiels sont des sites de croissance. Ces faces se développent par incorporation directe de désordonnée des unités de croissance. La germination n'est pas nécessaire à leur avancement.

Quant à la vitesse de croissance suivant la normale, elle est la plus grande pour les faces K, la plus petite pour les faces F. Ce sont donc ces dernières qui persistent dans la croissance au détriment des faces rapides.

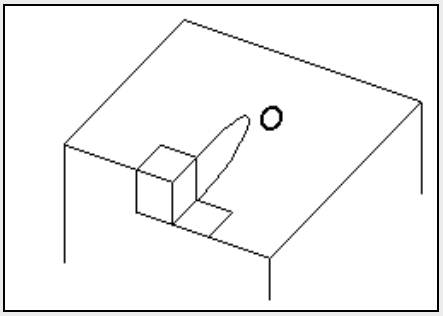


- **La théorie de Frank et les cristaux réels**

L'imperfection des cristaux réels est reconnue dans l'étude des propriétés mécaniques des solides ; par exemple, leur résistance à la rupture peut être cent fois moindre que celle d'un cristal parfait.

Dans la théorie de Frank les cristaux réels présentent des dislocations qui maintiennent en surface des éléments de gradins, c'est-à-dire l'analogue de "pas équivalents". Il en résulte que la croissance peut avoir lieu aux sursaturations minimes usuelles.

Les dislocations peuvent résulter d'une opération de cisaillement : coupure partielle du cristal suivie d'une translation de l'ordre de grandeur des dimensions de la maille élémentaire pour un demi-bloc.



Les cellules successives jalonnent les marches d'un escalier hélicoïdal (gauche ou droit) le long duquel la croissance se produit. Après dépôt d'une couche complète, la surface présente la même dislocation qu'au départ.

De très nombreux exemples de croissance en spirales à contours polygonaux ont été observés et justifiés.

D'autres mécanismes de croissance, qui ne font pas intervenir de défauts physiques de texture ou de dislocation, sont possibles. Par exemple, l'action du réseau plan d'une face d'un cristal-support A peut jouer le rôle de germe pour la croissance d'un cristal B, si certaines conditions réticulaires sont remplies.

Il est souvent mentionné que les faces {110} et {112} sont toutes deux de type F. Plusieurs caractéristiques semblent démontrer le contraire. Les faces F ont toujours des indices de Miller faibles, mais {112} a des indices de Miller intermédiaires, le calcium se fixe préférentiellement sur les faces {112}, ces faces apparaissent en escalier, comme des faces S, et enfin, les faces {112} sont beaucoup moins fréquentes que les faces {110}, or le fait que V S >> V F fait en sorte que les faces F sont prépondérantes. Je qualifierai donc les faces {112} comme étant des faces S.

La phase de croissance est limitée en cinétique soit par le « saut » des ions sur les surfaces du cristal, soit par la phase de migration des ions de l'environnement du grenat vers les surfaces du cristal. D'un point de vue cinétique, c'est l'étape la plus lente qui définit la vitesse de formation du cristal.
Si en première approximation les cinétiques des « sauts » sur les surfaces {110} et {112} sont voisines, il en est très différemment en ce qui concerne la migration des ions.
Dans le rappel concernant la diffusion, plusieurs formules vous ont été présentées. Leur intérêt est de montrer que les cinétiques suivent des lois très différentes selon les mécanismes mis en jeu. Il en résulte que les cinétiques sont très différentes selon les contextes de cristallisation.
Pour une diffusion en milieu liquide (pegmatite), la cristallisation des grenats n'intervient que sur quelques heures, dans le cas des liquides granitiques la durée de cristallisation des grenats est de l'ordre de quelques dizaines à centaines d'années, et que dire des cristallisations des grenats en milieu solide, lors de métamorphisme, qui dure plusieurs dizaines de millions d'années.

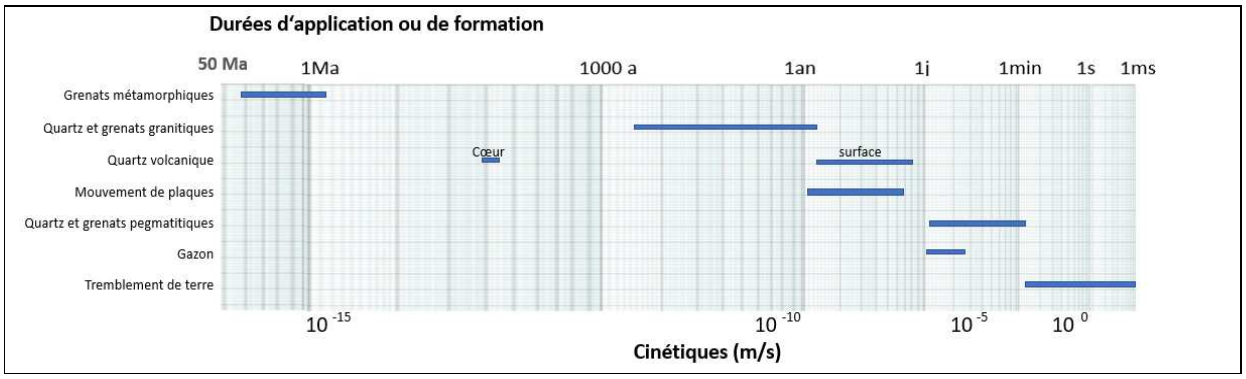


Figure 20 : Cinétiques de cristallisation de différentes sources de genèse des grenats
Les cinétiques de cristallisation des grenats sont extrêmement différentes selon leur genèse, selon les processus de croissance des cristaux

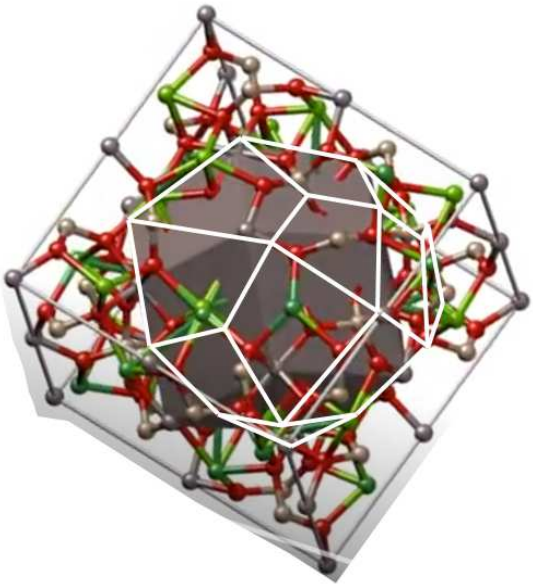


Figure 21 : Insertion des habitus cristallins à l'intérieur de la structure d'un grenat
Représentation des formes des rhombododécaèdres et des icositétraèdriques trapézoïdaux dans la maille du grenat. La rondeur de l'icositétraèdre est nettement plus accentuée que le rhombododécaèdre dont les sommets sont plus saillants.

Nous percevons ainsi également la différence qu'il y a entre cristallisations pour former l'icositétraèdre ou bien le rhombododécaèdre :

- Si la germination intervient lors d'un processus rapide comme pour la nucléation par sursaturation, suivie d'une croissance rapide en phase liquide en manganèse ou en silice pour la cristallisation des pegmatites, les phénomènes de différenciation entre les faces F et S n'auront pas le temps d'intervenir. Au contraire, la rondeur de l'icositétraèdre va lui permettre d'avoir une répartition homogène d'ions autour de sa surface plus régulière que le dodécaèdre rhombique qui est plus anguleux, et sa surface est plus petite, ce qui va faciliter les « saut » des ions sur la surface du cristal. L'habitus sera induit par le manganèse, ce sera donc l'icositétraèdre.

- En revanche, si après la nucléation, la phase de croissance est limitée, par la modification des conditions notamment par un refroidissement, c'est alors le mécanisme de diffusion dans la phase fluide visqueuse qui gère la cinétique de croissance. Beaucoup plus lente que la cristallisation précédente, les faces {112} peuvent alors absorber le fer et selon plusieurs auteurs, le calcium. Les faces {110} sont alors les faces apparentes du grenat. C'est le cas des spessartines d'habitus de type tétragonotrioctaèdre

- Dans les mécanismes métamorphiques, c'est le processus de diffusion ionique en phase solide qui permet la croissance du cristal de grenat. De cinétique beaucoup plus lente (quelques dizaines de millions d'années), ce processus conduit uniquement à des habitus de type tétragonotrioctaèdre.

ICOSITÉTRAÈDRE TRAPÉZOÏDAL

Volume :	$V = \frac{51+11\sqrt{2}}{21}a^3$	= 3,169 a^3
Aire :	$S = \frac{12}{7}\sqrt{62-16\sqrt{2}}a^2$	= 10,757 a^2
Coefficient isopérimétrique	$36\pi\frac{V^2}{S^3} \approx 0,91$	Tres forte rondeur

DODÉCAÈDRE RHOMBIQUE

Volume :	$V = \frac{16}{3\sqrt{3}}a^3$	= 3,079 a^3
Aire :	$S = 8\sqrt{2}a^2$	= 11,314 a^2
Coefficient isopérimétrique	$36\pi\frac{V^2}{S^3} \approx 0,74$	Rondeur moyenne

Si par la suite, la sursaturation responsable de la germination n'intervient plus, la cristallisation passe alors dans une cinétique gérée par la croissance, et les grenats, y compris les spessartines gemme de Tanzanie, Nigeria et autres vont former peu à peu des rhombododécaèdres par disparition des faces {121} au profit des faces {110}.

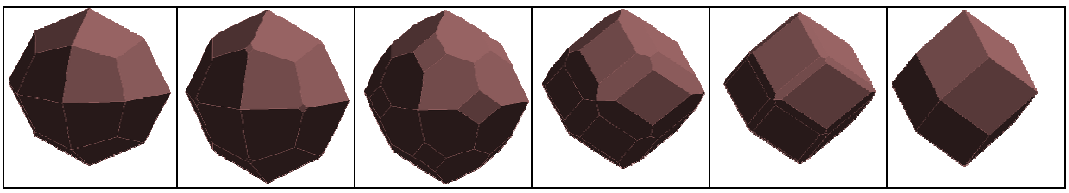


Figure 22 : Evolution de la morphologie de l'icositétraèdre au rhombododécaèdres

Spessartine
Loliondo, Mpwapwa District, Dodoma, Tanzanie
Cristal 28x27x23 mm
Collection : online mineral museum

Spessartine
Nani, Loliondo, près d'Arusha, Tanzanie
Cristal 14x13x12 mm
Collection : online mineral museum

Spessartine
Loliondo, près d'Arusha, Tanzanie
Cristal 26x26x23 mm
Collection : crystal classics

Spessartine
Marienfluss, Kunene Region, Namibie
2.5 × 1.9 × 1.4 cm
Collection : crystal classics

Figure 23 : Spessartines : Faces F et S de la cristallisation des spessartines
Avec en complément, les photos des rhomboèdres de spessartines dans le paragraphe sur les spessartines du Nigeria, on voit que les faces {110} du grenat correspondent aux faces F du cristal et les faces {211} aux faces S du cristal pour moi (d'autres auteurs considèrent les faces {211} comme étant des faces F. Les faces S attirent les ions de manière moins régulière, ceux-ci forment des chaînes qui se superposent aléatoirement sur cette face, ce qui amène à une construction en forme d'escalier.

La différenciation des phases que je soutiens est démontré par la croissance sn spirale rhombique uniquement sur les faces F des grenats de batz sur mer.

5.3.3. Habitus « etched »

Quand on s'intéresse de plus près à la cristallisation des facettes, on note une multitude de stries parallèles « de croissance » (essentiellement faces S (cf. rappel ci-après), visibles qu'avec une source lumineuse puissante). Certains cristaux proposent une cristallisation tellement marquée, qu'au lieu d'être fines et concentrées, les stries « de croissance » sont espacées largement comme des marches d'escalier. C'est ce genre de cristallisation que l'on appelle «etched».

- Le Conquet (Finistère) donne beaucoup de spécimens aux stries finement marquées, avec des grenats Almandins allant jusqu'à deux centimètres et d'un beau violet.
- L'île de Groix a fourni quelques rares spécimens un peu plus marqués que Le Conquet,
- Un spécimen «etched» d'andradite a été extrait des skarns de Perros Guirec (Côtes d'Armor).

5.3.4. Croissance en spirale rhombique

Les éléments de la maille des grenats sont également des rhomboèdres élémentaires. Au lieu de venir se joindre au cristal en croissance, sur des faces ou des arêtes, ils peuvent venir se fixer sur une dislocation en progression (Théorie de Frank). La croissance en spirale nécessite, en effet, moins d'énergie qu'une croissance sur une face, et la dislocation se propageant de proche en proche à chaque fixation d'un nouveau rhomboèdre, la configuration du cristal s'en trouve inchangée. La croissance est ainsi beaucoup plus rapide.

Quelques cas de cristallisation de grenats en spirale rhombique existent en France. Pour ne citer que quelques gisements :

- Certains grenats des Abers, par leur morphologie et la taille des cristaux, comparés à ceux qui les entourent, présentent une croissance en spirale rhombique.
- A Plélauff, bon nombre de petits cristaux le long de la D31 présentent ce faciès.
- La région de Néfiach dans les Pyrénées Orientales a donné de très rares rhombododécaèdres bien marqués

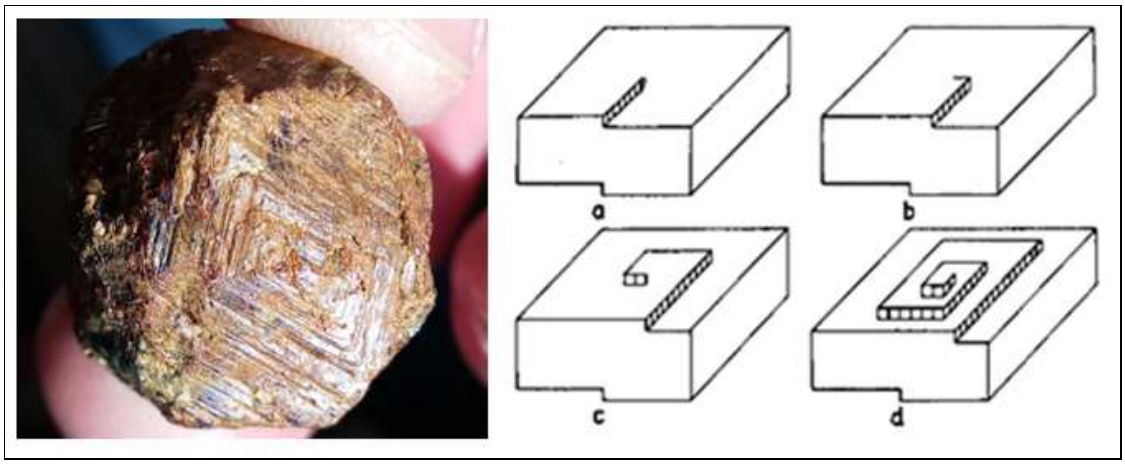


Figure 24 : Propriétés : Cristallisation en spirale rhombique

5.4 Macle de grenat

La structure des grenats est holoédrique, c'est-à-dire avec le maximum de symétries autorisées par leur groupe cristallographique 4/m 3 2/m du système cubique., il ne devrait donc pas exister de macle simple dans les grenats (cf. mon livre sur les macles).

Toutefois, j'ai trouvé sur un site de Collobrières, une macle polysynthétique de grenats, puis la même sur une autre pièce pakistanaise. Il s'agit d'une succession de plans (110) et (121).

Le plan de macle est en fait multiple et donne de nombreuses stries sur la pseudo face [121 -10-1]

Sur le grenat pakistanais, les faces tronquées [211] et [110] sont très marqués, pas sur le grenat français.

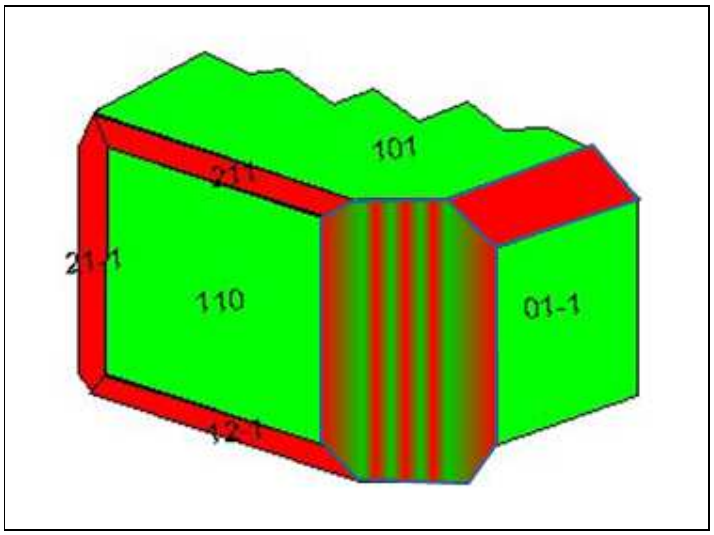


Figure 25 : Propriétés : Macle polysynthétique des grenats
Stries qui visualisent les plans de macle polysynthétique

Figure 26 : Propriétés : Macle polysynthétique observée
sur un almandin de Collobrières (30 mm), sur un grenat du Pakistan (0,5 mm)
Stries qui visualisent les plans de macle polysynthétique

Je me congratule aujourd'hui car lorsque j'ai présenté cette macle polysynthétique, des gens qui croient tout savoir, même que ce qui n'a pas encore été découvert ne peut pas exister, m'ont clairement explicité leur jugement. Mais…

Aujourd'hui, nous savons que cette macle polysynthétique est à la base de l'iridescence des andradites, mexicaines et japonaises, notamment.

5.5 Cas de grenats orthorhombiques

Cesare et al ont étudié des grenats provenant de différents sites provenant de six localités géographiques distinctes, et situées dans des contextes géologiques divers : le complexe franciscain, la Corse alpine, les domaines des Alpes sud alpines et austro-alpines.

Ils ont montré que les grenats ayant une composition riche en almandin > 58 mol%, avec une quantité significative de grossulaire (18–33 mol%), une concentration de spessartine variable (< 22 mol%) ainsi qu'une faible proportion de pyrope (1–9 mol%), et qui se sont formés dans le cadre d'un métamorphisme de basse température (< 350 °C), présentaient une certaine biréfringence.
Cette particularité optique est en fait révélatrice d'une structure non isomorphe. En effet, ces grenats ont une structure orthorhombique, structure qui s'avère stable malgré les recuits effectués sur ces grenats.

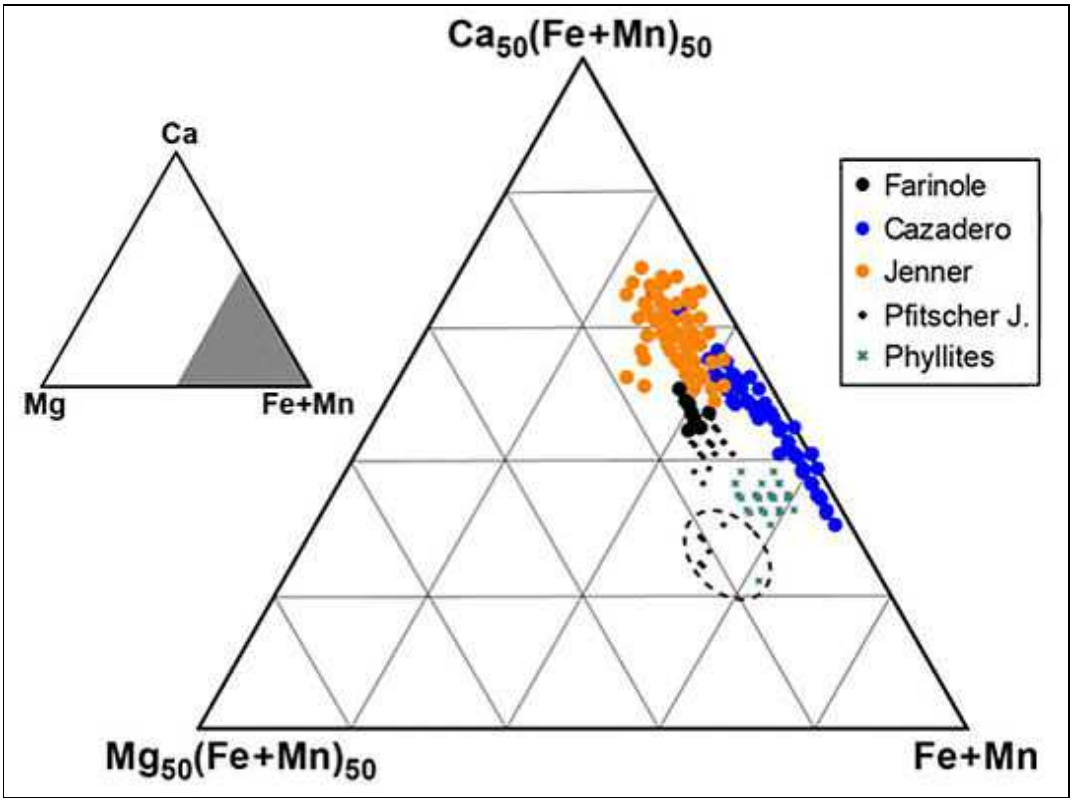


Figure 27 : Grenats orthorhombiques : Graphique ternaire des compositions des grenats étudiés (Cesare et al)
L'ellipse en pointillés marque les compositions des bords les plus extérieurs du micaschiste Pfitscher Joch et de la phyllite de Maniva Pass, caractérisées par des teneurs plus faibles en Ca et en Mg.

5.6 Conclusion

Aucune étude scientifique ou statistique, à ma connaissance ne s'est préoccupé des paramètres influençant la morphologie des grenats. Toutefois, il apparaît que le manganèse ainsi que le mode de formation par sursaturation et nucléation rapide sont les éléments responsables de l'habitus icositétraèdrique.

Il m'est arrivé de trouver dans de petites géodes des cristaux ayant cet habitus icositétraédrique, dans un contexte hors pegmatite à spessartine, avec de nombreux cristaux rhombododécaédriques autour, ce qui complique encore davantage la compréhension de la formation de grenats en icositétraèdres.

6. GENESE DES GRENATS

6.1 Introduction

Les grenats sont très souvent associés dans l'esprit des gens, au métamorphisme dû à un accroissement de pression. Il est vrai que les mécanismes de collision, en particulier dans les séquences pélitiques, sont une source de micaschistes à grenat très fréquentes en France.
Cependant, il est très restrictif de se limiter à la seule influence de la pression sur la formation des grenats. Pour s'en persuader, il suffit de considérer les différents types de genèse des grenats : cela permet d'appréhender la complexité des mécanismes mis en jeu et des facteurs qui peuvent les influencer.
Ainsi, le métamorphisme régional, avec augmentation de pression, n'est pas la seule cause de formation des grenats. Ces minéraux peuvent également apparaître sous des pressions faibles à modérées, par augmentation de température (métamorphisme de contact et métasomatose dans des skarns) ; par cristallisation de roches magmatiques, granites et pegmatites, où ce sont les concentrations qui sont les moteurs essentiels de la cristallisation des grenats ; ou bien même par dépôt de fumerolles, sous la pression atmosphérique. On a même identifié de **l'andradite dans la météorite Allende**, une chondrite carbonatée qui serait l'une des roches les plus anciennes du système solaire, son âge étant estimé à 4,5 milliards d'années.

Par conséquent, ce paragraphe ne va présenter que des généralités et quelques exemples, et je vous renvoie dans les descriptifs de la pétrologie de chacun des sites détaillés dans mon livre, pour avoir plus de précision sur les paramètres physico-chimiques de la genèse des grenats.

6.2 Compositions - Quelques exemples

Comme précisé dans le tableau précédent, les grenats sont présents dans de nombreux types de roches qui puvent être très différentes les unes les autres, parfois même dans un espace assez confiné Ainsi, dans le seul massif de Sauviat dans le Haut-Limousin, on peut trouver des grenats, aussi bien dans des roches acides ou alumineuses que dans des roches basiques à ultrabasiques, telles que éclogites, grenatites, amphibolites, péridotites
Il en résulte que les compositions des grenats peuvent varier très fortement d'un échantillon à un autre (M. Chenevoy, 1955 et 1957).

On peut ainsi rencontrer des compositions de grenats aussi diverses que :

	1 Micaschiste	2 Micaschiste	3 Gneiss	4 Gneiss	5 Granulite	6 Eclogite
SiO_2	49,00	54,30	66,70	57,12	76,09	47,66
Al_2O_3	23,00	26,18	16,20	18,20	13,25	12,90
Fe_2O_3	5,50	3,26	0,70	2,95	0,40	4,35
FeO	4,20	3,33	4,10	6,42	0,80	11,12
MgO	3,50	1,61	1,30	4,18	0,26	7,44
CaO	2,17	0,70	1,80	1,96	0,90	10,20
Na_2O	0,45	2,64	3,80	2,00	2,35	1,97
K_2O	6,60	2,60	3,05	2,75	4,70	0,40
TiO_2	1,10	0,79	1,00	1,04	0,13	3,80
P_2O_5	0,01	0,10	0,24	0,39	0,14	0,28
MnO	0,24	0,03	0,06	0,12	0,03	0,14
H_2O+	3,60	3,78	0,95	2,17	0,50	0,05
OH-	0,20		0,10			0,05
TOTAL	99,57	99,32	99,95	99,30	99,55	100,36

Table 3 : Genèse : Exemples de compositions de grenats de différentes genèses
1. Micaschiste à muscovite et grenat. Pointe Saint-Nicolas, île de Groix. In J. Cogné, 1960, p. 110.
2. Micaschiste à minéraux du Cap Nègre (côte Est). In S. Gueirard, 1959, p. 192.
3. Gneiss à 2 micas et grenat. Venarsal (Corrèze). In Roques, 1941.
4. Gneiss à grenat et sillimanite. Burgonde. In J. P. von Eller, 1961, p. 22.
5. Granulite blanche à grenat. Route du Bonhomme. In J. P. von Eller, 1961, p. 28.
6. Eclogite massive. Le Monteil. M Chenevoy, 1957, p. 344.

Processus/mécanismes	Groupe de roche		Grenat	Exemple
Magmatiques	Ultrabasiques	Péridotite Lherzolite/harzburgite	Uvarovite Pyrope	Russie Remiremont (88) Lherz (09)
	Acides	Granodiorite Granite	Almandin	St Jacut (22), Caladroi (64)
	Alcalines	Kimberlite	Pyrope	Afrique du sud
Pegmatitiques	Acide	Granite	Spessartine	Madagascar,Brésil, Chine, Haute-Vienne
Hydrothermaux	Basiques à ultrabasiques		Mélanite	Mali
Post volcaniques	Fumerolles Phonolites Rhyolites	sur trachyte Phonolytes Rhyolites	Andradites	Menet (15) iles Marquises Le Dramont (83)
Métamorphisme de contact, Métasomatose post magmatiques MT-BP	Calco-magnésiens	Skarn	Grossulaire, Andradite	Costabonne (65) Arbizon (65) Raon l'étape (88)
	Schiste, grès	Cornéennes	Almandin, Andradite, Sciagite	Flamanville (50)
Métasomatose post obduction MT-BP Rodingitisation	Basiques à ultra basiques	Amphibolites	Grossulaire Andradite grossulaire	Asbestos (Canada), Chamrousse (38) Bessans (73) / Val d'Ala St Véran (05) Canari (Corse)
Métamorphisme régional Métamorphisme de collision	Acide, pélitiques	Micaschistes	Almandin, Pyrope, Rhodolite	Le Conquet (29) Massif des Maures (83), Bas limousin (86), Deux -Sèvres (79)
	Faciès des schistes bleus BT-MP		Spessartine, Almandin	
	Faciès des amphibolites MT-MP		Almandin, Grossulaire	St Privat du dragon (43)
	Faciès des granulites HT-MP		Almandin	
Métamorphisme de subduction	Mafiques à ultramafiques	Faciès des schistes bleus MT-MP	Spessartine, Almandin	Ile de Groix (56), Région nantaise (44-85) Nouvelle Calédonie
	Mafiques à ultramafiques	Faciès des éclogites HT-HP	Spessartine, Almandin, pyrope	Ile de Groix (56), Région nantaise (44-85) Seilhac (19) La Borie (43) Région du Léon (29)
	Acides, pélitiques	Micaschistes	Almandin	Ile de Groix (56)

Table 4 : Genèse : Liste des genèses des grenats

Les conditions PT ont été précisées pour les grenats d'origine métamorphique.

Pour les pegmatites, celles de Madagascar ont été formées entre 0 et 30 km. Il est donc difficile voire impossible, de corréler quelque effet de la pression, et la cristallisation des grenats. Celle-ci est principalement due à une variation des concentrations en Mn dans la phase liquide.

Pour les métasomatoses, la cristallisation des grenats est principalement due à la diffusion d'éléments métalliques dans un milieu carbonaté

Ce tableau montre la diversité et surtout l'ampleur des domaines de compositions des grenats. Les teneurs en SiO_2 s'étalent ainsi, pour les roches analysées, de 47,66 % à 76,09 %, les teneurs en Al_2O_3 de 12,90 % à 26,18 %, le fer total de 1,20 % à 15,47 %, MgO de 0,26 % à 7,44 %, CaO de 0,70 % à 10,20 %.

6.3 Nature de grenat en fonction de la pression et de la température de formation

6.3.1. Influence de la pression

Fyfe, Turner et Verhoogen (1959), se fondant sur des résultats expérimentaux, classent les grenats en :

- Grenats de basse pression : Spessartine
  Almandin
  Andradite
- Grenats de haute pression : Grossulaire
  Pyrope

En particulier, les andradites de Menet (15) se forment à partir de fumerolles sous la pression atmosphérique.
Les pyralspites riches en Mn^{2+} sont également stables sous de très basses pressions : Yoder et Keith (dans Miyashiro) ont réussi à en faire des synthèses artificielles sous la pression atmosphérique.

Par conséquent, ceux qui affirment que le grenat ne se forme et n'est stable que sous de hautes pressions ont dû limiter leurs études aux pyralspites riches en Mg^{2+}. Or, le grenat le plus commun dans la nature n'est précisément pas à dominante pyrope, mais bien à base d'almandin riche en Fe^{2+}.

- SCHEUMANN (1961) explique la formation des gneiss à grenat du « Granulitgebirge » de la façon suivante : les gneiss à cordiérite provenant des micaschistes qui enveloppent les granulites auraient été introduite tectoniquement (« eingepresst ») dans les granulites ; puis l'augmentation de pression aurait rendu la cordiérite instable, et le gneiss se serait transformé en gneiss à grenat et à sillimanite.

$$\underset{\text{Cordiérite}}{3\,(Mg,Fe)_3\,Al_4Si_5O_{18}} \rightleftharpoons \underset{\text{grenat}}{2\,(Mg,Fe)_3\,Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{sillimanite}}{4\,Al_2SiO_5} + 5\,SiO_2$$

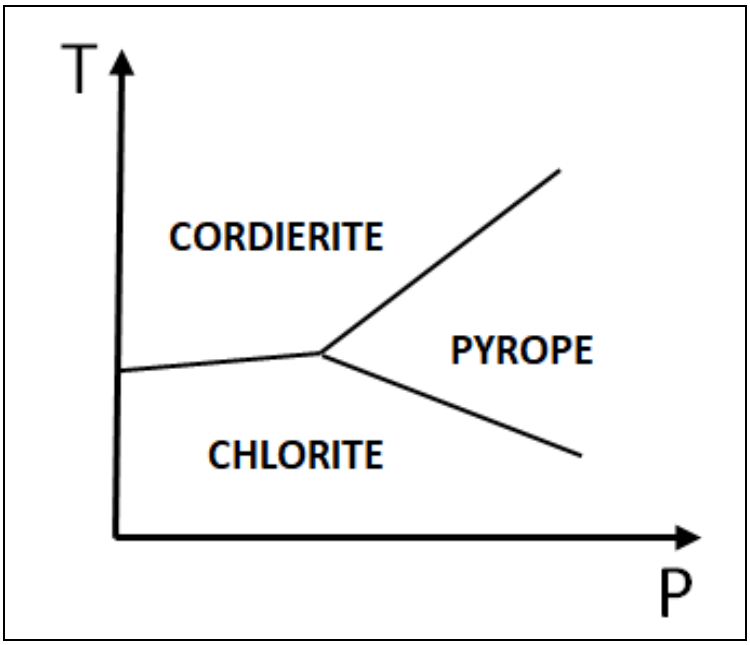


Figure 28 : Propriétés : Domaines de stabilité relatifs de la chlorite, de la cordiérite et du pyrope
Une augmentation de pression va déstabiliser la cordierite au profit du pyrope
La cordiérite serait donc un minéral de haute T, et le grenat pyrope un minéral de haute P.

- L'influence de la pression est aussi capitale dans la transformation chlorite ⟶ pyrope (Ramberg 1952).

  Si la pression est élevée, il se produit préférentiellement la réaction :

  $$\text{chlorite} + SiO_2 \longrightarrow \text{pyrope} + H_2O$$

  Si la température est élevée et la pression plus faible, alors il se produit la réaction :

  $$\text{chlorite} + SiO_2 \longrightarrow \text{cordiérite} + \text{enstatite} + H_2O$$

- Pour les grenats riches en Fe (almandin), l'effet relatif P-T n'est pas aussi important, bien qu'une pression minimum soit nécessaire pour que l'almandin soit stable. C'est pourquoi dans les cornéennes du métamorphisme de contact, où la pression est basse, on aura formation de cordiérite et non de grenat.
  Pyrope et almandin ne sont pas stables dans un métamorphisme thermique.

  Dans le métamorphisme de contact, où la température semble être le facteur prédominant la chlorite se transforme selon la réaction (3) :

  $$\text{chlorite} + SiO_2 \longrightarrow \text{cordiérite} + \text{hypersthène} + H_2O$$

  Dans le métamorphisme régional, où la pression semble être le facteur prédominant, alors se produit :

  $$\text{chlorite} + SiO_2 \longrightarrow \text{almandin} + H_2O$$

  L'eau a également une influence sur les réactions (3) et (4). Puisque la molécule de cordiérite renferme H_2O, un excès d'eau aura tendance à faciliter la réaction de formation de la cordiérite.

  La forte densité du grenat plaide en faveur de sa formation sous de hautes pressions. En effet l'augmentation de P favorise l'apparition de minéraux denses (Pomerol, et Fouet 1959). La plupart des réactions de formation du grenat se font avec une diminution de volume.

  $$\underset{\text{Olivine}}{SiO_2, 2\,MgO} + \underset{\text{anorthite}}{CaAl_2Si_2O_8} \longrightarrow \underset{\text{grenat}}{(Mg_2,Ca)\,Al_2\,(SiO_4)_3}$$

  La réaction (5) se produit avec une contraction de volume de 17 %. Au contraire quand le grenat se transforme en cordiérite, on note une augmentation de volume (Dünn 1932).

6.3.2. Influence de la température

De nombreuses expériences de synthèse de grenat ont été réalisées:

- Christophe-Michel-Lévy (1951) a produit des grenats ferro-manganésifères de la série almandin-spessartine. Il a essayé de différencier les effets de la pression et de la température, en maintenant l'un des facteurs constant et en faisant varier l'autre. Ses résultats l'ont conduit à attribuer un rôle prépondérant au facteur température, sur la formation de ces grenats almandin-spessartines. Les variations de pression interviendraient peu dans les teneurs en manganèse et en fer des grenats.
- Matthes (1961) a étudié tous les grenats de la série pyralspite. Ses essais de synthèse de pyrope pur ou d'almandin pur n'ont pas abouti. Les moyennes des résultats de Matthes ont donné les champs de stabilité suivants :

spessartine-almandin	420° à 800 °C	50 à 1 500 atm
pyrope-almandin	1 000° à 1 750 °C	18 à 40 atm

A température plus basse, la pression nécessaire s'abaisse aussi; la limite inférieure du champ de stabilité du pyrope peut ainsi être déplacée et le champ de stabilité devient :

Pyrope	700° à 1 750 °C	10 à 40 atm

Matthes a constaté également le rôle important de la température : la limite inférieure pour la température de formation d'un grenat spessartine-almandin s'élève quand le rapport Mn/Fe du grenat diminue, c'est-à-dire quand la concentration en fer augmente.
Ainsi pour Matthes, l'altération du grenat serait due à une variation de température; les limites de température entre lesquelles le grenat est stable seraient dépassées, dans un sens ou dans l'autre.

6.3.3. Conclusions

- La variation de la pression semble avoir le rôle prépondérant dans la formation et dans l'altération du grenat. Les expériences de Boyd et England (1959, cités dans D. Jung 1961) renforcent encore cette hypothèse. Le pyrope sous pression normale est instable à toutes les températures. Par contre grossulaire et almandin sont stables à pression normale jusqu'à 750-780°C (d'après Yoder). Quand la température augmente de 1°C, il faut une augmentation de 15 atm, pour compenser cette augmentation de température afin que le grossulaire reste stable; et une augmentation de 40 atm pour que l'almandin reste stable.
  Ceci vient confirmer que l'almandin nécessite des pressions moindres que le pyrope. On voit aussi que même si la P est le facteur dominant, la T ne doit pas être négligée puisqu'une légère variation de T est concomitante d'une variation de P dans le même sens.
  Toutefois, comme au Conquet, il existe des séries où c'est bien la température qui semble être le facteur de croissance du métamorphisme de roches pélitiques qui s'accompagnent de réactions ;

  micaschiste → grenat → staurotide → anatexie

- S'il y a un excès de silice, la P requise pour la formation du grenat est plus grande qu'en milieu pauvre en silice (Fyfe, Turner 1959). Ceci est valable pour tous les grenats et montre que la composition chimique a son importance même si P reste le facteur prédominant.

- Il faut rappeler que dans le cas du pyrope le facteur eau est prédominant; la croissance du pyrope ne peut pas se faire en présence de vapeur d'eau. Pour le grenat magnésien, les hautes pressions sont nécessaires, mais non suffisantes.

6.4 Applications au métamorphisme : Nature du grenat et faciès de métamorphisme

On a l'habitude d'établir les correspondances suivantes :

- spessartine dans l'épizone
- almandin dans la mésozone
- pyrope dans la catazone et l'ultrazone

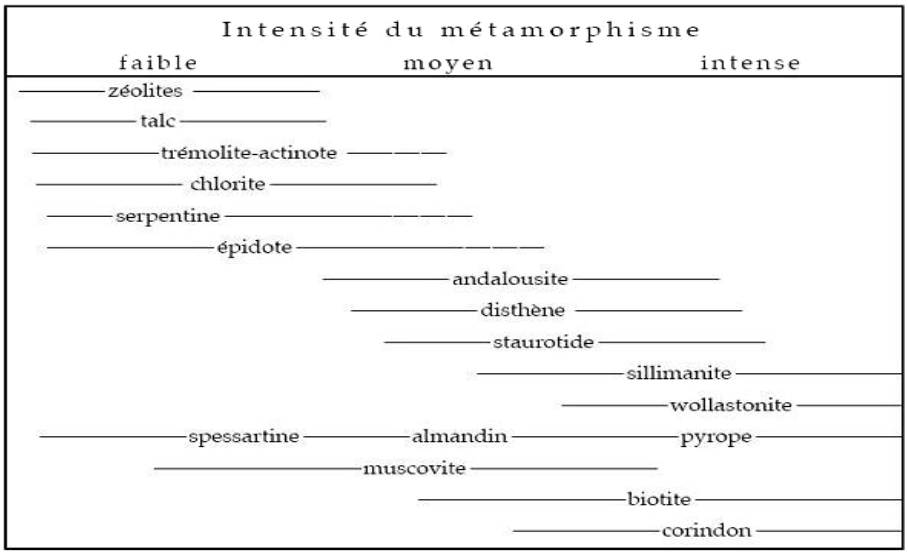
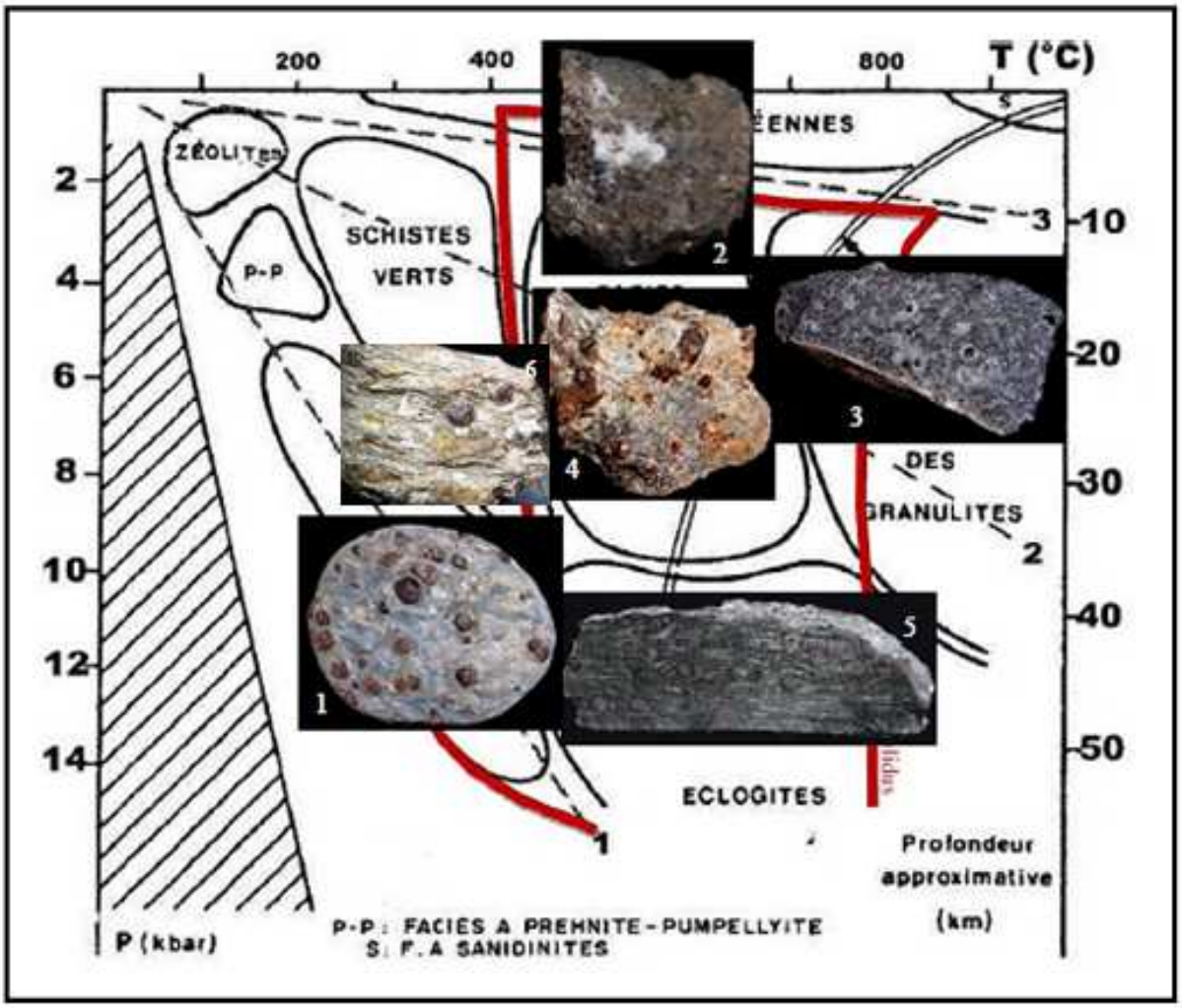


Table 5 : Genèse : Minéraux indicateurs de degré de métamorphisme (selon geowiki)



1 : grenat dans glaucophanite, ile de Groix (56)
2 : grenat dans cornéennes, Flamanville (50)
3 : grenat dans granulites, origine inconnue
4 : grenat et staurotide, Cavalaire (83)
5 : grenat et omphacite dans éclogite, St Philbert de Bouaine (44
6 : grenat dans micaschiste, cap du rossignol (83)

Ligne pointillées :
1 : gradient géothermique de subduction
2 : gradient géothermique océanique stable

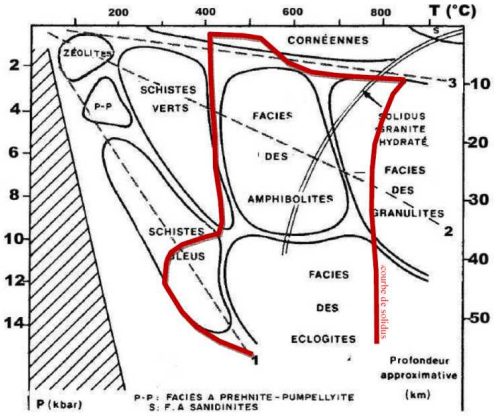


Figure 29 : Genèse : Domaine d'existence simplifié des grenats d'origine métamorphique en fonction des conditions PT et donc des faciès métamorphiques
Des cornéennes de Flamanville (métamorphisme de contact) aux éclogites vendéennes (métamorphisme de subduction), les domaines d'existence des grenats couvrent la majeure partie des conditions PT de la lithosphère

Cependant, le fait qu'une roche contienne du grenat ne suffit pas pour tirer des conclusions quant à la nature du métamorphisme qui a affecté cette roche. En effet le grenat n'est pas symptomatique de conditions spécifiques de métamorphisme puisqu'on le trouve aussi bien dans un micaschiste que dans un gneiss ou une granulite, donc aussi bien en épizone qu'en mésozone, catazone ou ultrazone.

Voici quelques conclusions résultant d'observations de Miyashiro et Goldschmidt (dans Miyashiro 1953).

Cas de roches pélitiques

Une série de huit analyses de grenats provenant de roches métamorphiques pélitiques du domaine de Gosaisyo-Takanuki (Japon) montre que la teneur en MnO des grenats de ces roches diminue régulièrement quand le degré de métamorphisme de la roche hôte augmente. Parallèlement à cette diminution de MnO, on constate une augmentation régulière de la teneur en FeO de ces mêmes grenats.

Des résultats donnés par Goldsmidt sur des grenats de la région de Stavanger (Norvège) confirment les conclusions de Miyashiro. Là encore la teneur en MnO diminue avec l'augmentation du degré de métamorphisme. Pourtant, pour une même intensité de métamorphisme, la teneur du grenat en MnO n'est pas la même dans les 2 domaines étudiés (Gosaisyo - Takanuki et Stavanger). Ceci est bien visible sur le «diagramme de variation du pyralspite » établi par Miyashiro avec la teneur du grenat en MnO en ordonnée, et le degré de métamorphisme en abscisse.
Pour un même faciès minéral, les grenats de Stavanger sont plus pauvres en MnO que ceux de Gosaisyo.

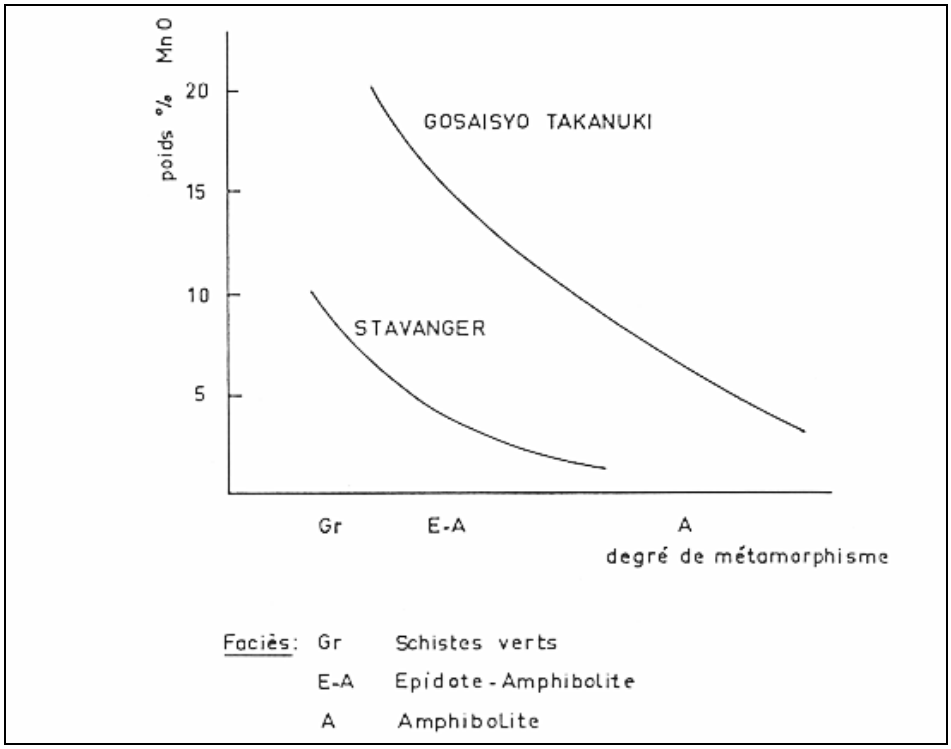


Figure 30 : Genèse : Diagramme de variation du pyralspite (d'après Miyashiro).

Cas de roches de composition plus variable

Cette diminution de la teneur en MnO du grenat quand le métamorphisme augmente ne s'observe que pour les roches « métamorphiques pélitiques banales », c'est-à-dire de roches dont le champ de composition est peu étendu. Quand il s'agit de roches de composition plus variable, on constate un élargissement progressif du champ de composition du grenat quand le métamorphisme croît : on passe de grenats riches en MnO à des compositions plus riches en FeO, et enfin à des grenats riches en MgO.

Toutefois, il demeure qu'il existe un certain parallélisme des gradients entre P et T dans le métamorphisme : une élévation de température s'accompagne en général d'une augmentation de la pression et d'une diminution de la richesse en eau du milieu (cf. plus loin).

6.5 Nature du grenat et pétrographie de la roche mère

Tröger, en 1960, a synthétisé les études antérieures relatives à la corrélation entre composition chimique des grenats et faciès métamorphique, avec comme base essentielle les travaux de Heritsch (1927) et Wright (1938). Tröger a en particulier le mérite d'avoir rassemblé près de 500 analyses de grenat « dignes de confiance », et répondant aux conditions énoncées par Wright : pour qu'une analyse soit valable et utile, elle doit être accompagnée de la description pétrographique de la roche dans laquelle le grenat a été prélevé (Liliane PRÉVÔT et Jean-Paul von ELLER, 1963).

En effet, les paramètres principaux de la nature des grenats d'origine métamorphique sont en plus de la pression et de la température, la composition de la roche mère initiale. Il est aisé de comprendre qu'une roche basique telle qu'une péridotite aura tendance a donné davantage de grenats magnésiens, les pyropes alors qu'une roche pélitique, plus riche en fer et aluminium donnera davantage des almandins.

Tröger a combiné les deux façons de classer les grenats de Heritsch et de Wright. Le premier, Herisch, a effectué une classification purement chimique telle que l'IMA. Wright au contraire a procédé pétrographiquement.
Ce dernier a constaté qu'on pouvait établir des rapports entre les grenats et leurs roches hôtes. Mais sa classification avait le défaut de ne faire intervenir que 9 groupes, de sorte que ses moyennes de pourcentages moléculaires proviennent de chiffres souvent trop variés. Tröger a alors formulé sa classification pétrographique en tenant également compte des identités chimiques des grenats, aboutissant ainsi à un tableau de 28 groupes. Chacun donne la composition moyenne d'un grenat dans une paragenèse pétrographique déterminée. Quelques exemples :

- la spessartine est généralement dominante dans les pegmatites;
- l'almandin est le grenat le plus fréquent, il est prédominant dans les faciès suivants :
  - paragneiss, charnockites, granulites où le pyrope vient en deuxième place;
  - granite où la spessartine est en deuxième place;
  - amphibolites où le grossulaire est en deuxième place;
- le grossulaire est prédominant dans les faciès suivants :
  - pyroxénites où l'almandin vient deuxième place;
  - marbres ;
- l'andradite est prédominante dans les faciès suivant :
  - skarn;
  - phonolite;
- le pyrope est prédominant et l'almandin vient en deuxième place dans les faciès suivants :
  - éclogites;
  - péridotites;
  - serpentines;

Cette analyse statistique vérifie qu'il existe des rapports entre faciès pétrographique et nature du grenat. La composition des grenats varie en relation avec le caractère du faciès de la roche dans laquelle les grenats sont indigènes. Cette variation, déjà indiquée par Levin (1949), Buddington (1950 et 1952), est un diagnostic qui peut être utile dans beaucoup de problèmes pétrologiques.

6.6 Nature du grenat et minéraux associés

Un faciès, tel qu'il a été défini par Eskola, se caractérise par le fait que les minéraux qui le constituent sont stables. La distribution des ions entre les différents minéraux se fait donc de façon à ce que cet équilibre chimique soit atteint entre les minéraux.

6.6.1. Un exemple : le grenat associé à de la cordiérite

Le problème de l'association cordiérite-grenat a déjà été évoqué par J. P. von Eller (1963) à propos d'une étude analogue sur la cordiérite.

Quand on a l'association grenat - biotite - cordiérite, le grenat a la composition suivante :

- 71-78 % almandin
- 15-25 % pyrope
- 2 % spessartine environ
- 1-5 % grossulaire

Les trois minéraux associés sont des ferromagnésiens pour lesquels le rapport Fe/Mg constitue la plus grande variable chimique. Il convient de rappeler que Fe^{2+} et Mg^{2+}, de charge et de taille voisines sont totalement substitutifs et forment des solutions solides totales comme dans les salîtes par exemple.
Explication de cette composition du grenat associé à de la cordiérite : (Folinsbee 1941).

- la pauvreté en grenat calcique : une augmentation du Ca dans le sédiment primitif serait marquée par l'apparition de grossulaire. Mais la cordiérite ne peut pas incorporer de Ca dans sa structure de sorte qu'elle n'est pas stable dans un sédiment riche en Ca.
- le grenat est alors surtout un mélange d'almandin et de pyrope. La nette prédominance du grenat ferrifère s'explique par la structure de la cordiérite qui tend à incorporer dans son réseau un plus grand pourcentage du Mg disponible que les minéraux associés. On peut écrire la formule de la cordiérite $(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$, Mg étant toujours plus important que Fe. La « diadochy », c'est-à-dire la substitution couplée FeO-MgO est donc limitée dans le cas de l'association grenat-cordiérite. C'est ce qui explique que le grenat soit surtout ferrifère, puisque la cordiérite est principalement magnésifère.

  Le grenat almandin est le seul qui puisse coexister avec la cordiérite.
- une légère augmentation du rapport Fe/Mg du milieu, suffisante pour produire un almandin avec moins de 12 % de pyrope, tendrait à faire dépasser la limite de stabilité par le pourcentage de fer dans la cordiérite. C'est pourquoi les grenats associés à de la cordiérite sont modérément riches en Mg.

Par conséquent, lorsqu'on trouve cette association minérale cordiérite - grenat, on peut se faire une idée de la composition du sédiment initial : pauvre en Ca, riche en Fe et Mg. De plus, on connaît la composition approchée du grenat.

6.6.2. Autre exemple : grenats de rodingites

Cf. livre relatif aux rodingites
Les rodingites sont caractérisées par une extrême pauvreté en fer.
Les grenats qui se forment dans les rodingites, sont des grenats de types grossulaires sans coloration idiochromatique, jusqu'à être parfaitement incolores.

6.6.3. Autres associations

Dans les roches métamorphiques, les pyralspites sont en général associés aux minéraux suivants : biotite, amphiboles ou pyroxènes.

- Association pyralspite - biotite :
  dans la biotite, Mn, Fe et Mg sont en position hexacoordonnée, ce qui favorise l'entrée des ions Mg^{2+}; dans le grenat au contraire, ces ions sont en position octocoordonnée, d'où une entrée préférentielle des ions Mn^{2+} dans le réseau du grenat.

  Le fer dominera tantôt dans la biotite, tantôt dans le grenat. Les ions Ca seront concentrés dans le grenat.
- Association pyralspite - amphibole ou pyroxène orthorhombiques :
  c'est la même chose.
- Association pyralspite - actinote ou hornblende commune :
  pour les ions Mn, Fe et Mg c'est encore comme dans les cas précédents; les ions Ca^{2+} sont à coordinence huit dans le grenat, mais aussi dans l'actinote et la hornblende, d'où une distribution égale entre les deux. Dans toutes ces associations (Miyashiro 1953), on note une tendance à la concentration des ions Mn^{2+} dans le grenat. L'ion Mn^{2+} est favorisé par rapport aux ions Fe^{2+} et Mg^{2+} par la taille de son rayon. C'est la structure cristalline du grenat qui explique la distribution des ions dans les pyralspites et les minéraux associés.

ombre de grenats	Nature de la roche	Pyrope	Almandin	Spessartine	Grossulaire	Andradite
50 Pyropes						
16	Péridotites	71,0	16,0	0,5	2,0	4,5
15	Griquaïtes	67,5	16,5	0,5	2,0	4,5
5	Griquaïtes	49,5	24,5	0,5	22,0	3,0
14	Eclogites	43,5	38,0	1,0	14,0	3,5
182 Almandins						
Avec pyrope						
33	Micaschistes et cornéennes	17,5	73,0	3,0	4,0	2,5
10	Andésites et ducites	14,0	70,0	4,5	5,5	4,5
19	Gneiss para	23,5	67,0	3,0	4,0	2,5
10	Granodiorites et pegmatites	21,0	63,0	4,5	0,5	4,0
15	Charnockites	23,5	57,0	2,5	14,5	2,5
8	Metagabbros	31,0	49,5	2,0	12,0	5,5
Avec spessartine						
3	Eulysites	3,0	64,5	16,5	1,5	5,0
11	Granites	3,0	55,5	35,5	2,0	1,0
31	Roches métam. argileuses ou sableuses	6,0	54,5	30,5	6,0	3,0
Avec grossulaire						
18	Gneiss, micaschistes et roches calco-siliceuses	11,5	61,0	4,0	21,0	2,5
21	Amphibolites	16,5	54,0	3,5	20,0	6,0
Avec andradite						
3	Micaschistes	7,0	69,0	3,0	4,0	17,0
65 spessartines						
51	Pegmatites	2,5	37,5	55,0	1,5	2,0
14	Gondites	6,0	18,5	50,5	9,5	9,5
51 grossulaires						
13	Marbres	2,5	2,0	1,0	90,0	4,5
2	Marbres	1,5	11,5	0,5	85,0	1,5
35	Roches calco-sliceuses	2,0	3,0	1,5	67,5	25,5
1	Pyroxénite	0,0	30,5	0,0	45,5	24,0
110 andradites						
55	Skarn	1,5	3,0	1,0	12,0	82,0
21	Foyaïtes	3,0	2,5	0,5	11,0	69,0
19	Phonolithes	4,0	2,5	1,5	15,5	67,0
15	Schistes serpentineux	0,5	3,0	1,0	42,5	53,0

Table 6 : Genèse : Relation entre composition chimique des grenats et les types de roches mères d'après Tröger in N. Jb. Miner., Abh. Bd. 93, p. 25, simplifié

6.6.4. Importance de la composition chimique du matériel d'origine. Influence des ions

L'assemblage minéral, autrement dit le faciès pétrographique, dépend évidemment du matériel disponible au moment de la formation des minéraux. Plus le matériel aura été basique, plus il y aura de pyrope. La nature du grenat est donc fonction du chimisme du matériel initial. La plus ou moins grande abondance d'un ion peut influer sur la distribution d'un autre ion entre les différents minéraux. :

- Howie (1957) fait une comparaison entre une granulite acide et une granulite basique. La première contient plus de pyrope que la basique, alors que logiquement on s'attendrait à l'inverse. En effet, dans la granulite acide, le rapport MgO/FeO est plus bas. Or, non seulement le grenat, mais aussi le pyroxène, sont plus riches en MgO que dans la norite.
  Dans la granulite basique, on trouve davantage de grossulaire. Ceci indique un pourcentage de CaO élevé dans le matériel initial. Le rapport CaO/MgO est plus élevé, de sorte que tout le MgO se combine à CaO pour former du pyroxène.
  C'est le CaO qui a réglé la distribution du MgO, et qui est par suite responsable de la nature du grenat dans les deux granulites.
- Dans des conditions physiques semblables, une roche métamorphique pélitique peut contenir ou pas, des pyralspites, selon la quantité de MnO présente dans la roche (Miyashiro 1953). Si la teneur de la roche en Mn est si faible que le point représentatif sur un diagramme tombe dans le champ de composition de la biotite, tous les ions Mn, Fe et Mg de la roche formeront de la biotite, et il n'y aura pas formation de grenat. Si au contraire il y a suffisamment de Mn pour que le point soit à l'extérieur du champ de la biotite, il y a alors un excès de Mn qui ne pourra pas entrer dans la biotite et formera un grenat riche en Mn (fig. 15).

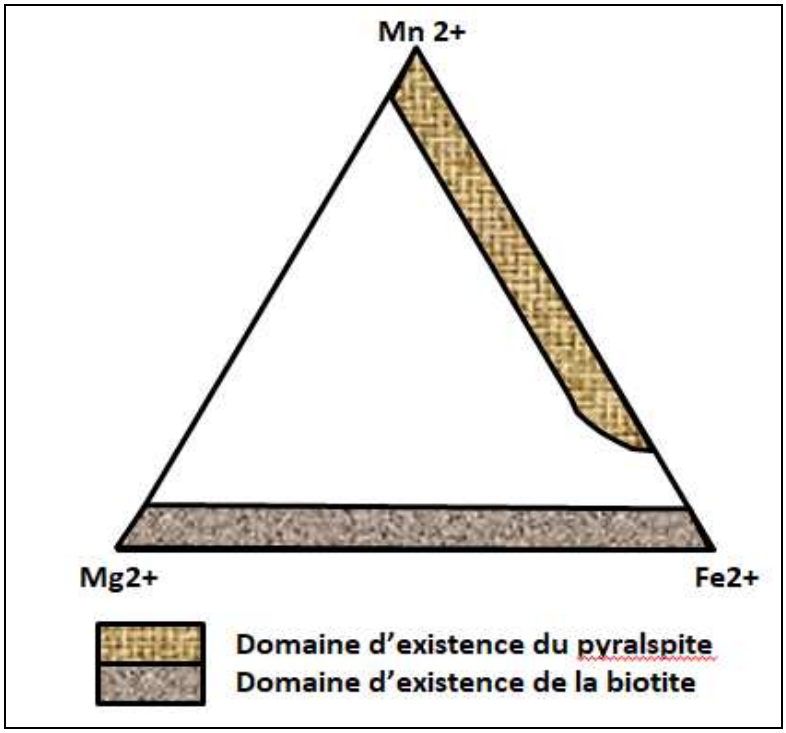


Figure 31 : Genèse : Domaines de composition du pyralspite et de la biotite (d'après Miyashiro).

Des expériences (Kozu, Omeri, Yogi 1960) ont montré que la présence de Mn favorise la formation de grenat dans des solutions artificielles. Ces auteurs ont aussi analysé des grenats du Japon qui ont la particularité d'être zonés; ils ont pu séparer le cœur de la partie externe où la proportion de MnO est beaucoup plus faible, celle de FeO plus forte. Le grenat premier formé est plus riche en MnO. Ceci montre le rôle de Mn dans la formation des cristaux de grenat. Au cours de la cristallisation, les éléments d'almandin augmentent progressivement et proportionnellement à la diminution de ceux de spessartine, alors que les concentrations dans les autres pôles limites (ramenées en concentration en oxydes métalliques) restent constantes.

- Enumération d'autres exemples d'influence d'ions les uns sur les autres cités par Kretz (1959): la distribution du Mg entre grenat et biotite dépend de la concentration en Mn dans le grenat. Une augmentation de Mn dans le grenat amène une diminution de l'affinité du grenat pour Mg. Le rapport Fe/Mg par contre n'a pas d'influence sur la distribution de Mn. Mais le rapport Mn/Fe joue dans la distribution de Mg. Le Ca semble n'avoir qu'une influence très faible sur l'affinité du grenat pour Mn, Fe ou Mg.
  Mueller (1961) est d'accord avec Kretz pour affirmer que le coefficient de distribution d'un élément donné peut être influencé par les variations de concentration des autres éléments.

En résumé nous avons pu voir dans ce chapitre que des rapports certains existent entre la nature des grenats et le faciès pétrographique de leur roche hôte. Or ce faciès, c'est-à-dire l'assemblage minéral de la roche, dépend du matériel initial disponible et de sa répartition entre les différents minéraux pour la constitution d'un équilibre stable. Enfin, cette répartition du matériel dépend elle-même de la structure cristalline des minéraux en formation d'une part, et d'autre part de la composition chimique à répartir entre eux, puisque la présence d'une catégorie d'ions peut favoriser ou défavoriser la pénétration d'un autre ion dans le réseau d'un minéral.

Finalement, si on supprime les intermédiaires, on arrive à la conclusion que la nature du grenat est fonction de :

- **la composition chimique du matériel initial**
- **la structure cristalline des minéraux associés au grenat et du grenat lui-même.**

7. ZONATION DES GRENATS ET DEGRE DE METAMORPHISME

Les grenats appliqués à la géothermobarométrie sont d'excellents marqueurs de température et surtout de pression de formation d'une roche. Une autre technique pour déterminer l'intensité ou le degré de métamorphisme est l'étude de la zonation des grenats.

Comme nous l'avons vu précédemment, un grenat n'est jamais pur, il s'agit toujours d'un mélange de grenats de composition diverses. Or, souvent, la variation de composition au sein d'un cristal de grenat n'est pas aléatoire mais progressive du cœur vers la surface (R. Bloom, HOLLISTER, OLYMPIC et ANDERSON, YARDLEY)
Des géologues ont donc voulu mettre à profit cette zonation en recherchant une corrélation entre les compositions des grenats et le degré de métamorphisme atteint lors de leur formation.

7.1 Influence de la pression

La composition du grenat, ou plus exactement sa zonation, définie par la composition chimique à l'intérieur du grenat, en fonction de la position entre le cœur et la surface du cristal, a tendance à évoluer lorsque les conditions de pression notamment, évoluent pendant la cristallisation du grenat. Ainsi, si les conditions de fugacité de l'oxygène ne viennent pas influencer les mécanismes de cristallisation des grenats, ceux-ci ont tendance à avoir des compositions locales qui évoluent du cœur vers la surface d'une composition riche en pôle spessartine, puis en pôle almandin, et enfin en pôle pyrope, lorsque la pression augmente au cours de la cristallisation.
La substitution Ca,Mn $\longrightarrow$ Fe,Mg tend à diminuer le volume moléculaire du grenat : une forte pression tend donc à stabiliser un grenat riche en almandin ou en pyrope.

7.2 Influence de la température

Lorsque la température augmente, la structure du grenat accepte plus aisément les cations Fe et Mg de faible rayons ioniques, au détriment de Ca et Mn dont les rayons ioniques sont plus grands.
A pression constante, l'augmentation progressive de la température enrichit donc un grenat en almandin et en pyrope, en lieu et place d'ugrandites et de spessartine.

7.3 Conclusion

En conséquence, une aggravation des conditions, que ce soit pour la pression ou pour la température, déplacera la composition des grenats vers les pyralspites, une raisonalisation des conditions favorisera la formation d'ugrandites

7.4 Diffusion

Comme nous l'avons signalé pour les géothermes grenat biotite, la diffusion cationique dans les grenats est beaucoup plus faible que dans la biotite.
De même, HOLLISTER attira l'attention sur la préservation de chaque zone de composition des grenats au cours du temps. Elles semblent ne pas être affectées par la diffusion et reste donc en état non équilibrée.
YARDLEY insista aussi sur le fait que les modèles de fractionnement pour la zonation des grenats supposent que la diffusion est négligeable pour les degrés de métamorphisme les plus faibles ; ce qui fut largement démontré par OLYMPIC et ANDERSON, dont les schémas de zonation chimique coïncident avec la texture optique des zones, qui représentent clairement des étapes de croissance présumés distinctes. Néanmoins, il n'est pas évident d'affirmer que la zonation optique correspond effectivement à une zônation texturale, comme l'ont montré TUCILLO et al. En effet, ils ont montré que la zônation chimique dans leurs grenats, issus d'un métamorphisme de haut degré, n'était pas seulement préservée mais était l'inverse en termes de cations de celle étudiée par les autres géologues, et attribuèrent ce phénomène à un effet diffusionnel rétrograde.

En effet, reprenons la structure du grenat. Nous savons que les grenats sont constitués de tétraèdres $[SiO_4]$ isolés, qui relient des octaèdres $[XO_6]$ et des pseudo-cubes $[YO_8]$, avec X : élément de degré d'oxydation +II, Mg, Fe^{2+} ou Ca et Y : élément de degré d'oxydation +III,: Fe^{3+}, Al, Cr.
La coordinence des cations a pour origine non seulement la charge mais également la taille du cation. Ainsi, nous sommes en présence d'une structure dans laquelle il n'existe aucune direction privilégiée suivant laquelle on trouve des périodicités M – O – M. Systématiquement les périodicités sont -O-X-O-Y-O-X-O- ou -O-X-O-Si-O-X-O- ou -O-Y-O-Si-O-Y-O-.

De plus les grenats ont des densités particulièrement élevées entre 3,6 et 4,2 alors que leurs cations constitutifs ne sont pas des éléments chimiques de n° atomique élevé (comme le baryum par exemple qui confère à la barytine sa densité élevée) ; ce qui implique que la structure de la maille des grenats soit particulièrement compacte.
Ainsi, la diffusion de cations dans la structure des grenats est fortement limitée par les gênes stériques dus à des sites de dimensions très différentes et à l'absence de direction privilégiée selon laquelle les cations auraient des plus proches voisins identiques.
La diffusion de lacunes est aussi difficile. Elle est généralement due au déplacement d'atomes d'un site à un autre site plus proche voisin en sens inverse. Dans le cas des grenats, leur structure avec des sites de dimensions aussi différentes et de coordinence aussi variée, limite la migration de cations vers des sites voisins et donc la diffusion des lacunes.

Certes, la température, par effet de dilatation, tend à accroître les dimensions de tous les sites cationiques et facilite ainsi la migration de cations de proche en proche d'un site cationique au site cationique voisin, mais ce mécanisme n'intervient pour les grenats, du fait des grandes différences de dimensions de sites, que pour des températures élevées, c'est à dire pour des degrés de métamorphisme élevés.

Cette cinétique de diffusion a un intérêt fondamental, celui de figer la structure d'un grenat dans l'état dans lequel il s'est formé. Ainsi, ils sont le reflet des conditions de leur formation même après métamorphisme rétrograde ou orogénie et d'autre part, chaque couche atomique ou zônation permettant de définir les conditions dans lesquelles elle s'est formée.

7.5 Zonation de Mn et Ca représentatives du degré de métamorphisme

Le modèle classique des zônes de métamorphisme régional présuppose des températures et des pressions élevées dues à des enfouissements profonds et aux forces tectoniques de déformation.
Le grenat est l'un des minéraux qui permet de déterminer le degré de métamorphisme, c'est à dire le niveau d'évolution d'une zône qui a subi de telles contraintes géologiques, ainsi que les variations de ses compositions.
La variation de composition dans un grenat, en particulier la quantité de MnO, a depuis longtemps été exploitée comme indicateur du degré de métamorphisme. GOLDSMIDT fut le premier a noté que la teneur en MnO dans les grenats diminuait lorsque l'intensité (ou le degré) du métamorphisme s'accentuait ; comportement qu'il a attribué à l'incorporation de la majeure partie du MnO de la roche dans la cristallisation la plus ancienne du grenat.

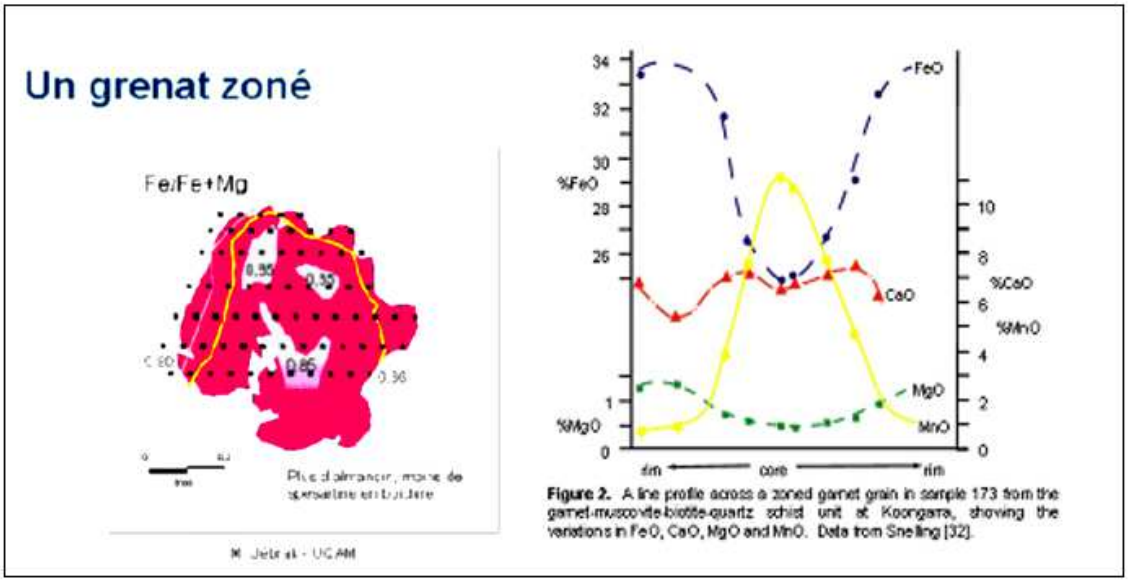


Figure 32 : Zonation : Exemple d'un grenat zoné
Figure 33 : Variations des compositions en CaO, MnO, FeO et MgO dans un grenat de Koongara,

Les analyses à la microsonde électronique permettent en effet, aujourd'hui de montrer qu'il y a une évolution de la composition des grenats du cœur vers la surface des cristaux, avec généralement, une diminution en MnO et en CaO et augmentation en FeO et MgO.

MIYASHIRO et ENGEL ont suivi la même ligne de pensée. MIYASHIRO a suggéré que malgré la grande taille de l'ion Mn^{2+}, son intégration est possible dans la structure du grenat tant que les pressions ne sont pas trop élevées (degré faible de métamorphisme) alors que pour des pressions plus élevées, les ions Fe^{2+} et Mg^{2+} nettement plus petits, sont plus aptes à pénétrer dans la structure du grenat.
Ainsi, il fut tout d'abord proposé le principe qu'une diminution de MnO dans le grenat indiquerait une augmentation du degré de métamorphisme régional.
LAMBERT présenta un raisonnement analogue pour expliquer la diminution de la teneur en CaO du cœur vers la surface du grenat qui serait d'après lui, corrélée à l'augmentation du degré de métamorphisme.
Enfin STURT, appuyé par NANDI, a également démontré la relation inverse qui existe entre les teneurs en (MnO+CaO) et le degré de métamorphisme.

7.6 Zonation représentative de la roche mère

Toutefois, certains chercheurs ne sont pas d'accord avec cette théorie. En fait, la réalité est autrement plus complexe et si, sur certains sites, une théorie semble corroborée aux observations géologues, un autre site viendra apporter des éléments aux détracteurs de cette théorie.

Ainsi, EVANS lança un avertissement dans l'interprétation de la diminution de la teneur en MnO du grenat comme indicateur de l'accroissement de la pression du métamorphisme. Il prit comme départ de son étude, les échanges Mg-Fe dans les grenats et dans d'autres silicates communs et montra que pour des compositions initiales données, les ratios Mg/Fe dans les grenats pouvaient diminuer avec la pression.
Mais surtout, KRETZ a démontré qu'il pouvait y avoir influence des minéraux coexistants sur la composition d'un autre minéral donné. Il y aurait donc pour KRETZ influence de l'environnement : la variation de composition dans le grenat dépendrait non seulement des variations de pression et de température mais **aussi** des variations de composition des différents composants à l'intérieur même de la matrice.

D'ailleurs il est possible de rencontrer sur un même échantillon, donc très proches les uns des autres, des grenats homogènes et des grenats zonés, tous ayant subi les mêmes événements métamorphiques.

ATHERTON et EDMUNDS pensent que la zonation reflète les modifications des conditions d'équilibre entre le grenat et sa matrice pendant la croissance et/ou le métamorphisme polyphasé.
A travers ces propres travaux, et ceux de CHINNER et HUTTON, ATHERTON indiqua la présence de grenats de composition quasi différente dans des roches de degré de métamorphisme similaire, et parfois en juxtaposition visuelle. Sa conclusion était que la teneur en MnO, ainsi que pour tous les autres cations divalents, était substantiellement le reflet de la composition de la roche hôte et que tout lien évident entre la composition du grenat et le degré de métamorphisme est impropre. Pour ATHERTON, la zonation et les modifications progressives dans la composition du grenat sont dues aux variations de concentrations des cations divalents avec augmentation du degré de métamorphisme, et considéra que des anomalies dans la séquence étaient explicables en termes de variations de la composition de la roche mère.

MIYASHIRO et SHIDO dans un traitement théorique substantiel, ont déduit que le facteur principal qui contrôle les compositions successives des grenats est la composition du grenat déjà cristallisé, depuis que la matrice a été spoliée d'une partie de ces oxydes. De même, à partir d'une étude théorique, ANDERSON et BUCKLEY ont montré que pour des conditions de liaisons et des coefficients de diffusion raisonnables, les profils de zonation observés dans les grenats pouvaient être expliqués par des considérations de diffusion.

TRACY et al ont noté que les grenats issus d'assemblages pélitiques métamorphosés montraient, dans différentes zones métamorphiques, des schémas de distribution en éléments qui sont des fonctions complexes de la composition de la roche environnante, des réactions continues spécifiques dans lesquelles le grenat est impliqué, de P, de T, et de l'histoire de la roche, des taux de diffusion homogène, et peut-être aussi de l'intervention des fluides métamorphiques aux différentes étapes du développement du grenat.
Ils ont travaillé sur des calibrations des réactions d'échanges Fe-Mg dans les couples grenat-biotite et grenat-cordiérite et sur diverses réactions minérales continues Fe-Mn afin de définir des évaluations des conditions P-T pendant les métamorphismes prograde et rétrograde dans le Massachussetts central.

STANTON, dans ces études sur Broken Hill (New South Wales, Australie) suggéra que les grenats représentaient in situ la transformation de la septachlorite de chamotte manganiferreuse, et que chaque zone reflétait la structure oolitique originelle de la chamotte sédimentaire. Dans des études ultérieures, Stanton et Williams ont conclu que compte tenu que les différences de composition intervenaient sur de faibles échelles dans les grenats (1-2 mm), à l'intérieur d'une matrice monocomposée (quartz), la composition du grenat devait certainement être l'image des variations de composition des sédiments, et non des variations de degré de métamorphisme.

Pire encore, MULLER et SCHNEIDER ont montré que la teneur en MnO des grenats était des indicateurs, non seulement du degré de métamorphisme et de la chimie de la roche mère, mais aussi de la fugacité de l'oxygène. Ils ont rejeté le modèle de fractionnement de RAYLEIGH présenté par HOLLISTER et conclurent que la décroissance de la teneur en Mn, et l'augmentation en parallèle de celle en Fe dans les grenats, avec l'augmentation du degré de métamorphisme provient de la réduction progressive de la fugacité de l'oxygène. HSU, dans ses travaux de recherche sur les réactions de phase dans le système Al-Mn-Fe-Si-O-H a découvert que la stabilité de l'almandin est fortement dépendante de la fugacité de l'oxygène, et est favorisée par des assemblages caractérisés par une activité élevée du cation bivalent Fe^{2+}. A contrario, l'activité du cation Mn^{2+} est moins influencée par la fugacité de l'oxygène. Ainsi, MULLER et SCHNEIDER ont conclu que la diminution observée de la teneur en Mn dans les grenats lorsque le degré de métamorphisme augmente, est due à la capacité de stockage du graphite présent à côté des nucléi de grenats. Avec une augmentation de degré de métamorphisme, la réserve du graphite stabilise les minéraux qui dépendent d'une fugacité faible en oxygène, ce qui fait que l'almandin se forme davantage lorsque le degré de métamorphisme augmente, plutôt que le spessartine. MULLER et SCHNEIDER ont aussi noté que certains des grenats qu'ils ont étudiés ne sont pas zônés, mais montrent des inhomogénéités dispersées dans la masse du grenat.

7.7 Zonation dans les grenats des schistes de Koongara

Les grenats analysés dans les schistes de Koongara sont typiques des grenats métapélitiques, les compositions entre et à l'intérieur des grains étant presque identiques à celles mesurées dans les grenats métapélitiques des autres régions métamorphiques répertoriées dans le monde. Ce sont des grenats almandins (Fe^{2+}), avec une certaine proportion de spessartine (Mn^{2+}), de pyrope (Mg^{2+}) et de grossulaire (Ca^{2+}).

Le taux de (CaO+MnO) fonction de celui de (FeO+MgO) présenté ci-après est représenté avec les subdivisions de composition en fonction du degré de métamorphisme déterminé par NANDI. Les données recueillies à Koongara sont réparties selon leur propre droite théorique et chevauche les zones des grenats, du disthène et de la sillimanite des repères de NANDI.
La conclusion de NANDI est que la teneur en (CaO+MnO) des grenats décroît lorsque le degré de métamorphisme augmente, comme proposée par STURT mais récusé par BAHNEMANN. Ce dernier a étudié la composition de grenats dans les gneiss à faciès granulites du district de Messin dans le Limpodo Folded Belt dans le nord Transvaal et découvrit que les variations de composition étaient comparables à celles trouvées par NANDI, mais étaient éparpillées à travers le diagramme des zones métamorphiques de NANDI. Cependant, BAHNEMANN a pu montrer, à partir de travaux antérieurs sur les mêmes roches et en utilisant le géothermomètre de Curie cordiérite-grenat, aussi précises que purent être les conditions de pression et de température pendant la formation des grenats, elles étaient élevés et uniformes, bien supérieures à celles du district de Messina. Ainsi, BAHNEMANN conclut que le ratio (CaO+MnO)/(FeO+MgO) sur le schéma reflétait la chimie de la roche hôte, et que les isogrades métamorphiques ne pouvaient pas être déduits de la position des points sur une ligne. Néanmoins, il nota que la droite de meilleure convenance variait fortement de celle suggérée par NANDI et présenta sa propre droite de concordance pour les grenats qu'il a étudiés.

Les courbes (CaO+MnO) en fonction de (FeO+MgO) des grenats de Koongara définissent également une droite de meilleure convenance qui diffère de celle de NANDI. Les schistes de Koongara contiennent une certaine quantité de graphite, qui pourrait être un facteur additionnel dans la croissance des grenats de cette zone, les surfaces riches en fer pouvant être dues au pouvoir de stockage du graphite aussi bien qu'à l'élévation de température due au métamorphisme. Cependant, dans 4 des 13 échantillons il y a à la fois homogénéité et grenats zônés face par face. De plus, l'échantillon 173, a un cœur trois fois plus riches en CaO+MnO que sa surface, et la composition de la matrice est très semblable à celle des grenats homogènes adjacents. Si la présence de l'apport du graphite est nécessaire à la zonation des grenats, qu'en penser pour ces grenats adjacents homogènes? On peut donc penser que les variations de composition dans la zonation des grenats sont plutôt dues aux variations chimiques dans le minéral précurseur ou la roche hôte, comme suggéré par STANTON.

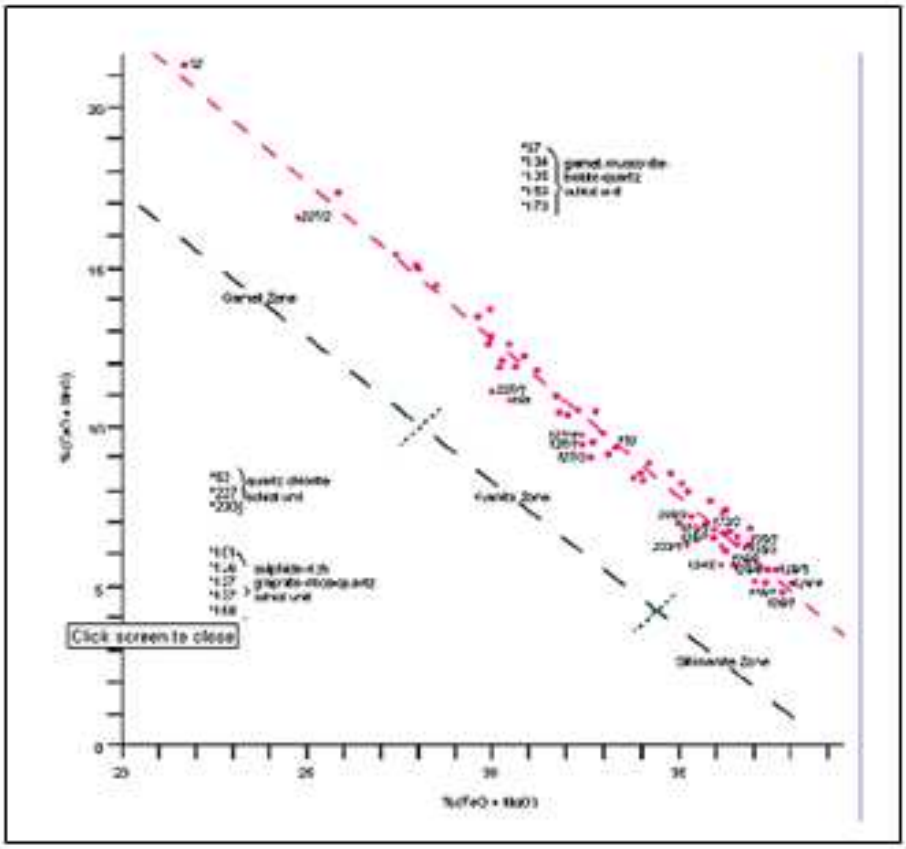


Figure 34 : Zonation : Variation de (CaO+MnO) en fonction de (FeO+MgO) dans les compositions des grenats de Koongara, et courbe de Nandi, La ligne de meilleure corrélation est indiquée, ainsi que les limites des isogrades de métamorphisme grenat , disthène, sillimanite

Lorsque NANDI a présenté son schéma original, il a utilisé les compositions de 84 échantillons de grenats qui provenaient de différents degrés de métamorphisme de roches pélitiques. STURT, obtint des résultats analogues sur des terrains métamorphiques à STAVANGER en Norvège, à GOSAISYO-TAKANUKI au Japon, ADIRONDACKS aux USA, et LE MOINE et DARADIAN en Ecosse.
Lorsque les compositions très différentes des porphyroblastes à grenats provenant de différents terrains métamorphiques sont représentées sur le diagramme (CaO+MnO) fonction de (FeO+MgO), NANDI trouva que ces compositions étaient groupées le long d'une droite divisée en subdivisions qui représentaient chacune d'entre elles un degré différent de métamorphisme avec grenat, cyanite et sillimanite.
NANDI montra virtuellement qu'il n'y avait pas de chevauchement des compositions des grenats aux frontières, mais STURT sur tous les grenats étudiés, trouva d'importants chevauchements pour différents grenats issus de différents degrés de métamorphismes. De plus, les grenats que STURT enregistra provenaient de degré pélitique faisant partie presque exclusivement du domaine d'existence de la cyanite, ainsi la figure est loin d'être aussi claire que le schéma original de Nandi.
En d'autres termes, ces données ne permettent pas d'affirmer que les compositions des grenats changent avec la variation du degré de métamorphisme.

Comme BAHNEMANN le trouva dans la ceinture Limpopo Folded, où les grenats étaient issus d'un certain nombre de roches hôtes à faciès granulites, il présenta un large domaine de composition qui semblaient refléter les conditions habituelles de P-T du métamorphisme, les données ici des schistes du Koongara montre généralement des compositions des grenats divergentes, souvent à l'intérieur même d'un grain, or les schistes sont typiquement métapélitiques d'une zone à grenat classique à l'intérieur d'un terrain de degré de métamorphisme à amphibolite. La présence de grenats dans ces schistes sans la présence ni de cyanite, ni de sillimanite confirme que ces schistes font partie du domaine d'existence des grenats, quoique la cyanite a été observée avec de la staurotide dans des les formations schisteuses similaires de CAHILL au sud. Néanmoins, il est inconcevable qu'il n'y ait aucune variation notable des conditions P-T du métamorphisme sur les 370m de long de forage et les 90 m de domaine stratigraphique dont les échantillons sont issus.

En effet, même dans l'unité de schiste à quartz et chlorite, les cinq grenats dont les compositions sont homogènes, prélevés dans les trois roches du niveau stratigraphique enjambaient presque le domaine entier de la figure, d'une teneur en (CaO+MnO) extrêmement haute dans le domaine de plus basse température du domaine d'existence des grenats, jusqu'à des teneurs faibles en (CaO+MnO) et élevées en (FeO+MgO) dans le domaine d'existence de la cyanite.

Or, si un de ces schistes de Koongara devait être formé à une température de métamorphisme prograde plus élevée. Ce devrait bien être l'un de ces schistes à quartz-chlorite, parce qu'il est stratigraphiquement plus proche de la base du complexe de Nanambu où le degré de métamorphisme semble avoir été le plus important. De même l'un des échantillons des schistes mica-quartz-graphite riche en sulfures a une composition à cœur qui indique les conditions du domaine d'existence des grenats alors que la peau indique celles du domaine de la sillimanite.
Ces nombreuses anomalies doivent indiquer que les compositions des grenats sont substantiellement le reflet des domaines de composition à l'intérieur des sédiments et des minéraux précurseurs, et non des degrés de métamorphisme.

STANTON a montré que la diffusion pendant le métamorphisme est limité à de faibles distances (<1mm) et qu'il n'y a pas 'évidence directe de réactions de minéraux de métamorphisme prograde, et qu'ainsi l'équilibre métamorphique n'apparaît pas être obtenu si ce n'est dans de très petites zones. Bien que la majorité des chercheurs prétendent que la zonation des grenats est à des réactions minérales et à un fractionnement cationique, et que dans les zones à fort métamorphisme, la composition des grenats est homogénéisée par la diffusion, STANTON et WILLIAMS ont clairement montré qu'à Broken Hill, dans la zone de métamorphisme le plus élevé, la zonation de composition dans le grenats est ni homogénéisée ni le produit de réactions minérales ou de fractionnement cationique, mais une préservation précise de la composition des oolites précurseur dans la roche mère. De plus, alors que leurs conclusions ne sont pas remises en questions, leur échelle des temps est, parce qu'elle force la crédulité à supposer que le schéma originel de sédimentation a été préservé avec le « plus grand soin » sur une période estimée à 1,8 milliards d'années.

Ce qui est également stupéfiant est la découverte par STANTON est la présence de quartz hydreux dans les strates de roches à quartz-muscovite-biotite-almandin-spinelle dans les terrains métamorphique de Broken Hill. Il commente qu'il est remarquable que la silice puisse encore retenir une certaine quantité de minéral hydraté après 1,8 milliards d'années, ce qui sous-entend un degré de métamorphisme élevé (et donc forte température) ! Non seulement cette découverte confirme que le quartz métamorphique est un produit de déshydratation et de transformation in situ d'un précurseur de gel de silice et ou chert, mais à ces températures et pressions, et sur des temps aussi importants que la roche a dû subir, n'est pas nécessairement requis.
STANTON maintient que qu'il est connu depuis longtemps que certaines argiles ou zéolites proviennent souvent de précurseurs spécifiques. De même, il est évident que certains strates riches en oxydes, dont le quartz, avec des carbonates et des silicates authigéniques, proviennent de précurseurs sédimentaires/ diagénétiques. Il s'agit là d'un principe et non d'une hypothèse que STANTON appliqua aux silicates du métamorphisme y compris aux grenats.

Il appuya le fait que l'almandin dérive directement de chlorite de chamotte contenant une fine dispersion de silice, et suggéra que la déshydratation et l'incorporation de cette silice dans la structure de la chlorite induit in situ la transformation vers la structure du grenat. De plus, l'instabilité induite par le manganèse, et sans doute par de faibles quantités de calcium, dans la structure peut prédisposer la chlorite à cette transformation. La silice en excès pour cette transformation s'agrège en petits nodules à l'intérieur même du cristal de grenat – ces inclusions de quartz sont quasiment un faciès caractéristique des grenats métapélitiques, dont font partie les grenats de Koongara. STANTON supporte alors la contestation des analyses à la microsonde électronique de plusieurs centaines de chlorites.de dépôts de sulfure stratiformes métamorphosés du Canada et de l'Australie, et des almandins immédiatement associées à de la chlorite. Ces analyses effectuées face par face dans le diagramme ternaire, montre graphiquement les similarités de composition des chlorites dans les sédiments originels des grenats dans les mêmes roches qui ont été produites par le métamorphisme. Cela suggère fortement que le procédé était une transformation solide-solide, avec un excès de silice qui a produit ces inclusions de quartz. Comme STANTON insiste, pourquoi ces inclusions sont exclusivement du quartz si ces grenats ont eu une croissance à partir de réactions entre minéraux à l'intérieur de la roche matrice, car cette dernière contient une quantité important de muscovite, de la biotite et d'autres minéraux en addition du quartz, minéraux qui devraient inclus dans la croissance des grains de grenats ?

STANTON et WILLIAMS ont alors démontré que les zones de composition à l'intérieur des grenats porphyroblastes reflètent la zonation de compositions préexistantes dans les grains des minéraux sédimentaires précurseurs. Ainsi, si les faciès de composition primaire (sédimentaire) ont conduit à une

imitation des degrés de métamorphisme, alors il a été montré que les zones classiques des assemblages de minéraux de métamorphisme régional pouvaient être à la place, le reflet des faciès des argiles et des sédimentation de la chlorite dans l'argile, au lieu du reflet des variations de conditions de pression et de température d'un métamorphisme intense.
STANTON continue à dire que les silicates du métamorphisme régional se développent principalement par transformation et croissance de grains, le problème de la réaction métamorphique incompréhensible dans le milieu naturel est résolu. Il n'y a pas déstabilisation de larges domaines chimiques conduisant à une diffusion extensive, pas de réactions étendues tendant à un nouvel équilibre parmi les minéraux.
Traditionnellement, il a été supposé qu'alors que le métamorphisme progressait, chaque unité de roche subissait chacun de ces degré successif de métamorphisme, mais le manque de preuve indiquant que les zones de degré de métamorphisme supérieur aient contenu les différents minéraux des zones de degrés intermédiaires avant transformation de ces minéraux lors de l'augmentation du métamorphisme est maintenant expliquée.
Les indicateurs réels du degré de métamorphisme ne sont pas des réactions interminéraux hypothétiques habituellement postulées, mais les transformations de précurseurs pertinentes, qui peuvent être solide-solide ou dans certains cas gel-solide. STANTON conclut qu'on est bien loin de pouvoir maintenir qu'il n' y a rien comme une réaction minérale de métamorphisme régional, ou l'équilibre du métamorphisme régional n'est jamais atteint, mais le rôle des réactions métamorphiques en générant la masse de minéraux est probable, presque opposé aux croyances actuelles.
L'autre facteur clé dans la détermination des degrés de métamorphisme régional, des zonations et des compositions de minéraux en outre des compositions minéral précurseur/sédiment sera les transformations de températures des précurseurs, plutôt que les températures des réactions entre minéraux du métamorphisme présumées classiques. Il est ainsi fortement significatif que la déshydratation et l'incorporation de la silice dans la structure de la chlorite conduit in situ à la transformation de cette dernière en grenat même pour des températures et pressions basses à modérées ce qui est concevable pour des échelles de temps courtes lors d'une sédimentation catastrophique, d'activités tectoniques et d'enfouissement. En effet, la réalisation que les zones classiques de métamorphisme régional progressif sont seulement potentiellement l'image de variations dans la sédimentation originelle, comme peut être démontré dans les faciès de dépôt de rebord continental aujourd'hui, prévoit créationnistes …

7.8 Conclusions

Les grenats dans les schistes à amphibolite de Koongara présentent des variations de composition dans et entre les grains, et seulement sur une épaisseur fine (1 mm), un schéma qui ne répond pas aux consensus habituels sur la formation des grenats du métamorphisme.
Plutôt que des températures et pressions élevées soient nécessaires pendant la cristallisation fractionnée, la ségrégation des éléments et la séparation des réactions grenat-matrice, à Koongara et dans les autres terrains métamorphiques, consiste en des réactions solide-solide à des températures modérées à partir de chlorite sédimentaire précurseur, complétées par des variations de compositions dues aux oolites précurseurs, dans les grenats telles les variations de composition dans la chlorite précurseur est préservée sans redistribution due à de la diffusion.
Ces variations de composition dans les grenats contredisent l'idée classique que les compositions particulières représentent différents degrés de métamorphisme, depuis qu'à Koongara les variations de composition dans des monocristaux enjambaient les domaines de températures de métamorphisme présumées et ces degrés.
Jusque là l'explication classique pour un métamorphisme régional progressif, les zones de différents degrés étant imposées sur les strates sédimentaires originaux sur des centaines de kilomètres carrés étaient dus à des températures et pressions élevées résultant d'un enfouissement profond et de forces tectoniques de déformation sur plusieurs millions d'années, doit être sérieusement remise en question.

Une alternative possible est que ces zones représentent les schémas de décimentation des précurseurs originels, comme on peut le voir aujourd'hui sur les rebords continentaux. Les créationnistes peuvent ainsi être capables d'expliquer le métamorphisme régional dans leur échelle de temps sur la base d'une sédimentation catastrophique, d'un enfouissement profond et de rapides déformations/tectoniques, accompagnées de pressions et températures basses à modérées, pendant, par exemple, le Déluge et ses conséquences.

7.9 Conclusion générale

La zonation des grenats est un phénomène complexe qui est une conséquence non seulement des conditions PT de formation du grenat au cours du métamorphisme, mais également de la nature de la roche mère, et plus particulièrement de la nature des précurseurs.

Nous retiendrons en particulier que la chlorite a une forte tendance à donner des grenats dès qu'elle est soumise à la chaleur, ce que nous avions déjà énoncé.

8. DESTABILISATION DES GRENATS – KELYPHITISATION – SYMPLECTISATION

8.1 Introduction

Les grenats ont des domaines de stabilité PT très étendus. Cependant, les conditions rencontrées en surface, appelées conditions normales de pression et de température (0°C-1atm), sont en dehors des domaines de stabilité de la plupart des grenats. On dit alors que les grenats sont dans des conditions métastables : pour des raisons cinétiques (durées courtes) et enthalpiques (température basse), les grenats que nous ramassons ne semblent pas réagir.
Toutefois, sur des temps géologiques, les grenats peuvent être déstabilisés et se décomposer. C'est le mécanisme de kélyphitisation.
Si la température et surtout la pression ont des influences importantes sur la formation des grenats, ces paramètres sont aussi responsables de la déstabilisation et donc de la disparition des grenats.

Par exemple, sous la pression de la surface, les plagioclases redeviennent stables, c'est le processus inverse de la subduction et les grenats en présence de silice vont redonner de l'anorthite et de la wollastonite ;
De même à faible pression, quoique plus élevée (5kbar), le grenat va également se décomposer en anorthite, géhlénite et wollastonite.

Lors du métamorphisme rétrograde, la pression diminuant, il se peut que le grenat almandin redonne de la chlorite. L'échantillon présenté en photo est de la chlorite pseudomorphe de grenat. La chlorite a gardé la structure en grenatoèdre du grenat. Le fer présent dans le grenat almandin a formé un peu de pyrite et surtout de petits cristaux octaédriques épars de magnétite Fe_3O_4.

Figure 35 : Kélyphite : Exemple de métamorphisme rétrograde
Chlorite pseudomorphe de grenat Michigan (arête 1,5 cm), n°379

8.2 Définitions – Etymologie

Kélyphite, n.f. est un terme définissant une texture pétrographique qui fait référence à une intercroissance fibreuse à grains fins de plusieurs phases telles que pyroxène, spinelle et amphibole, formant généralement une couronne entourant le grenat.
Le nom de «kélyphite» a été inventé par Schrauf (1882) d'après un mot grec κελνφος, signifiant «coquille». La reconnaissance de la structure de la coquille est importante dans la compréhension du mécanisme de réaction tel que discuté dans ce paragraphe. A l'origine, Schrauf pensait que la kélyphite représentait une phase unique homogène, mais il devint rapidement évident qu'il s'agissait en fait, d'un agrégat minéral à grains fins.
Texturalement, le kélyphite semble être un produit de dégradation du grenat, mais il est rarement isochimique; ce qui implique que la réaction de décomposition est un phénomène de système chimique ouvert impliquant un transfert significatif de matière dans la zone de réaction (Obata, 1994; Godard & Martin, 2000).

Symplectite, n.f. est un terme plus général qualifiant une texture due à la rencontre de deux minéraux. Il peut se référer à des grains fins, mais plus généralement à des grains plus grossiers que dans les kélyphites, à

une intercroissance vermiculaire de minéraux, qui peut ou peut ne pas montrer de structure radiale comme les kélyphites. Il peut également s'agir d'un produit de dégradation de phases primaires telles que le grenat, le pyroxène alumineux ou d'autres protophases; ou enfin un produit de réaction entre deux phases incompatibles telles que l'olivine et le plagioclase à haute pression (Kretz, 1994).

Par conséquent, la kélyphite peut être considérée comme une variété particulière de symplectite, exclusivement réservée au cas des grenats.

Nous nous étions proposés, en ouvrant ce chapitre, de chercher si des relations constantes et valables partout existaient entre la composition d'un grenat et les différentes divisions du métamorphisme, divisions zonales ou pétrographiques, ou simplement entre la composition du grenat et l'un des facteurs du métamorphisme. Si une correspondance est établie entre les grenats et les zones de métamorphisme, la spessartine appartenant surtout à l'épizone, l'almandin à la mésozone et le pyrope à la catazone et à l'ultrazone, elle est toutefois trop grossière et vague pour être d'un très grand intérêt. Pour le géologue pétrographe, il serait cependant intéressant d'avoir un
critère pour trouver facilement la nature approximative du grenat dans la roche avant d'en avoir fait l'analyse. Dans ce cas, c'est le faciès de la roche qui servira. Nous renvoyons une fois encore au tableau de Tröger. Mais le problème peut se poser aussi dans l'autre sens. Quels genres de renseignements la connaissance de la nature du grenat nous donne-t-elle ? Elle est non seulement utile pour l'étude du faciès de la roche-hôte, mais nous fournit en plus des indications précieuses pour la reconstitution de l'histoire de la transformation du sédiment et sur la nature du sédiment lui-même.

8.3 Transformation des grenats

Les causes de la transformation ou de l'altération d'un grenat sont diverses : variations de la température, de la pression, du degré d'hydratation.. C'est ainsi que le grenat est sensible aussi à la rétromorphose. Nous nous occuperons de la transformation des grenats de la série pyralspite et
surtout de celle des grenats ferro-magnésiens (almandin et pyrope). La spessartine, beaucoup moins fréquente, a aussi été moins étudiée.

8.3.1. Transformation de la spessartine

Matthes (1961) a soumis un grenat d'une pegmatite (Sp. 75 - Al. 25) à une température de 650°, une pression de 1 000 atmosphères et un excès d'eau; dans ces conditions un almandin-pyrope s'altère en chlorite. Matthes n'a pas observé la formation de chlorite : sa spessartine est restée stable. Elle supporte donc des P et des T plus basses que les autres pyralspites. Elle est aussi stable dans le faciès cornéenne à hornblende du métamorphisme de contact. Quant à son sort dans la zone la plus externe du métamorphisme de contact, on le connaît mal encore : il est très probable qu'elle n'y soit pas stable; en tout cas elle n'y prend jamais naissance.

8.3.2. Transformation des grenats ferro-magnésiens (almandin-pyrope)

Pseudomorphoses de cordiérite.

Si un micaschiste à almandin est soumis à un métamorphisme thermique, l'almandin est remplacé par de la cordiérite et de la magnétite. Pourtant, il faut souligner que, par rapport aux minéraux qui l'accompagnent, l'almandin a une résistance remarquable.
Dunn (1932) observe sur les lames minces faites dans le gneiss à cordiérite et à grenat de Mogok (Inde), la transformation du grenat en cordiérite selon différentes voies :

(1) $4\,[3\,(Mg,Fe)O,\ Al_2O_3,\ 3\,SiO_2] + 6\,SiO_2 \longrightarrow 8\,[(Mg,Fe)O,\ SiO_2] + 4\,(Mg,Fe)O,\ 4\,Al_2O_3,\ 10\,SiO_2$

grenat (Al-Py) hypersthène cordiérite

Au microscope, des plages où les quatre minéraux coexistent montrent ces rapports. Mais il y a aussi des plages de cordiérite sans grenat ni hypersthène, indiquant que la cordiérite était déjà un constituant important avant que la réaction ci-dessus ne se produise.

(2) 2 grenat + 4 sillimanite $\longrightarrow$ 2 spinelle + cordiérite

Selon Dunn, la cordiérite préexistante servirait de « véhicule » au grenat. Dans la première réaction, les molécules de grenat peuvent diffuser, par l'intermédiaire de la cordiérite, jusqu'à 1,5 mm, distance à laquelle se trouve le quartz; elles réagissent avec ce quartz pour donner de l'hypersthène
et de la cordiérite. Dans le cas de la deuxième réaction, le grenat serait de même « transporté » par la cordiérite jusqu'à la sillimanite pour former spinelle et cordiérite.

Le grenat se transforme donc :

- en hypersthène + cordiérite s'il y a excès de silice
- en spinelle + cordiérite s'il y a excès d'alumine

Expérimentalement, à des T élevées, Matthes obtient aussi la transformation de l'almandin en cordiérite. Mais, à côté de la cordiérite, c'est de la fayalite qui se forme à la place de l'hypersthène parce qu'il n'y a pas de silice en excès.

Autres recristallisations. Cas plus généraux

Résultats expérimentaux : (Matthes 1961).

- soumis à basse T, à 600°, 1 000 atm. et à un excès d'eau, un grenat d'éclogite se transforme en chlorite.
- si dans les mêmes conditions, il y a de plus dans le milieu un excès de potassium actif, ce même grenat ne se transforme plus en chlorite, mais en biotite. On peut en conclure que dans le système K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O, la limite supérieure de stabilité de la chlorite se situe plus bas que dans le système MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O.

Processus naturels : Il se forme surtout :

- des minéraux hydroxylés : chlorite, micas, amphibole ou épidote ...
- de la magnétite, de l'hématite ...

Les processus par lesquels on aboutit à ces produits de transformation sont essentiellement de trois sortes :

- **Chloritisation :** elle conduit à la formation de :
  - chlorite, comme phase principale
  - pseudomorphoses plus ou moins déformées d'actinolite, épidote, calcite, magnétite ...

  Dans les faciès épidote - hornblende et «hornblende - hornfels», l'almandin et le pyrope se transforment en chlorite selon la réaction :

  $$\underset{\text{Grenat}}{3\,(Mg,Fe)_3\,Al_2Si_3O_{12}} + 8\,H_2O \rightleftharpoons 4\,SiO_2 + \underset{\text{chlorite}}{[(Mg,Fe)_9\,Al_3]\,[Al_3Si_6]\,O_{20}\,(OH)_{16}}$$

  Du grenat à la chlorite, il peut y avoir changement du rapport Mg/Fe au profit de Mg

  $$\text{grenat } (Fe, Mg) + n\,H_2O \rightleftharpoons \text{chlorite } (Mg, Fe) + m\,SiO_2 + \text{magnétite}$$

  Dans le gneiss, autour du grenat chloritisé, la biotite est souvent elle aussi altérée en chlorite, libérant du potassium qui provoque une légère séricitisation des plagioclases.

- **Séricitisation :** un gneiss à grenat des Vosges, en voie de leptynisation dans une zone où se fait une feldspathisation potassique assez intense, nous a montré une transformation importante du grenat et des plagioclases en séricite. Matthes propose pour expliquer de tels faits, la réaction suivante :

  $$3\,Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 2\,K(OH) + H_2O + 2{,}5\,O_2 \rightleftharpoons \underset{\text{Séricite}}{2\,KAl_2[(OH)_2\,AlSi_3O_{10}]} + \underset{\text{hématite}}{4{,}5\,Fe_2O_3} + 3\,SiO_2$$

  L'alumine fournie par 3 molécules de grenat ne permet la formation que de 2 molécules de séricite. C'est donc par déficit d'alumine qu'il y a libération de silice et formation d'hématite.

- **Biotitisation :** un grenat rétromorphosé en présence de potassium mobile, peut se transformer en biotite. Deux voies sont possibles :

grenat ⟶ chlorite -> (1) biotite
grenat ⟶ (2) ou (3) biotite

(1) $(Fe_9Al_3)\ (Al_3Si_6)O_{20}\ (OH)_{16} + 2\ K_2O + 8\ SiO_2 \rightleftharpoons 3\ K\ Fe_3(OH)_2\ (AlSi_3O_{10}) + K\ AlSi_3O_8 + Al_2SiO_5 + 5\ H_2O$
chlorite → biotite, feldspath, sillimanite

(2) $Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3\ SiO_2 + K_2O + H_2O \rightleftharpoons K\ Fe_3\ (OH)_2\ (AlSi_3O_{10}) + K\ AlSi_3O_8$
Biotite, feldspath

(3) $Fe_3Al_2Si_3O_{12} + K\ AlSi_3O_8 + H_2O \rightleftharpoons K\ Fe_3\ (OH)_2\ (AlSi_3O_{10}) + Al_2SiO_5 + 2\ SiO_2$

Séricitisation et biotitisation sont deux transformations du grenat qui nécessitent un apport de potassium.

Interprétation.

- La transformation du grenat en cordiérite peut s'interpréter comme une granitisation. En effet, il y a une augmentation de T, un apport de silice et d'eau dont l'importance est reconnue actuellement dans la granitisation. La transformation du grenat en cordiérite n'est pas l'inverse de la transformation de la cordiérite en grenat (voir p. 180). Le grenat se forme à partir de la cordiérite par métamorphisme topochimique dans les zones profondes.
- L'altération du grenat en chlorite semble due soit à des phénomènes hydrothermaux, soit à une faible, où hydratation la chlorite et un est à passage l'aise. à des conditions physiques correspondant à un métamorphisme assez
- La biotitisation, comme nous l'avons vu, nécessite en plus de l'apport d'eau un apport de potassium et de silice. Cette transformation pourrait donc correspondre à une migmatisation.

Kélyphitisation du grenat pyrope.

Dans les cas des grenats à dominante pyrope (dans péridotites, serpentines, éclogites...), la rétromorphose provoque une kélyphitisation.

- **Structure de la kélyphite** : On appelle kélyphite le produit vert d'altération du grenat qui forme une sorte de cortex autour de ce grenat. On a décrit des altérations dont le produit va de l'extérieur et le long des fractures vers le centre du grenat, le repoussant et le remplaçant. Ceci ne correspond pas à la kélyphitisation : Matthes lui donne le nom d' « altération symplectitique » c'est-à-dire à minéraux entrelacés. Une symplectite ressemble aux myrmékites qui se forment dans les feldspaths. Kelyphites et symplectites peuvent se trouver sur la même lame (par ex. grenat kélyphitisé et symplectite spinelle-pyroxène) et la distinction n'est pas difficile, la symplectite étant plus grossière. Mais, il peut arriver qu'elle soit si fine que le diagnostic devienne difficile.

  La kélyphite se présente au microscope sous la forme d'un feutrage gris-noir à faible grossissement, sous forme d'aiguilles vert-clair à un grossissement plus fort (Hentschel, 1903). Ces aiguilles sont orientées perpendiculairement au résidu de grenat. La kélyphite se caractérise par sa structure radiale. On n'observe nulle part une pénétration de la substance kélyphitique vers l'intérieur du grenat. La limite de l'auréole de kélyphitisation est au contraire très nette du côté pyrope.
- **Conditions de formation** : Les éclogites sont particulièrement sensibles à ce genre de transformation, puisqu'elles nécessitent des conditions très spéciales, en particulier un milieu anhydre.Un apport d'eau sera suffisant pour provoquer une rétromorphose.

La kélyphitisation se fait là où l'eau a accès, le long des fissures, de contacts, dans les zones broyées. Mais, elle peut aussi se faire à une échelle régionale si la roche est assez perméable. Rost (1961), à la suite d'observation au microscope de roches ultrabasiques à grenat (pyrope) et olivine, en arrive à la conclusion qu'une hydratation ne suffit pas à expliquer la kélyphitisation du pyrope.
Elle provoque une serpentinisation de l'olivine, mais le grenat résiste. Pourtant le front d'hydratation a atteint le grenat puisque l'olivine qui se trouve en inclusions dans le grenat est aussi serpentinisée. Une kélyphitisation aurait transformé le grenat en partant de l'extérieur sans toucher obligatoirement l'olivine

inclue dans le grenat. Le pyrope a résisté à l'hydratation « primaire » de l'ultrabasite en serpentine, et ne devient instable que lors de transformations ultérieures de la roche
par une variation des conditions physico-chimiques.

Composition minéralogique : La composition minéralogique d'une kélyphite (Mrha, 1900; Grubenmann, 1908; Hezner, 1937...) dépend évidemment de la nature de la roche kélyphitisée.

- J. P. von Eller (1961) décrit dans les péridotites et serpentines des Bagenelles des « Globules kélyphitiques contenant très rarement au centre un minéral ramifié rose-brunâtre. La kélyphite est ici une association de vermicules en disposition rayonnante de cummingtonite, d'anthophyllite et de picotite », donc une association d'amphibole et de spinelle. Il se passerait les phénomènes suivants :

$$\text{Grenat} \xrightarrow[\text{Kélyphitisation}]{} \underset{\text{(à structure kélyphitique)}}{\text{spinelle + amphibole}} \xrightarrow[\text{dékélyphitisation}]{\text{recristallisation}} \underset{\text{(cristaux normaux)}}{\text{spinelle + amphibole}}$$

- Eigenfeld-Mende (1948) décrit des kélyphites hornblende-plagioclase et pyroxène-plagioclase. Si le grenat passage est plus riche en molécules de grossulaire, la transformation en pyroxène est favorisée. Là où l'amphibole est le minéral principal constituant la kélyphite, on voit dans la kélyphitisation le passage au faciès amphibolite.

- Dans la gordunite de Grubenmann (roche à grenat et olivine) :

$$\text{8 grenat + 4 olivine + 2 eau} \longrightarrow \text{4 hornblende + 5 spinelle}$$

  Du pyrope peut subsister parfois à côté de l'amphibole et des autres minéraux néoformés, dans le cas d'une recristallisation rétromorphique, le pyrope étant relativement résistant. Ainsi, dans une éclogite du Haut-Limousin que décrit Chenevoy (1957) « le diopside est rongé par les bourgeons fibreux de kélyphitoïde ..., tandis que le grenat n'est en général qu'assez peu attaqué ».
  Mais, la kélyphitisation du grenat pyrope dans le faciès amphibolite peut aussi aller si loin que le grenat est entièrement remplacé par la kélyphite. Seul le « fantôme » du grenat reste parfois conservé quand la kélyphite garde la structure dodécaédrique du grenat.

  Remarque : La kélyphitisation n'est pas une altération propre au pyrope. Les pyroxènes aussi peuvent être kélyphitisés. C'est essentiellement une question de structure des produits d'altération.

8.3.3. Conclusion

Les descriptions de roches à grenat qu'on trouve dans la littérature et les lames de roches des Vosges que nous avons étudiées, montrent que le grenat est rarement automorphe et très souvent altéré. Il est sensible à la rétromorphose, mais son degré de sensibilité varie selon sa composition.
Ainsi, nous avons vu que le spessartine se chloritise moins facilement que l'almandin. L'altération du grenat, quelle qu'elle soit, se fait toujours par hydratation et aboutit à la recristallisation de minéraux hydroxylés.

8.4 Conclusion générale

De cette étude l'on peut tirer les enseignements suivants :

1- Pris au sens large d'espèce minérale, le grenat est très répandu et on le trouve dans presque tous les types de schistes cristallins.

2- La détermination précise des diverses variétés de grenats n'est pas encore abordable par des moyens techniques simples. Bien que l'idée de l'utilisation des propriétés physiques du grenat pour la détermination de sa composition chimique soit déjà ancienne, cette méthode est encore tâtonnante. Il semble pourtant que les diagrammes de Sastri, utilisant l'indice de réfraction et la taille de l'arête, puissent devenir la base de la détermination des grenats.

   Les grenats à composition chimique variable de l'extérieur vers l'intérieur posent des problèmes difficiles.

3- La nature chimique du grenat est extrêmement variable; elle dépend à la fois de la composition chimique du milieu où le minéral a pris naissance et des conditions thermodynamiques régnant lors

de sa cristallisation; associé par conséquent à des minéraux également sensibles à ces divers facteurs, le grenat présente une certaine spécificité au sein de divers faciès pétrographiques, spécificité dont la connaissance peut être précieuse dans les recherches sur la zonéographie des roches métamorphiques.

4- Les différents types de grenat ne sont pas également sensibles aux différents facteurs d'altération (variation de la pression, H20). Tous ont cependant tendance à donner plutôt des minéraux hydroxylés. L'étude de ces produits d'altération peut donner d'intéressants renseignements, en particulier sur l'histoire des roches rétromorphosées.

8.5 Intérêt des kélyphites et des symplectites

Considérant la grande diversité possible de types de phases primaires, de compositions chimiques des roches et de parcours PT suivis, il existe une multitude de variétés minéralogiques et de microstructures (textures) de kélyphites et de symplectites différentes.
Cette diversité a pour effet de fasciner de nombreux pétrologues et de les pousser à publier des travaux analytiques fondés sur des observations particulièrement minutieuses. La motivation pour l'étude de ces textures de réaction est double:

- Elles fournissent potentiellement une mine de renseignements sur l'histoire métamorphique des roches mères, y compris les parcours PT que les roches ont suivis, qui peuvent encore apporter des implications géotectoniques significatives
- Elles améliorent notre compréhension des processus et mécanismes des réactions métamorphiques, un autre sujet important de pétrologie.

Les kélyphites et les symplectites sont des objets idéaux pour étudier les mécanismes des réactions liés au métamorphisme, en particulier lorsqu'il est possible d'observer conjointement les réactifs et les produits des réactions dans des espaces aussi confinés qu'ils peuvent être observés sur une même lame mince, et formant ce qui semble être un système chimiquement fermé (Mongkoltip & Ashworth, 1983; Obata, 1994).
Je vais donc reprendre l'article « Kélyphite and symplectite : textural and mineralogical diversities and universality, and a new dynamic view of their structural formation » écrit par Masaaki Obata du département de géologie et de minéralogie de l'université de Kyoto, qui a repris l'essentiel des travaux antérieurs sur la kélyphitisation et les a appliqué à des cas particuliers, y compris aux perlites d'acier, mais que je n'aborderai pas. En outre, les premiers travaux sur les kélyphites réalisés par Godard & Martin (2000) n'ont pas été considérés dans cet article, qui traite préférentiellement des travaux d'Obata (2007), Naemura et coll. (2009), Medaris et coll. (2009), Dégi et coll. (2010) et Obata & Ozawa (2011).

8.6 Caractéristiques générales des kélyphites et des symplectites

8.6.1. Aspects minéralogiques

Obata (2011) a classé les kélyphites, par souci de description, en deux types selon la nature de leur roche mère :

- Type1 : kélyphite développée dans des péridotites à grenats, dans lesquelles l'olivine est une phase en excès (roche ultra-mafique);
- Type2 : kélyphite développée dans des roches mafiques sans olivine telles que les éclogites, les pyroxénites à grenats ou les granulites à grenats.

Bien que ces deux types aient pour convergence, la disparition du grenat (d'où la qualification de kélyphite), il a été souligné dès les premières études (par exemple, Becke, 1882) que la kélyphite de type 1 n'est pas simplement un produit de dégradation du grenat, mais doit être considérée comme un produit de réaction entre grenat et olivine; tandis que la kélyphite de type 2 est un produit de décomposition du grenat, qui peut être ou ne pas être, associé à un transfert significatif de matière dans les zones de kélyphitisation.

L'association minérale typique du type 1 est spinelle (Sp) + orthopyroxène (Opx) + clinopyroxène (Cpx). L'amphibole-Ca est une phase accessoire courante et peut se former localement à la place du clinopyroxène. L'origine de cette association a été interprétée en termes de réaction de la manière suivante (Eq1):

$$2CaMg_2Al_2Si_3O_{12} + (2-2x)Mg_2SiO_4 \rightarrow (2-x)Mg_2Si_2O_6\ xMgAl_2SiO_6 + (2-x)CaMgSi_2O_6\ xCaAl_2SiO_6 + (2-2x)MgAl_2O4 \quad \text{Eq 1}$$

Grt + Ol → Opx + Cpx + Sp

Pour une composition du grenat correspondant à la solution solide Py2Gr1 (2 pyropes, 1 grossulaire en rapport moléculaire), et x représentant la teneur en Al des pyroxènes exprimés en tant que composants des pyroxènes de Tschermak ($MgAl_2SiO_6$ et $CaAl_2SiO_6$) (Kushiro & Yoder, 1966). Pour des raisons de simplification, x est supposé être le même pour les deux pyroxènes. Il convient de noter que la solubilité mutuelle entre OPX et CPX n'est pas prise en compte dans l'expression ci-dessus.

L'association minérale de type 2 est typiquement Opx + An + Sp avec ou sans Cpx et amphibole-Ca. L'origine de cette association peut être attribuée à une autre réaction (Eq2):

$$2CaMg_2Al_2Si_3O_{12} \rightarrow Mg_2Si_2O_6 \; xMgAl_2SiO_6 + CaMgSi_2O_6 \; xCaAl_2SiO_6 + (1-x) \; CaAl_2Si_2O_8 + (1-x) \; MgAl_2O_4 \qquad \text{Eq 2}$$

$$\text{Grt} \rightarrow \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{An} + \text{Sp}$$

Cet équilibre (Eq2) intervient pour des pressions inférieures à celles de la réaction Eq1 (Kushiro & Yoder, 1966). Il convient de noter que le Cpx peut ne pas se former si le grenat originel est moins calcique que la composition initiale Py2Gr1, dans ce cas l'équation 2 s'écrit :

$$\text{Grt} \longrightarrow \text{Opx} + \text{An} + \text{Sp} \qquad \text{Eq 3}$$

8.6.2. Quelques structures caractéristiques de kélyphite

Les caractéristiques microstructurales des deux types de kélyphites vont être expliqués à partir d'exemples illustrés (Figure 26 à 29). Bien que les deux types de kélyphite montrent tous deux une structure fibreuse et radiale prononcée, ils présentent néanmoins des différences importantes de texture et de minéralogie.

Le type 1 de kélyphite consiste en une fine ceinture (env. 100 microns d'épaisseur) de pyroxènite à grains grossiers, constituée principalement d'Opx (dont les grains mesurent quelques centaines de microns), qui sera appelée «COR» (abréviation de Coarse Opx Rim) (Obata & Ozawa, 2011), séparant la partie fibreuse interne à grains fins, la kélyphite stricto-sensu, de la matrice d'olivine environnante (Figure 26).

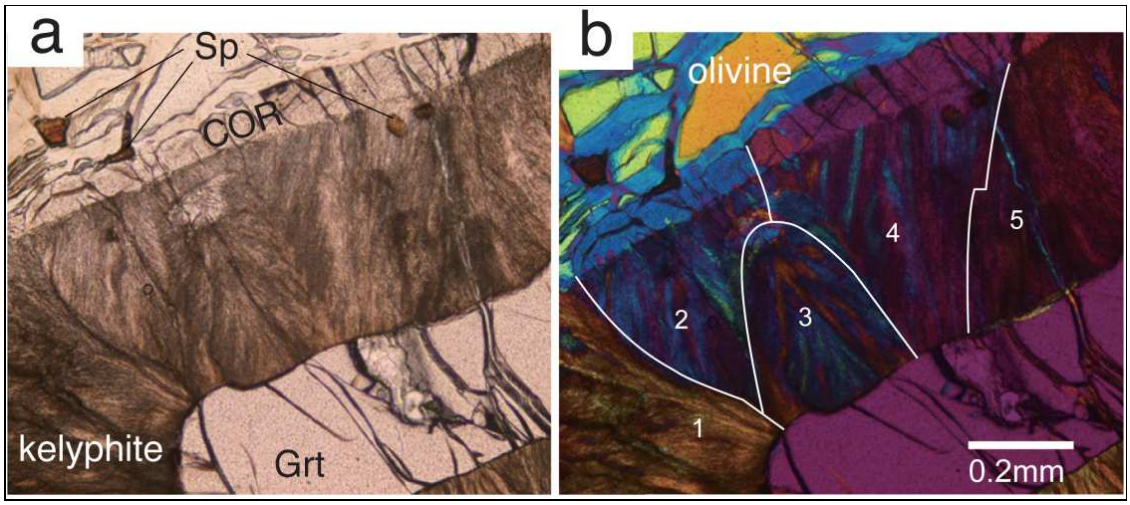


Figure 36 : Kélyphite : Microphotographies de kélyphite de type 1, péridotite à grenats, Ugelvik, Norvège
a) lumière polarisée plane;
b) lumière polarisée croisée avec plaque de gypse insérée pour éclairer la structure du domaine kélyphitique.

Il est majoritairement admis, et ce depuis les premières études des kélyphites (voir références dans Godard & Martin, 2000), que l'olivine participe à la formation du COR, et que, par conséquent, le COR ne peut se former que là où l'olivine est présente. De plus, Obata (2011)

des électrons rétrodiffusés (EBSD) montre que ces spinelles nodulaires et les spinelles fibreuses adjacentes partagent la même orientation cristallographique.

Bien que les deux types de kélyphites soient principalement radiales aà partir du grenat, elles ne sont pas exemptes de certaines irrégularités structurelles ou incohérences internes, qui sont plus facilement

observables en lumière transmise en microscopie optique (Figure 26 et Figure 27). Elles a montré une autre caractéristique commune des kélyphites, à savoir que des petits spinelles nodulaires, répartis discrètement, se forment sporadiquement aux limites entre la zone interne (kélyphite) et le COR, ou du moins autour (Figure 26 et Figure 28a).

Le spinelle nodulaire est davantage chromifère et semble être relié à des spinelles fibreuses adjacentes, moins chromifères, dans la kélyphite. L'analyse préliminaire d'Obata en diffraction ont été surlignées sur les croquis de la Figure 30. Certaines kélyphites contiennent plusieurs lignes de discontinuités internes, délimitant ainsi des zones homogènes mais dont la direction de linéation (des spinelles) change brusquement à leur frontière. En lumière polarisée, ces différentes zones d'orientation sont mises en évidence. Bien que les couleurs d'interférence diffèrent peu d'une zone à l'autre, l'interface est néanmoins très visible (Figure 26 b et Figure 27 b).

Ces lignes doivent représenter les intersections des plans de discontinuité tridimensionnels et le plan de la lame mince. Ce plan incurvé de discontinuité structurelle présent dans le volume de la kélyphite est appelé «non-conformité» dans ce paragraphe. Ces interfaces partent d'angles aigus (arêtes) des grenats, et forment des points triples entre deux zones de kélyphites et le grenat.

Nous notons également que la linéation de la kélyphite, qui est définie par des lamelles ou des "cordes" de spinelle est toujours normale aux faces du grenat sur le front des réactions. Lorsque les faces du grenat présentent une courbure, ce qui est souvent le cas, les fibres de spinelle changent leur direction en conséquence pour rester localement perpendiculaire à la surface du grenat (Figure 30). Ces plans de discontinuité représentent les limites du domaine de kélyphite comme décrit ci-dessous. Puisque la kélyphitisation apparaît sur le côté le plus externe du grenat et avancent vers l'intérieur, le plan discontinu émerge à un certain point critique CP formant un point singulier sur la surface du grenat comme illustré en Figure 37.

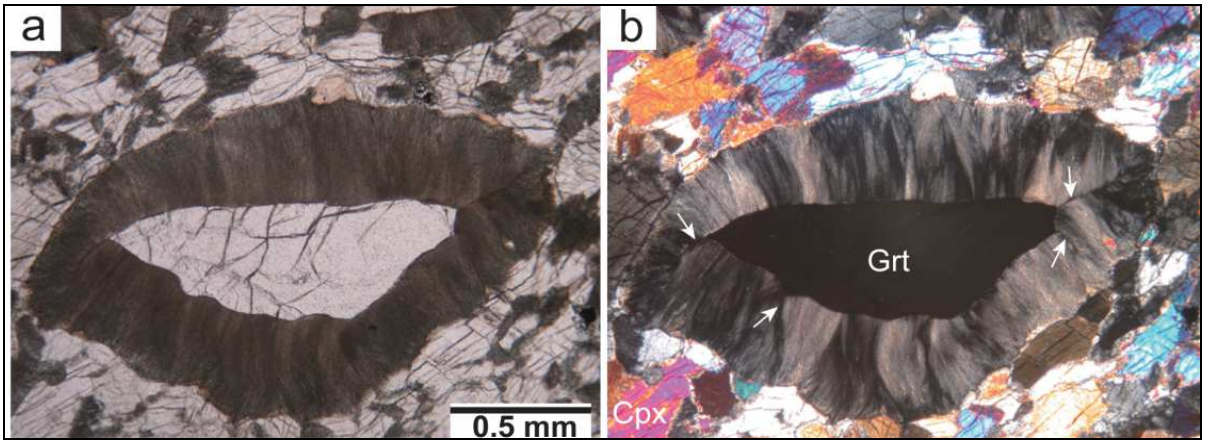


Figure 37 : Kélyphite : Microphotographies de kélyphite de type 2 d'une clinopyroxènite à grenats, Ronda, Espagne.

a) lumière polarisée plane;
b) lumière polarisée croisée.

Les flèches blanches indiquent les plans de discontinuité (c.-à-d. les non-conformités), Obata (2007)

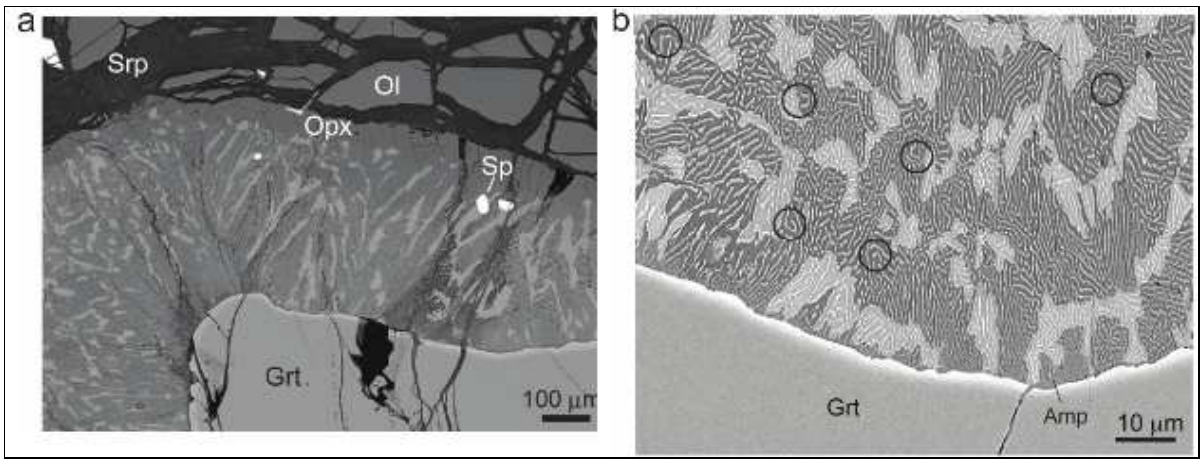


Figure 38 : Kélyphite : Images électroniques par électrons rétrodiffusés (ESB) de kélyphites de type 1 intercroissances vermiculaires d'OpX, de Cpx et de spinelle

a) Péridotite à grenats, Ugelvik;

b) Péridotite à grenats, Plešovice, République tchèque (Naemura et al., 2009).

Les "cordes", lumineuses sont des spinelles; plaques gris clair : Cpx; fond gris foncé : Opx, Srp : serpentine
Une amphibole mineure (Amp) se forme en surface du grenat.
L'Opx forme un seul cristal de grande dimension.
Les cercles repèrent les convolutions des spinelles lamellés (b).

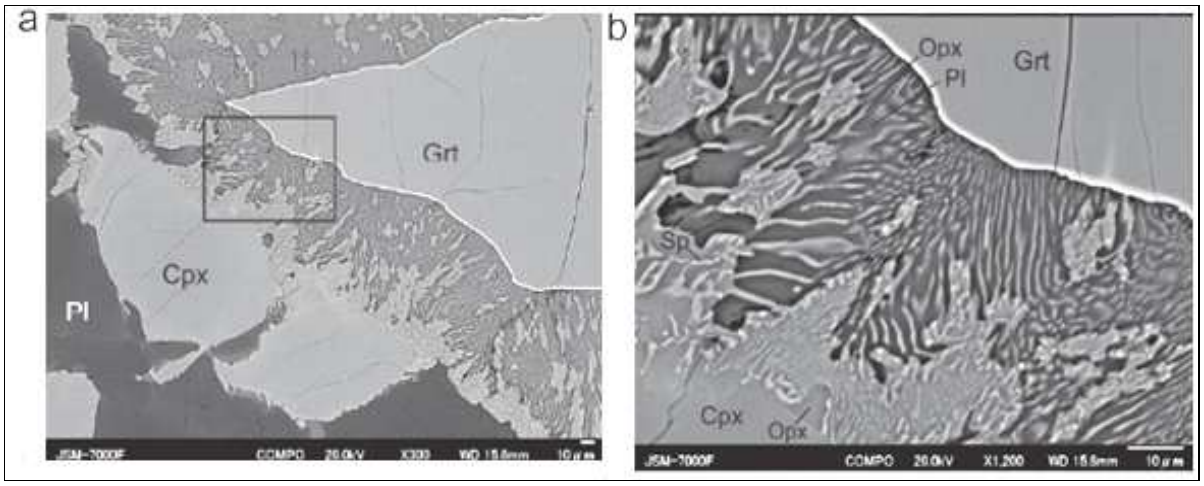


Figure 39 : Kélyphite : Images ESB de kélyphite de type 2, Ronda (même échantillon que précédemment)

a) Les «cordes» fines brillantes sont des spinelles; lamelles grises : Opx; fond gris foncé : Pl.

b) Agrandissement de la zone encadrée

Les Cpx à côté de la kélyphite est une phase primaire

8.6.3. Structures en domaines

Une autre particularité importante de la kélyphite de type 1, mentionnée pour la première fois par Obata & Ozawa (2011), est que cette kélyphite a une microstructure fractionnée en domaines, dans laquelle chaque domaine est constitué d'un grand cristal unique d'Opx renfermant plusieurs petits cristaux de Cpx aux formes irrégulières (Figure 28). Les Opx et Cpx contiennent de nombreuses lamelles minces vermiculaires ou «rubanées» de spinelle, régulièrement espacées, formant un symplectite de pyroxène-spinelle à l'échelle microscopique (Figure 28b).

Cette structure en domaine d'Opx est difficilement discernable en optique, même en lumière polarisée croisée (Figure 26), mais la nature monocristalline de l'Opx est confirmée à l'aide de l'EBSD (Figure 33a; Obata & Ozawa, 2011). Par conséquent, c'est le spinelle et non les pyroxènes qui donne cet aspect fibreux aux kélyphites. Et chaque domaine d'Opx a sa propre structure interne corrélée à la linéation des lamelles de spinelle.

Ces lamelles de spinelle ont des épaisseurs remarquablement constantes et sont régulièrement espacés. En regardant de plus près, cependant, les lamelles de spinelle ne sont pas nécessairement droites mais, peuvent localement dessiner des structures incurvées, voire convolutées (Figure 28b). Elles tendent à «envelopper» ou «contourner» les grains de Cpx qui résident à l'intérieur de l'Opx. Il convient de noter que, par rapport au spinelle lamellaire, les grains de Cpx ne sont pas allongés et, par conséquent, ne contribuent pas nécessairement à l'aspect fibreux de la kélyphite (Figure 28b). La microscopie optique et l'analyse EBSD révèlent que le domaine de l'Opx dans la kélyphite est continue avec le COR-OPX adjacent, gardant la même orientation cristallographique. Ils forment ainsi un cristal unique d'Opx de grande dimension (Figure 26b; Figure 30a).

Par la suite, ce cristal unique étendu d'Opx, couvrant à la fois la partie fibreuse kélyphitique et le COR, sera appelé «cellule». Il s'agit en effet, d'une unité de croissance essentielle de la kélyphite.

Dans la kélyphite de type 2, la phase matricielle est constituée de plagioclase (typiquement de l'anorthite quasi pure) et non de l'Opx comme pour le type 1. Le plagioclase contient de nombreuses lamelles minces ou "cordes" faiblement espacées d'Opx définissant des linéations claires résultant de la structure radiale et fibreuse (Figure 27). Ces lamelles d'Opx croissent localement vers de plus grands domaines qui contiennent des intercroissances vermiculaires très fines de spinelles de moins de 1 µm d'épaisseur (Figure 29b). Ces domaines d'Opx tendent à s'agrandir et à se multiplier lorsque l'observateur se déplace vers l'extérieur de la kélyphite. La tendance en ce que le spinelle ne se forme que dans les grands domaines d'Opx ou dans des lamelles épaisses et non dans la matrice de plagioclase a également été montrée par Obata dans des échantillons provenant d'autres sites (1994; dans la pyroxènite à grenats) et par Dégi et coll. (2010; dans des xénolites mafiques de granulites). La présence d'une structure en domaines dans ce type de kélyphite est également observable (Figure 27b) et a été confirmée par EBSD (Obata & Ozawa).

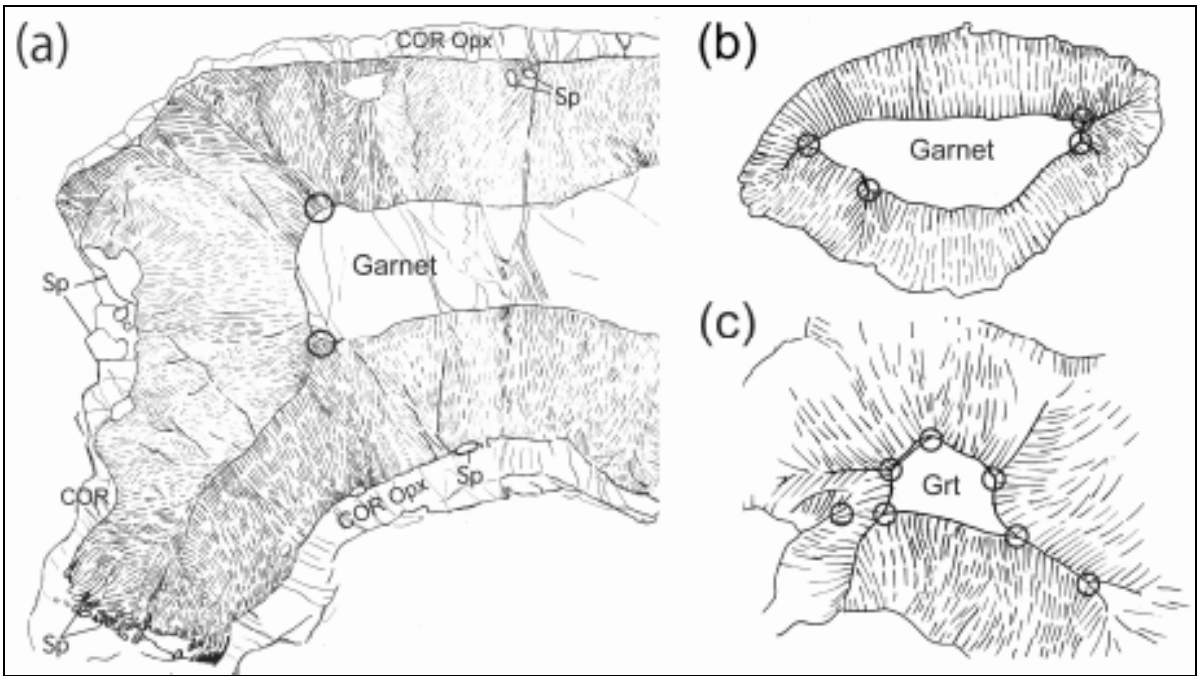


Figure 40 : Kélyphite : Croquis des structures internes des deux types de kélyphite, les discontinuités structurelles (non-conformités) et les points triples (marqués par des cercles) le long des surfaces des grenats. SP : spinelle nodulaire

a) Type 1 : péridotite à grenats norvégienne (cf. Fig. 26, 28a et 33a);
b) et c) Type 2 : pyroxénite à grenats, Ronda (cf. Fig. 27; Obata, 2007).

8.6.4. Echelles/dimensions dans les kélyphites et les symplectites

La taille des cristaux à l'intérieur des kélyphites est très variable d'un échantillon à l'autre à cause des disparités importantes qui existent entre les différents paramètres tectoniques ou de parcours P-T.

Pour les kélyphites de type 1, par exemple, nous pouvons définir au moins trois types d'échelles indépendantes pour chaque échantillon de kélyphite :

- l'échelle des lamelles de spinelles, c'est-à-dire l'épaisseur des lamelles ou leur espacement moyen;
- la taille moyenne des plaques de Cpx ou l'espacement moyen de ceux-ci;
- la taille moyenne des domaines de kélyphite (c.-à-d. le cristal unique d'Opx).

L'épaisseur des lamelles de spinelles et l'espacement moyen entre elles sont interdépendants l'un de l'autre par l'intermédiaire des compositions modales moyennes et sont donc traitées comme un paramètre indépendant pour les considérations d''échelle.
Pour l'échantillon norvégien, par exemple, l'espacement moyen des lamelles de spinelles est d'environ 1µm; la distance moyenne entre les domaines de Cpx, mesurée le long de la périphérie de la coquille de kélyphite, est de quelques dizaines de µm; et la taille moyenne du domaine d'Opx est de quelques centaines de µm (Figure 28b).
L'espacement entre les lamelles de spinelles, cependant, peut différer pour différents domaines, y compris dans une même kélyphite, mais il y a une tendance à ce qu'elle diminue vers l'intérieur, c'est-à-dire proche du grenat (Figure 28). Il semble y avoir une corrélation entre les échelles (1) et (2) et au-delà, par interférence avec les températures de formation des kélyphites; c.-à-d. plus la température est élevée, plus la taille des grains de la kélyphite est grossière (Obata et Ozawa, 2011).

Pour les kélyphites de type 2, l'échelle des dimensions correspond à :

- l'espacement entre les lamelles d'Opx
- la dimension des plaques d'Opx qui contiennent des spinelles vermiculaires
- la dimension des grands domaines cristallographiquement cohérents.

En outre, pour ce type 2 de kélyphite, on pourrait rajouter une quatrième échelle :

- les dimensions des lamelles de spinelle ultrafines à l'intérieur des domaines d'Opx (typiquement moins de 1µm) (Figure 31. Figure 29b).

8.6.5. Similitude structurelle

Avec à l'esprit cette représentation d'échelles, il est intéressant de comparer les kélyphites à une symplectite pyroxènes-spinelles à grains beaucoup plus grossiers qui s'est formée dans une masse de péridotite à haute température à Horoman, au Japon (Takahashi - Arai, 1989; Morishita et Arai, 2003).
Bien que cette dernière n'ait pas de structure radiale comme les kélyphites et ne contient pas de grenats reliques, elle doit être considérée comme venant après la disparition du grenat (Takahashi - Arai, 1989; Morishita et Arai, 2003; Obata et coll., 1997; Odashima et coll., 2008). La microstructure de cette dernière est très similaire à celle d'un domaine de kélyphite pris isolément, bien que l'échelle soit très différente entre les deux (Figure 31). Une telle similitude microstructurale sur différentes échelles implique l'existence de processus physiques communs de formation structurelle. Sur la base de la similitude et de la relation topotaxique mentionnée ci-après, Obata et Ozawa (2011) ont proposé que la symplectite à grain grossier telle qu'observée dans la symplectite d'horoman est un cas particulier de kélyphite, dans lequel seulement un ou deux domaines (ou cellules) de kélyphite ont été formés.

8.6.6. Structure tridimensionnelle du spinelle dans la kélyphite

Les textures ne sont généralement observées qu'en coupe, c'est-à-dire en deux dimensions, et nous en déduisons leur structure tridimensionnelle (3D), à partir de superpositions d'images bidimensionnelles (2D), à l'instar d'un scanner. Morishita et coll. (2003) ont fait un pas en avant en observant directement la structure 3D des spinelles dans la symplectite d'Horoman au moyen d'imagerie de rayons X de haute résolution (tomographie informatisée), sans trancher physiquement les roches, et ont montré que les spinelles, qui apparaissaient comme de nombreux grains séparés dans une matrice de pyroxène, sont en fait, connectés les uns aux autres formant en réalité un gros grain de spinelle de forme complexe (Figure 31).
Sur la base des arguments de similitude entre différentes échelles énoncés ci-dessus, il est raisonnable de supposer que les grains de spinelle dans les kélyphites aux grains beaucoup plus fins, sont également reliés les uns aux autres, sur une longue distance, en dimensions. La reconnaissance de la continuité des grains de spinelle est importante dans l'étude du transfert de matière par diffusion aux limites des grains.

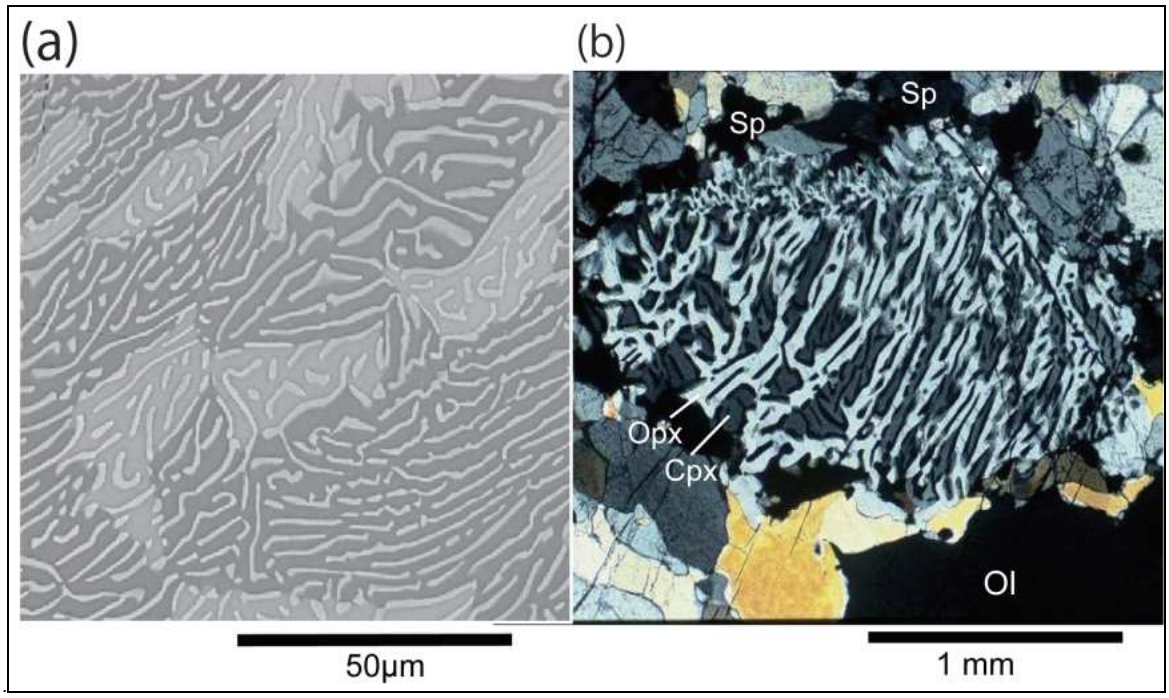


Figure 41 : Kélyphite : Microphotographies de kélyphite vs symplectite
(a) kélyphite d'une péridotite grenat norvégienne (image ESB), Obata & Ozawa (2011
(b) Symplectite de pyroxène – spinelle d'horoman péridotite (lumière polarisée croisée), Obata (2007)
a) et b) montrent une similitude de microstructure, malgré une grande différence d'échelle entre les deux

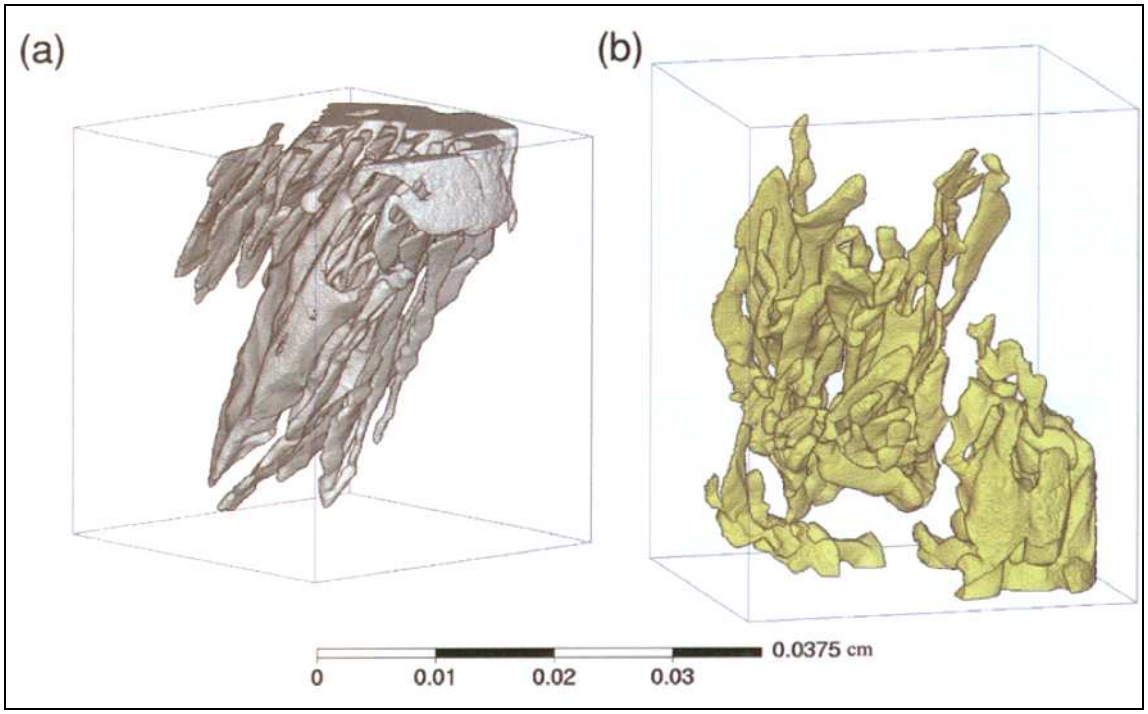


Figure 42 : Kélyphite : Images de deux grains isolés de spinelle d'une Symplectite de pyroxène – spinelle, péridotite d'Horoman, récupéré par le CT de rayon X. Morishita et coll. (2003)

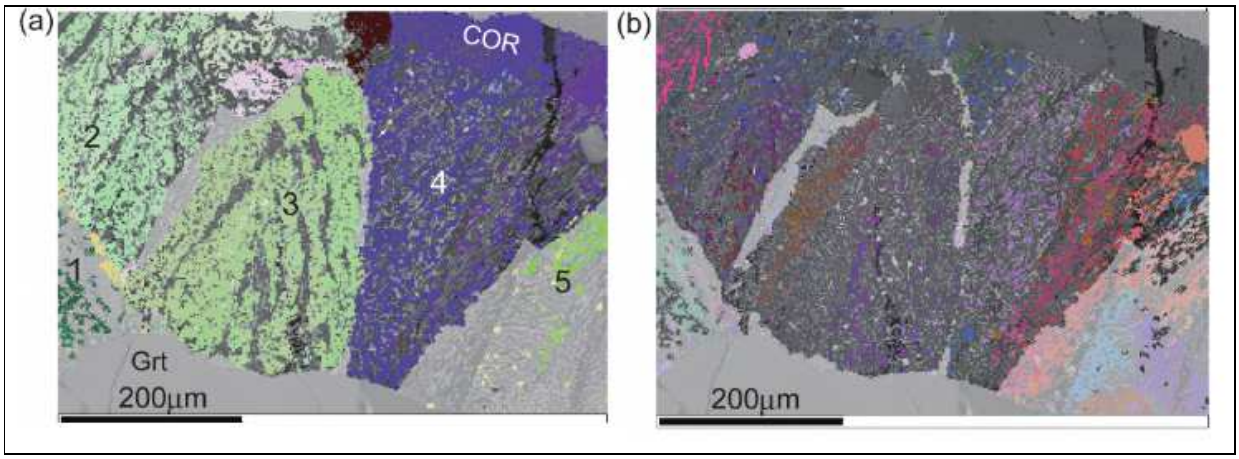


Figure 43 : Kélyphite : Cartes d'orientations cristallographiques de l'Opx (a) et des spinelles (b) dans la kélyphite, péridotite à grenats norvégienne. Les différentes couleurs représentent les différentes orientations minérales (angles d'Euler) déterminées par l'EBSD. Les numéros précisent les domaines Opx distincts

a) Chaque domaine d'Opx peut être sous-dévié dans plusieurs domaines de spinelle d'orientations différentes

b) De Obata & Ozawa (2011)

8.6.7. Relations topotaxiques

Une avancée importante a été réalisée dans les années 2000-2010 dans l'étude des symplectites pour la reconnaissance des relations cristallographiques (topotaxiques) au moyen de l'EBSD (analyse par diffraction des électrons rétro-diffusés) des minéraux constitutifs des kélyphites et symplectites (Odashima et coll., 2008; Obata et Ozawa, 2011).

Il a été montré pour les variétés de kélyphites de type 1 que chaque domaine (ou cellule) de kélyphite présente une relation topotaxique entre Opx et Cpx, qui partagent leurs plans (100) et (010) et la direction cristallographique [001].

Deux types de cellules ont été identifiés selon les relations topotaxiques entre le spinelle et les pyroxènes :

- les cellules topotaxiques, dans lesquelles l'une des faces du spinelle {111} coïncide avec la face (100) du pyroxène et l'autre de la colonne vertébrale 110 coïncide avec le pyroxène (010);
- cellules non-topotaxiques, dans lesquelles une telle relation topotaxique entre le spinelle et les pyroxènes est incomplète ou absente (Obata et Ozawa, 2011).

Il apparaît que les kélyphites qui se sont formées à des températures élevées, comme la péridotite à grenats tchèque de Mohelno (Kamei et al., 2010), (Tf > 800°C), contiennent des cellules topotaxiques; tandis que celles dont la température de formation est plus basse (Tf < 800°C), comme les péridotites à grenats norvégiennes d'Ugelvik, de l'île d'Otray (Spengler et al., 2006), sont principalement constituées de cellules non topotaxiques (Figure 33).

NOTA

Cette valeur de 800°C qui intervient comme la frontière de température entre les différentes kélyphites a été déterminée par thermométrie à deux pyroxènes (Taylor, 1998) appliquée aux pyroxènes de kélyphites (Obata et Ozawa, 2011).

La symplectite spinelle-pyroxène de la péridotite d'horoman est considérée comme représentant une cellule typique de topotaxie. Elle s'est formée après les grenats à des températures très élevées (> 950°C) Ozawa et Takahashi, 1995; Ozawa, 2004.

Il est intéressant de noter qu'un grenat initial n'a pas de relations cristallographiques particulières avec le pyroxène ou le spinelle adjacent dans la kélyphite (Obata et Ozawa, 2011). Le COR-Opx n'a pas non plus de relation topotaxique évidente avec les olivines adjacentes, mais il est possible que la relation originale, si elle a un jour existé, ait pu être perdue lors des déformations plastiques de l'olivine et de l'Opx.

L'analyse EBSD sur le type 2 de kélyphite montre une constance de l'orientation cristallographique de l'Opx lamellaire, définissant ainsi un une structure en domaines différente de celle du type 1, mais la même

relation topotaxique entre Opx et spinelle qu'observée dans la kélyphite de type 1. Le grenat ne semble pas avoir de relations topotaxiques avec le pyroxène ou le spinelle comme pour le type 1, ce qui est en accord avec les résultats obtenus par l'analyse au microscope électronique en transmission (TEM) pour une kélyphite de type 2 dans une xénolite de granulite à grenats (Dégi et al., 2010).

8.6.8. Autres variétés de symplectites et de correspondances de réaction

La Figure 34 présente quelques exemples supplémentaires de symplectites de deux systèmes chimiques radicalement différents. a) et b) sont des symplectites de disparition des grenats dans des granulites felsiques ou pelitiques à très haute température, dans lesquels le quartz est excédentaire :

- dans la symplectite (a), le grenat est partiellement remplacé par une symplectite Opx-plagioclase, qui est incluse dans une matrice composée de quartz et de Cpx comme phases primaires (Sajeev et al., 2007).
- la symplectite b) montre une structure plus complexe où le grenat est remplacé par une symplectite de plagioclase-spinelle (hercynite), qui est encore entourée d'une matrice composée de spinelle à grains grossiers, plagioclase, feldspath alcalin, de quartz et de sillimanite, et qui est altérée en un autre type de symplectite hercynite-plagioclase (Hiroi et al., 1997).

Ces symplectites, à l'exception de celle formée après la sillimanite dans (b), se sont clairement formées après le grenat et les deux montrent une structure radiale semblable à celles des kélyphites; elles sont toutes deux appelées «symplectite» dans la littérature, probablement en raison des dimensions de leurs grains grossiers. Il est intéressant de noter que dans (b), la taille du grain et la taille du domaine de la symplectite spinelle-plagioclase deviennent soudainement très réduites à proximité du grenat. On ne sait pas si un tel changement aussi brusque de la microstructure est dû à un changement des conditions physiques externes pendant la kélyphitisation, par exemple un changement de température, ou à un contrôle mécanique interne et intrinsèque du développement structurel. Notez que, malgré de telles complexités structurelles, la structure fibreuse de la symplectite tend pourtant à être normale à l'avant de la réaction de disparition du grenat dans les deux cas (a) et (b), quelle que soit la forme de la courbure de la ligne d'avancement des réactions.

Il est évident, d'après les associations de minéraux des symplectites, qu'un transfert important de matière s'est produit lors de la dégradation du grenat dans les deux cas.

Dans (a), la symplectite est enveloppée par une ceinture d'Opx, telle le COR observé dans la kélyphite de type 1 pour la péridotite, mais la phase adjacente est constituée de quartz dans (a) au lieu d'olivine dans la péridotite. De l'identification des minéraux présents, la réaction globale de formation de la symplectite dans ce cas peut s'écrire ainsi ::

$$(Mg_{2+x}Ca_{1-x})Al_2Si_3O_{12} + (1-x)\,SiO_2 \longrightarrow Mg_2Si_2O_6\ xMgAl_2SiO_6 + (1-x)\,CaAl_2Si_2O_8 \qquad \text{Eq4}$$

$$\text{Grt} + \text{Qtz} \longrightarrow \text{Opx} + \text{An}$$

En l'absence de calcium, ce bilan Eq4 s'écrit (MacGregor, 1974) :

$$Mg_3Al_2Si_3O_{12} + (1-x)Mg_2SiO_4 \longrightarrow (2-x)Mg_2Si_2O_6\ xMgAl_2SiO_6 + (1-x)MgAl_2O_4 \qquad \text{Eq5}$$

$$\text{Grt} + \text{Ol} \longrightarrow \text{Opx} + \text{Sp}$$

Il est à noter que les réactions Eq4 et Eq5 peuvent être reliées l'une à l'autre par une substitution des Qtz et An de la réaction Eq4, par Ol et Sp dans Eq5. De la même manière, le Cpx apparaît dans le système saturé en Ca pour former la réaction Eq1 dans le système de péridotite, le Cpx peut se former selon la réaction Eq4 pour des compositions appropriées de grenat.
Une expression plus générale pour la réaction Eq4 permettant l'apparition de Cpx peut alors être écrite ainsi

$$[(1-y)Mg_3Al_2Si_3O_{12}\ yCa_3Al_2Si_3O_{12}] + (1-x)SiO_2 \rightarrow (2-3y)/(1+x)[Mg_2Si_2O_6xMgAl_2SiO_6] + (x+3y-1)/(1+x)\,[CaMgSi_2O_6xCaAl_2SiO_6] + (1-x)CaAl_2Si_2O_8 \qquad \text{Eq6}$$

$$\text{Grt} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{An}$$

où x et y représentent respectivement les teneurs en Al et Ca dans le pyroxène et le grenat. Comme il a été cartographié pour les coefficients d'Opx et de Cpx de la réaction ci-dessus dans le système de coordonnées x-y (Figure 35),
Cpx a une valeur négative du coefficient de réaction dans le champ A ($x+3y-1<0$) et apparaît ainsi comme une phase de réaction :

$$\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz} \longrightarrow \text{Opx} + \text{An} \qquad \text{Eq7}$$

Ou comme un produit dans la zone B ($x+3y-1>0$, $2-3y>0$, alors:

$$\text{Grt} + \text{Qtz} \longrightarrow \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{An} \qquad \text{Eq8}$$

Ou également comme un produit mais avec l'Opx comme réactif dans la zone C (x+3y-1>0, 2-3y<0, et l'équation devient :

$$\text{Grt} + \text{Opx} + \text{Qtz} \longrightarrow \text{Cpx} + \text{An} \qquad \text{Eq9}$$

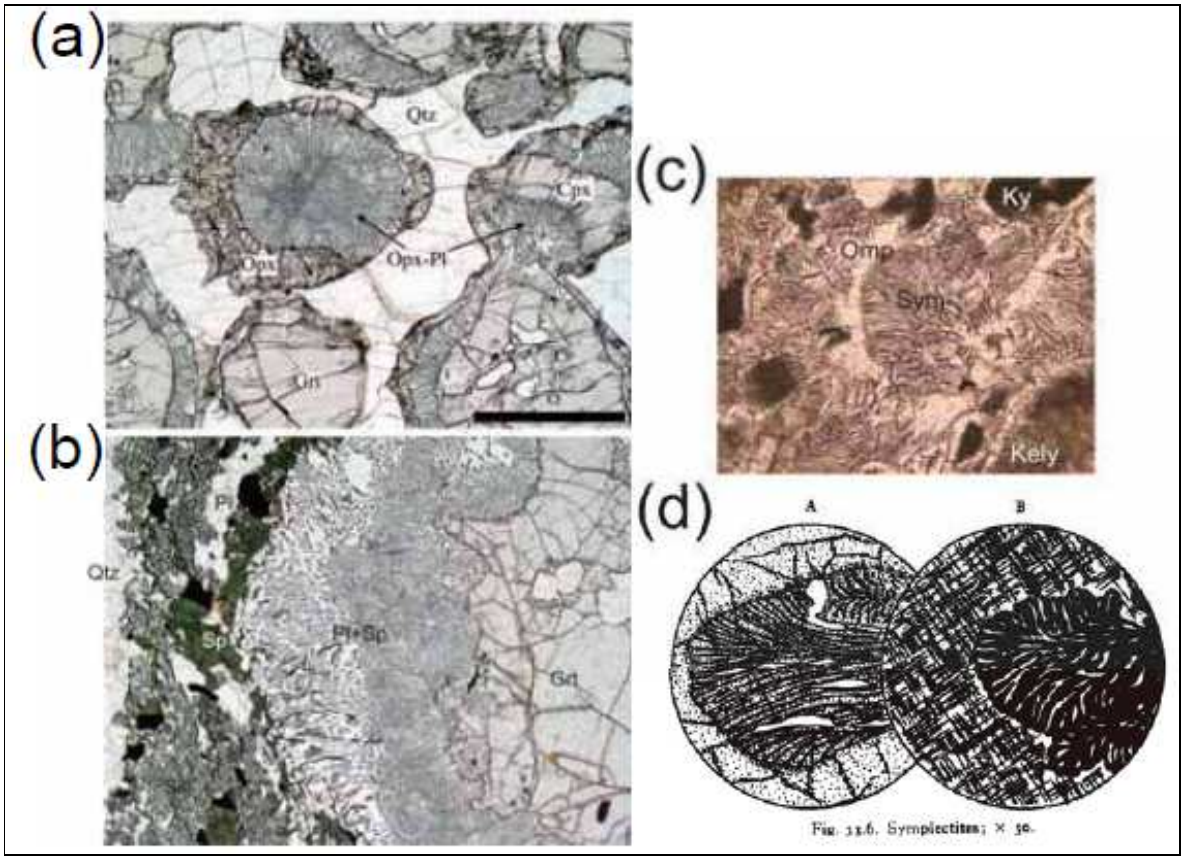


Figure 44 : Kélyphite : Microphotographies (lumière polarisée plane) et croquis de variétés de symplectites
(a) Symplectite Opx – Plagioclases formée après le grenat, dans une granulite haute température, Sri Lanka;
(b) Symplectite Plagioclase – Spinelle formée après le grenat dans une khondalite, Sri Lanka. 'Sill', symplectite Pl-Sp après sillimanite. La barre d'échelle est de 1 mm pour les deux photographies (de Shuto et osanai, 2002)
(c) Symplectite Cpx – Pl formée après omphacite (OMP), éclogite à cyanite, Nové Dvory, République tchèque. «Sym», Symplectite; Kely, kélyphite. 'KY', Symplectite Pl-Sp après cyanite. La largeur de la vue est de 1mm.
(d) Croquis de : A), l'intercroissance «dactylitique» (semblable à un doigt) de l'hypersthène, du spinelle et de la cordiérite formée après le grenat, granulite de Madras et B) Myrmekite (Symplectite Pl – Qtz remplaçant le microcline, la lumière De Nockolds et coll. (1978)

La réaction Eq7 coïncide avec celle proposée à l'origine par Sajeev et coll. (2007), qui explique la symplectite Opx-Plagioclase également présente entre le grenat et le Cpx primaire. On prévoit que pour plus de grenats calciques (champs B et C dans la Figure 23), le Cpx devient une phase produit et apparaît dans l'association de symplectite comme décrit par la réaction Eq8, qui est encore une fois analogue à la réaction Eq1 dans le système de péridotite. La réaction sans Cpx libre Eq4 est un cas particulier où le coefficient de =x (x-3y-1) est égal à zéro (juste à la limite entre les champs A et B de la Figure 35).

Suivant ce «principe de correspondance», une opération similaire peut être faite, en substituant Ol et Sp dans la réaction Eq5 avec, cette fois, respectivement sillimanite et An, pour obtenir une nouvelle réaction pour le cas (b):

$$(1-y)Mg_3Al_2Si_3O_{12}\ yCa_3Al_2Si_3O_{12} + 2Al_2SiO_5 \rightarrow 3yCaAl_2Si_2O_8 + 3(1-y)Mg_2Al_2O_6 + (5-6y)SiO_2 \qquad \text{Eq10}$$

Grt + Sill → An + Sp + Qtz

Cela peut expliquer la séquence observée de minéraux: Grt / symplectite Pl-Sp / Sp / An / Sill /, où Sp (en dehors de la symplectite) et An correspondent au spinelle nodulaire et au COR-Opx, respectivement dans la kélyphite dans le cas de la péridotite (c'est-à-dire supposer que la sillimanite était une phase stable au moment de la réaction.) Notez que pour le grenat très calcique (c.-à-d., y'5/6), Qtz devient une phase réactive en tant que telle :

$$\text{Grt} + \text{Sill} + \text{Qtz} \longrightarrow \text{An} + \text{Sp} \qquad \text{Eq11}$$

Le fait que différentes variétés de symplectites et de kélyphites se soient développées dans des systèmes chimiquement distincts et répondent systématiquement au «principe de correspondance» et aux opérations de «substitution» de minéraux, démontre que ces mécanismes réactionnels définis pour les péridotites, sont universels et donc constamment applicables..

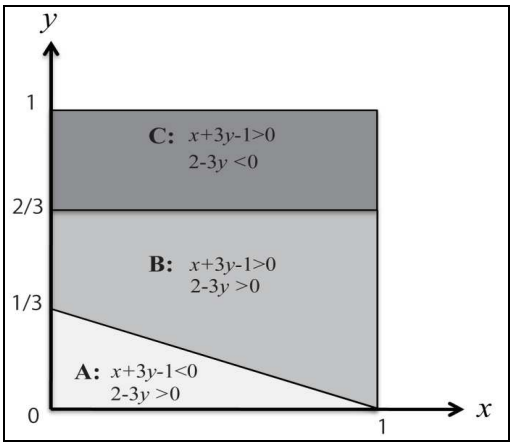


Figure 45 : Kélyphite : Coefficients de réaction (6) indiqués dans un diagramme x-y définissent trois champs dans la zone possible (0 < x < 1,0 < y < 1):
A, le coefficient de CPX est négatif et celui de OPX positif [réaction (7)];
B, ceux de CPX et OPX sont à la fois positifs [réaction (8)];
C, celui de CPX est positif mais celui de OPX négatif [réaction (9)].

La Figure 35c montre un autre exemple bien connu de symplectite où l'omphacite est partiellement décomposée en association de Cpx diopsidique et d'albite, comme on le voit habituellement dans de nombreuses éclogites de par le monde (p. ex. Vernon, 2004). La ligne de front de la réaction de la symplectisation est typiquement concave vers l'intérieur, vers l'omphacite. Les fibres de symplectite sont quasi normales au front de réaction, donnant une structure interne de symplectite ressemblant à un « chou-fleur ».

La même texture, mais avec des minéraux différents peut être vue dans le manuel standard de pétrographie (Nockolds et al., 1978) telle que reproduite en Figure 22d. Il est intéressant de noter que, malgré la courbure (morphologique) des cristaux fibreux de pyroxène et de plagioclase, ils montrent tous les mêmes angles d'extinction respectifs, indiquant que le réseau du cristal n'a pas changé d'orientation pendant la croissance des cristaux fibreux, comme pour les spinelles dans les kélyphites.

Cette invariance de l'orientation du réseau du cristal pendant sa croissance, en dépit de ses courbures morphologiques, est également vérifiée pour les lignes de spinelles dans la kélyphite des péridotites. Une telle constance de l'orientation du réseau cristallin peut être considérée comme une autre caractéristique commune et universelle des kélyphites et des symplectites.

En termes de chimie brute, puisque le diopside et l'albite ne peuvent pas fournir les éléments chimiques qui permettrait de former de l'omphacite, il est évident que la réaction de formation de la symplectite n'est pas isochimique et a impliqué le transfert significatif de matériau depuis l'environnant. Une expression possible de la réaction serait :

$$\begin{array}{ccccccc} CaMgSi_2O_6\ xNaAlSi_2O_6 & + & xSiO_2 & \longrightarrow & CaMgSi_2O_6 & + & xNaAlSi_3O_8 \\ \text{Omphacite} & + & SiO_2 & \longrightarrow & \text{diopside} & + & \text{albite} \end{array} \qquad \text{Eq12}$$

où SiO_2 représente un composant en migration.

Notez que cette réaction s'accompagne d'une augmentation de volume

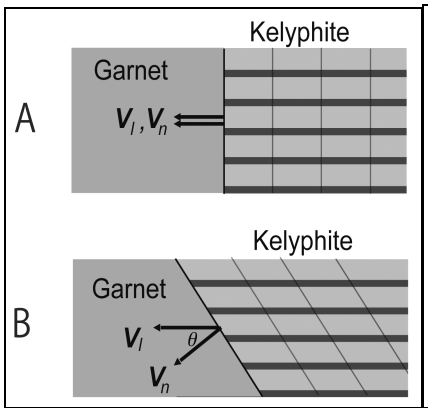
8.7 La loi de la normalité

Il a été précédemment souligné que la structure fibreuse du spinelle est normale ou perpendiculaire aux faces du grenat (Dégi et coll. 2010). Cette même tendance est observée pour les symplectites formées après omphacite comme mentionnée ci-dessus. Cette tendance semble si universelle que l'auteur Masaaki Obata a décidé de l'exprimer comme une loi naturelle - la «loi de la normalité». Elle peut s'exprimer de deux façons (Figure 36) :

1- Expression géométrique : « la linéation des kélyphites est toujours normale à la surface du cristal de grenat (c-à-d., le front de réaction)».

2- Expression cinématique : « la direction de croissance de la kélyphite coïncide avec la direction de mouvement du front de réaction ».

La compréhension physique de l'origine de cette loi et des incohérences de la structure (c.-à-d. les non-conformités) telles qu'elles sont observées ci-dessus doit être fondée sur des considérations relatives aux processus de réaction et aux mécanismes tels qu'ils sont mentionnés ci-dessous. Il ne faut pas oublier que la normalité doit avoir été maintenue pendant toute la durée des processus de décomposition du grenat, hormis peut-être les premiers stades de cette dégradation.
Loin du grenat, la linéation n'est pas nécessairement normale à la surface du grain. Cela signifie que la direction de croissance des lamelles de spinelles a changé à mesure que les cristaux se sont développés et que le front de réaction a tourné en conséquence, de sorte que la relation orthogonale entre la linéation du spinelle et la ligne d'avancement de la réaction instantanée qui a continué à se déplacer a toujours été maintenue (Figure 37).



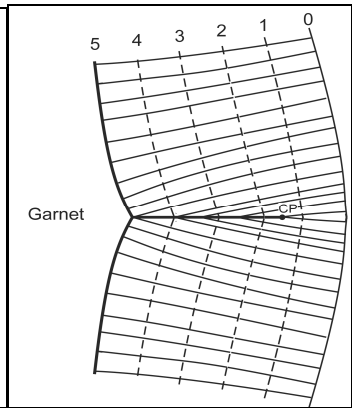


Figure 46 : Kélyphite : Illustrations de la Loi de normalité.
V_l, vecteur vitesse de la croissance cristalline des fibres;
V_n vecteur vitesse normale du front de réaction / ligne d'avancement de la réaction
Les deux vecteurs coïncident dans le cas (A), mais pas dans le cas (B)

Figure 47 : Kélyphite : Représentation de la croissance d'une «non-conformité»
La non-conformité se propage de proche en proche lorsque les kélyphites se développent à partir de deux faces voisines du grenat. Les lignes pointillées marquées de 1 à 4 représentent les faces des grenats à différents instants au cours de cette croissance. Nous pouvons voir que la non-conformité commence à se former à un point critique CP à une arête du grenat et continue à se développer à partir d'une pointe du grenat. Les linéations des spinelles (lignes fines continues) restent partout constamment normales aux lignes isochrones de croissance (obéissant à la Loi de normalité)

Toutefois, la loi de la normalité ne s'applique pas à surface primaire du grenat, c'est-à-dire à la surface entre la kélyphite à grains fins et le COR, pour lequel la linéation du spinelle est généralement oblique (Figure 26, Figure 28a, Figure 30a).

8.7.1. Application de la loi de normalité

La véracité de la «loi de normalité» proposée dans l'article dont je vous propose le contenu, peut être démontrée en retraçant l'historique de rupture d'un grain isolé de grenat. La Figure 38a est une microphotographie d'une kélyphite qui a complètement remplacé le grenat, avec la mise en évidence des linéations et des «non-conformités» par des lignes dessinées sur la photographie, guidées par la loi de la normalité.

A partir d'un point choisi arbitrairement dans la région des kélyphites (P sur la Figure 38b), nous pouvons dessiner un circuit fermé guidé par la loi de la normalité, de sorte que la courbe reste partout orthogonale à la linéation des spinelles. Les inflexions doivent se produire à chaque intersection avec les « non-conformités » en raison des discontinuités de linéations à chaque joint de grain. Un tel circuit représente une surface de grain de grenat isochrone à un instant donné; un nombre infini de ces circuits peuvent être dessinés de la même manière que pour la Figure 38b.

La situation peut être analogue à la relation géométrique entre le champ de force (vecteur) et son champ potentiel conjugué, qui se compose d'un ensemble de surfaces équipotentielles, dans la physique du continuum comme la théorie électromagnétique ou la dynamique des fluides. Fait intéressant, la densité de ligne (ou l'espacement) des circuits varie considérablement selon les directions des surfaces, même le long du même circuit isochrone : densément espacé signifie un taux de croissance plus lent (de kélyphite) que dans la direction d'un espace davantage clairsemé.

Une telle dispersion directionnelle apparente du taux de réaction ne devient visible qu'en appliquant la loi de la normalité; ce qui soulève une question intéressante quant à savoir ce qui contrôle le taux de croissance de la kélyphite. Certes, il ne doit pas s'agir des conditions ambiantes telles que la température ou la pression lithostatique, mais plutôt des variations locales de l'activité de H_2O ou des contraintes déviatoriques comme mentionnées ci-dessous.

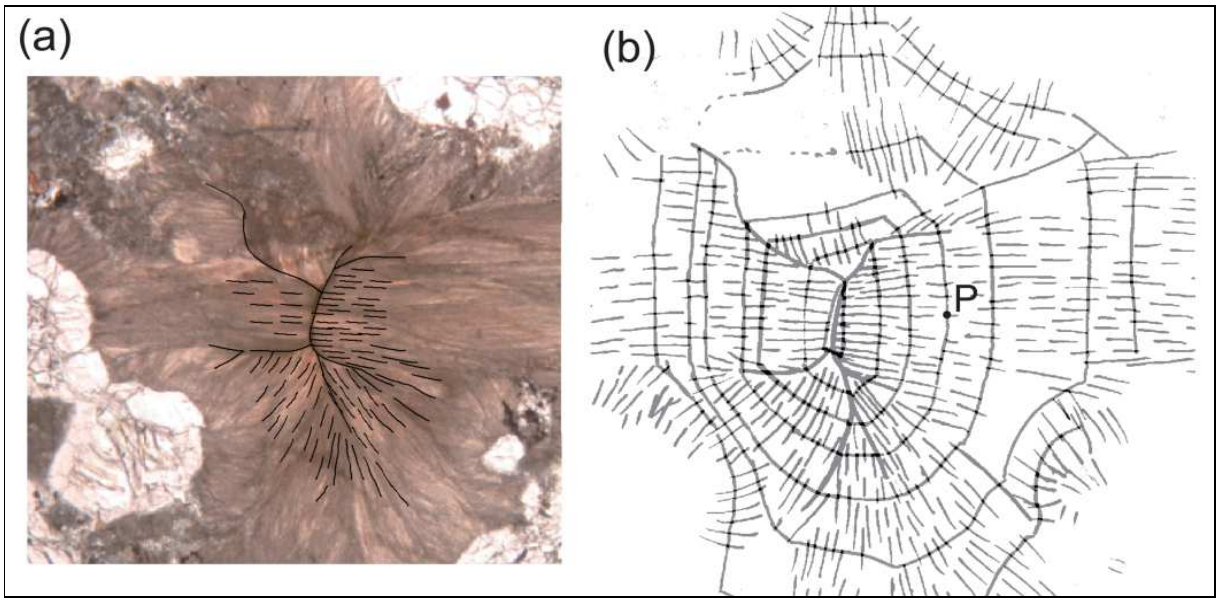


Figure 48 : Kélyphite : Microphotographie en lumière polarisé (a) et croquis correspondant (b) d'un échantillon d'une péridotite à grenats, Plešovice, République tchèque
Domaines et linéations de la kélyphite utilisés pour reconstruire les anciennes surfaces des grenats (isochrones) en appliquant la Loi de normalité.
La largeur de la vue (a) est de 3 mm.

8.8 Mécanisme des réactions

8.8.1. kélyphite de type 1

Pour la kélyphite de type 1, correspondant au système péridotitique, il est bien connu que la réaction Eq1 peut avoir lieu lors d'une décompression, hors du domaine de stabilité de la péridotite à grenats vers le champ de stabilité de la péridotite à spinelle. De telles expressions de réaction, cependant, n'expliquent pas le réarrangement des éléments chimiques ni les zones minérales observées dans la kélyphite et, par conséquent, peu choses sur le mécanisme de la réaction.

Structurellement, la zone de kélyphite semble représenter le remplacement du grenat originel ; tandis que la ceinture d'Opx (COR) se forme après l'olivine. Sur une telle base d'observation, nous pouvons envisager un schéma de réactions tel qu'il est décrit à la Figure 27. Ainsi, la réaction Eq1 peut être décomposée selon les deux réactions métasomatiques suivantes :

$$\text{Grt} + \alpha \longrightarrow \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Sp} + \beta \qquad \text{Eq13}$$

$$Ol + \beta \longrightarrow Opx + \alpha \qquad Eq14$$

où α et β représentent des composés mobiles inconnus ou des groupes de composés qui peuvent être produits ou consommés sur les fronts de réaction.

La réaction Eq13 se produit en définissant un front de réaction au détriment du grenat (FR1 à la Figure 39); tandis que la réaction Eq14 se produit en définissant un autre front de réaction pour la consommation de l'olivine (RF2, ibid). Il devrait y avoir un échange de ces composés entre les deux fronts de réaction à travers la zone de réaction. Un mode dominant de transfert de masse à travers la zone de réaction est probablement la diffusion à la surface du grain et non une diffusion en volume (Joesten, 1991).

Les composés α et β peuvent être identifiés par équilibrage des masses en les différents éléments chimiques en considérant les compositions de chaque minéral, mais seulement lorsque le cadre de référence est spécifié (Thompson, 1959).

Dans ce qui suit, nous traitons une réaction dans un système simplifié MgO-Al_2O_3-SiO_2, sans calcium, pour comprendre l'essence du mécanisme physique des réactions.

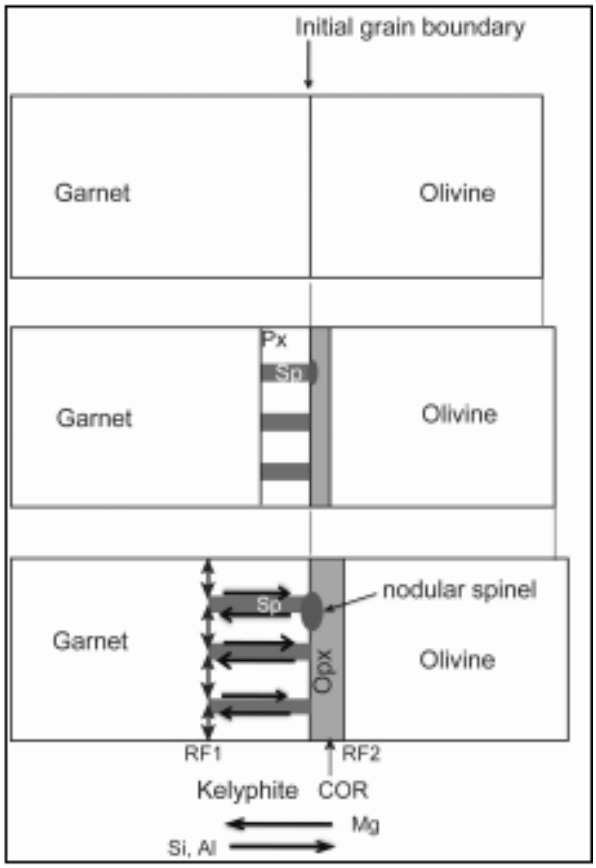


Figure 49 : Kélyphite : Modèle de croissance unidimensionnelle de kélyphite entre le grenat et l'olivine
Les RF12/RF2 sont des fronts de réaction sur le côté du grenat et de l'olivine, respectivement.
PX : pyroxènes (Opx et Cpx non différenciés)

8.8.2. Modèle des réactions dans le système $MgO–Al_2O_3–SiO_2$

Un modèle de réaction correspondant à la réaction Eq1 dans le système $MgO–Al_2O_3–SiO_2$ serait:

$$\underset{Grt}{Mg_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{Ol}{(1-x)Mg_2SiO_4} \longrightarrow \underset{Opx}{(2-x)Mg_2Si_2O_6\ xMgAl_2SiO_6} + \underset{Sp}{(1-x)MgAl_2O4} \qquad Eq5'$$

où x est la teneur en Al de l'Opx, elle est déterminée par les conditions de pression et de température de l'équilibre (par ex., Bois et Banno, 1973).

Par conséquent, des versions sans Ca des réactions Eq3 et Eq4, peuvent être écrites, en utilisant le cadre de référence fixé à l'oxygène:

$$3Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 2(1-x)Mg^{2+} \longrightarrow (4-x)Mg_2Si_2O_6\ 3xMgAl_2SiO_6 + 3(1-x)MgAl_2O4 + (1-x)Si^{4+} \qquad \text{Eq15}$$

$$\text{Grt} + Mg^{2+} \longrightarrow \text{Opx} + \text{Sp} + Si^{4+}$$

et

$$3Mg_2SiO_4 + Si^{4+} \longrightarrow 2Mg_2Si_2O_6 + 2Mg^{2+} \qquad \text{Eq16}$$

$$\text{Ol} + Si^{4+} \longrightarrow \text{Opx} + Mg^{2+}$$

A noter que le nombre d'oxygène est conservé en phases solides pour les deux réactions. Une combinaison linéaire des réactions Eq15 et Eq16 donne la réaction globale Eq5' pour un système fermé.

A noter que les réactions Eq5' et Eq15 sont toutes deux des réactions qui s'accompagne d'une augmentation de volume (pour x=0, ΔV(5')=8,63 cm3, ΔV(15)=31.02 cm3 ou 9.13% Grt), tandis que la réaction Eq16 s'accompagne d'une diminution de volume (ΔV(16)= -5,13 cm3 ou -3,92% olivine)

Une image physique de la réaction est alors représentée comme suit : le grenat réagit au front de réaction avec Mg^{2+} fourni du côté de l'olivine, le pyroxène et le spinelle précipitent alors, remplaçant Si^{4+}, qui est immédiatement retiré du site et transféré vers le côté olivine (Figure 39). L'olivine d'autre part est remplacé par l'Opx qui va réagir avec Si^{4+}, et libérer Mg^{2+}. La frontière entre la kélyphite et le COR représente la surface du grain de grenat originel. Au front de réaction RF1, le grenat est constamment remplacé par l'intercroissance du pyroxène et de spinelle (c.-à-d. de la kélyphite), ainsi la ségrégation se produit et les matériaux doivent être réorganisés par transfert de matière à courte distance, tangentiellement, le long de la surface du grain de grenat (Figure 39).

L'échelle de l'intercroissance (ou de l'espacement des lamelles de spinelle) doit être régie par la mobilité ou la diffusion des éléments le long des surfaces du grain de grenat par rapport au taux de migration (unidimensionnel) du front de réaction, c'est-à-dire le taux de croissance de la kélyphite. Sous des températures plus élevées, la diffusion deviendrait plus rapide parce que la diffusion augmente de façon exponentielle avec la température et que, par conséquent, des kélyphites à grains plus grossier (ou des symplectites) en résulteraient.

Il est souligné que les réactions discontinues ne se produisent que sur les fronts de réaction, RF1 et RF2 dans ce modèle, et la zone de kélyphite produite fonctionne uniquement comme un moyen de transport diffusionnel des éléments. Le mécanisme dominant de ce transfert de matériaux axiaux à longue portée est la diffusion à la surface du grain. L'agent de diffusion n'est pas clair, mais si de l'eau ou du liquide est présent à la surface du grain, même en quantité infime, la diffusion en serait grandement facilitée. La variation locale de l'étendue de la kélyphitisation du grenat comme on l'observe fréquemment dans la nature suggère qu'un fluide occupe bien un rôle critique dans le mécanisme des réactions de kélyphitisation.

Il convient de noter que, lors de la réaction Eq15, Al est conservé ainsi que l'oxygène et, que par conséquent, il n'y a ni gain ni perte d'Al. Toutefois, l'analyse de l'équilibre de masse à l'aide d'analyses réelles des grenats et des compositions brutes de kélyphites naturelles, montrent qu'il y a une perte significative d'Al des grenats, ce qui signifie qu'il y a un flux d'Al loin du front de réaction du côté grenat (RF1). Cette incohérence peut être conciliée en considérant la croissance du spinelle nodulaire comme puits d'Al.

8.9 Le problème de volume

La structure de linéation normale à l'avant de la réaction (du côté grenat) serait favorable compte tenu de l'efficacité du transfert de matière par la diffusion à la surface du grain. Mais une telle considération ne suffit pas à expliquer l'origine de la «loi de la normalité». Plus restreinte, une sorte de contraintes physiques doit être opérationnelle pour contrôler l'orientation de la croissance du cristal. Massaki Obata a envisagé, pour l'origine d'une telle force de contrôle, l'excès de contrainte qui peut être généré sur le front de réaction. Une réaction discontinue telle que la réaction Eq15 produit une augmentation de volume. Rappelez-vous que la kélyphite est un matériau solide composé de symplectites pyroxène-spinelle encerclant le grenat comme une «coquille». L'augmentation de volume libre n'est donc pas possible à l'intérieur de la coquille de kélyphite (Figure 40). Au contraire, le volume peut être maintenu constant par les réactions de transformation, pour lesquelles certains matériaux doivent sortir du système.

Une possibilité pour répondre à l'exigence de la conservation du volume, compte tenu de la présence du spinelle nodulaire à la frontière entre la kélyphite et le COR, serait de diviser la formation du spinelle présenté selon réaction (Eq15) en deux quantités distinctes ::

$$3Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 2(1-x)Mg^{2+} \rightarrow (4-x)Mg_2Si_2O_6\ 3xMgAl_2SiO_6 + 3(1-x)[(1-p)\ MgAl_2O_4 + pMgAl_2O_4] + (1-x)\ Si^{4+} \qquad \text{Eq17}$$

$$\text{Grt} + Mg^{2+} \rightarrow \text{———————— kélyphite ————————} + \text{Sp nodulaire} + Si^{4+}$$

où *p* est une nouvelle dimension pour définir les partitions du spinelle entre l'intérieur de la coquille de kélyphite et le spinelle nodulaire juste à l'extérieur de la coquille. Il est possible d'ajuster le coefficient *p* de sorte que la variation de volume à l'avant de réaction reste nulle

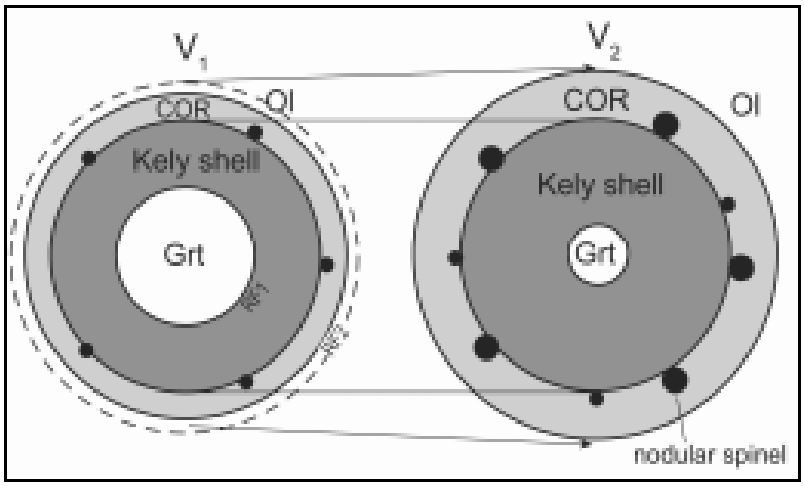


Figure 50 : **Kélyphite : Croquis illustrant le changement de volume associé à la kélyphitisation du grenat**
Le diamètre de la coquille de kélyphite reste constant pendant le rétrécissement du grenat et la croissance du spinelle nodulaire et du cor.
Le volume v1 qui inclut l'olivine environnante, se développe en consommant de l'olivine périphérique, jusqu'au volume v2, (V2 > V1) dans lequel la masse totale incluse est conservé (système fermé).
Échelles exagérées et non proportionnelles

L'idée est de supposer qu'une partie du spinelle puisse sortir de la coquille de kélyphite. Cette idée est représentée schématiquement en Figure 41, où la taille de la coquille de kélyphite est maintenue constante au cours de la kélyphitisation. L'augmentation de volume des réactions Eq15 et Eq17 est maintenue à l'extérieur de la coquille de kélyphite par la croissance des spinelles nodulaires. Bien que la réaction Eq16 crée une diminution de volume, la somme des variations de volume lors des formations du spinelle nodulaire et du COR doit augmenter puisque les réactions Eq1 et Eq5 s'accompagnent d'augmentation de volume. Cette augmentation nette du volume peut être prise en compte par une déformation plastique des olivines environnantes.

8.10 Génération de contraintes internes et origine de la loi de la normalité

À la lumière de la Figure 41, il est concevable que le front de réaction du côté grenat (RF1) soit constamment soumis à une contrainte considérable pendant la croissance de la kélyphite, ce qui peut contribuer en partie à la force motrice de l'écoulement vers extérieur du matériau. Étant donné que la surface du front de réaction est quasi constante pour une petite augmentation élémentaire de la progression de la réaction, la contrainte interne générée doit être une contrainte de compression tangentielle à la surface d'avancement de la réaction, c'est-à-dire que la valeur de la contrainte maximale est tangentielle. Il est bien connu que le module élastique brut de la structure lamellaire composé par les différents modules élastiques est minimum dans la direction normale au laminage, par conséquent, le potentiel élastique proche de la région en avant de la réaction est réduit au minimum pour une configuration normale, prouvant qu'il s'agit mécaniquement de la géométrie la plus stable.

Obata interprète donc qu'une telle contrainte non hydrostatique générée constamment sur le front de réaction en mouvement, doit être la principale force qui contrôle et guide la direction de croissance de la structure lamellaire de la kélyphite.

En outre, les plaques de Cpx incluses dans la kélyphite-Opx, ne sont pas nécessairement allongées comme les spinelles et ne semblent donc pas obéir à la loi de la normalité. Le contraste des modules élastiques entre Opx et Cpx est bien moindre que celui entre les modules du pyroxène et du spinelle (Anderson et al., 1968), et donc la morphologie des plaques de Cpx devrait être moins sensible au champ de contraintes que les lamelles de spinelles.

De telles considérations sur des contrastes morphologiques entre le pyroxène et le spinelle étayent l'hypothèse d'Obata quant à l'origine de la loi de la normalité.

La loi de la normalité peut être réalisée dans n'importe quel autre système de réaction, dans lequel l'augmentation du volume est impliquée. Par exemple, la symplectite formée après l'omphacite comme mentionnée ci-dessus, ou même le myrmekite, une intercroissance de symplectite de quartz et de plagioclase remplaçant le K-feldspath, généralement développée dans des systèmes granitiques (Figure 22d).

8.11 Une synthèse : une nouvelle vision de la formation de kélyphites

Résumant les connaissances et les considérations précédentes, Masaaki Obata a pu dégager une image nouvelle et dynamique de la formation et la croissance de la kélyphite de type 1.

8.11.1. Cellules et colonie de kélyphite

Il a été souligné précédemment que chaque «cellule» de kélyphite peut être considérée comme représentant une unité de croissance d'une kélyphite.

Une kélyphite, dans son ensemble et sa complexité, se compose généralement de nombreuses «cellules», et pour cette raison, on parle de «colonie» (Figure 42), dans le sens où elle représente une unité de croissance macroscopique de l'ensemble. En trois dimensions, ces cellules sont tubulaires et se rassemblent formant une structure en nid d'abeilles comme une colonie, qui croît vers l'intérieur en consommant le grenat. La cellule a sa structure interne et ses fonctions. La base (ou la matrice) de la cellule est un cristal unique d'Opx bien que; la cellule reste composée de deux éléments :

a) Une partie fibreuse à grains fins (c.-à-d. la kélyphite, stricto sensu) formées par un grand nombre de fibres fines de spinelle et plusieurs petits grains de Cpx dispersés dans le cristal unitaire d'Opx,

b) une partie claire, le COR, qui est exempte de fibres de spinelles (Figure 42).

Les spinelles nodulaires peuvent ou non résider à la jonction ou aux alentours des deux entités (a) et (b). La cellule tubulaire a une polarité distincte de telle sorte que l'entité (a) croît vers l'intérieur en « grignotant » le grenat à une extrémité, tandis que l'entité (b) se développe vers l'extérieur au détriment de l'olivine. La croissance de la cellule est accompagnée du flux intracellulaire de matière le long de la direction axiale des tubules. Le flux important de (b) à (a), c'est-à-dire de l'olivine vers le grenat, est constitué de Mg^{2+}, tandis que les flux de matière à contrecourant sont constitués d'Al^{3+} et Si^{4+}. Une partie de l'Al^{3+} peut cependant être consommée à la jonction ou près de la jonction des deux parties par la croissance des grains de spinelle nodulaire. Le mécanisme d'une telle migration intracellulaire de matière est probablement de la diffusion le long des surfaces des fibres de spinelles.

La continuité des fibres de spinelles tout le long de la cellule est donc une géométrie nécessaire. Comme mentionné précédemment, la contrainte accumulée pendant la croissance de la kélyphite augmente l'énergie potentielle élastique de cette dernière et peut éventuellement limiter voire arrêter la réaction.

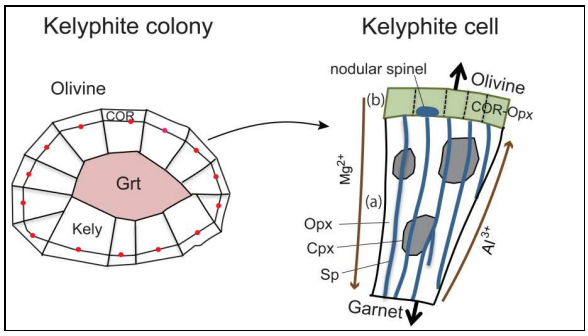


Figure 51 : Kélyphite : Images conceptuelles d'une «colonie» de kélyphite composée de plusieurs cellules tubulaires (à gauche) et de la structure interne d'une «cellule» et de ses fonctions (à droite).
Les taches rouges sur la figure gauche indiquent où la nucléation de la cellule s'est produite

Cette augmentation de l'énergie interne peut être ajustée par un matériau qui s'écoule de la coquille de kélyphite et par l'expansion du volume de l'entité (b), qui est permise par des déformations plastiques du COR et de la matrice d'olivine externe. Il est donc concevable que la croissance de la «colonie» de kélyphite dans son ensemble soit contrôlée par le taux de libération de contraintes par déformations plastiques de l'environnement qui se manifeste dans le flux ductile de roches à l'échelle macroscopique. Il est à noter que

certaines cellules tubulaires peuvent rétrécir et éventuellement disparaître à mesure que la colonie se développe vers l'intérieur (Figure 42) - un processus connu sous le nom de sélection géométrique (Grigoriev, 1965).

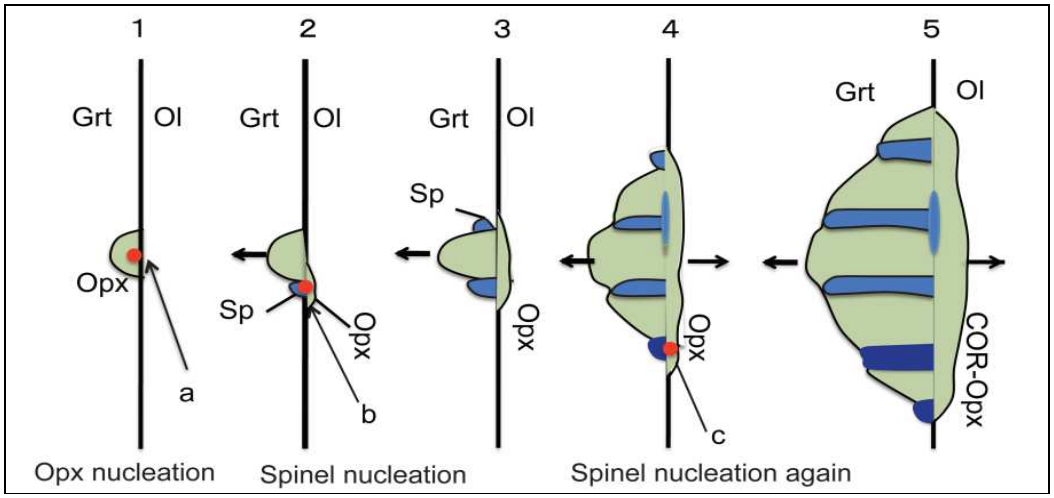


Figure 52 : Kélyphite : Image schématique illustrant la nucléation et la croissance eutectoïdale subséquente d'une cellule de kélyphite.
(1) Opx nucléarise initialement à la limite du grain d'origine (au point «a») et commence à croître vers le grenat; (2) nucléi de spinelle à une jonction triphasée: Grt-Opx-Ol (au point 'b'), consommant du grenat et convertissant l'olivine en Opx (COR naissant);
(3) le spinelle dessiné de l'autre côté d'Opx est censé être une continuation des premiers noyaux;
(4) la deuxième et plus grande nucléation du spinelle peut se produire à des endroits distincts sur la limite initiale du grain (au point «c»);
(5) la cellule composite continue de croître par les processus eutectoïdes. Spinelles de différents tons de couleur bleue sont censés être des dérivés de différents noyaux

8.11.2. Origine de la topotaxie et de la nucléation de la cellule

Jusqu'à présent, nous avons considéré une croissance constante de la cellule ou d'une colonie. Le cristal d'Opx contenant les spinelles fibreuses se développe essentiellement dans deux directions à partir de son point d'origine probablement à la jonction de deux entités (c.-à-d., à la limite d'un grain originel entre le grenat et l'olivine) comme indiqué par les points rouges dans la Figure 43. La croissance des spinelles nodulaires est l'extension de la croissance des spinelles fibreuses à leur extrémité. La formation des grains de Cpx est la seule exception. Les grains de Cpx ont une répartition discrète et ne sont pas susceptibles d'être reliés les uns aux autres. Ainsi, la nucléation des Cpx se produit sporadiquement et par intermittence, sur le front de réaction pendant la croissance de la cellule. La nucléation de l'Opx et du spinelle, cependant, est considérée comme ayant lieu une seule fois, à la «nucléation» de la cellule. La relation topotaxique entre le spinelle et l'Opx doit donc être établie dès leur stade de nucléation et la nature originelle de la topotaxie est simplement héritée lors de la croissance ultérieure de la cellule.

Obata dessine ensuite un tableau détaillé de la « nucléation cellulaire » pour la kélyphite dans les péridotites à grenats, et présente une théorie sur l'acquisition de la relation topotaxique selon le scénario présenté par Obata et Ozawa (2011). Supposons qu'une kélyphite commence à se développer à la décompression des roches du manteau dans le champ de stabilité de la péridotite à spinelles. La kélyphitisation commence à la surface des grains originels entre le grenat et l'olivine selon la réaction Eq1. Il est peu probable, cependant, que toutes les phases produits, Opx, Cpx et spinelle, aient leur nucléation simultanée. Compte tenu de la structure du domaine Opx, on en déduit que l'Opx est la première phase à nucléer et que chaque domaine d'Opx se développe à partir d'un seul noyau (Figure 31). La nucléation et la croissance d'Opx en dehors du grenat induiront la nucléation suivante du spinelle d'une manière semblable aux phases eutectoïdes parce que l'Opx ne peut pas consommer tout l'Al provenant du grenat (par exemple Putnis, 1992).La sursaturation en Al serait donc l'élément déclenchant de la nucléation du spinelle. Une différence, toutefois, par rapport à la nucléation d'un simple eutectoïde, la formation du spinelle requiert la présence de qui participe à la réaction Eq1.

Les matériaux nécessaires à la nucléation du spinelle (selon la réaction Eq15) doivent être libérés par la conversion de l'olivine en Opx (COR) selon la réaction Eq16 et fournis au site par le transfert de Mg^{2+} et Si^{4+}. Puisque le COR-Opx se développe à partir des noyaux communs d'Opx, il est naturel qu'ils soient continus

et partagent la même orientation cristallographique, formant même un domaine de cristal unique d'Opx encore plus grand (Figure 32). Étant donné que la nucléation du spinelle se produit très probablement à la surface de l'Opx (en raison de la grande énergie d'activation présumée pour la nucléation due à une énergie de surface élevée, c'est-à-dire une nucléation hétérogène), il est probable que l'orientation cristallographique du spinelle suive celle de l'Opx, ce qui entraîne une relation topotaxique entre ces deux phases. L'énergie d'activation pour la nucléation d'une telle colonne vertébrale est considérée comme très élevée en raison de la nature couplée des réactions par l'intermédiaire de l'échange par diffusion d'éléments entre les deux emplacements. Une fois que la nucléation s'est produite, l'association Opx-spinel se développe simplement tel un eutectoïde, remplaçant le grenat, et maintenant la relation topotaxique initialement établie au site de nucléation. L'absence de relation topotaxique observée dans les échantillons de basse température tels que les échantillons norvégiens (Obata et Ozawa, 2011) suggère que l'établissement initial d'une telle relation topotaxique pourrait ne pas se produire pour certains grenats, dans certaines circonstances.

Le nombre de nucléi formés lors de la transformation peut être lié au taux de nucléation (c.-à-d. au nombre de nucléi générés par unité de temps), qui doit être fonction du degré de sursaturation (c.-à-d. au-delà de l'équilibre). Ceci est illustré de façon schématique à la Figure 44. Théoriquement, le taux de nucléation devrait être nul à l'équilibre où la force motrice de la réaction est nulle et devrait augmenter avec le degré de sursaturation.

La symplectite pyroxène-spinelle de la péridotite horoman, qui se compose typiquement d'un seul domaine d'Opx, est donc considérée comme un cas particulier de kélyphite, où le taux de nucléation est si faible qu'un seul noyau se forme par grain de grenat. En raison de l'environnement avec une température relativement élevée pour la péridotite horoman (>950 °C, Ozawa et Takahashi, 1995; Ozawa, 2004), la réaction a probablement eu lieu près de la limite de transition grenat-spinelle, sans beaucoup de retard et, par conséquent, avec un degré minimum de sursaturation.

La taille des grains (ou espacement des lamelles de spinelle et de pyroxène) est probablement principalement régie par la diffusion des cations le long du front de réaction (c.-à-d., limite de grain de grenat), qui est normale à la structure de lamelles. À des températures plus élevées, des éléments diffusent plus rapidement et, par conséquent, une symplectite à grains plus grossiers en résulterait. L'ordre décroissant des symplectites (ou kélyphite) des grains les plus gros au moins gros est, Horoman, tchèquie (Mohelno), puis la Norvège, ce qui correspond à l'ordre décroissant des températures de transformation présumées (Obata et Ozawa, 2011).

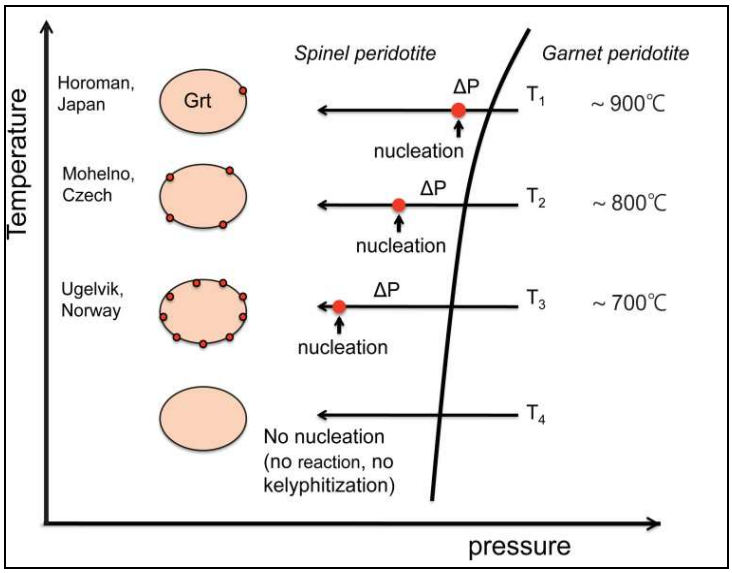


Figure 53 : Kélyphite : Image schématique illustrant dans un espace PT les relations entre les taux de nucléation, les relations topotaxiques et le degré de sursaturation lors de la décompression, qui peut être liée à la température de transformation.
La nucléation est retardée à des températures plus basses, produisant ainsi plus de noyaux des cellules ayant une topotaxie désordonnée.
Lorsque la température est trop faible, la réaction de kélyphitisation ne se produira pas

Dans l'échantillon tchèque (Mohelno) comme dans l'échantillon d'Horoman, la même relation topotaxique existe pour tous les noyaux cellulaires au stade de la nucléation. L'échantillon norvégien, quant à lui, s »est transformé sous une température de transformation relativement basse (740-760 °C, Obata et Ozawa, 2011), et donc à cause d'une cinétique de diffusion plus lente, la nucléation a dû être retardée, et le niveau de sursaturation très conséquente. Avec des valeurs aussi élevées de sursaturation, lorsque la nucléation s'est enclenchée, elle a été si rapide qu'une multitude de nucléi de spinelle se sont formés et n'ont ainsi pas pu acquérir des relations topotaxiques avec leurs hôtes pyroxènétiques.

La structure du sous-domaine de spinelle observée dans la cellule norvégienne de kélyphite (Opx) (Figure 33b) indique que la nucléation multiple du spinelle s'est probablement produite dans une cellule simple d'Opx en croissance (Figure 43).

Il est souligné ici que la structure interne de la cellule est créée uniquement au front de réaction et est instantanément figé dès que le front de réaction s'est avancé, sauf pour la croissance des spinelles nodulaires. De même, la formation de plages de Cpx ne se produit également qu'au front de réaction (bien que ne figurant pas sur la Figure 31). Ces Cpx semblent toujours gagner des relations topotaxiques avec l'Opx hôte à chaque nucléation. Cependant, si les roches sont maintenues à des températures suffisamment élevées pendant une période suffisamment longue, le grossissement peut se produire dans les kélyphites comme on l'observe dans la symplectite pyroxène-spinelle de la péridotite horoman (Obata et al., 2007). L'intercroissance vermiculaire grossière de pyroxènes et de spinelles observée dans certaines xénolithes de péridotites à spinelles (Marcier et Nicolas, 1975; Smith, 1977) peut être un produit final de tels processus de recristallisation à des températures élevées (Godard et Martin, 2000). Un tel schéma présenté ci-dessus peut créer une nouvelle méthode d'étudier et de comprendre la variabilité des textures et les relations topotaxiques par rapport aux environnements géodynamiques des roches hôtes.

	(1)		(2)		(3)		(4)	
	Grt	Kely	Grt**	Kely**	Grt	Kely	Grt	Kely
SiO_2	42.8	41.4	42.1	37.6	42.4	39.9	41.5	41.3
TiO_2	0.0	0.0	0.7	0.6	0.1	0.0	0.1	0.0
Al_2O_3	21.1	18.4	21.5	17.8	23.1	20.7	23.6	21.1
Cr_2O_3	4.0	2.6	1.7	1.7	1.3	1.3	1.0	1.1
FeO*	8.2	6.0	8.5	9.0	9.3	7.4	11.0	7.2
MnO	0.4	0.2	0.3	0.2	0.4	0.1	0.6	0.2
MgO	20.7	29.0	20.7	28.2	19.1	27.0	18.1	26.7
NiO	0.0	0.1	n.d.	n.d.	0.0	0.0	0.0	0.0
CaO	3.7	3.5	4.3	4.0	5.7	2.6	5.2	3.0
Na_2O	0.0	0.0	n.d.	n.d.	0.0	0.1	0.0	0.3
Total	100.9	101.1	100.0	99.1	101.4	99.0	100.9	100.9

Table 7 : Kélyphite : Comparaison de compositions volumiques
Entre kélyphites, et leur grenat originel dans plusieurs péridotites crustales à grenats
Grt, garnet; Kely, kélyphite. ** obtenues par analyses chimiques humides, les autres analyses des kélyphites ont été obtenues à partir de calculs d'analyses modales et d'analyses à la microsonde.
Tout le fer est considéré comme FeO.
(1) Ugelvik, Norvège, Obata et Spengler, non publiés; (2) Sklené, Bohême tchèque, Fiala (1966); (3), (4) Ultental, Italie, Godard et Martin (2000).
Notez qu'il y a une diminution significative de Al_2O_3 et augmentation de MgO lors de la kélyphitisation du grenat quel que soit l'échantillon.

8.12 Conclusions

Les conclusions importantes tirées de l'étude de la kélyphite de type 1 peuvent être résumées comme suit :

1- Un ensemble de kélyphites peut être considéré comme une «colonie» composée de multiples «cellules» tubulaires. Chaque cellule a sa structure interne propre et sa croissance intervient d'un côté au détriment du grenat, et de l'autre en consommant de l'olivine, via les flux de matière intra-cellulaires. La structure interne de la cellule est créée sur le front de la réaction et est immédiatement figé dans le temps, exceptée la croissance des spinelles nodulaires.

2- La loi de la normalité est proposée pour la linéation du spinelle. Elle serait due aux contraintes non hydrostatiques générées au front de réaction par une augmentation du volume.

3- La relation topotaxique peut ou ne peut pas être acquise au stade de la nucléation des cellules et la nature de la topotaxie est définie pendant la croissance ultérieure des cellules.

4- Le degré de perfection de la topotaxie semble être lié à la température de transformation, et donc lié aux environnements géodynamiques tels que les chemins PT ou la vitesse d'exhumation des roches hôtes.

Il a été démontré que différentes variétés de kélyphites et de symplectites, de systèmes minéralogiquement et chimiquement différents, peuvent être reliées par une opération mathématique appelée substitution et transformation, gérée par le principe de «correspondance» ; une telle méthode peut ouvrir une nouvelle façon de comprendre les diversités naturelles des textures de réactions métamorphiques d'une manière plus unifiée.

9. UTILISATIONS

9.1 Joaillerie

Cf livre 4

9.2 Industrie

Les grenats artificiels ont d'autres applications que l'utilisation comme gemme en joaillerie.

Par exemple, les grenats fer-yttrium (YIG) ont des propriétés magnétiques et sont utilisés comme capteurs, servo-commandes et comme substrat de micro-ondes.
Ces grenats peuvent être soit homocréés (même composition que les grenats naturels) ou artificiels, mais qui n'ont pas de contrepartie dans la nature.

Ces grenats sont relativement difficiles à fabriquer et surtout, les grenats naturels sont en général assez bon marché et n'engagent donc pas à la fabrication de gemmes artificielles. Les tsavorites, particulièrement rares dans la nature, sont quelques fois artificielles.

La plupart des grenats artificiels sont dopés par du YAG (yttrium aluminum garnet) et sont fortement fluorescents.

Au cours de ma thèse, j'ai pas mal utilisé l'oxyde d'yttrium pour former in situ de l'yttrogrenat ou YAG par réaction avec l'alumine.
La présence d'yttrium crée en surface des grains d'alumine des lacunes qui peuvent migrer au cœur de l'alumine et faciliter son frittage. Le frittage est une réaction de recombinaison physique à haute température qui a pour but de souder les grains les uns aux autres et de résorber la porosité, pour améliorer les propriétés mécaniques et la résistance à la corrosion des céramiques.

Ils sont aussi largement employés en tant qu'abrasifs.

Livre 2 - Une structure, Deux groupes, De nombreuses possibilités

1. GROUPE PYRALSPITE

ALMANDIN $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$

Etymologie

Son nom provient de la cité d'Alabanda, de l'évêché de Carie en Asie Mineure, réputée il y a 2 000 ans pour ses gisements et ses ateliers de polissage.
Pline évoqua le *« carbunculus alabandicus »,* grenat taillé près d'Alabanda ; qui fut par la suite repris par Agricola. D'autres noms suivirent : almandite (genre féminin), almandine, alamadine, alabandine, et alabandite par déformation.
Il fut aussi dénommé le « grenat noble » par les Anciens, s'agissant très probablement de l'escarboucle moyen-âgeuse, qui brillait comme un morceau de charbon ardent à la lumière des torches, ou encore du « grenat oriental » ou du « grenat syrien » ou « grenat styrien », bien que Romé de l'Isle prétendait que cette gemme ne provenait pas de Syrie, mais de Syrian, la capitale du Pégou, un ancien état indépendant d'Indochine.

Composition

Il contient 36 à 38% de SiO_2, 20 à 22% d'Al_2O_3, 30 à 36% de FeO, 1 à 5% de MgO, 1 à 7% de MnO.
L'almandin peut contenir en solution solide, plus de 50% pyrope et de spessartite.

Propriétés

Densité : 3.95-4.32
Dureté : 7-7,5
Indice de réfraction : 1,75-1,83 diminuant avec la teneur en magnésium,
Isotrope, mais avec des anomalies de polarisation courantes, dispersion de 0,024 ;
Clivage absent, ou très faible sur {110} ;
Constante diélectrique de 4,3 - 6,25 ;
Ni fluorescent, ni pléochroïque.

Renferme souvent des inclusions liquides et/ou solides généralement constituées de cristaux microscopiques de quartz, de feldspath, d'hématite, de zircon, ou de rutile.

Sa couleur varie du rosé violacé au rouge très foncé, tirant sur le noir en passant par le brun ; il est parfois recouvert d'hématite rouille.
Les gemmes les plus recherchées sont d'un beau rouge profond.

Il est peu ou pas attaqué par les acides, se décompose par fusion avec les carbonates alcalins et s'altère en chlorite, épidote, hématite, limonite...

Il cristallise en rhombododécaèdres réguliers (douze faces en losange) dans les roches métamorphiques et en tétragonotrioctaèdres dans les pegmatites, ces deux formes pouvant se combiner. Des cristaux de plus de 20 centimètres de diamètre, bien que souvent fissurés, ont permis la réalisation de tasses, de godets de 5 à 6 centimètres d'ouverture.

Gisements

L'almandin est le grenat le plus commun. On le trouve ainsi aussi bien dans des roches effusives, des pegmatites et des roches métamorphiques, et de manière moins fréquente, dans des filons hydrothermaux ou dans des placers.

En Russie, des almandins de qualité gemme sont connus en Carélie, dans les micaschistes du gisement de Kitel'skoye à Priladozhie. Des grenats ont été extraits de ce gisement au cours des XVII et XVIIIème siècle. La teneur du gisement dans les schistes altérés atteint quelques pourcents en almandins, avec une taille de cristaux jusqu'à 2,5 cm. La sortie de pièces de qualité gemme est d'environ 1%, et certains grenats translucides ont atteint les 22 cm. Mais la plupart des grenats du gisement de Shuyeretskoye, ont été exploités en tant qu'abrasifs
Dans le nord de la Carélie, des cristaux d'almandin de 15 cm de diamètre ont été trouvés dans les amphibolites du gisement du Mont Dyadina, près de la gare de Chupa.
Dans la péninsule de Kola, à Keivy Ridge, il y a beaucoup d'échantillons d'almandin dans les zones de développement des schistes staurolite-grenat, où la teneur en grenat atteint souvent les 20%. Dans l'une de ces zones métasomatiques du mont Makzapakhk, les grenats almandins sont présents sous la forme de gros cristaux opaques pouvant atteindre les 25 cm. Dans le nord-est de la péninsule de Kola, dans le cours supérieur de la rivière Yukonga, un affluent du fleuve Ponoy, près de Kanevka, se trouve un gisement d'almandin de qualité gemme, avec des cristaux jusqu'à 2 cm.
Dans l'Oural central, des cristaux bien formés d'almandin sont présents dans les schistes du gisement de Glubochinskoye, dans la région de Sysert.
En Sibérie orientale, quelques almandins ont été trouvés dans les pegmatites du gisement de Mamskoye, près de Bodaibo.
Au Kazakhstan, il y a plusieurs gisements d'almandins : Alexandrovskoye, Asubulack et autres. Des roches riches en almandins peuvent être utilisées comme pierres ornementales, tels que les gneiss à amphibole-grenat et à grenats du gisement de Tulepskoye dans la région d'Alma-Ata, au Kazakhstan.
En Ouzbékistan – à Uiz-Dag Ridge
En Mongolie – à Altan Huduk.
En Afghanistan, il y a le gisement de Pachigram dans la province de Kunar, avec des cristaux d'almandin jusqu'à 5 cm, dans les schistes.
Il faut mentionner des placers d'almandin en Inde du Sud : dans l'état de Bihar – près de Hazaribag et Aravelli, dans l'état du Andhra Pradesh – à la mine de Garibreta ; et près de Hyderäbäd, où des almandins étoilés ont été trouvés.
Des almandins ont été également extraits dans le Rajasthan, près de Jaipur, au Sri Lanka, dans les placers près de Candy et de Ratnapura.
Des gisements similaires ont été découverts à Myanmar (Birmanie) et en Chine – dans la Prov. de Yunnan.

En Afrique, des almandins de qualité gemme sont extraits au Zimbabwe – près de Mtoko
En Tanzanie, dans les gisements de la région de Tunduru-Songea, Lindi et dans les placers sur la rivière Umba.
A Madagascar, des cristaux d'almandin atteignent 23 cm dans le gisement d'Ampandramaika.
Au Brésil, certains gisements d'almandin se sont formés au cours d'un processus de météorisation de pegmatites à grenat, dans l'état du Rio Grande do Notre, près de Poco dos Cavalos. Da$ns l'état de Pernambuco, des almandins ont été extraits de placers localisés dans le bassin du fleuve São Francisco ; dans l'état du Minas Gerais, près de Minas Novas ; et aussi dans les États de Bahia, Rio de Janeiro et Grandi de Rio do Sol.

Aux États-Unis, dans l'Idaho, près de la ville de Fernwood, le gisement d'Emeraud Creek a fourni des almandins étoilés, par altération de la croûte de micaschistes. Dans l'état de New York, le dépôt de grenats abrasifs Barton, dans le comté de Warren, la taille maximale des cristaux almandin avec inclusions de chromite atteint 1 m. Dans le Colorado ces gros cristaux, jusqu'à 6,6 kg, se trouvaient également dans le gisement dans le MTS. Ruby et Calumet mine. Dans le Maine, on a récolté des cristaux pouvant atteindre 25 cm, dans les pegmatites de Topsham, Sagadahos Co. Dans le Nevada, dans le gisement de grenat Hill, White Pine Co., ont été trouvé dans des géodes dans les rhyolites, des cristaux de spessartine-almandin des cristaux rouge transparent spessartine-almandin, de 0,5 à 1,5 cm. En Alaska, il convient de mentionner le dépôt métamorphique de Fort Wrangell, où ont été extrais des cristaux transparents d'almandin de 1 cm à 4,5 cm.
Au Canada, des dépôts d'almandin sont situés dans la région de Skin ainsi que sur la terre de Baffin.
Dans l'Ouest du Groenland, dans la Nuuk (Godthaab), des cristaux d'almandin ont atteint les 25 kg. Ils ont reçu le nom local de grönlandite. Dans l'est du Groenland, dans la région du Fjord de Kangerluarsuk (Kangerdluarssuk), le dépôt d'andradite-mélanite a livré des cristaux hauts de 12 cm.

Dans les années 1990, sur l'Ile du rameur en Antarctique, parurent dans les années 1990, les premières mentions d'almandin de qualité gemme jusqu'à 3,2 carats.
En Norvège, dans le gisement de Sunnfjord, fut découvert un cristal géant de 1000 kg, pour une taille d'environ 1 m, en coupe transversale.
En Suède, dans le gisement de falun, de Dalarnas, la taille des cristaux atteint les 20 cm.
Dans le nord de la Finlande, à Lapplands Län, les almandins présentent un astérisme avec des étoiles à 4 branches.
En Roumanie, dans le gisement de micaschistes de Sâliciua de Sus, des cristaux bien formés d'almandin atteignent les 7 cm.

France :
Eclogites de Saint Philbert de Grand lieu (44)
Micaschiste de l'île de Groix (56)
Collobrières (83), réputé pour les collectionneurs, cristaux jusqu'à 7 cm d'arêtes.

Topotype

Alabanda, Province d'Aydin, Région d'Aegean, Turquie

Gemmologie-Collection

En tant que gemme on recense quantité d'almandins, d'une grosseur importante et d'une coloration parfaite.
L'un des plus volumineux, provenant de l'Idaho, actuellement conservé dans la collection de la Smithsonian Institution de Washington, taillé en forme de rose plate, pèse 175 carats. C'est un grenat étoilé à quatre branches.
Un autre almandin étoile fameux, le « two pounds star » pesant 5 737,50 carats, propriété d'un collectionneur, M. Pascal Entremont, fut l'un des joyaux de l'exposition consacrée à René Just Haüy au Musée de minéralogie de l'Ecole des Mines de Paris en 1994. D'une couleur rouge violacé très profond, translucide mais non transparent, il s'en dégage une étoile blanche à quatre branches à la fois très fines et très lumineuses. C'est à ce jour le plus gros grenat étoilé connu.

Ramassé dans des alluvions au Sri Lanka, l'almandin fut confondu avec le rubis, et négocié fort cher, mais les nombreuses sociétés commerciales exploitant les gîtes firent faillite quand on découvrit la véritable nature de ce qu'elles vendaient.

Utilisé depuis l'Antiquité, les Sassanides de Perse ont gravé le profil de l'un de leurs souverains, Chosroês (ou Khosrô) dans un almandin et une coupe exécutée pour l'un de ces rois est conservée au Cabinet des médailles de la Bibliothèque nationale de Paris, ornée de vingt-six grenats ronds, les huit plus gros en fleurons de 3 centimètres de diamètre.

Le Louvre détient lui aussi une coupe taillée dans un seul grenat.
Les Francs le montaient à plat sur l'or, comme de la marqueterie.

Photo 13 : Almandin, Madagascar, n°150

Photo 14 : Almandin, Madagascar, n°158

SPESSARTITE (ou SPESSARTINE) $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$

Etymologie

Il doit son nom au massif montagneux et forestier de Spessart, en bordure nord-ouest du bassin de Souabe-Franconie, contourné par le Main (Bavière).

Composition

Elle fut analysée pour la première fois par Klaproth. Elle contient 36 à 37% de SiO_2, 20 à 21% Al_2O_3, 30 à 40% de MnO, 2 à 14% de FeO, l à 4% de CaO.
Elle peut également inclure jusqu'à 2% d'Y2O3.
Généralement, la spessartine est pure à 97% ; les 3% manquants étant de l'almandin et du grossulaire.

Si elle est riche en almandin, il est délicat de la différencier de ce dernier riche en pyrope en ne se basant que sur l'indice de réfraction et sur la densité. L'emploi du spectroscope s'avère alors indispensable.

Propriétés

Densité : 4,12-4,25
Dureté : 7- 7,5
Indice de réfraction : 1,79-1,81 ; dispersion de 0,027 avec quelques anomalies de polarisation
Cassure inégale ; non pléochroïque ;
Isotrope
Constante diélectrique de 7,6 ;
Non fluorescente
Transparente à translucide,

Inattaquable aux acides ;
Mélangée en poudre avec du borax elle fond lors de l'essai au chalumeau ; s'altère en biotite.

Elle contient presque toujours des inclusions. Couleur jaune si elle est pure, elle adopte le plus souvent une nuance rouge-orange, rougeâtre, brun-jaunâtre, parfois violette découlant de la présence d'almandin.

Cristaux dodécaédriques ou trapézoiques pouvant atteindre 10 centimètres.

Gisements

Très rare, il n'y a aucun gisement propre de spessartines. On la trouve dans les pegmatites de granite, gneiss, rhyolites, skarns, quartzites. La spessartine se forme surtout dans des pegmatites riches en manganèse, plus rarement rencontrée dans des roches métamorphisées par contact, elle est alors rencontrée avec d'autres minéraux de manganèse, minéral secondaire récurant des roches rhodonite.

Dans les dépôts de montagne à Aschaffenburg, dans le Spessart, bien que difficilement exploitables, mais aussi en Italie (Saint-Marcel au val d'Aoste), en Suède (Finbo, Brodho), en ex-U.R.S.S. (Mias et Tokovaia dans l'Oural),

En Russie, sur la Peninsule de Kola, il y a eu des découvertes de spessartines dans les pegmatites de Kolmozero ; en Carélie – dans les pegmatites de Priladozhie ; ainsi que dans le Nord, ou bien encore près des colonies de Alakurtti et Chupa. Dans l'Oural central, dans le gisement de Bazhenovskoye, près d'Asbest, des spessartines, sous forme de cristaux transparents jusqu'à 5 cm, ont été récoltées ; à Izumrudnye kopi – la spessartine se présente sous forme de cristaux transparents pouvant atteindre 1 cm ; ainsi que dans les pegmatites de Murzinka. Dans le gisement de rhodonite de Malo-Sedel'nikovskoye, près d'Iekaterinbourg, la spessartine forme des agrégats de grains de couleur jaune brunâtre de petite taille. A Pribaikalia, des spessartines ont été signalées dans les pegmatites du gisement de Slioudianka et dans la rivière Talaya.
En Inde, des spessartines rouge orangé et rouge-brun ont été extraites des gisements de Gilgit et de la vallée de Tormiq, ainsi que d'autres spessartines de couleur orange-rouge à rouge cerise dans le nouveau gisement près de la ville de Azad Cachemire, dans l'Etat du Jammu et du Cachemire (zone contestée), où il

porte le nom commercial de kashmirine. De cette matière brute, on a pu faceter des pierres pouvant atteindre 45 ct. Dans la région de Mumbai (Bombay), on a sorti des spessartines rouge orangé et dans l'état de Madhya Pradesh, d'autres de couleur orange à brun-rouge. On a également extrait une variété intermédiaire entre l'almandin et la spessartine – appelée spandite ou spalmandite - au Rajasthan, dans la mine Sarvar, dans la région d'Ajmer, où elles sont de couleur miel brun.
Des spessartines rouge orangé de qualité gemme ont été extraites également des placers du Myanmar et du Sri Lanka, près de Ratnapura. Dans le gisement de Sitasaongi est connue la roche ornementale – gondite de spessartine-quartz avec piemontite et pumpellyite, nommée d'après la tribu locale de gonda. Cette roche ornementale est également connue sous le nom de garnetoide. En Russie, on la trouve dans l'Oural polaire, où elle est fortement exploitée comme une pierre ornementale.

En Afrique, la spessartine est connue en Tanzanie et au Kenya – dans les monts Taita Hills, où ses cristaux rouge orangé atteignent 5 cm.
En Namibie, ses cristaux de qualité gemme jaune-orange atteignent 1 cm. Le fleuve Kunene a délivré des spessartines Kunenian rouge jaune-orange et des grenats Malaya, qui ont reçu le nom commercial de grenat mandarin.
En Afrique du Sud, on a récolté des spessartines avec une teneur significative d'yttrium, elles ont été nommées emildine.
A Madagascar, des spessartines jaune-orange ont été extraites dans des pegmatites avec de le lépidolite et de la tourmaline dans le gisement de Tsilaizina, près d'Antsirabe.

En Amérique, des découvertes de spessartines rouges transparentes sont répertoriées au Canada, dans le gisement d'amiante, d'Asbestos, au Québec.
Aux États-Unis, en Virginie, le gisement de pegmatites d'Amelia, a fourni des spessartines brun-rouge à orange pâle en cristaux jusqu'à 10 cm, conduisant à des pierres jusqu'à 7 cts, voire de temps en temps jusqu' à 96 ct. La plus importante extraite de ce gisement a été sortie en 1972, elle mesurait 12.5 x 11.5 x 7 cm, pour un poids de 1 344 grammes (6 720 ct.). En Californie, des spessartines transparentes jusqu'à 3 cm ont été trouvées dans les pegmatites des gisements de Ramona, Pala, Himalaya et autres. Dans le Colorado, près de Nathrop, on a récolté des spessartines orange et orange-brun.
Au Mexique, on connaît le gisement de spessartine de Sierra de San Pedro, dans l'état de Chihuahua.
Au Brésil, des spessartines en cristaux rouge-orange ont été extraites dans le Minas Gerais, dans les placers le long des rivières Santa Maria et Abaeté et des cristaux cubiques à Linopolis. Dans les États de Ceará et Rio Grande do Norte il y a aussi les gisements de spessartine.

En Australie, la spessartine, couleur rouge foncé, intervient comme minéral secondaire dans la mine de Broken Hill, en Nouvelle-Galles du Sud ; sous la forme de cristaux de 10 cm.

En Europe, des gisements de faible puissance de spessartines de qualité gemme ont été découverts en Allemagne – près de Ashchaffenburg, en Bavière.
En Suède, à broddbogranat, Broddho, Västmanland
Ainsi qu'en Norvège, à Nordland –de même, on a trouvé de gros cristaux rouge-brun dans le gisement de Bodo – bodenbenderit ; et sous forme de cristaux pouvant atteindre 10 cm. à Iveland.

France :
Un seul gisement intéressant, dans les pegmatites de Chanteloube, à 30 km de Limoges, cristaux de 1 cm associés à de la wolframite tantalifère.

Topotype

Sommer'scher Bruch, Wendelberg, Haibach, Aschaffenbourg, Basse-Franconie, Spessart en Bavière (Allemagne).

Gemmologie-Collection

Les gemmes sont essentiellement d'origine alluvionnaire et proviennent du Sri Lanka, de Birmanie, du Brésil et de Madagascar, et sont taillées à facettes.
Actuellement, gisement important dans des pegmatites au nord du Pakistan.

En 1993, fut présentée une pierre exceptionnelle, provenant de Namibie, d'une couleur orange flamboyante, d'une luminosité inconnue ; dans l'obscurité, elle semblait être une source de lumière !

Spessartine et muscovite,
Californie, n°510
Spessartine, albite, quartz
Fujian, Chine, n°538
Spessartine et aige-marine, 40 mm
Pkistan, n°522

Spessartine « etched »,
Minas Gerais, Brésil, n°1117
Spessartine et fluorine,
Tonghei, Fujian, Chine, n°526
Spessartine et tourmaline, 60 mm,
Pakistan ?, n°545

Photo 15 : Spessartines

PYROPE $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$

Etymologie

L'origine probable de son nom serait le grec *pyropôs*, qui a donné en latin *pyropus* = couleur de feu , un alliage de cuivre et d'or qui a l'éclat du feu.

Composition

Il contient 40% de SiO_2, 21 à 24% Al_2O_3, 12 à 20% de MgO, 6 à 20% de FeO, 5 à 8% de CaO

Le terme de grenat magnésien est impropre ainsi que la formule $[Mg_3Al_2(SiO_4)_3]$ car le pyrope ne contient jamais plus de 80% du grenat magnésien pur, car il renferme une importante quantité de solution solide d'almandin par substitution du magnésium Mg^{2+} par le fer Fe^{2+}.
Il est fréquent qu'il renferme de 3 à 8% de Cr_2O_3 qui confèrent au pyrope son incomparable couleur rouge sang (tel le rubis), plus intense que par la seule présence d'almandin.
Il peut également contenir du calcium, il est alors plus orangé.

Propriétés

Dureté : proche de 7,5, c'est le plus dur (abrasif)
Densité : 3,53-3,87 en fonction de sa teneur en fer,
Indice de réfraction : 1,73-1,77
Dispersion de 0,022.
Transparent à translucide, Eclat vitreux,
Absence de clivage, Fracture conchoïdale ;
Isotrope
Ni pléochroïsme, ni fluorescence
Inattaquable aux acides, son altération donne de la chlorite ou de la képhylite.

Sa couleur est incolore à l'état pur, mais il est coloré par la présence d'almandin. Il vire au rouge intense quand la présence d'almandin augmente, pouvant tendre vers le noir.
Il peut être coloré par le chrome (rouge sang) ou par le calcium (orangé).

Cristaux dodécaédriques ou trapézoédriques rares, plutôt des grains xénomorphes plus ou moins arrondis.

Gisements

Le pyrope se trouve principalement dans les kimberlites, brèches éruptives, dépôts de contact métasomatiques et métamorphiques et autres placers.
Les pyropes sont abondants dans les alluvions.

En Russie, il n'y a pas de gisements avec des volumes industriels de pyrope suffisant. Au Yakoutie, le pyrope est extrait comme minéral additionnel des pipes kimberlitiques de diamant. Près du pipe de diamant Mir, des placers se sont formés dans la vallée du fleuve Inreleekh, où la concentration en pyrope atteint les 50 kg/m^3. La taille des cristaux de ces placers n'excède généralement pas les 3 cm. Mais ils présentent parfois un effet alexandrite. Dans la dépression de Minussinskiy, région de Krasnoïarsk, on trouve des pyropes dans le pipe Tergesh. Dans le district de Dzhida. En République de Bouriatie, des pyropes de 4 cm ont été trouvés dans les basaltes alcalins au volcan Bartoy. Dans la région d'Irkoutsk, de méga cristaux de pyrope ont été trouvés dans les roches pyrope-spinelle des hautes terres du Vitim.
En Ukraine et en Crimée, se présentent des roches ornementales intéressantes comme les granodiorites, avec des grains rouges enclavés de grenat de type pyrope-almandin, dans le district de Alushta. Cette roche gris-verdâtre s'appelle Pierre de truite en raison de la similitude de ses couleurs avec le ton de la truite de la Crimée.
Au centre de la Mongolie, sur les hautes terres de Hay, le dépôt de pyrope Shavaryn-Tsaram a été ouvert en 1973. Il est lié aux basaltoides alcalins du pipe avec un placer de pyrope, qui a été formé dans le processus de vieillissement. La taille des cristaux atteint les 10 cm, et ils pèsent jusqu'à 700 g.
Des pipes volcaniques similaires avec brèche basaltoïque éruptive et placers de pyrope se trouvent également en Chine, près de Donghai dans la Province de Jiangsu.

Parmi les pays d'Asie du sud-est, le principal site d'extraction de rhodolite est situé au Sri Lanka, où sont exploités les placers de Ratnapura. Ces rhodolites possèdent des inclusions de rutile fibreuses parallèles, qui une fois polie donne parfois en cabochon, un effet de chatoiement. Les inclusions peuvent même produire l'effet d'asterisme des « pyropes étoilés » et des « rhodolites étoilées » sous la forme d'étoiles à 4 branches. Une autre source de rhodolite dans cette région de l'Inde, est située près de Chennai (anciennement Madras). Il y en a encore dans l'état d'Orissa ; c'est pourquoi on l'appelle « grenat d'Orissa ». Depuis 1993, des rhodolites sont extraites au Myanmar (Birmanie), dans les placers le long du fleuve Hsu Möng à l'est de la province de Shan.

En Australie, en Nouvelle-Galles du Sud, des pyropes sont extraits des brèches volcaniques basaltoïques sur les gisements de Ruby-Hill, près de Bingara. Dans le Queensland, ils sont extraits comme un matériau secondaire du diamant dans la région d'Anakie.

En Afrique du Sud, depuis l'ouverture des premiers gisements diamantifères de Premier et de Kimberley, des pyropes brun-rouge avec des tonalités de violet ont été extraits en grande quantité comme matériau secondaire, principalement dans les placers ; on les appelle « Grenat du Cap » ou « Rubis du Cap ». Ces grenats sont de qualité suffisante pour être taillés.
En outre, le pyrope est extrait au Nigeria, dans la localité de Panyam, du Plateau de Jos ;
Au Soudan, où les grenats pyrope rouges foncés à brun-rouges pyrope sont appelés « Grenats Fashoda » ou simplement « Fashoda ».
Au Lesotho et au Congo, des pyropes-spessartines, de couleur orange-rouge et brun-rouge sont extraits des placers de diamant.
Au Zimbabwe, le gisement de Beitbridge fournit des rhodolites ;
Au Kenya, est présent un dépôt similaire.
En Tanzanie, des pyropes sont extraits du gisement de Shinyanga. De même, des spessartine-pyrope orange au ton violacé sont présents en abondance dans les placers de la région de Tunduru et Songea, ainsi que sur la rivière Umba. Il a reçu le nom local de « grenat malais », « grenat est-africain » ou encore « umbalite ». La présence de vanadium est typique de ces grenats auxquels il confère la propriété de « change-couleur ». Ils passent ainsi du gris-verdâtre ou lilas-bleuâtre à la lumière du jour, au rouge sous lumière artificielle. Parallèlement, des effets d'astérisme ont été observés, en fonction de la présence d'inclusions d'aiguilles de rutile et de plaques d'ilménite.
A Madagascar, il y a une dizaine de gisements de rhodolite. Dans le sud de l'île, près de Bekily, un dépôt fournit des pyropes-spessartines « change-couleur » variant du bleu-vert à la lumière du jour au pourpre sous lumière artificielle.

Sur le continent américain, les gisements de pyrope sont nombreux, aux États-Unis, au Brésil et en Argentine. Au début du 20ème siècle, les pyropes des états de l'ouest, l'Arizona, l'Utah et le Nouveau-Mexique sont devenus populaires à travers les Etats-Unis, ils ont été appelés « Rubis d'Arizona ». En Arizona, des pyropes rouges foncés, de qualité gemme, ont été extraits de la cheminée kimberlitique de Bewell Park, près de Fort Defiance. Les dimensions des pyropes étaient principalement de l'ordre de 0,5 cm, rarement ils pouvaient atteindre 3 cm. La plupart d'entre eux avait des inclusions de rutile, diopside et magnétite. Les gemmes obtenues sont habituellement jusqu'à 1,5 carat, rarement jusqu'à 8 ct. Dans l'Utah, les placers éoliens de pyrope dans le comté de San Juan sont réputés, ils ont été formés dans le processus de météorisation des brèches kimberlitiques. En Caroline du Nord, dans le bassin de la rivière Tennessee, le gisement alluvionnaire de rhodolite Covey Creek a été ouvert en 1883, où des gemmes ont pu atteindre les 13 ct.

En Europe, les dépôts les plus importants de pyrope se trouvent en Bohême, en République tchèque. Ils résultent du processus d'altération de brèches basaltiques de pipes volcaniques. Plus de 20 pipes ont été recensés dans cette région renfermant une quantité importantes de pyropes ou « grenat de Bohême ». Ils ont été exploités par intermittence depuis le treizième siècle... Le plus intéressant est le pipe Linhorka et les placers près de Trebenice, qui lui sont attachés. De nos jours, la taille des pyropes récoltés dans ces placers n'excède pas 0,5 cm. Selon les légendes, deux cristaux uniques y ont été découverts : le premier de 468,5 carats, soit 18 x 27 x 33 mm ; le second, plus gros qu'un œuf de colombe, avec ses 633,4 carats.
En outre, des spessartines-pyropes ont été trouvées dans les éclogites de Norvège, dans le gisement d'Ottaray, qui présentent l'effet optique « change-couleur ».
En Italie, des cristaux de pyropes de 25 cm ont été récoltés dans le massif de Dora Maira, près de Cuneo, dans le Piémont.
On les connaît également en Allemagne (Zoblitz), en Suisse (à Gorduno, près de Bellinzona)

France :

- Massif central
  - Bournac, 43
  - Dans la serpentinite du Pertuis, 43 : cristaux de 2 cm
- Pyrénées
  - en Haute Garonne, près d'Arguénos,
  - en Ariège, aux environs de Prades, près de l'étang de Lherz
- Vosges
  - dans les péridotites des Vosges (cf livre sur les Vosges), où ils sont souvent altérés.

Gemmologie-Collection

En tant que gemme, c'est une pierre remarquable, du fait de sa couleur rouge sang ; on la taille à facettes, en cabochon, on la polit au tonneau.
Werner l'a décrit en 1800. Il se nommait aussi « belle des lapidaires », mais surtout « grenat de Bohême » région où il fut exploité dès le XIVe siècle sur le versant méridional des Ceské, près de Trébénice ; des écrits de la période de l'empereur Charles IV l'attestent.

On retrouve ces pyropes d'un rouge intense dans les bijoux gothiques du XVe siècle. L'empereur Rodolphe II les admirait, ainsi que l'artiste Albrecht de Waldstein. C'est d'ailleurs à cette époque que l'on a extrait le plus gros grenat bohémien, qui orne l'ordre de la Toison d'Or conservé dans le trésor des anciens électeurs de Saxe à Dresde, taillé en cabochon ovale, de la grosseur d'un œuf de pigeon (35 x 27 x 8 mm, pour 9,6 g).

Un autre, au Musée des grenats de Trébénice, mesure 12,3 x 8,6 millimètres et pèse 2,6 grammes, dimensions exceptionnelles pour un pyrope. Anselmus Boëtius de Boot, dans son livre « Gemmarum et lapidum Historia » qui traite de la découverte des grenats à la fin du XVIe siècle le mentionne, ainsi que d'autres gros pyropes, qui, de la taille d'une noisette, valaient aussi cher que des rubis. Durant la période baroque, on enchâssait ces grenats dans des objets liturgiques (calices, ostensoirs, croix...), tel l'ostensoir des Lobkovitz, daté de 1673, aujourd'hui dans le trésor de la Lorette de Prague, orné de cent quatre-vingt douze grenats.

L'amie de Goethe, Ulrïke von Levetzow fit réaliser, en 1820, une parure restée célèbre, comportant quatre cent quarante huit pierres, exposée au Musée des grenats de Trébénice.

La vogue de ces pyropes connut son apogée dans la seconde moitié du XIXe siècle quand on les exportait partout, ornant la couronne des reines d'Angleterre, des impératrices de Russie, obtenant un grand succès à l'Exposition universelle de 1878 à Paris.

A Turnov, au XIXe siècle, fut fondée la première école de taille.

Industrie

Il sert à fabriquer des instruments de coupe, de polissage, et de forage, grâce à sa grande ténacité et sa dureté assez élevée.

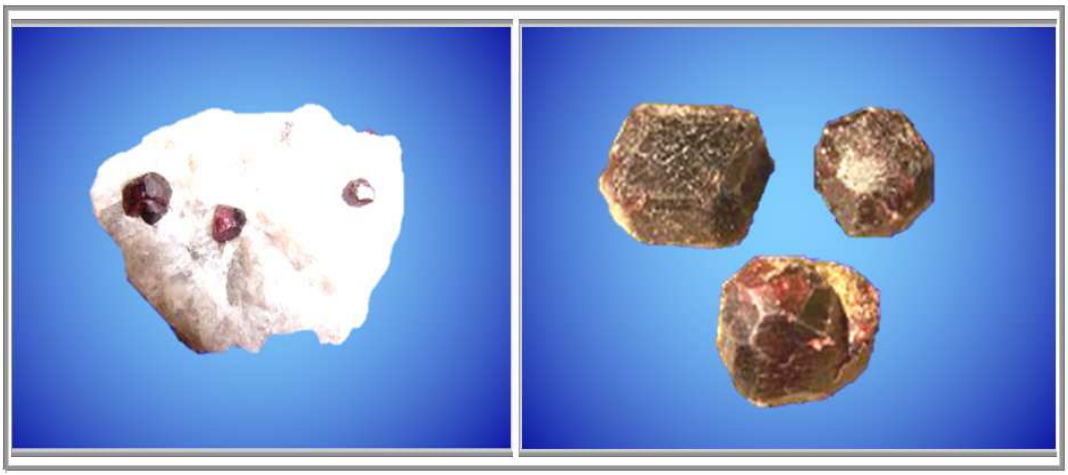


Photo 16 : Pyrope, Madagascar, n°1118 **Photo 17 : Pyropes, Chine (2 cm), n°547**

RHODOLITE $(Mg_{1-x}\ Fe_x)_3Al_2[SiO_4]_3$

Etymologie

Du grec *rhodon* = rosé, à cause de sa couleur

Propriétés

Dans la série continue s'étendant du pyrope à l'almandin, certains scientifiques intercalent parfois quelques variétés de grenats telle la « pyraldine » ou la « rhodolite », celle-ci contenant de 10 à 25% d'almandin.

Ce sont en fait des solutions solides, mais comme tout grenat est une solution solide des pôles limites de leur groupe. Par conséquent, et selon les règles en vigueur, ils sont censés être appelés du nom du pôle grenat majoritaire, pyrope en l'occurrence pour les rhodolites.

couleur rosé mais elle est aussi rouge, violet-rouge clair.

Gemmologie-Collection

Ce nom de rhodolite est surtout employé en gemmologie car les minéralogistes réprouvent plus ou moins sa propagation.

Gisement

Gîtes aux U.S.A. (surtout en Géorgie), à Madagascar, au Brésil, en Zambie, en Tanzanie.

CALDERITE $Mn_3Fe_2[SiO_4]_3$

Etymologie

Son nom fut donné par Piddington vers 1850-1851 a une roche, puis finalement au minéral principal de cette roche.

Composition

Une microanalyse d'un échantillon provenant d'Otjosundu, en Afrique du Sud-ouest, conduite par Vermaas (1952) a fourni comme composition :
35,16% de SiO_2, 0,28% de TiO_2, 9,04% d'Al_20_3, 16,27% de Fe_20_3 (fer total), 0,50% de Mg0, 12,12 de CaO, 27,38% de MnO (soit 100,75%)
On a pu déterminer qu'il contenait en fait 51 parties de caldérite, 36 de grossulaire, 13 de spessartite.

Cette analyse et celle d'un grenat du Labrador publiée par Klein en 1966 confirmèrent définitivement la validité du grenat pôle manganifère, nommé caldérite.
La localité type, cependant, étant Suasar group, Netra, Blalghat district, Madhy Pradesh, Inde

Gisement

En 1979, P. J. Dunn confirme la validité de la caldérite en tant que grenat (Canadian minéralogist - 17 : 569-571) espèce ne semblant stable que sous une pression supérieure à 30 kbars (3 GPa).

Topotype

Le topotype moderne faisant référence est le gisement de Otjosondu, Namibie.

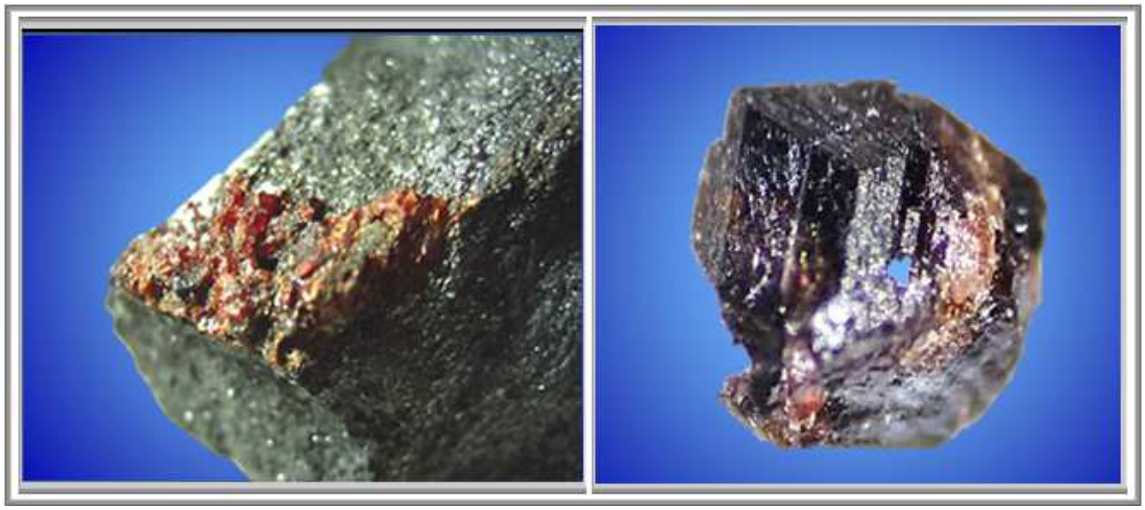


Photo 17 : Caldérite, Otjosundu, Namibie, 20 mm, n°1119, topotype

Photo 18 : Caldérite, Litzdalen, Sunndal, Norvège, 8 mm, n°761

MAJORITE $Mg_3(Fe,Si)_2[SiO_4]_3$

Etymologie

Son nom est en honneur d'Alan Major qui collabora avec Ringwood à la synthèse des grenats de hautes pressions.

Propriétés

Cubique, avec a = 11,524 Å.

Gisement

« Grenat pyroxène » (type d'appellation qui devrait être évité puisque n'ayant rien d'officiel)

Découvert et décrit en 1968 par J. V. Smith, Brian Mason, Nelsen et White sur des échantillons de quelques grammes de la météorite de Coorara découverte en 1967 à Nullarbor Plaine (Australie) et composé d'assemblages minéralogiques particulièrement complexes, provenant de synthèses dans les hautes pressions extraterrestres.

SCIAGITE ou SKIAGITE $Fe_3Fe_2[SiO_4]_3$

Ce grenat est si complexe que son existence même a été mise en doute et n'est pas reconnu par l'I.M.A.
En effet, il est déjà difficile de l'identifier dans la nature car fréquemment pour ne pas dire toujours, en solution solide dans l'almandin.

De plus, il existe une transition de phase entre le grenat et la solution solide de spinelle Fe_2SiO_4-Fe_3O_4, ainsi que des transferts de charge ${}^{VIII}Fe^{2+} + {}^{VI}Fe^{3+} \rightarrow {}^{VIII}Fe^{3+} + {}^{VI}Fe^{2+}$. Ce transfert de charge devrait conférer au sciagite une couleur noire.
Il peut également y avoir transfert de charge via l'oxygène et dans ce cas, sa couleur sera le rouge.

Pour ma part, je reste convaincu que le sciagite existe, et qu'il est de couleur rouge sang, à partir d'échantillons récoltés au Bourneix, St Yrieix (87), à Diélette (50), à Moissac vallee française (mine de l'Eglantiere(48)) et à Obergugl (Autriche), dans les quatre cas en association avec la pyrite.

Propriétés

Cubique, avec a = 11,667 Å théorique , 11.728 Å expérimental

Photo 19 : Grenat rouge sang typique de l'association avec la pyrite : Le Bourneix, St Yrieix (87), n°1120

2. GROUPE UGRANDITE

GROSSULAIRE $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$

Etymologie

C'est Werner (1811) qui leur a attribué ce nom à cause de la similitude des premiers échantillons avec le fruit du groseillier à maquereaux *Ribes grossularia*, de couleur vert pale.
Différentes variétés colorées de grossulaire ont reçu d'autres appellations : *grenat jaune*, romanzowite (couleur brunâtre), wilnite de Sibérie (blanc verdâtre), succinite*, jaune de miel*, hessonite (si jaune orangé), jade sud-africain, jade du Transvaal...

Composition

Il se compose de 40% de SiO_2, 18 à 23% d'Al_2O_3, 32 à 37% de CaO, et 3 à 4% de FeO.

Propriétés

Dureté de 7 à 7,5
Densité de 3,60 à 3,68, (3,42 à 3,55 pour la variété verte massive)
Indice de réfraction fonction de la couleur : de 1,730 à 1,736 pour les pierres pâles, de 1,734 à 1,738 pour les pierres vert clair, de 1,739 à 1,734 pour les pierres vert profond foncé, et 1,720 pour la pierre massive, globalement il augmente avec la teneur en fer ;
Dispersion de 0,027 ;
Isotrope
Souvent faiblement biréfringent et biaxe négatif, sans doute par distorsion de sa structure par les ions Ca
Transparent à presque opaque
Parfois fluorescent sous U.V. en rouge orangé
Constante diélectrique de 7,64.
Inattaquable aux acides, il s'altère en épidote, en chlorite, en calcite.

Incolore à l'état pur, il est d'une grande diversité de couleur (jaune, jaune verdâtre, orange, brun-rouge, noir), celle-ci dépendant des ions présents en substitution de Ca et Al.
La variété tsavorite (ou jade du Transvaal) est coloré en vert par du chrome lié aux atomes d'oxygène de manière covalente.

Les rhombododécaèdres se rencontrent surtout dans les roches métamorphiques, les trapézoèdres dans les pegmatites, bien que ces deux formes soient souvent combinées.

Gisements

Les grenats calciques, tel le grossulaire, se forment principalement par métasomatose de roches calciques impures, surtout lors de métamorphisme de contact, dans des granulites (roches calcaires en contact avec le granite) ou de roches basiques.
Le grossulaire a également été rencontré dans des pegmatites et dans des veines hydrothermales.
La grossularite est une roche formée par métamorphisme de contact pour donner un skarn se composant essentiellement de grossulaire.

A titre documentaire, mentionnons la présence de grossulaire dans la météorite d'Allende, dans des fissures, au travers de grains de mélilite.

La première fois que le grossulaire (aussi nommé la bas achtarandite) a été décrit en Russie, c'était sur la rivière Vilyui en 1790 – Laksmann l'a découvert dans les tufs volcaniques du Yakoutie, près de l'embouchure du fleuve Achtaranda. Il y est présent sous la forme de cristaux bien formés translucides et opaques de couleur vert pomme opaque et vert brunâtre jusqu'à 8 cm. Dans l'Oural central, des hessonites de qualité gemme ont été extraites du gisement de Bazhenovskoye, près d'Asbest, et du gisement de Sarany, dans la région de Perm. Elles étaient constituées de cristaux rouge-orange transparents atteignant les 2,5 cm. en diagonale. L'Oural du Sud a révélé des hessonites dans les mines d'Ahmatovskaya et Shishimskaya sous la forme d'un placage de grenats, qui contenait de petits cristaux orange. Ces placages sont disponibles dans les environs de Primorsk, dans le gisement de Dal'negorskoye.

Ils sont utilisés comme inserts dans les bijoux. Dans la même région, dans le gisement de Sinerechinskoye, de grands cristaux de grossulaire vert ont été récoltés. Dans la région de Noril'sk, sur le plateau Haraelyakh, du grossulaire vert – de type de tsavorite colorée par un mélange de cuivre a été trouvé.
En Azerbaïdjan, dans le gisement de Dashkesan, des grossulaires en cristaux vert brunâtre jusqu'à 3 cm se sont formés dans les fissures entre les skarns.
En Asie du sud-est, de l'hessonite a été extraite de placers au Sri Lanka, près de Meto
Et aussi en Inde dans les gisements des états d'Orissa et du Rajasthan depuis longtemps.
Au Pakistan, il y a aussi un dépôt de grossulaire vert de qualité gemme.
En Chine, dans les monts Altey, du territoire autonome de Xinjiang Uygur, des cristaux de grossulaire de plus de 3 cm ont été taillés après leur récolte dans des péridotites serpentineuses.

En Afrique, les principaux gisements d'hessonite se trouvent en Tanzanie, dans la région de Tunduru-Songea. À la fin des années 1960, dans le nord du pays, dans des skarns près d'Arusha, on a trouvé des grossulaires-tsavorites vert émeraude, coloré par le vanadium avec de la zoïsite– tanzanite bleu en satellite.
À la mine Karo près de Merelani Hills, ont été récoltées des tsavorites qualité gemme en cristaux jusqu'à 5 cm. Il n'y a pas très longtemps, dans la partie sud-ouest de la Tanzanie, un nouveau dépôt de tsavorite a été découvert près de Mtwara, non loin de la frontière avec le Mozambique. De grosses gemmes de haute qualité en ont été extraites
En 1971, au Kenya, près de Voy, proche de la frontière avec la Tanzanie, un gisement de tsavorite a été découvert, à Lualenyi.
Les plus gros cristaux atteignent les 30 carats, mais leurs parties transparentes ne dépassent pas les 5 carats. La plus grande tsavorite taillée, de bonne facture a atteint 16,67 carats. Elle se trouve dans la collection du gemmologiste R. Webster.
Peu de temps après, des tsavorites ont été trouvées dans le sud de Madagascar, près de Bekily.
Au Mali, des andradite-grossulaires vertes et des hessonites avec des cristaux jusqu'à 20 cm pour 3,5 kg, ont été extraits des gisements Diakon et Dionboko, près de Kayes et sur le gisement de Sandaré près de Nioro du Sahel. A partir des parties gemmes et vertes des pierres, des pierres de 1 carat ont pu être taillées. Ce nouveau gisement a été découvert au Mali (région de Kayes) en 1994, et livre des pierres jaune - vert et vert - brun affectées d'une certaine biréfringence. Leur indice de réfraction varie de 1,758 à 1,785, leur densité de 3,63 à 3,72 ; elles contiennent de 17 à 29% en poids d'andradite
Des grossulaires-andradites très semblables, de couleur verte, récoltés en Namibie ont assez souvent été prises pour des démantoïdes à cause de leur couleur.

En Amérique du Nord, les gisements principaux de grossulaire sont au Canada. Dans la belle province du Québec, le gisement de la mine Jeffrey est une référence en la matière avec ses grossulaires roses, oranges et verts avec des pierres de qualité gemme jusqu'à 2,5 cm, extraites dans l'amiante, ainsi que des leucogrenats incolores.
Aux États-Unis, dans le Colorado, on a découvert des grossulaires dans le gisement du ranch Ralston, qui se trouve sur le comté Jefferson. Des hessonites de qualité gemme ont été extraites comme matériel additionnel dans certaines mines en Arizona, au New Hampshire, dans le New Jersey et en Pennsylvanie.
Des cristaux d'hessonite du Maine ont atteint les 12 cm, sur le gisement de Minot, dans le comté d'Androscoggin, au contact entre les pegmatites avec le skarn.
Dans l'état de New York, dans la région de Brewster et en Californie, des grossulaires verts, de petites dimensions, moins de 1 cm sont extraits de temps en temps.
Dans le Vermont, on connait des grossulaires du Mont Belvidere dans le comté de Lamoille, ainsi que le gisement de grossulaire orange d'Eden Mills.

Le Mexique approvisionne le marché mondial de grossulaires de qualité gemme à partir du gisement du lac Jaco, Chihuahua. On y extrait de gros cristaux roses, blancs et verts jusqu'à 15 cm, en coupe transversale. Les gemmes qui en sont issues peuvent atteindre les 10 carats.
Des grenats roses jusqu'à 15 cm sont extraits dans le gisement de Xalostoc, dans l'état de Morelos, et dans le gisement de la Sierra de Las Cruces, dans l'état de Saragosse de Coahuila.
Au Brésil, des découvertes de grossulaire sont connues dans le Minas Gerais.

En Europe, les plus importants gisements de grossulaire connus sont en Italie-Val di Ala, dans le Piémont, avec des cristaux de couleur ambre de succinite ; et Val d'Fassa avec des cristaux transparents de grossulaire vert, dont ont été extraites des pierres jusqu'à 5 mm.
Dans la partie ouest de la Roumanie, des hessonites de qualité gemme jusqu'à 5 cm, sont sorties des dépôts de Bâita Bihor et d'Ocna de Fier.
En Finlande, des cristaux de rumjanzowite brun-rouge ont été récoltés

Autres gisements : Allemagne, Grande-Bretagne (Ecosse — île de Mull), Italie (val d'Ala, île d'Elbe, dans des blocs calcaires enclavés dans les laves du Vésuve), Pologne (Jordanow), Roumanie (Oravicza, Dignacska, Ciclova), Suisse (Zermatt), ex-U.R.S.S. (Kyssinks en Oural, Yakoutsk et Achmatovsk en Sibérie), Mexique (Morelos, Xalastoc, Concepcion del Oro), Etats-Unis (Ramona en Californie, Colorado, Maine, Eden Mills au Vermont), Canada (Asbestos), Tanzanie, Kenya, Afrique du Sud (Woliriitterskop), Birmanie, Chine (où il est sculpté), Pakistan, Corée...

France :
Relativement fréquent

dans des skarns :
Pic d'Ereslids, au sud de Barèges (65), sous la forme de placages de cristaux noirs dans les fissures
Gorge d'Escoubous
Pic d'Espade célèbre pour ses axinites
Le pic de Péguères, près de Cauteret, fournit des cristaux de 1 cm associés à de la vésuvianite
Dans le massif de Costabonne (66) réputé pour ses indices de scheelite

dans les granulites :
Aux environs de Nantes, près de Barbin, où les cristaux sont très colorés : jaunes, roses, rouges, parfois brunâtres à cause d'une altération due à la présence d'oxydes de fer dans les fractures.
En Haute Garonne, à Port Vieux, le grossulaire associé à la vésuvianite est abondant

dans les pegmatites :
En haute vallée de l'Ariège, beaux cristaux roses accompagnés de tourmaline et de béryl.

dans les syénites néphéliniques :
Dans la région de Pouzac, près de Bagnères de Bigorre (65), associé à l'épidote, où de couleur jaune-rougeâtre, il est une transition entre le grossulaire et la mélanite.

Gemmologie-Collection

Il est considéré comme pierre fine depuis 1960 seulement.

Quelques variétés secondaires

Leucogrenat
Variété incolore, originaire du Canada, du Mexique.

Hydrogrenats
Ce terme s'applique à différents types de grenats dans lesquels fut mis en évidence, à l'intérieur des tétraèdres ZO_4 , un taux élevé de remplacement du silicium par de l'eau, les deux « hydrogrenats » les plus communs se nommant « l'hydrogrossulaire » et « l'hydroandradite ».
Leur formule générale s'écrit : $X_3Y_2(Z0_4)_{3-m}(OH)_{4m}$
En particulier les grenats verts d'Asbestos, au Québec sont parfois les fantômes d'hydrogrenats incolores.

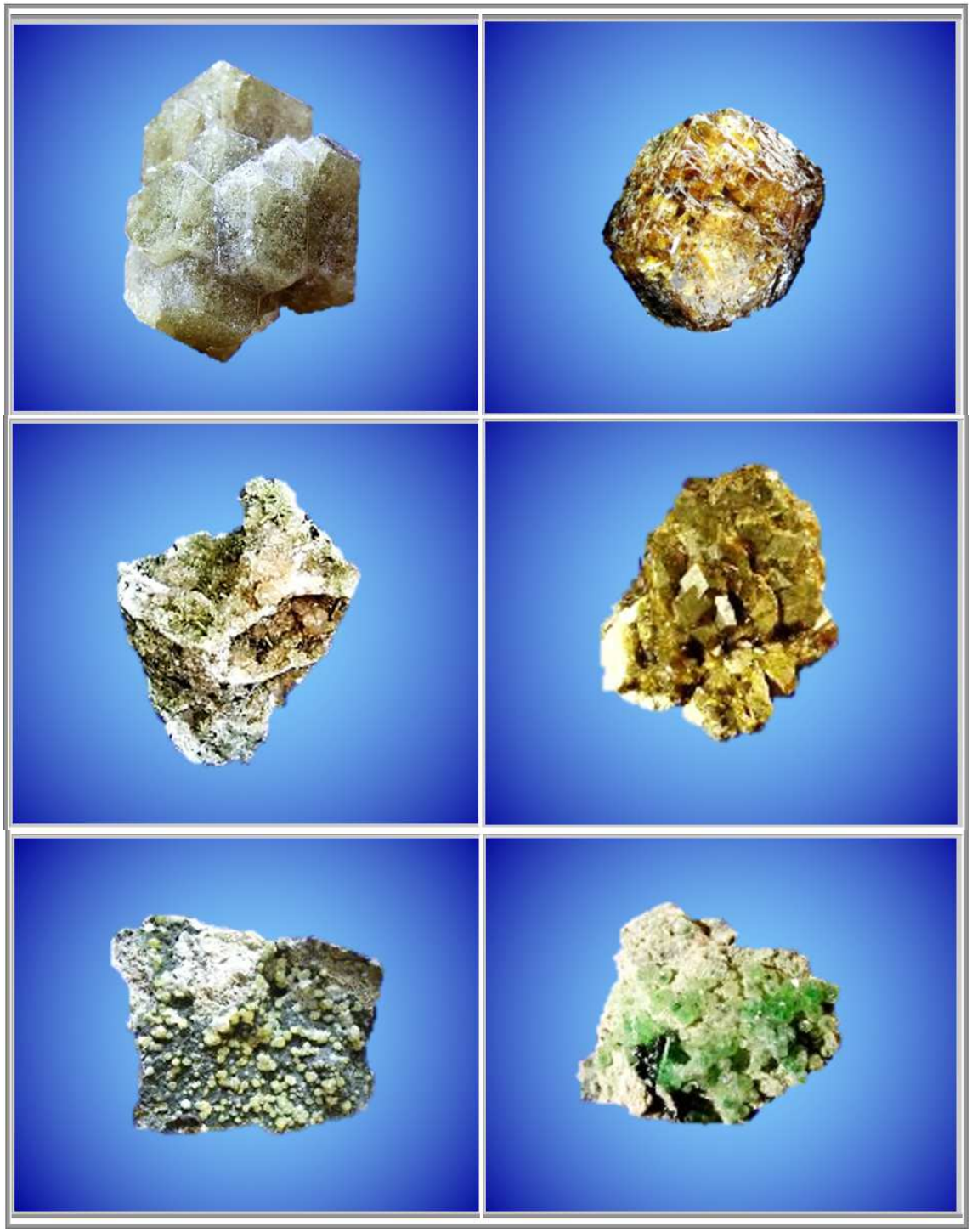


Photo 20 : Grossulaire, Mali, N°1116
Photo 21 : Grossulaire et diopside, Asbestos, Québec, n°501
Photo 22 : Démantoïde, San Benito, Californie, n°339

Photo 23 : Grossulaire, Mali, n°514
Photo 24 : Topazolite, Arizona, n°1121
Photo 25 : Grossulaire, Asbestos, Québec, n°574

HESSONITE $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$

Etymologie

Vient du grec *hesson* = moindre, (allusion à sa faible densité), pour certains, au fait qu'elle était moins précieuse que la hyacinthe pour d'autres, ou encore parce que ses cristaux sont généralement plus petits que ceux de l'almandin, elle fut décrite par Haüy dès 1822.
C'était l'ancienne « hyacinthe antique » (alors mal différenciée du zircon), ou la pierre de Canelle, le vermeil, le grenat hyacinthe, voire le grossulaire massif du Transvaal.

Propriétés

Densité 3,65
Dureté 7,25
Indice de réfraction 1,742 à 1,748
Isotrope, avec quelques anomalies de polarisation dues à diverses inclusions,
Translucide à transparente, avec éclat plutôt résineux.
Couleur rouge, orange à brun orange, due à des mélanges d'almandin et d'andradite.

Gisements

L'hessonite, à la différence des autres grossulaires, est surtout rencontrée dans des roches serpentineuses et basiques métamorphisées, ou dans des rodingites dont elle est le principal composant.
Gisements assez rares : Tchéquie (où l'on a trouvé de grands cristaux), Italie (val d'Ala, au Piémont, groupes d'excellents cristaux), Allemagne (Auerbach), Roumanie (Baita),
Brésil, Tanzanie...
Plus fréquente au Sri Lanka, et plus particulièrement à l'île Canelle.

Gemmologie-Collection

Le Cabinet des médailles de la Bibliothèque nationale conserve un cristal de 5,5 sur 2,5 centimètres sculpté par des Allemands, représentant Moïse.

Photo 26 : Hessonite, Asbestos, Québec, n°1122 **Photo 27 : Hessonite, Val dAla, Italie, n°232**

ANDRADITE $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$

Etymologie

Son nom, du genre féminin, lui a été attribué au XIXe siècle par J. D. Dana en l'honneur du minéralogiste portugais José Bonifacio de Andrada de Silva (1763 - 1838) qui se consacra à l'étude des grenats.
Il semble donc que ce soit à tort que des ouvrages anciens affirment qu'il viendrait du grec andras, employé pour la première fois par le philosophe, médecin et naturaliste Théophraste (372 - 278 av. J.-C.) qui désignait ainsi tous les grenats.

Composition

Les analyses donnent 35 à 36% de SiO_2, 30 à 33% de CaO, 25 à 30% de Fe_20_3
Son analyse met souvent en évidence une petite quantité de titane, de l à 5%.
Le pôle extrême contenant plus de 90% de molécules pures est peu commun. Il s'agit le plus habituellement d'une solution solide d'andradite et de grossulaire.
Beaucoup d'andradites extraites de skarns accusent une composition et une couleur zonée, l'alternance de ces zones marquant l'andradite pure et le mélange 50% d'andradite - 50% de grossulaire.

Propriétés

Densité : 3,70-4,18
Indice de réfraction : 1,86-1,94
Sa constante diélectrique varie de 6,35 à 8,2 ;
Elle est en général optiquement isotrope, bien qu'une légère biréfringence s'y observe à l'occasion ; fluorescence aléatoire en rouge orangé sous les U.V.

Cristaux à forme dodécaédrique dominante mais pouvant posséder de nombreuses troncatures (huit formes habituellement reconnues) leur conférant souvent un aspect subsphérique.
Les cristaux d'andradite sont régulièrement de taille imposante, jusqu'à 10 cm.

Il s'ensuit que sa couleur dépend de sa composition chimique.

Elle est attaquée lentement par les acides et s'altère en un mélange d'épidote, de limonite, et de feldspaths.

Similitudes

Le démantoïde ressemble à l'émeraude, à des grossulaires verts, vésuvianite, zircon vert, titanite et chrysolite. Il en diffère par ses propriétés optiques, y compris la forte dispersion et la présence d'inclusions de byssolite de type « queue de cheval », qui est endémique chez le démantoïde.

Gisement

L'andradite, dont la formation implique un milieu à fort potentiel d'oxygène, est un minéral constituant important des skarns, ces derniers renferment souvent des gisements métallifères.
Les grenats calciques, comme l'andradite, se forment principalement par métasomatose de roches calciques impures, surtout lors de métamorphismes de contact, dans des granulites (roches calcaires en contact avec le granite) ou de roches basiques.

L'andradite est également connue en tant que produit de fumerolles dans certaines roches volcaniques (fissures des laves acides de Menet (Cantal)).

La topazolite et le démantoïde, variétés colorées de l'andradite, se forment principalement dans des serpentinites et dans des schistes chloriteux.
Présence d'andradite dans la célèbre météorite d'Allende, une chondrite carbonée considérée comme l'une des roches les plus anciennes du système solaire avec ses quelques 4,5 milliards d'années.

En Russie, le démantoïde a tout d'abord été trouvé, dans l'Oural central à 25 km au sud-ouest des champs aurifères de Nijni Taguil, en 1868. A la fin du 19ème siècle – début du 20ème, l'extraction du démantoïde a débuté dans les placers avec une production de l'ordre de 100 kg par an. Parmi les démantoïdes, on a récolté deux cristaux exceptionnels de 149 et 252,5 ct.
Le gisement le plus important, connu depuis la fin du 20ème dans l'Oural central, est situé à Bobrovskoye. On trouve les démantoïdes dans des fissures minéralisées dans des roches serpentines sous la forme de cristaux de couleur vert jaunâtre, pour des dimensions jusqu'à à 10 mm. Leur couleur est souvent zonée : d'un rouge lumineux au cœur rouge au centre et avec plus de lumière en surface.
Il existe un autre placer de démantoïdes, dans la rivière Bobrovka, appelé gisement de Poldnevskoye également dans l'Oural central. Il est situé à 15 km au sud-ouest du village de Poldnevaya et à 80 km au sud d'Iekaterinbourg dès 1874. Ces dernières années, un nouveau gisement essentiel a été découvert non loin du précédent, le gisement de Novo-Karkodinskoye. La dimension moyenne des cristaux est 10 mm, mais ils peuvent atteindre parfois 30 mm de diamètre. Dans le Musée de l'Histoire de la Joyellerie et de l'Art des Pierres Taillées, à Ekaterinbourg, il y a un cristal exceptionnel nommé « Démantoïde de Alexandrov » en honneur du géologue A.I. Alexandrov, qui a décrit les démantoïdes de l'Oural. La taille de ce cristal est de 22 x 16.4 x 16.2 mm, pour un poids de 12,69 mg.
De plus, des gisements de topazolite sont connus dans l'Oural central dans la région d'Asbest et dans l'Oural du Sud, dans les monts Shishimskie.
Les mélanites et autres grenats schorlomites sont fréquents dans les massifs carbonatés-alcalins de l'Oural central, dans le nord de la région de Krasnoïarsk, à Guly et Odikhincha, ainsi que sur la péninsule de Kola, dans les gisements de Kovdor et Africanda. Dans le gisement de Odikhincha, les cristaux de schorlomite atteignent régulièrement les 10 cm.
Dans le Kamchatka, sur les terres hautes de Koryak, le démantoïde du gisement de Tamvatney a été découvert en 1968 ; plus tard, dans la péninsule de Tchouktchi, on a découvert le gisement de Chirinai, où des démantoïdes de belle qualité pour être taillés ont été récoltés ainsi que des veines de petits cristaux de démantoïde et topazolite.
Dans le nord de la péninsule du Kamtchatka, dans l'exocontact du massif hyperbasique de Kuyul', le gisement de Chechatvaeem, on a trouvé des placers de démantoïdes et de topazolites de qualité gemme. Les dimensions des démantoïdes de ce placer vont jusqu'à 0,9 cm. Les cristaux sont principalement d'un vert clair transparent. Et la quantité de gemmes extraites de l'ensemble des pierres est de 20 %.
Dans la région de Primorsky, il y a dans le gisement d'andradite de Sinerechinskoye, des cristaux jusqu'à 4 cm dans les agrégats de druses.
Enfin, de l'andradite vert translucide a été répertoriée dans le gisement de Dal'negorskoye

Au Kazakhstan, on a trouvé des cristaux d'andradite noire jusqu'à 8 cm dans la mine de Sokolovskiy.
En Arménie, on a trouvé des démantoïdes près du lac Sevan ainsi que dans d'autres sites.
En Azerbaïdjan, il y a des gisements à Chahan-Dag et à Daschkesan.
En Iran, les cristaux démantoïde au vert unique de Kermän, dans la province du même nom, atteignant les 5 cm, sont très réputés.
Dans le nord de l'Inde, un dépôt de chrysolite et démantoïde a été découvert, dans l'état de Jammu et du Cachemire (zone contestée), à 80 km à l'ouest de Skardu.
En Afghanistan, les gisements de démantoïde ont fourni des cristaux jusqu'à 4 cm.
Des gisements sont également répertoriés en Corée du Sud et Chine.

Aux États-Unis, en Arizona, des andradites jaune-brun et des démantoïdes ont été extraites du gisement de Stanley Batt et, dans l'Arkansas, dans le fameux gisement de Magnet Cove, des cristaux de schorlomite ont été taillées et ont donné des pierres pour les décorations funéraires allant jusqu'à 20 ct.
En Californie, dans le comté de San Benito, a été extrait de la mélanite et dans le gisement de Green Fire Claim, des démantoïdes.
Dans l'Idaho, à la mine de Garnet Queen, une andradite rouge brune a été extraite, dont la taille a fourni des gemmes jusqu'à 48.13 ct.
Dans le New Jersey, dans le gisement de Franklin, furent récoltés des cristaux d'andradite de couleur brun-jaune jusqu'à 13 cm. Des agrégats de cristaux ont également été récoltés.
En Alaska, sur l'ile du Prince de Galles, ont été trouvés des cristaux d'andradite jusqu'à 7 cm.
Au Mexique, le gisement de Sierra Madre, dans l'Etat de Sonora, est connu pour être le premier gisement de démantoïde de couleur vert olive à iridescence. Pour cette particularité, ces grenats ont été nommés andradite arc-en-ciel ou grenat de l'arc-en-ciel.
Dans l'état de Kolyma, dans le gisement de Trapichilios, la taille des cristaux d'andradite atteint les 20 cm.
Au Canada, des cristaux de démantoïde de 1,6 cm ont été récoltés dans la mine du Lac d'Amiante au Québec.

En Centrafrique, au Congo (Kinshasa), ont été extraites des andradites brunes et vertes de haute qualité.
En Afrique du Sud, elle est extraite de la mine de Wesel dans le Kalahari.
Des gisements sont également répertoriés en Namibie, et Ethiopie.

Dans le nord-ouest de la Finlande, près de Kuusama, fut découvert un gisement à Iivaara d'andradite brune à noire, dont la localité a donné son nom (non reconnu) aux grenats ivaarite.
Des découvertes moins valorisables ont été réalisées en Slovaquie, près de Dobšhiná
En Suisse, il y a un gisement de topazolite à Zermatt
En Allemagne, on a trouvé dans le gisement de Kaiserstule, à Bade-Wurtemberg, de gros cristaux scintillants de mélanite.
En Italie, dans la mine d'amiante de Val Malenco, Province de Sondrio, en Lombardie supérieure, se trouve le plus grand gisement de démantoïde et topazolite, avec des cristaux jusqu'à 3 cm, dont la coupe a fourni des gemmes jusqu'à 15 ct.

France :
Les plus beaux cristaux proviennent de Costabonne (66), associée à de la scheelite et à des minéraux rares comme l'helvite.
Dans les Vosges, elle a été abondante à Framont, associée à l'épidote, à la pyrite et à la magnétite.
Egalement, à Collobrières (Var) dans les lentilles de magnétite des micaschistes à amphibolites.
Dans les schistes cristallins de Loire Atlantique dans les gneiss des environs de Crossay
En Ariège près de St Barthélémy.
En tant que fumerolles et micros dans les fissures des laves acides de Menet (Cantal)

Gemmologie-Collection

La couleur la plus répandue est hélas aussi, sa variété la moins attrayante, rouge-brun.
Plus rares, nous pouvons cités deux nuances : le grenat perle de couleur jaune-brun et la jellelite de couleur jaune verdâtre à jaune clair.
L'ancienne « topazolite » (d'après B. Bonvoison, 1806 sur la similitude de couleur avec le topaze) (jaune-vert si pure), ou « vermeille des lapidaires », étant une appellation synonyme du démantoïde et de la mélanite est inutile et à proscrire.

Seules deux variétés sont aujourd'hui reconnues par les lapidaires : la « mélanite » (noire, ou presque) et le « démantoïde » (vert à vert foncé), qui est la nuance la plus rare.

Après sciage, le phénomène de chatoyance (« œil de chat » vu dans la lumière réfléchie) apparaît aussi bien dans les andradites que dans les démantoïdes.

Certaines andradites du Mexique et depuis, du Japon, sont connues pour leur iridescence.

Traitement / Amélioration de la qualité

Il est possible d'améliorer la qualité des démantoïdes à la fois trop clairs et de couleur gris-vert et bruns, par un recuit dans de la poudre de graphite à la température de 850°C, sous une pression de 15 Kilobars.
Les grenats deviennent alors plus transparents, et la couleur vert clair est renforcée, grâce à la réduction du fer Fe III en Fe II.

Photo 28 : Calcite dans Andradite, 70 mm, n°541

Photo 29 : Andradite iridescente, 10 mm; Japon

Photo 30 : Menet : Andradite de fumerolles, 150 mm, n°874

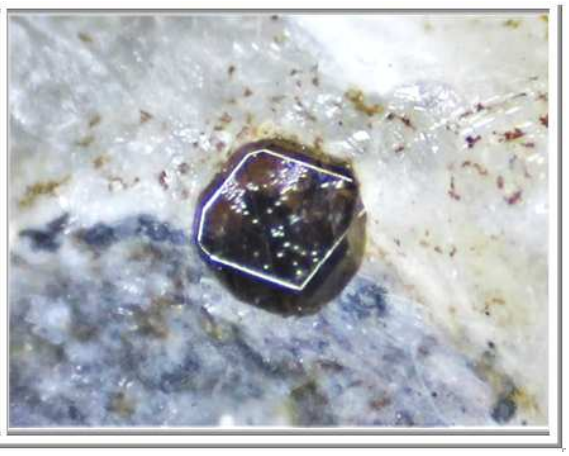


Photo 31 : Menet : Andradite micro

Photo 32 : Andradite, Sephiros, Grèce, 40 mm, n°1100

DEMANTOÏDE $Ca_3(Fe_{1-x}Cr_x)_2[SiO_4]_3$

Etymologie

Son nom vient d'un vieux mot allemand *demant* = diamant, à cause de son éclat adamantin prononcé et de sa propriété de décomposer la lumière en un grand nombre de couleurs
On a écrit d'ailleurs longtemps « diamantoïde ». On l'appelait aussi, mais à tort, « topazolite », à cause de sa couleur.

Propriétés

Densité de 3,82 à 3,85 ;
Dureté de 6,5 à 7 ;
Indice de réfraction de 1,888 à 1,889 ; dispersion de 0,057.

D'un magnifique vert intense, vert d'herbe, sa couleur dépend de sa concentration en chrome, une tonalité jaunâtre peut apparaître s'il y a également présence de titane.
Le démantoïde est transparent, contenant fréquemment des inclusions de fibres d'amiante, byssolite, de couleur brun orange, appelée « queue de cheval » lorsque ces inclusions sont regroupées en botte. Il arrive parfois, qu'elles créent un effet de chrysobéryl.

Gisements

Découvert par des chercheurs d'or, vers les années 1860, dans des alluvions aurifères, à Nijni Taghil, dans l'Oural, Nordenskiôd le décrit en 1878. Ce n'est que vingt ans plus tard qu'est repérée la roche-mère, le long de la rivière Bobrovka, sur le versant occidental de l'Oural, riche en nodules de 5 centimètres de diamètre, et l'on crut alors à 'un nouveau gisement d'émeraudes, d'où le nom — inapproprié— d'émeraude de l'Oural.

Gisements en ex-U.R.S.S. (à Syssert en Oural), en Tchéquie, en Allemagne (Saxe), en Italie (carrière de Sferlun dans le val Malenco, à 130 km au nord de Milan, plus exactement entre Campo Franscia et l'Alpe Acquanera), en Suisse (Geisspfadsee dans le Valais), au Congo, en Tanzanie, au Zaïre

Voir Andradite

France :
Arendal, en Normandie
Framont Grand Fontaine (rare)

Gemmologie-Collection

Le gisement de l'Oural étant épuisé, le « démantoïde » reste prisé des collectionneurs.

Il s'avère l'un des plus précieux grenats car très rare, surtout de qualité gemme et dépassant 0,2 carat, exceptionnel au-dessus de 3 à 4 carats, bien que l'on en répertorie de 7 à 8 carats de l'ex-U.R.S.S. et de 1,5 centimètre de diamètre du val Malenco (Italie).

Pierre fine se taillant à facettes, en brillant rond ou ovale, apparue il y a une centaine d'année chez les lapidaires russes qui l'achetaient en Oural, alors l'unique région fournissant des cristaux de qualité gemme, il figurait parmi les plus chers, sans doute à cause de sa réputation de « pierre similaire au diamant ». En vogue chez les tsars au XVIIe siècle, c'était le seul grenat transparent connu antérieurement à 1970, avant la découverte de la tsavorite.

MELANITE $Ca_3(Fe_{1-x}Ti_x)_2[SiO_4]_3$

Etymologie

Du grec *mêlas* = noir, elle apparaît généralement en cristaux idiomorphes.

Composition

Sa formule s'énonce $[Ca_3Fe_2(Si0_4)_3]_3$, le magnésium ou le manganèse remplaçant parfois le calcium.
Mais surtout, sa concentration en titane peut atteindre les 12 % de TiO_2 pour la nuance mélanite et jusqu'à 22 % de TiO_2, pour la nuance schorlomite ou titanogrenat
Après coupe, l'effet de chrysobéryl apparaît.

Propriétés

Dureté de 6,5 à 7
Densité de 3,86
Isotrope, avec un indice de réfraction de 1,887 augmentant avec la teneur en titane,
De couleur brune à noirâtre,

Gisement

La mélanite et la schorlomite se rencontre plutôt dans des roches alcalines ignées telles les syénites néphélitiques et les phonolites. Citons également que la mélanite peut se former dans des grenatites associées à des « roches vertes ».
Variété rare, ses gisements se situent en Allemagne (Rieden-am-Laacher See, Kaiserstuhl), en Italie (Fracasti, près de Rome ; au Vésuve), en Roumanie (Moravicza), en Russie (péninsule de Kola), en Norvège, au Canada (Ice River), aux États-Unis (cavités des roches métamorphiques du comté de York en Pennsylvanie ; Magnet Cove en Arkansas), en Tasmanie...

Gemmologie-Collection

Son association dans les roches volcaniques en épitaxie à la surface des trapézoèdres de leucite (minéral que Rome de L'Isle appelait le « grenat blanc »), en fait une curiosité recherchée par les collectionneurs. Le contraste entre le blanc nacré de l'une et le noir très brillant de l'autre est extraordinaire. Les collections étoffées abritent de magnifiques associations propres au Vésuve.

Appréciée avant la découverte du démantoïde, elle est encore taillée à facettes ou en cabochons pour orner des bijoux de deuil.

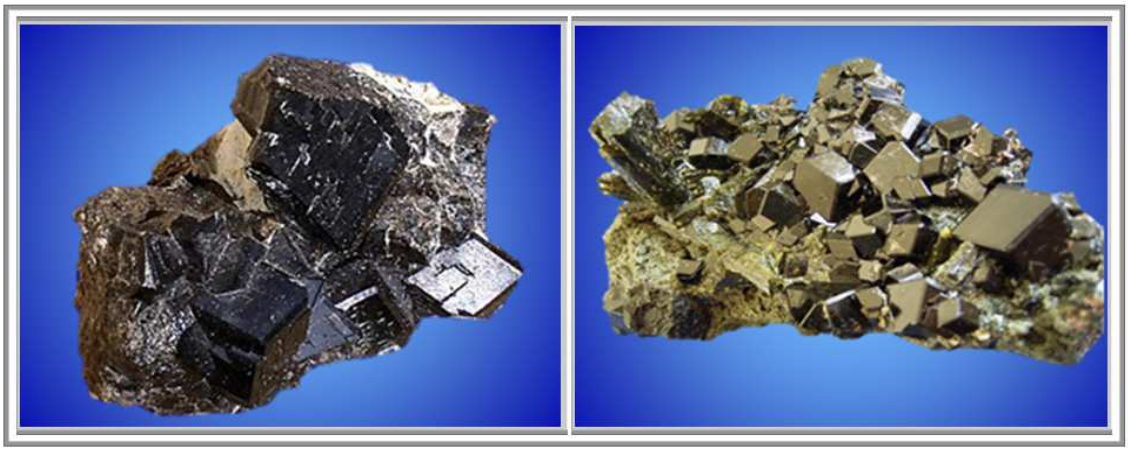


Photo 33 : Mélanite, Chili, n° 15 **Photo 34 : Mélanite et épidote, Kayes, Mali, n°519**

UVAROVITE $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$

Etymologie

C'est au comte russe S. S. Uvarov (1785-1855), président de l'Académie des sciences de Saint-Pétersbourg que G. H. Hess l'a dédiée en 1832. Du genre féminin, elle fut confirmée en 1837.
Elle entre dans le dictionnaire de l'Académie française en 1842 qui a écarté l'orthographe anglo-saxonne « ouwarowite » car la bonne traduction du russe impose ouvarovite, et même, en toute rigueur, uvarovite dans notre langue. Le Littré (page 1203) confirme cette manière d'écrire

Propriétés

Dureté de 7,5
Densité : 3,40-3,90
Indice de réfraction : 1,74-1,87
Dispersion nulle ; toujours biréfringente ;
Cassure inégale à conchoïdale.
Elle est verte à vert émeraude foncé, transparente à translucide et cristallise en rhombododécaèdres de quelques millimètres, ses cristaux étant en général plus petits que ceux de l'almandin.

Gisement

L'uvarovite se rencontre associée à la chromite dans les roches péridotites et serpentineuses, dans des skarns riches en chrome, dans des roches métamorphiques riches en Fe, en Mg et en minéraux métalliques et dans les calcaires métamorphisés à condition de disposer de chrome en grande quantité.

L'uvarovite est donc très rare. Cantonnée presque exclusivement dans les gisements de chrome : ex - U.R.S.S de Sarany (Saranovskaya et Zlakoust dans l'Oural) où des cristaux gemmes jusqu'à 9 cm en diagonale ont été découverts. Dans la même région de l'Oural, il y a des dépôts similaires à Sysert, Biserskoye, Bilimbaevsk et autres.

Parmi les autres gisements, il faut mentionner en Finlande, (Pitkaranta au bord du lac Lagoda) et le gisement de sulfure de cuivre d'Outokumpu près de Kuusjärvi avec des cristaux jusqu'à 5 cm, des cristaux atteignant 45 x 30 cm ont également été récoltés, mais ils étaient opaques du fait d'une grande quantité d'inclusions minérales,

Récemment, de l'uvarovite a été découverte en Afrique du Sud, dans le gisement de Hendriksplatz dans des chromites du massif du Bushveld, Prov. du Nord, où se trouvait la variété d'uvarovite, la trautwinite variété rempli d'éléments supplémentaires.

Autres gisements : Norvège (Roros), Suisse, Pologne, (en Silésie, à Jordanow), Turquie (Makri), Ethiopie, Afrique du Sud (massif de Bushveld au Transvaal), Canada (Oxford au Québec), États-Unis (comté de Lancaster au Texas ; Wood's chromite mine, Oregon ; New Idria dans le comté de San Benito en Californie), Nouvelle-Calédonie (Mine de la Madeleine) ...

Gemmologie-Collection

L'un des grenats les plus rares, très recherché par les collectionneurs.
Notons qu'à Outokumpu (Finlande) furent découvert en 1896, dans un bloc de quartz de douze kilos, extrait d'un puits de 300 mètres de profondeur, les plus beaux cristaux connus jusqu'alors : l'un d'eux mesurait 4,6 x 2,7 centimètres, plus un dodécaèdre de deux centimètres, sept autres dépassant le centimètre. Il fallut trois mois pour les dégager de la gangue quartzeuse.

Topotype

Mine de Saranovskii (Saranovskoe), Village de Saranovskaya (Sarany), Permskaya Oblast', Région centrale de l'Oural

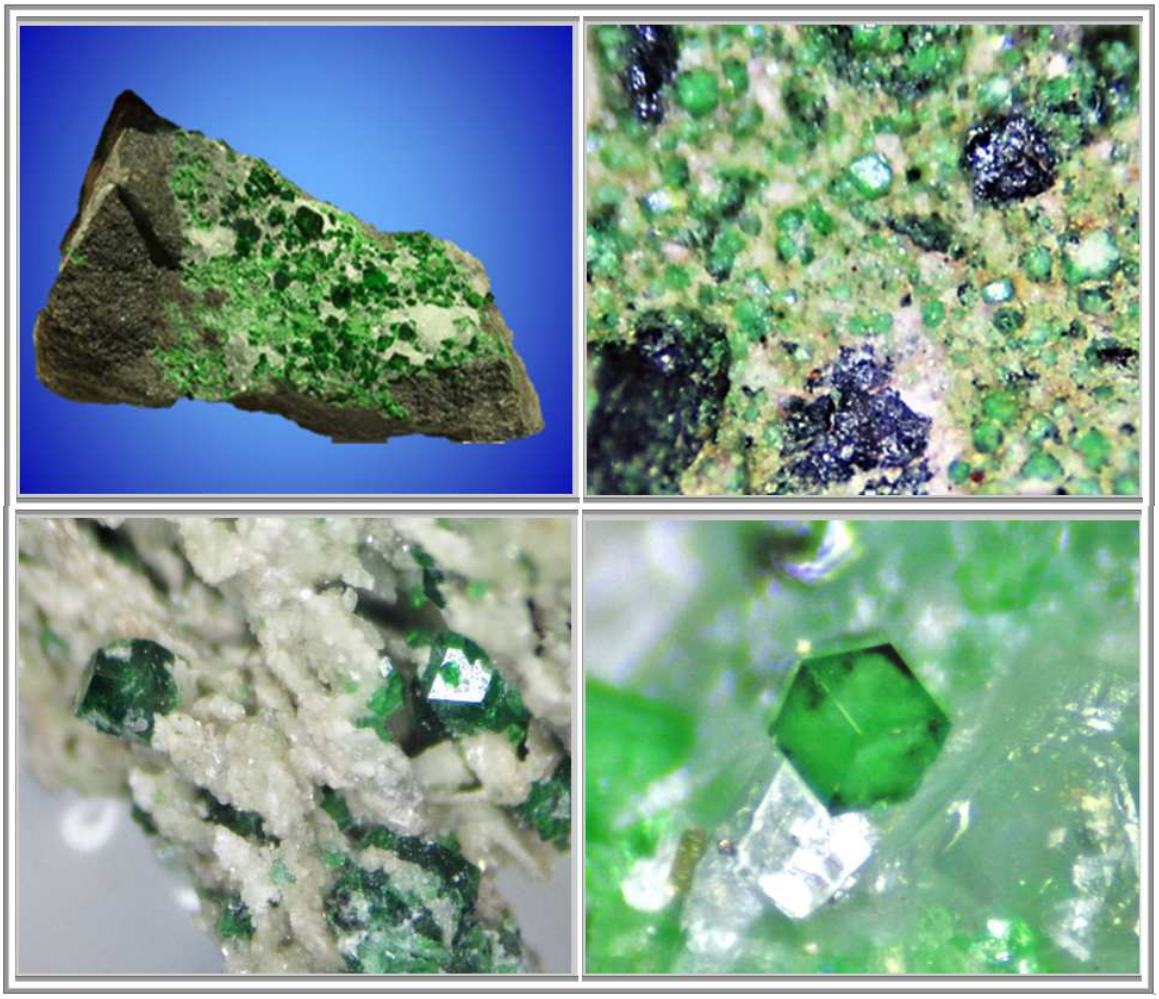


Photo 35 : Uvarovite, Russie, n°268
Photo 36 : Uvarovite et diopside, Orford Mine, Québec, microperso

Photo 37 : Uvarovite et chromite, Mine de la madeleine, Nouvelle Calédonie, n°1082
Photo 38 : Uvarovite sur chromite, Orford Mine, Québec, microperso

Photo 39 : Uvarovite, Keretti Mine, Outokumpu, Finlande

KNORRINGITE $(Ca,Mg)_3Cr_2[SiO_4]_3$

Etymologie

Baptisée en l'honneur d'Oleg von Knorring, du département des sciences de la Terre de l'université de Leeds (G.-B.), par Péter H. Nixon et George Homung, en 1968. Elle remplace la « hanléite », étudiée par Fennor en 1952, désormais discréditée, car c'est une uvarovite, selon Sastri (1963). Grenat à magnésium et chrome, elle portait le nom du monastère de Hanle, au Cachemire, où elle fut trouvée en 1864.

Propriétés

Dureté estimée autour de 7
Densité de 3,70 à 3,85
Indice de réfraction de 1,803, biréfringence nulle.
Système cubique, avec a = 11,65 Å ;
Isotrope
Composition : SiO2 : 39.78%, Cr2O3 : 33.54 %, MgO : 26.68%

Elle a les propriétés du pyrope chromifère, le pyrope type contenant environ 2 à 3% de Cr_2O_3>3 et 5 à 8% de molécules d'uvarovite.

Gisement

Très rare, c'est un constituant important de quelques kimberlites.
Cette espèce chromifère, distincte du pyrope, où le chrome l'emporte sur l'aluminium, de couleur rouge tirant vers le violet, et le vert, à cause du chrome, fut trouvée dans le pipe de kimberlite de Kao, à Liqhobong au nord-est du Lesotho.

GOLDMANITE $Ca_3V_2[SiO_4]_3$

Etymologie

Baptisée par Moench & Meyrowitz en 1964, en l'honneur du pétrographe américain Marcus L. Goldman qui travailla trente-sept ans au service géologique et étudia plus spécialement les grès d'Entrada, la roche-mère où elle fut découverte.

Composition

L'analyse chimique donne 33,3% de CaO, 0,3% de MnO, 0,7% de MgO, 18,3% de V_20_3, 5,4% de Fe_20_3, 4,9% d'Al_2O_3, et 36,6% de SiO_2.

Propriétés

Dureté non mesurée
Densité de 3,737 à 3,91
Dimension de la maille, 12,011 Å ;
Isotrope ; indice de réfraction de 1,821 à1,855 ;
Biréfringence nulle ou très, très faible.

Couleur vert jaune à vert, vert - brun.

Gisement

Très rare, on ne l'a encore extraite que de gisements d'uranium et de vanadium de la région d'Albuquerque aux Etats-Unis, où elle fut découverte en 1963.
Nouveau gisement en Slovaquie, souvent associée à la pyrite.

variété « Yamatoïte »
Grenat hypothétique, dont le nom n'est pas reconnu par la commission internationale et qui serait une goldmanite dans laquelle le manganèse l'emporterait sur le calcium.

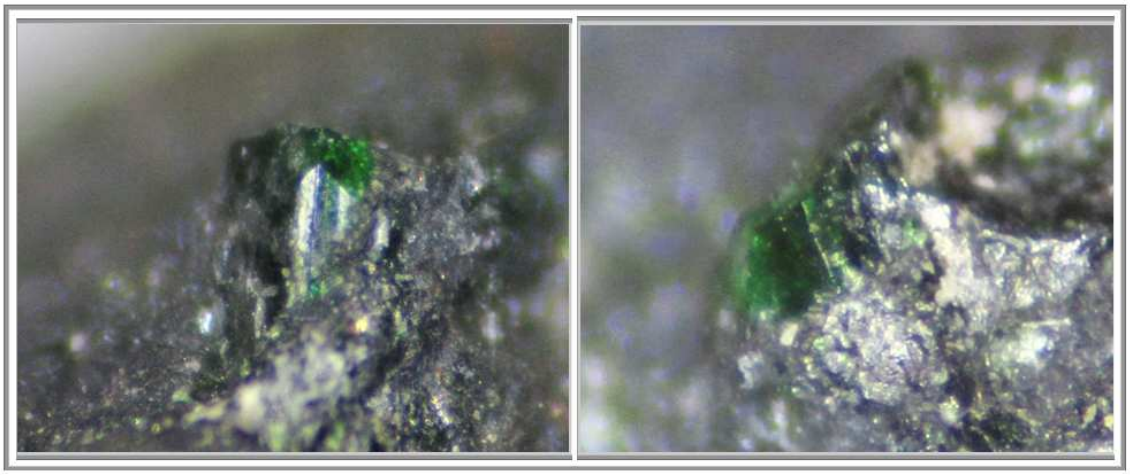


Photo 40 : Goldmanite et pyrite
Rybnícek, Pezinok, MTS Malé Karpaty, région de Bratislava, Slovaquie, 0.5 mm, n°653

SCHORLOMITE $Ca_3Ti_2\ (Fe_2Si)_3O_4$

Etymologie

A cause de sa couleur noire, par Shepard en 1846, en associant le grec omos-homos : semblable et l'allemand schorl (tourmaline noire).

Composition

Il s'agit d'une andradite, contenant 17% au moins de titane
Le titane vient en substitution du Fe.
Localité type: Magnet cove, Hot Springs County, Arkansas, USA

Propriétés

Dureté d'environ 6,5.
Densité de 3,8 ;
Indice de réfraction d'environ 1,86 à 2,01 ;
Biréfringence nulle ou très faible ;
Isotrope ;
Couleur brune tendant vers le noir.

Ses cristaux, en rhomboèdre ou en trapézoèdre présentent éventuellement sur leurs faces des striures suivant plusieurs directions incompatibles avec une structure cubique normale.

Gisement

provient de Pologne (Podzamek),
d'ex-U.R.S.S. (Kovdor), des Etats-Unis.

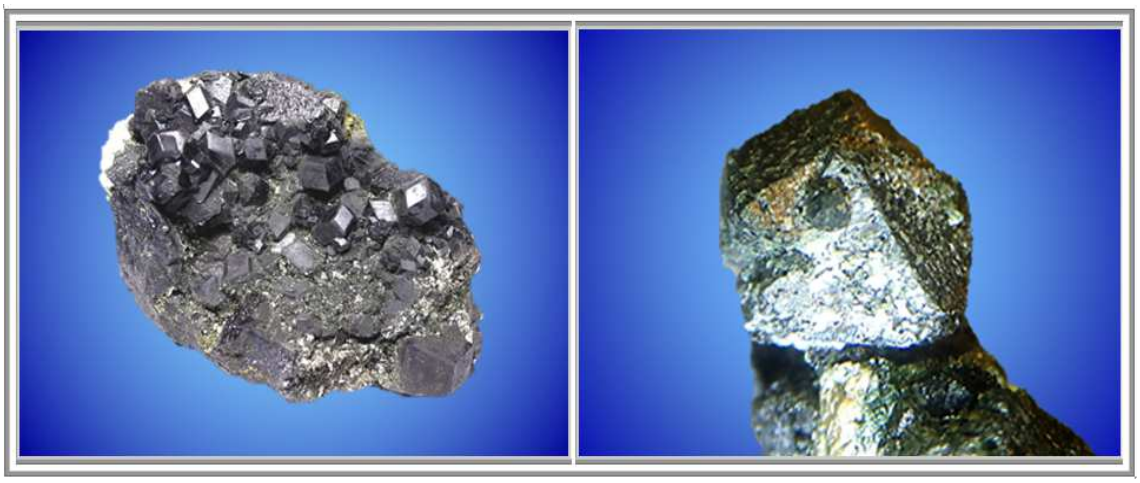


Photo 41 : Schorlomite, Tamazeght, Maroc, n°636

Photo 42 : Kimzeyite, magnetite et baddeleyte Magnet Cove, Arkansas, n°654

KIMZEYITE $Ca_3(Zr,Ti)_2[(Si,Al,Fe)_3O_{12}]$

Etymologie

Nommée en l'honneur de la famille Kimzey qui pendant des générations a facilité les travaux et les études sur le célèbre site minier de Magnet Cove (Arkansas, U.S.A.), par Milton et al en 1961

Composition

L'analyse a donné 29,8% de CaO, 29,9% de $Zr0_2$, 5% de Ti_2O_3, 0,5% de MgO, 0,8% de FeO, 1% de Nb_2O_5, 11% d'Al_2O_3, 13,4% de Fe_20_3, 9,6% de SiO_2.
Le titane remplace le zirconium ; le fer (Fe^{3+}) et l'aluminium remplace le silicium.

Propriétés

Densité 4
Dureté 7 environ
Indice de réfraction de 1,94
Isotrope
Possède souvent une microstructure pœcilitique c'est-à-dire contenant de nombreux petits cristaux d'autres minéraux ; insoluble dans les acides.
Couleur brun jaune à brun foncé.

Il se présente en cristaux combinant les faces du rhombododécaèdre et du trapézoèdre avec a = 12,46 À,

Gisement

Découverte dans une carbonatite, décrite en 1961, et Appelée « grenat-zircon » à cause de sa teneur notable en zirconium
Aussi connu dans la schorlomite de Magnet Cove et dans la « mélanite » du Kaiserstuhl.

IRINARASSITE $Ca_3Sn_2[Si_3O_{12}]$

Etymologie (cf. grenats du Tarn)

L'irinarassite, $Ca_3Sn_2(SiO_4)(AlO_4)_2$, est une nouvelle espèce minérale (2011), du supergroupe des grenats, qui a été découverte dans des xénolithes carbonates-silicates métasomatiquement modifiés dans des ignimbrites de la caldera de Upper Chegem, dans le Caucase du Nord, Kabardino-Balkarie, Russie.
Il a été nommé en hommage à la géologue Irina Teodorovna Rass (Ирины Теодоровны Расс) (née en 1940), membre du Laboratoire de métamorphisme et de métasomatisme de D. Korzhinskii, à l'Institut de géologie des gisements de minerai, de pétrographie, de minéralogie et de géochimie (IGEM), Académie des sciences de Russie, Moscou.

Composition

L'irinarassite est un grenat à base d'étain . Le pôle limite a pour formule $Ca_3Sn_2Al_2SiO_{12}$.
Telle que définie pour sa localité type (Upper Chegem), Elle est une solution solide complexe dont les composants appartiennent à la schorlomite, à la bitikleite ainsi qu'au groupe des grenats. Sa composition a permis de la classer dans le groupe de la schorlomite car la charge des cations des site Z, est comprise entre 9,75 et 9,84, valeurs très proche de la valeur théorique de 10,0 pour ce groupe minéral (Grew et al, 2013).

Dans les sites Y et Z de ces grenats, principalement quatre cations ont été identifiés : Sn, Zr, Sb^{5+}, Ti^{4+}, pour les sites Y, et Al, Fe^{3+}, Si, Ti^{4+} pour les sites Z, respectivement.
La classification de ces grenats doit être effectuée en considérant simultanément les règles de valence et d'occupation double des sites Y et Z (Hatert et Burke 2008). Dans les sites Y, l'irinarassite a $R^{4+} > R^{5+} >>$ autres cations, or Sn>Zr>Ti^{4+}. La valence impose donc un rééquilibrage des charges par une double occupation de sites $(R^{4+}R^{3+})_2$; pour les sites Z, où Si >Ti pour les cations R^{4+} et Al > Fe^{3+} pour les cations R^{3+}.

Propriétés

Le minéral est caractérisé par l'absence de clivage et par une fracture irrégulière.
La densité calculée est de 4,3 g/cm.
Le minéral est isotrope avec un indice de réfraction calculé de 1,9.
Les diagrammes de diffraction de rétrodiffusion électronique de l'irinarassite sont ajustés au modèle de grenat avec a = 12,50 (3) Å avec un excellent MAD (écart angulaire moyen) = 0,16 °. Le spectre Raman de l'irinarassite est analogue à ceux de la kérimasite et d'autres grenats Zr-Sn des groupes schorlomite et bitikleite.
Le plus gros cristal de la localisation type n'excède pas les 10 µm.

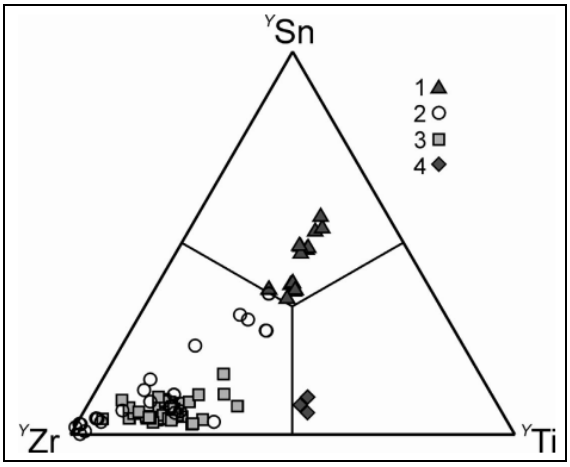


Figure 54 : Tarn : Eléments occupant les sites Y dans le groupe de la schorlomite
Galuskin et al (2011)
1- Irinarassite $Ca_3Sn_2(SiAl_2)O_{12}$, 2- kimzeyite $Ca_3Zr_2(SiAl_2)O_{12}$, 3- kerimasite $Ca_3Zr_2(SiFe^{3+}{}_2)O_{12}$
4- schorlomite $Ca_3Ti_2(SiFe^{3+}{}_2)O_{12}$

Gisement

Pétrographie de la localisation type

L'irinarassite $Ca_3Sn_2Al_2SiO_{12}$ est le quatrième grenat d'étain découvert dans les xénolithes altérées dans les ignimbrites de la caldera de Upper Chegem.
L'irinarassite a été découverte dans la xénolite n°7 selon la numérotation établie par les découvreurs Galuskin et al (2009).
La toturite $Ca_3Sn_2Fe_2SiO_{12}$, l'analogue ferreux de l'irinarassite, a été trouvée dans les xénolithes 1 et 3. La bitikleite $Ca_3SnSb^{5+}Al_3O_{12}$ et la dzhuluite $Ca_3SnSb^{5+}Fe_3{}^{3+}O_{12}$, minéraux du groupe de la bitikleite, ont été détectées dans le xénolithe n°1.

France : Dans le Tarn

Laurent Gayraud alias ME262 et ses acolytes, L., Rivière, R., Duarte, V. & Rémy, P. ont fait une découverte sensationnelle du côté de Castelnau-de-Brassac (Tarn)

TSAVORITE $Ca_3(Al,V,Cr)_2[SiO_4]_3$

Etymologie

Nom donné en raison du site de Tsavo au Kenya

Composition

Elle est composée de 36,50 à 40,48% de SiO_2, de 34,50 à 36,60% de CaO, de 20,50 à 22,50% d'Al_2O_3, avec des traces de vanadium, de chrome, de manganèse, de magnésium, de titane, de fer, de nickel...

Des études plus poussées permettent de dire que les composants extrêmes, miscibles entre eux et à l'origine de la solution solide sont le grossulaire (93,5 à 97%), la spessartite (2,9%) et le pyrope (2,4%).

Propriétés

Densité : 3,50 à 3,64.
Son indice de réfraction varie avec la couleur, passant de 1,732 pour les teintes les plus claires, à 1,742 pour les plus colorées ;

Gisement

Un géologue écossais, Campbell R. Bridges, prospectait, en 1967, les montagnes de Leiatema, près de Komolo, au nord-ouest de la Tanzanie, quand il mit à jour, dans des gneiss graphiteux, à proximité de calcaires cristallins, des sortes de grumeaux au centre desquels scintillaient de magnifiques grains verts entourés d'une pellicule d'altération, mélange d'épidote et de scapolite ; il venait de découvrir les premiers grossulaires d'une couleur verte très soutenue, de qualité gemme.
Voir grossulaire

Gemmologie-Collection

Suite aux recherches intensives entreprises, le Kilimandjaro (5 895 m) devient une nouvelle fois source de pierres fines (on y avait découvert la tanzanite). À la fin de 1971, cinq riches gisements sont mis à jour au Kenya, près des limites du parc de Tsavo, le plus gros échantillon dégagé accusant 32 carats. En août 1973, c'est le gisement de Lualenyi, dans les monts Mgama, toujours au Kenya, qui est reconnu dans une zone métamorphisée de silicates calciques avec graphite ; ces terrains sont datés du Précambrien.

Les bijoutiers new-yorkais Tiffany & C°, qui finançaient les recherches, baptisèrent ce grossulaire «tsavorite», et bien que la Société allemande de minéralogie eût préféré « tsavolite », le premier nom s'est imposé. D'autres gîtes exploités en Tanzanie, dans la région de Komolo, ont fourni des pierres de 10 à 15 carats qui sont apparues à la bourse de Tucson en 1988.

Notons qu'en Australie occidentale, la « tsavorite » a été signalée dans les Eastern Goldfields, mais en cristaux peu colorés et trop petits pour être taillés. Sa couleur, très vive, va du vert clair, presque incolore, au vert émeraude intense, la plus recherchée. Ne contenant que peu d'inclusions elle est taillable sans avoir à être retouchée.

C. R. Bridges avait trouvé une pierre de 7 carats, qui, taillée, mesurait encore 2,17 carats ; un collectionneur américain lui en offrit 20 000 $. Mais ce prix n'est valable que pour des pièces exceptionnelles, de 2 ou 3 carats, les autres étant moins appréciées.
En 1990, la production fut d'environ 1500 carats de pierres brutes, soit 375 carats de pierres travaillées.

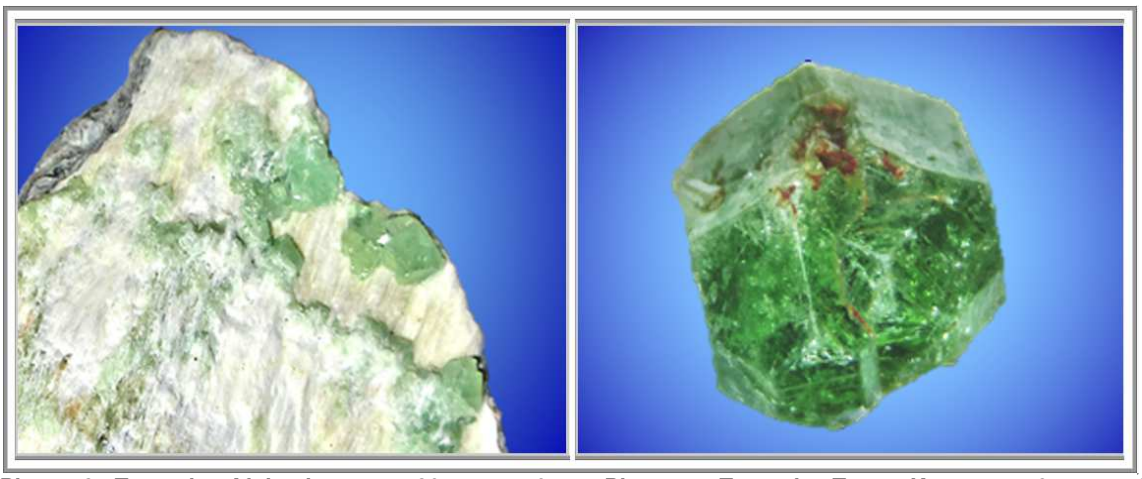


Photo 43 : Tsavorite, Afghanistan, vue 30 mm, n°505 **Photo 44 : Tsavorite, Tsavo, Kenya, vue 6 mm, n°621**

Photo 45 : Tsavorite, Plateau du Putoran – Péninsule du Taimyr - Taymyrskiy Autonomous Okrug Krasnoyarsk Krai – Russie : Vieille découverte, 4,5 cm

3. GROUPE HYDROGRENAT

Le terme hydrogrenat s'applique à différents types de grenats dans lesquels fut mis en évidence, à l'intérieur des tétraèdres ZO_4, un taux élevé de remplacement du silicium par de l'eau, les deux « hydrogrenats » les plus communs se nommant « l'hydrogrossulaire » et « l'hydroandradite ».

Leur formule générale s'écrit : $X_3Y_2(Z0_4)_{3-m}(OH)_{4m}$

Leur densité et leur dureté apparaissent plus faibles que celles de leurs homologues silicates anhydres.

HYDROGROSSULAIRE

D'après la nomenclature internationale, « hydrogrossulaire » est un nom de groupe pour les grenats hydratés de la série hibschite $Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-m}(OH)_{4m}$ (avec m = 0,2 à 1,5) — katoïte $Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-m}(OH)_{4m}$ (avec m = l,5à 3).

« L'hydrogrossulaire » de formule $3CaO\ Al_2O_3\ 6(H_2O)$ est d'une grande rareté dans la nature mais c'est un constituant fréquent des ciments alumineux hydratés (ciments blancs à prise rapide). Il existe en fait une série continue depuis le grossulaire, la hibschite étant un terme médian de cette série. Les « hydrogrossulaires » naturels, rarement développés en cristaux de dimensions supérieure au millimètre, représentent toujours, en fait, des solutions solides entre la hibschite et « l'hydrogrossulaire ».

Le terme « hydrogrossulaire » reste applicable, en tant que nom de groupe, désignant tous les membres de la série contenant d'une manière appréciable (OH), mais avec un rapport $SiO_4/(OH)_4$, non spécifié.
Ce minéral massif, dense, opaque, de couleur verte, ressemble au jade d'où ses anciens noms de « jade du Transvaal », « grenat-jade » (appellations interdites).
Il est moins résistant que le grossulaire et lentement soluble dans l'acide chlorhydrique ou nitrique.

Photo 46 : Katoïte sur Azurite, n°1114 **photo 47 : Hydrogrossulaire sur grossulaire Asbestos, Québec, n°584**

HIBSCHITE $Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-m}(OH)_{4m}$, $0,2<m<1,5$

Etymologie

Nom introduit par F. Cornu en 1906 pour désigner un nouveau silicate de faible densité et qui se déshydrate au chauffage.

Propriétés

Dureté de 6 à 6,5
Densité de 3,00 à 3,30
Indice de réfraction de 1,675 à 1,734
Parfois fluorescence en orangé (U.v. courts)
Infusible.

Elle se présente sous forme d'octaèdres réguliers.
Incolore, et souvent trouble
Parfois légèrement biréfringente ;

Gisements

Fut découvert dans une phonolite, à Marianskà Hors (Marienberg), en Bohême.
On en a aussi récolté près d'Aubenas (Ardèche, France).

KATOITE $Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-m}(OH)_{4m}$, $1,5<m<3$

Etymologie

Décrite en 1977 par Passaglia et Galli qui l'ont baptisée en l'honneur d'Akira Kato, du musée des Sciences de Tokyo, membre influent de l'Association internationale de minéralogie.

Propriétés

Système cubique avec a = 12,358 À.

Gisements

Elle a été dégagée dans une carrière, à Campomorto, près de Montalto-di-Castro (Viterbo, Italie), d'une phonolite intrusive mise en place au Pliocène et recoupant des marnes argileuses.

Livre 3 – La couleur des grenats

Les couleurs des grenats couvrent la quasi-totalité du spectre des couleurs ; seul le bleu n'est pas représenté.
Les différentes causes de la coloration des grenats ont été étudiées sous différents aspects : d'une manière statistique sur un grand nombre de grenats provenant des quatre coins du monde, en fonction de la spécificité des sites, et à partir de l'étude de spectres d'absorption et de l'analyse chimique de grenats gemmes.
La cause principale de la coloration des grenats est la dégénérescence d'éléments chimiques de niveau électronique 3d, principalement Ti, V, Cr, Mn et Fe, par la présence de ligands O^{2-}. Soit sous la forme d'éléments structuraux (Fe dans l'almandin, Mn dans le spessartine, Cr dans l'uvarovite,), soit sous la forme d'impuretés, ces cations 3d confèrent aux grenats différentes couleurs idiochromatiques pour les premiers, allochromatiques pour les seconds.

La seconde cause de coloration des grenats est le transfert de charge entre cations métalliques. Les principaux transferts sont Fe-O-Ti et Fe-O-Fe qui absorbent dans les domaines du violet et du bleu, et qui semblent du moins pour le premier être présent d'une manière quasi générale. De plus, il a été établi que le transfert de charge Mn-O-Cr avec stabilisation de la charge des O^{2-} par le caractère ionique de la liaison Mg^{2+}-O^{2-} est responsable de la coloration « change couleur » des grenats spessartine-pyrope.
D'autres particularités optiques observées sur les grenats sont discutées. Certains forment des astérismes de 4 ou 6 étoiles lorsqu'il y a présence de fins cristaux aciculaires de rutile. Certains grenats andradite du Japon présentent des iridescence dues à des phénomènes optiques d'interférence et de diffraction dues à la présence de fines couches successives d'andradite pure et d'andradite contenant du grossulaire.
Enfin, les grenats d'ophiolites dont les fameux grenats hessonite d'Asbestos, Québec, Canada possèdent des substitutions de tétraèdres $[SiO_4]^{'6}$ par des $[O_4H_4]^{4-}$, qui leur confère un éclat sans pareil grâce à un phénomène de biréfringence, absent des grenats communs, de structure cubique, et donc isotrope. Mais ce dernier point sera traité dans le chapitre relatif à Asbestos

1. INTRODUCTION

La complexité des études de caractérisation des grenats provient principalement du fait que les grenats ne sont pas purs mais toujours constitués d'une solution solide de plusieurs grenats, appelés pôles limites (Pyrope-Almandin-Spessartine, Uvarovite-Grossulaire-Andradite). Il en est de même de leur couleur qui va dépendre de la concentration relative de chacun de ces pôles.
En ce qui concerne l'analyse des couleurs des grenats, se greffent également les mécanismes de coloration due à la présence d'impuretés, soit par coloration intrinsèque due à ces impuretés, soit par les interactions qu'elles peuvent avoir avec les éléments structuraux du grenat proprement dits.

Ainsi, si la couleur idiochromatique prédominante des grenats pyralspites est le brun rouge due à la présence de fer III (almandin), les grenats ugrandites ou grenats calciques, hormis l'uvarovite, ne sont que faiblement colorés en propre et sont donc particulièrement sensibles aux éléments d'impuretés.

2. RAPPELS

Il est souvent utile de se référer à la définition de certains mots et à leur étymologie pour bien fonder une étude. Ainsi, la définition de grenat du Larousse est *« adj., rouge sombre »*. De même, Théophraste (v372 – v287 av JC) avait déjà dénommé les grenats *anthrax (*=charbon). Puis, ils furent décrits par Pline l'ancien, naturaliste du début de notre ère (23-79 après JC) qui dénomma le grenat almandin *carbunculus* = charbon ardent, en corrélation avec sa couleur la plus répandue.
Le nom « grenat » est quant à lui plus récent puisqu'il date de 1270. Il fut utilisé pour la première fois par le théologien et philosophe allemand Albert le Grand (1193-1280) qui les aurait ainsi nommés soit à partir du nom latin *malum granatum*= pomme à grains= grenade, pour leur couleur, soit à partir de *granum* = grain pour leur forme.

Toutefois, depuis la connaissance de la structure cristalline et chimique des grenats, bon nombre de clarifications ont été apportées. Aujourd'hui, certaines appellations ont été supprimées telles que Hanléite, Yamatoïte, émeraude de l'Oural ou hyacinthe antique ; et les grenats sont répertoriés en deux groupes distincts les ugrandites (dont l'élément bivalent en site pseudo-cubique est le calcium Ca^{2+}) et les pyralspites, car il n'existe pas de solution solide totale entre ces deux groupes du fait de la taille du cation Ca^{2+}.

Sans vouloir revenir sur mon article sur la couleur des minéraux, il convient néanmoins de rappeler quelques points importants :

2.1 La coloration idiochromatique

La coloration idiochromatique est intrinsèque au minéral. Elle est due à la présence d'ions structurels du minéral, qui ont un pouvoir colorant. Ils sont présents en grande quantité dans le minéral et apparaissent dans la formule de la composition du minéral. On peut citer par exemple, les ions Cu^{2+} de la malachite ou de l'azurite dont les formules chimiques respectives sont malachite : $Cu_2CO_3\ (OH)_2$, et azurite $Cu_3(CO_3)_2\ (OH)_2$.

2.2 La coloration allochromatique

Par opposition à la coloration idiochromatique, la coloration allochromatique est due à des ions présents en faible quantité dans le minéral. Ce sont principalement des impuretés et n'apparaissent donc pas dans la formule du minéral.

3. NUANCES DE COULEUR DES GRENATS

La principale particularité des grenats est d'être composés de solutions solides de pôles limites. Ainsi, en fonction des concentrations en ces pôles limites, les grenats nous offrent tout un panel de couleur.

Néanmoins, il existe certaines dominantes en fonction du groupe Pyralspite ou Ugrandite, auquel un grenat appartient.

3.1 Groupe pyralspite

Les grenats du groupe pyralspite sont à dominante de couleurs chaudes. Elles vont du rose au brun en passant par le rouge, si la couleur provient principalement de l'almandin, et davantage vers le rouge orange, si le pôle limite dominant est le spessartine.

- Le pôle pyrope $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$ ne renferme pas d'éléments métalliques susceptibles d'apporter une quelconque coloration par transfert d'électrons d-d, il est donc naturellement incolore.
- Le pôle spessartine $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$ est coloré en orange par la présence d'ions Mn^{2+} en site pseudo cubique.

3.2 Groupe ugrandite

Le groupe ugrandite est principalement marqué par la présence de grossulaire $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$, parfaitement incolore. Ainsi, la présence d'éléments métalliques, même en faible quantité, confèrera au grenat une forte coloration allochromatique.

- Le pôle grossulaire $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$ ne renferme pas d'éléments métalliques susceptibles d'apporter une quelconque coloration par transfert d'électrons d-d, il est donc naturellement incolore.
- Le pôle andradite $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$ présente une coloration qui varie du vert vif au noir en passant par le jaune-brun en fonction de la teneur en Cr^{3+} et Fe^{3+}.
- La présence de Fe^{3+} se traduit par une bande d'absorption principale à 860 nm, ainsi qu'une autre bande entre 400 et 480 nm (bande commune à V^{3+} et Cr^{3+}). L'absorption se trouve donc en dehors du domaine du visible.

- Le pôle uvarovite $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$ présente une coloration verte extrêmement marquée. L'eskolaïte Cr_2O_3 a d'ailleurs un pouvoir couvrant très important (50 g suffisent à colorer 5 m² sans souci, si ce n'est le nettoyage).

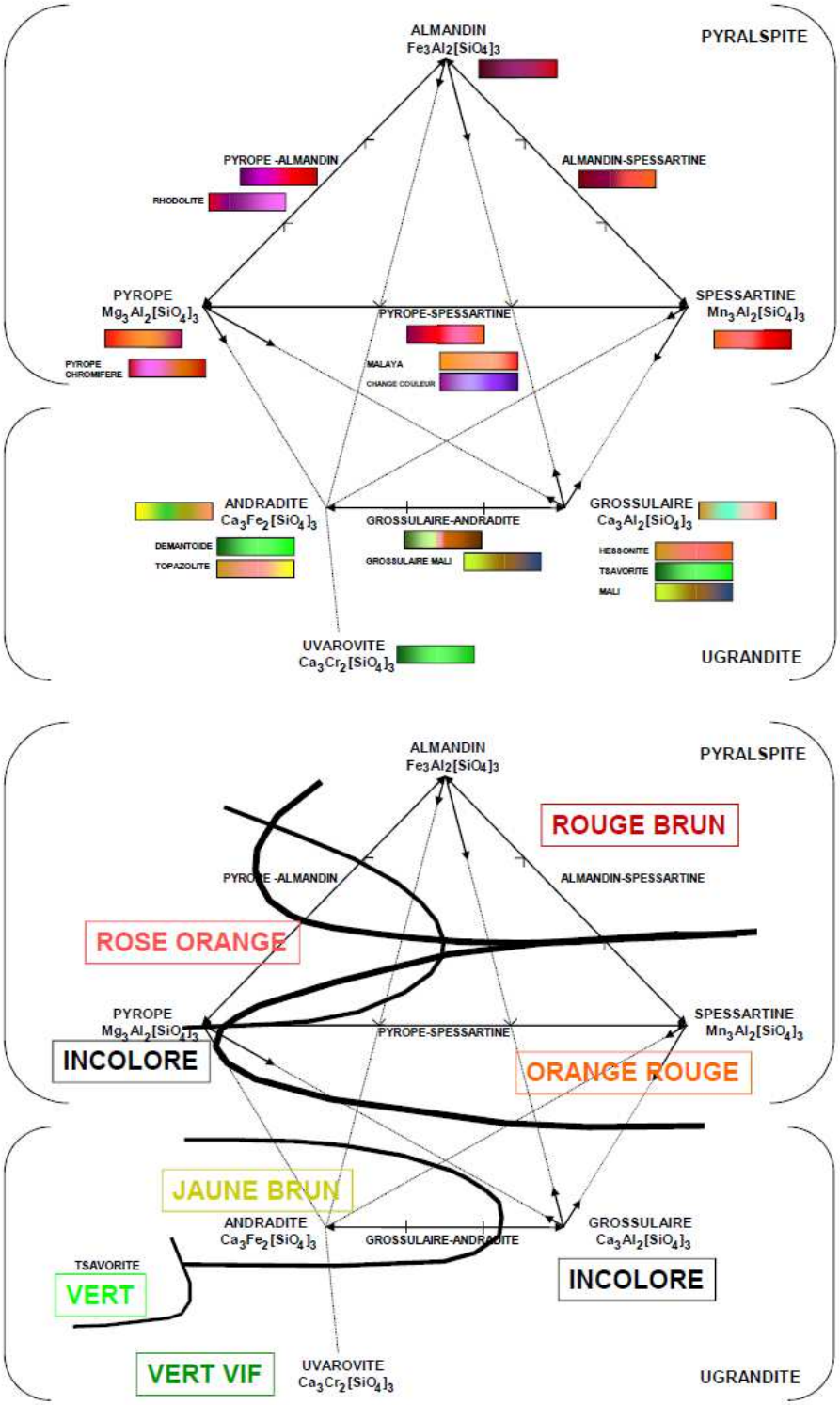


Figure 55 : Couleur : Coloration des grenats en fonction de leur composition
Nuancier des différentes nuances des couleurs des grenats par nomenclature des grenats
Tendance plus générale de la coloration des grenats en fonction de leur composition

réf	Couleur	origine	Analyse et Formule des grossulaires											IR %pds
			Ca	Mg	Fe2+	Mn	Al	Fe3+	Cr	V	Ti	Si	H	H2O
42	Brun Orange	Mc gall mine?, skarn clacaire, Ramona, CA,USA	2,89	0,00	0,08	0,01	1,89	0,11	0,00	na	0,00	3,02	na	0,10
52	Brun Orange	Vesper peak?, WA, USA	3,03	0,00	0,00	0,05	1,67	0,30	0,00	na	0,02	3,00	na	0,14
53	Orange Pale	Asbestos, Québec, canada	2,93	0,00	0,03	0,04	1,96	0,06	0,00	na	0,00	2,98	na	0,30
227	Vert tsavorite	Campbell bridges mine, Tsavo national Park, Kenya	2,99	0,05	0,00	0,07	1,78	0,01	0,01	0,07	0,02	2,96	na	0,09
229	Vert tsavorite	Strealm gravel, kenya	2,99	0,05	0,00	0,05	1,84	0,00	0,02	na	0,02	3,01	na	0,15
771	Incolore	Meralini hills, Tanzanie	2,95	0,04	0,00	0,01	1,97	0,01	0,00	0,01	0,02	2,99	na	0,18
936	Orange	Bric Camula, Cogoleto, Liguria, Italie	2,92	0,00	0,08	0,00	1,05	0,84	0,00	0,00	0,11	2,99	na	1,26
937	Rouge Orange sombre	Passo del faiallo, Genova, Ligurie, Italie												1,01
938	Rouge Brun sombre	Ossola valley, Italie	2,78	0,02	0,03	0,18	1,60	0,37	0,00	0,00	0,03	2,96	na	0,08
941	Jade Rose	Buffelsfontein, rustenberg, Afrique du sud		0,01									5,00	-
946	Brun Rouge	Auerbach, Allemagne	2,85	0,01	0,13	0,01	1,66	0,25	0,00	0,01	0,01	2,97	na	0,26
1037	Orange	Dos cabezas, Imprial County, CA, USA	2,90	0,00	0,08	0,01	1,78	0,20	0,00	0,01	0,01	3,01	na	0,08
1038	Vert	Mine Jeffrey, Asbestos, Québec, Canada	2,96	0,00	0,05	0,07	1,93	0,04	0,02	na	0,01	3,01	na	0,08-0,19
1042	Orange Brun	Vesper peak, WA, USA												0,12
1051	Orange Pale	Belvidere mountain?, Eden mills, VT, USA	2,98	0,00	0,01	0,01	1,33	0,68	0,00	na	0,00	2,98	na	0,03
1058A		synthetic lager et al 1989	3,00	na	na	na	2,00	na	na	na	na	2,28	2,88	
1059A		synthetic lager et al 1987a	3,00	na	na	na	2,00	na	na	na	na	0,00	12,00	
1113	Brun Orange	north hill, riverside county, CA, USA	2,86	0,01	0,11	0,01	1,52	0,43	0,00	na	0,05	2,99	na	0,09
1122	Orange Brun	commercial Quarry?,Crestmore, CA, USA	2,91	0,00	0,06	0,02	1,55	0,44	0,00	na	0,02	2,99	na	0,13
1124	Incolore	chihuahua, Mexique	2,95	0,06	0,00	0,01	1,93	0,05	0,00	0,00	0,00	3,02	na	0,11
1125B	Incolore	Lake jaco, Mexique	2,98	0,05	0,00	0,01	1,70	0,24	0,00	na	0,02	2,99	na	0,03
1125C	Incolore	Lake jaco, Mexique	3,01	0,12	0,00	0,01	1,29	0,48	0,00	na	0,28	2,80	na	0,04
1129	Orange Pale	Belvidere mountain? VT, USA	2,93	0,00	0,06	0,01	1,85	0,17	0,00	0,00	0,00	2,97		0,17
1131	Noire Zonée	Lake jaco, Mexique	2,95	0,09	0,00	0,01	1,76	0,14	0,00	0,00	0,05	3,00	na	0,01
1198	Jade Vert	Transvaal, Afrique du sud												3,59
1326	Orange	Val d'ala, Piémont, Italie	2,86	0,04	0,09	0,01	1,74	0,25	0,00	0,00	0,02	3,00	na	0,37
1327	Orange	Sciarborosca, Ligurie, Italie	2,74	0,03	0,20	0,03	1,66	0,29	0,00	0,00	0,05	2,99	na	0,47
1329D	veine massive	commercial Quarry,Crestmore, CA, USA	3,00	na	na	na	2,00	na	na	na	na	1,64	5,43	
1357A	Orange Rouge	bric canizzi, ligurie, Italie	2,67	0,16	0,14	0,02	0,99	0,80	0,00	na	0,21	2,84	0,63	
1358AD	Incolore	commercial Quarry,Crestmore, CA, USA	3,00	Na	Na	Na	2,00	V		Na	Na	1,53	5,88	_
1359	Rouge Orange	iron gabbro metarodingite, gruppo di Voltri , Italie	2,05	0,03	0,90	0,02	1,80	0,16	0,00	0,01	0,03	2,96	Na	0,28
1360	Orange	metarodingite basaltique, masif de Voltri, Italie	2,87	0,02	0,09	0,02	1,47	0,48	0,00	0,00	0,05	2,88	na	0,85
1409e	Rouge Brun	skarn, calcite, Saline valley, Darwin, CA, USA	2,49	0,01	0,09	0,41	1,41	0,57	0,00	0,01	0,01	2,97	na	0,20
1409f	Rouge Brun		2,88	0,00	0,04	0,08	1,54	0,44	0,00	0,00	0,02	3,00	na	0,17
1411	Birefrin	skarn, Munam, Corée du nord	2,92	0,01	0,03	0,04	1,27	0,68	0,00	0,00	0,05	2,97	na	0,08
1412a	Brun	mine Mul-kum, Corée du sud	2,85			0,15	2,00					3,00		0,10
1413	Vert Pale	Vilyi river, sibérie, russie	2,91	0,07	0,02	0,01	1,71	0,27	0,00	0,00	0,02	2,98	na	0,00
1419	Orange Pale	Minot ledge, Minot, ME, USA	2,85	0,01	0,12	0,01	1,86	0,11	0,00	0,00	0,03	2,96	na	0,16
1420	Brun	Rauris, salzbourg, Autriche	2,85	0,01	0,12	0,03	1,60	0,38	0,00	0,00	0,02	2,95	na	0,26
1422	Brun	Wakefield, ontario, Canada	2,91	0,08	0,00	0,01	1,87	0,08	0,00	0,00	0,04	2,96	na	0,02
1423	Rouge Brun	Mountain Beauty mine, Oak grove, CA, USA	2,12	0,01	0,59	0,28	1,88	0,10	0,00	0,01	0,01	2,99	na	0,06
1424	Orange	garnet Queen mine?,Santa Rosa mountains, CA, USA	2,83	0,00	0,13	0,03	1,72	0,24	0,00	0,00	0,04	2,96	na	0,17
1427	Jaune massive	Mavora lakes, tago, south island, Nouvelle Zélande												
1429	Rouge Brun	Essx county, NY, USA	2,79	0,02	0,18	0,01	1,70	0,28	0,00	0,00	0,02	2,91	na	0,05
1430	Orange	Eden Mills, VT, USA	2,86	0,00	0,12	0,02	1,89	0,10	0,00	0,00	0,00	3,00	na	0,06
1444a	Katoïte	Pietramassa, Viterbo, Italie	2,93	0,00			1,97					0,64	9,44	

Table 8 : Couleur : Analyses et formule de grenats grossulaires Rossman et Aines [41], Le tableau est segmenté en $X^{2+}{}_3$ $Y^{3+}{}_2$ Si_3O_{12}, en insérant les éléments de substitution Ti, V, Cr.
Il est à noter que les grossulaires roses du Mexique sont colorés en rose par la présence de Mn^{3+}, et ce pour une teneur inférieure à 1%.

Le pôle almandin $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$ est fortement coloré en rouge – brun par la présence de Fe^{3+}.
Il est surprenant, en fait que les almandins soient de cette couleur alors que le fer est essentiellement sous sa forme ferreuse de degré d'oxydation +II. L'almandin devrait donc être davantage vert que brun

4. ETUDE STATISTIQUE DES COULEURS DES GRENATS

Les grenats présentent un large panel de couleur, allant du jaune au rouge en passant par le vert et le noir, seule la couleur bleue n'est pas représentée.

En bref, il n'est pas possible d'étudier la coloration des grenats d'une manière systématique sans un protocole bien établi qui se résument en deux points principaux :
L'étude de la coloration des grenats ne peut être effectuées que :

- statistiquement, de manière à négliger les particularités d'un échantillon donné.
- Par comparaison de grenats dont les compositions ne diffèrent que pour les concentrations en un seul élément

Malheureusement, compte tenu de la diversité des sites, des solutions solides mais surtout du prix pour obtenir des échantillons, ce protocole reste difficile à suivre. Néanmoins deux études, celle de Rossman et Aines sur des grenats bruts et celle entreprise en gemmologie par Dominique Flies sous la direction d'Emmanuel Fritsch nous apportent des outils plus qu'appréciables.

Rossman et Aines ont également remarqué que les compositions de grenats étaient très représentatives d'un site, allant même jusqu'à proposer l'identification de l'origine d'un grossulaire à partir de sa composition. Cette propriété permet donc d'établir une corrélation directe entre la composition d'un grenat d'une part, et la composition du milieu et les conditions de formation des grenats dans un site donné d'autre part.
On trouve ici une nouvelle confirmation de l'importance et surtout de la justesse d'exploiter les grenats en tant que géobaromètre.

Le tableau 1 de Rossman et Aines présente les compositions chimiques de nombre de grenats recueillis à travers le monde.

L'analyse de ce tableau permet d'établir quelques règles :

- Le grossulaire, pôle limite pur $Ca_3Al_2(SiO_3)_4$ est incolore.
- Des grossulaires contenant 0,1 cation Fe^{3+} par maille sont de couleur orange pâle, d'autres contenant 0,2 cations Fe^{3+}/maille sont incolores, et enfin d'autres grossulaires contenant 0,3 cations Fe^{3+}/maille sont fortement colorés en orange-rouge-brun.
- Il ne semble donc y avoir aucune corrélation entre la teneur en cations Fe^{3+} et la couleur des grossulaires, ce qui est en accord avec les études d'Allen et Buseck (1988) sur l'influence du vanadium dans les tsavorites du Kenya et ceux de Kobayashi et Shoji (1984) sur les hydrogrenats artificiels contenant des OH^-. Ces auteurs ont en effet respectivement vérifié et démontré que les substitutions en site octaédrique n'ont que peu d'effet sur les spectres d'absorption et donc sur la structure des grossulaires.
- Les cations Y^{3+} de la formule générale $X^{2+}{}_3\ Y^{3+}{}_2\ (SiO_4)_3$, sont localisés dans des sites octaédriques non perturbés et ne sont donc pas responsables de la coloration des grossulaires, ni de la biréfringence des grenats oranges d'Asbestos.
- Les cations Fe^{2+} et Mn^{2+} ont une forte incidence sur la coloration rouge du grossulaire.
- Ces cations forment à l'intérieur même du grossulaire, des solutions solides d'almandin $Fe_3Al_2(SiO_3)_4$ et de spessartine $Mn_3Al_2(SiO_3)_4$. Ces deux grenats pôles limites sont très fortement colorés en rouge, et grâce à leur pouvoir couvrant, ils parviennent à colorer macroscopiquement l'ensemble des grossulaires.

Il ressort de cette étude que les grossulaires provenant de rodingites comme les grenats d'Asbestos sont les plus riches en OH^-, alors que ceux provenant de skarns sont les plus pauvres en groupement hydroxyles.

5. THEORIE DES LIGANDS

OU LA COLORATION PAR ABSORPTION DE LA LUMIERE PAR LES IONS DE TRANSITION 3d

5.1 Principe

La cause principale de la coloration des minéraux à éclat non métallique : vitreux, adamantin, etc., réside dans la présence d'ions positifs (ou cations) d'éléments de transition dans le minéral. Les éléments de transition sont représentés dans le tableau périodique des éléments. Ils sont définis comme étant des éléments qui possèdent des couches électroniques d et/ou f (pour les actinides et les lanthanides (appelés aussi terres rares)).

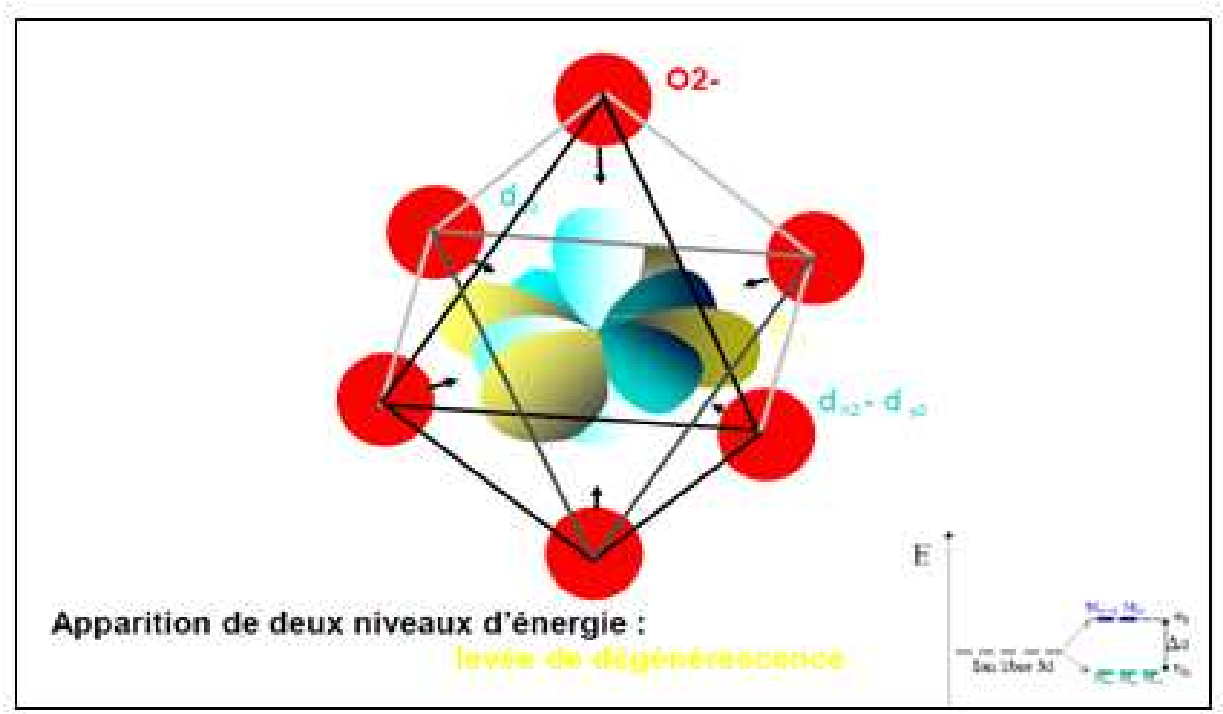


Figure 56 : Couleur : Dégénérescence des orbitales 3d de cations métalliques (pour la simplification du schéma les orbitales dxz et dyz ont été « effacées») La présence du champ électrostatique négatif su ligand (oxygène) repousse les orbitales dx2-dy2 et dz2 vers le noyau du cation. Ces orbitales vont alors repousser les orbitales dxy vers l'extérieur

Les principaux ions responsables de la coloration des minéraux sont ceux de la 4ème ligne dont la structure électronique est 1s2 2s2 2p6 3s2 3p6 4s2 3dx, x=1 à 9, c'est à dire les ions du scandium Sc, du titane Ti, du chrome Cr, du manganèse Mn, du fer Fe, du cobalt Co et du cuivre Cu (le zinc Zn est à part), et dans une moindre mesure l'yttrium Y, le cérium Ce ou l'uranium U…

Considérons, les éléments structuraux trivalents des grenats : typiquement Fe^{3+}, Cr^{3+}, Mn^{3+} et V^{3+}.Ils sont situés en site octaédriques et reliés à 6 anions O^{2-} similaires. La présence des ligands, les anions O^{2-} dans notre cas, perturbent l'environnement électrostatique du cation métallique. Les orbitales atomiques du cation dx2-dy2 et dz2, orientées vers ces ligands, sont repoussées par les forces coulombiennes vers le cœur du cation. L'énergie de ces orbitales, ainsi plus proche du noyau positif du cation s'en trouve alors accrue. Au contraire, les orbitales dxy qui ne sont pas orientées vers les ligands, sont repoussées vers l'extérieur du cation et leur énergie s'en trouve ainsi réduite.
Les orbitales qui auraient en l'absence de ligand, toute la même énergie E, se trouvent scindées en deux groupes par la présence des ligands, les dx2-dy2 et dz2 dont l'énergie est $e_2 = E + 5/9\ \Delta 0$, et les dxy, dxz et dyz dont l'énergie est $t_{2d} = E + 5/9\ \Delta 0$. On dit qu'il y a levée de dégénérescence.

Du fait, de la présence de ces deux niveaux d'énergie, le cation est sensible à la lumière. L'arrivée de photons sur le cation peut permettre le saut d'un électron du niveau t_{2d} au niveau e_2, moyennant l'absorption de l'énergie $\Delta 0$.
Comme l'énergie d'un photon s'écrit sous la forme $E = h\nu$

Où h est la constante de Planck
ν la fréquence du photon

$$\boxed{E = \Delta 0 = h\nu}$$

Selon l'amplitude du gap $\Delta 0$, la couleur du photon correspondant diffère, modifiant ainsi le domaine d'absorption du cation et par conséquent la couleur du minéral.

D'une manière plus générale, le gap $\Delta 0$, est fonction de :

- La symétrie (octaédrique, tétraédrique, …)
- La taille du cation
- La charge du cation
- La nature de la liaison (purement ionique ou covalente)

Par exemple :

Cr^{3+} en site octaédrique distordu dans le rubis
- ➔ possède des liaisons ioniques avec les oxygènes
- ➔ le gap $\Delta 0$ est élevé
- ➔ la fréquence de la lumière absorbée est élevée (absorption du bleu)
- ➔ couleur rouge du rubis

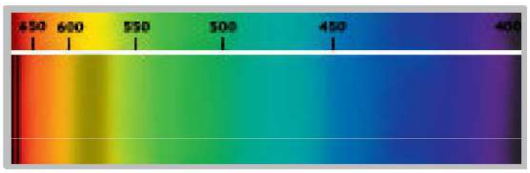
Cr^{3+} en site octaédrique dans l'émeraude
- ➔ possède des liaisons covalentes avec les oxygènes
- ➔ le gap $\Delta 0$ est faible
- ➔ la fréquence de la lumière absorbée est faible (absorption du rouge)
- ➔ couleur verte de l'émeraude

La coloration par les éléments de transition 3d est aussi bien allochromatique (présence de titane dans la mélanite) qu'idiochromatique (Fe^{2+} dans l'almandin).
Cependant, comme cette coloration est très intense, 2 à 3% d'éléments suffisent à colorer les grenats,

5.2 Colorations induites par les cations 3d

Voici les couleurs induites par les spectres d'absorption des cations métalliques 3d suivants, en fonction de leur charge et de leur site dans la maille élémentaire des grenats :
Ces spectres sont définis pour des matériaux purs. Il ne faut pas omettre que dans le cas de solutions solides comme les grenats, plusieurs cations 3d peuvent coexister dans le grenat global et ainsi engendrer des combinaisons d'absorption et conduire à diverses nuances comme on peut le voir dans la Table 9.
.

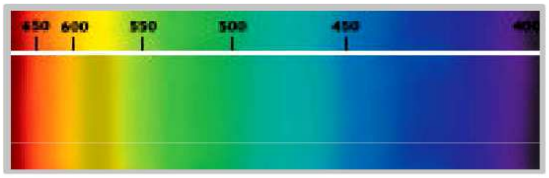
- Cr^{3+} en site octaédrique



- LARGE BANDE 570 – 600 nm : JAUNE
- 2 RAIES FINES : 660 et 665 nm : ROUGE

⇨ VERT SOMBRE

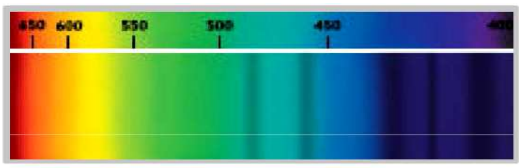
- V^{3+} en site octaédrique



- LARGE BANDE FLOUE ET FAIBLE 570 – 600 nm : JAUNE

⇨ **VERT**

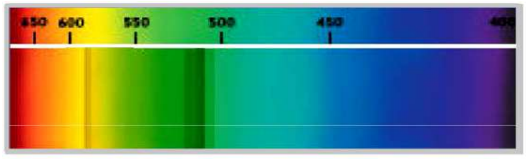
- Mn^{2+} en site cubique



- BANDE LARGE 400 - 410 nm : VIOLET
- BANDE FINE 420 nm : BLEU SOMBRE
- BANDE LARGE 430 - 440 nm : BLEU SOMBRE
- BANDE FINE 455 nm : CYAN
- BANDE FINE 480 nm : CYAN

⇨ **ORANGE**

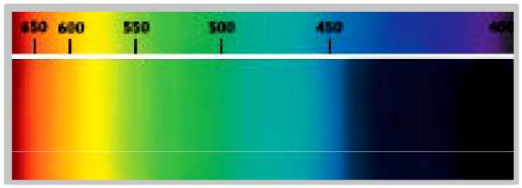
- Mn^{3+} en site octaédrique



- BANDE FINE 513 nm : VERT
- BANDE FINE 578 nm : JAUNE

⇨ **ROSE**

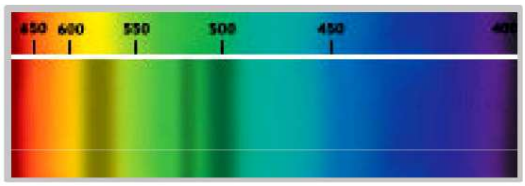
- Fe^{3+} en site octaédrique



- BANDE LARGE < 400 nm : BLEU - VIOLET

⇨ **VERT POMME**

- Fe^{2+} en site cubique



- BANDE LARGE 490 – 510 nm : BLEU VERT
- BANDE FINE 520 nm : VERT
- BANDE LARGE 520 – 580 nm : JAUNE

⇨ **ROUGE BRUN**

D'où le tableau de couleur idiochromatique des grenats

Cation	Symétrie	Couleur	Grenat
V^{3+}	octaédrique	vert	TSAVORITE
Cr^{3+}	octaédrique	vert	UVAROVITE
Mn^{2+}	cubique	orange	SPESSARTITE
Mn^{3+}	octaédrique	rose	GROSSULAIRE MEX
Fe^{3+}	octaédrique *	vert pomme	ANDRADITE
Fe^{3+}	octaédrique **	Rouge violet	PYROPE
Fe^{2+}	cubique	rouge	ALMANDIN PYROPE

* Dans les silicates ferriques
** Couleur pâle lorsque les ions Fe3+ sont isolés les uns des autres par des ions silicates

Table 9 : Couleur idiochromatique des grenats en fonction des cations métalliques 3d présents et de leur localisation dans la structure du grenat.

6. LA COLORATION PAR TRANSFERT DE CHARGE

Dans certains cas de coloration, ce saut d'électron dû à son excitation par la lumière ne s'effectue pas entre ces niveaux 3d. L'électron est parfois plus délocalisé, non plus autour d'un seul atome, mais au sein d'un groupement d'atomes ou molécule. Le transfert de cet électron s'effectue alors dans ce groupement, dans les orbitales moléculaires : on parle de transfert de charge.

Souvent ce transfert de charge intervient entre deux ions de charges différentes.

6.1 Transfert de charge $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$

Dans le cas de l'aigue-marine, il y a deux cations Fe^{2+} et Fe^{3+} voisins, tous deux en substitution de l'aluminium en sites octaédriques empilés parallèlement à l'axe hexagonal du minéral. Il peut alors y avoir transfert d'un électron entre ces deux cations, tout en respectant la neutralité de l'ensemble. L'absorption de ce phénomène intervient fortement dans le jaune et l'orange, colorant ainsi le béryl en bleu. Il est à noter que si la concentration en Fe^{2+} augmente, les transferts s'effectueront plutôt entre Fe^{3+} et O^{2-} comme dans le cas précédent et la coloration est décalée vers le vert puis le jaune.

6.2 Transfert de charge $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$

Selon les travaux de E. Fritsch, repris par Dominique Flies dans son mémoire de gemmologie, le transfert de charge $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$ est l'une des causes principales de la coloration des grenats, nous allons donc nous y intéresser de plus près.

6.2.1. Localisation du titane Ti^{4+}

Les grenats naturels riches en titane, habituellement dénommés mélanite et schorlomite diffèrent des autres grenats naturels. Ainsi, par exemple, la grande majorité des grenats se forment principalement dans des zones métamorphiques alors que les grenats titanifères se forment davantage dans les roches ignées alcalines sous saturées. De même, la chimie des grenats titanifères est nettement plus complexe car le silicium n'occupa pas la totalité des sites tétraédriques et l'électroneutralité impose donc qu'il y ait un excès de cation bivalents et un défaut en cation trivalent.
Huggins et al ont donc cherché à définir, par spectroscopie Mossbauer, la structure et l'occupation des sites des grenats titanifères. Auparavant, Tarte (1959-1965) et Howie et Wooley (1968) ont déterminé que le

titane venait en substitution du silicium. Mais par la suite, Dowty et Mark (1968), Moore et White (1971) sont arrivés à la conclusion que Al^{3+} et Fe^{3+} venaient également en substitution au silicium.
Or, il est connu que Al^{3+} pouvait s'intégrer en lieu et place de Si dans les tétraèdres de silice SiO_4, bien que ce soit en désaccord avec les règles de substitution de Goldsmith puisque le rayon de Al^{3+} est supérieur de plus de 15% de celui de Si^{4+} (Al^{3+} : 0,50 Å; Fe^{3+} : 0,67 Å; Si^{4+} : 0,41 Å).
Selon des considérations, non seulement de dimension du rayon ionique mais également d'électroneutralité, il apparaît que l'ordre d'affinité décroissant pour la localisation sur les sites tétraédriques est :
Al ≥ Fe>Ti (r Ti^{4+} = 0,68 Å).
Il est donc possible de considérer que le titane soit presque exclusivement localisé dans les sites octaédriques.

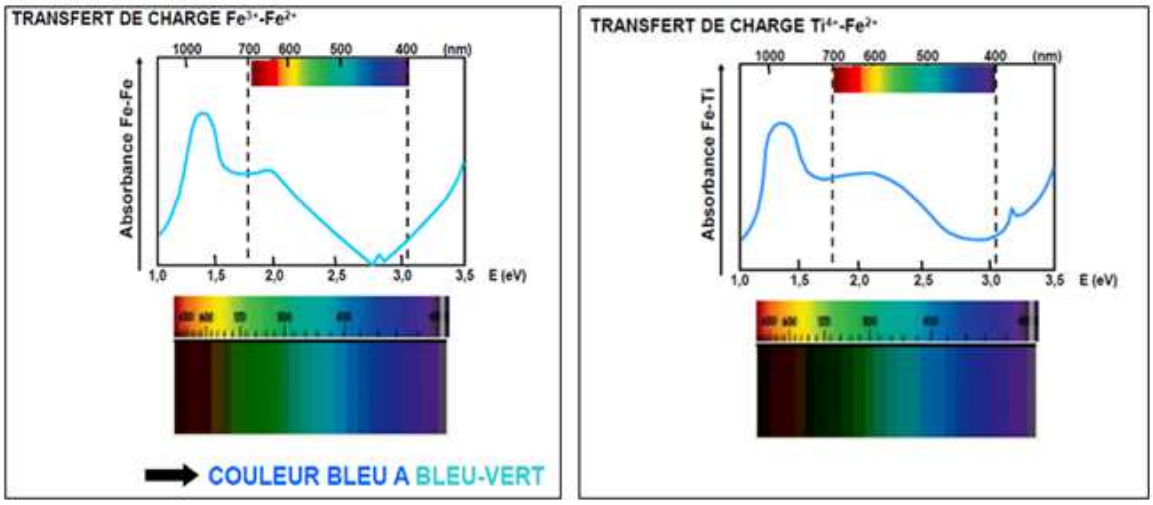


Figure 57 : Couleur : Spectre d'absorption des transferts de charge $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$ et $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$, ainsi que la coloration induite des minéraux qui présentent ces phénomènes

6.2.2. Transfert de charge

Le transfert de charge $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$ est en fait le saut d'un électron :

$$\begin{array}{c} Fe^{2+} : d^4 : t_{2g}^3\, e_g^1 \\ Ti^{4+} : d^0 : t_{2g}^0\, e_g^0 \end{array} \longrightarrow \begin{array}{c} Fe^{3+} : d^3 : t_{2g}^3\, e_g^0 \\ Ti^{3+} : d^1 : t_{2g}^0\, e_g^1 \end{array}$$

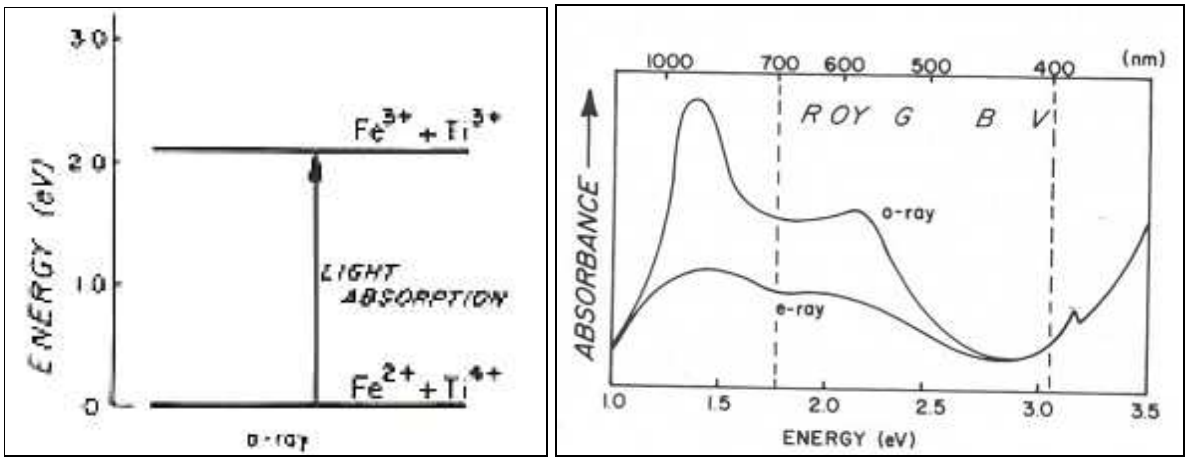


Figure 58 : Couleur : Transfert de charge Fe^{2+} - Ti^{4+} dans le cas du saphir

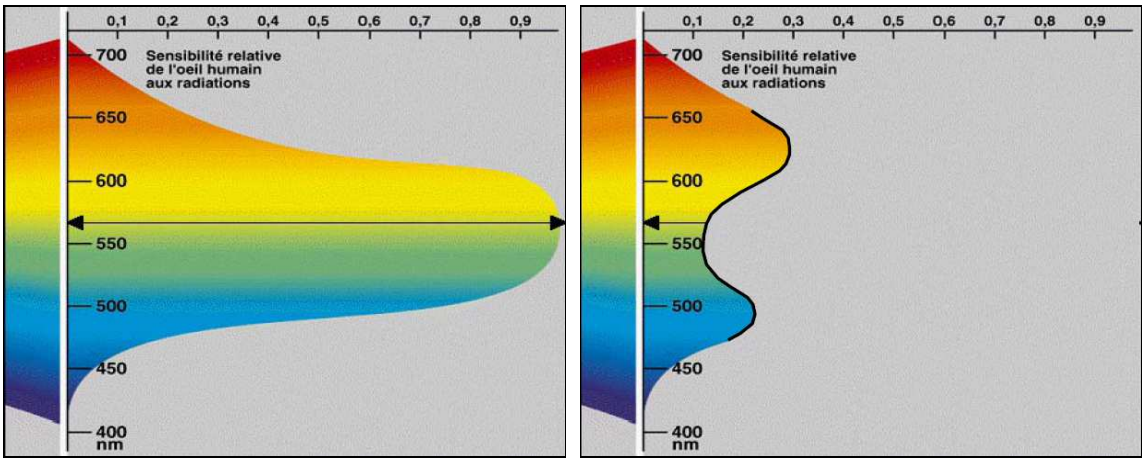


Figure 59 : Couleur : Couleurs et longueurs d'onde correspondantes
la sensibilité de l'œil humain est affichée en ordonnée, plus la largeur d'une bande correspondante à une longueur d'onde est importante, plus l'œil humain est sensible à cette longueur d'onde
la sensibilité de l'œil a été tronquée de la lumière absorbée par le transfert de charge Fe^{2+} - Ti^{4+},

6.2.3. Absorption

L'absorption du transfert de charge Fe2+-Ti4+se trouve dans le domaine 520-620 nm (typiquement 19 000 cm-1). Ce qui est assez diffus et surtout peut être confondu avec la bande d'absorption du transfert de charge Fe2+-Fe3+ (606 nm – 16500 cm-1).

L'œil va donc percevoir un mélange de jaune-orange, et de bleu dans une moindre mesure, à cause de sa sensibilité aux différentes couleurs.
Le transferts de charge $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$ conduit à une couleur des grenats, jaune-brun.

Figure 60 : Couleur : Panel de couleurs de grenats

Grossulaire, Utah, USA	**Grossulaire, Mali**	**Tsavorite, Tsavo, Kenya**
Hessonite, Asbestos, Canada	**Hessonite, Val d'Ala, Italie**	**Mélanite, Mali**
Grossulaire, Madagascar	**Grossulaire, Mali**	**Topazolite, USA**
Andradite, Pérou	**Andradite, Russie**	**Démantoïde, Val Malenco Italie**
Andradite, Afrique du sud	**Andradite, Maroc**	**Mangano grossulaire, Mexique**
Uvarovite, Russie	**Spessartine, Chine**	**Almandin, Collobrières, France**

7. LES GRENATS ET LEUR COULEUR

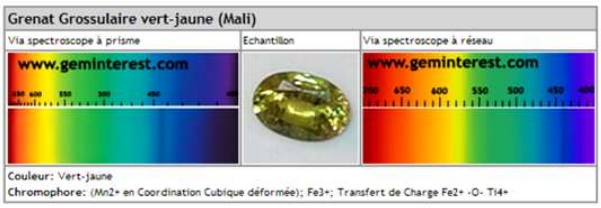
7.1 Grossulaire

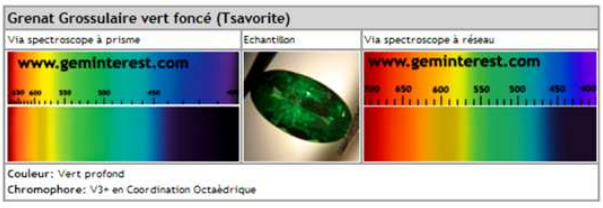
Ne renfermant pas de cations 3d dans sa forme pôle limite pur, le grossulaire est naturellement incolore. Toutefois, c'est absence de couleur idiochromatique le rend particulièrement sensible à la substitution d'éléments structuraux Ca^{2+} et Al^{3+}, par des cations V, Cr, ainsi qu'à la solution solide d'autres grenats.

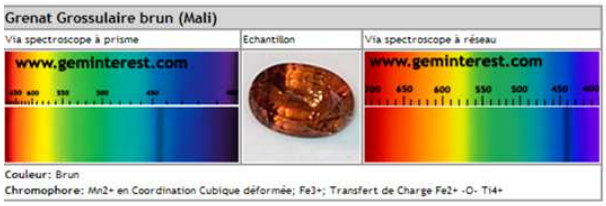
Ainsi, les grossulaires peuvent prendre la totalité des couleurs recensées pour les grenats :

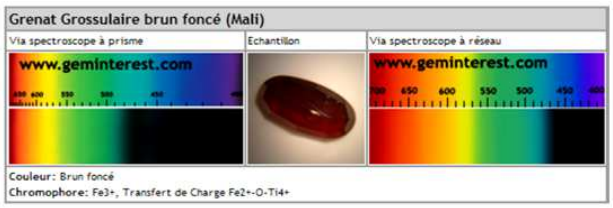
- Le grossulaire vert ou tsavorite
  Il est coloré non pas par le chrome, mais avant tout par la présence de vanadium V^{3+}.
- Le grossulaire orange ou hessonite
  Selon Lind et Bank, 1997, la coloration des hessonites serait due au transfert de charge Fe^{2+}-Fe^{3+}. Emmanuel Fritsch, et Flies 2008, privilégie de leur côté le transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+}.

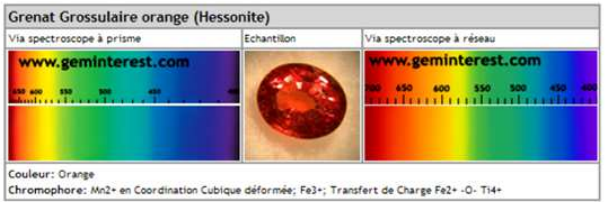
La coloration orangée peut également être due à la présence de Mn^{2+} en site pseudo cubique, sous la forme de solution solide de spessartine, et/ou par la présence de Fe^{2+} en site pseudo cubique, sous la forme de solution solide d'almandin.







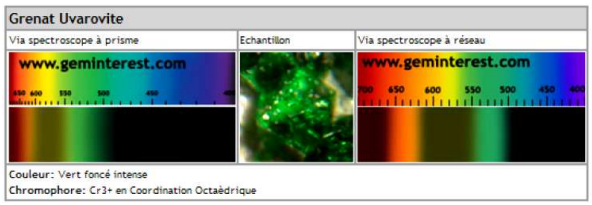




7.2 Uvarovite

L'uvarovite est le grenat coloré par excellence. Compte tenu que le chrome Cr^{3+} en site pseudo cubique parvient à colorer en vert tous les autres grenats dès que leur teneur en uvarovite atteint quelques pourcents, le pôle limite uvarovite ne peut être de d'une couleur verte très prononcée, et très sombre.

Toutefois, les cristaux d'uvarovite ont des dimensions toujours très limitées et ne sont pas ou peu utilisées comme gemme contrairement aux tsavorites.



7.3 Spessartine

Les spessartines ont la particularité d'être colorée idiochromatiquement par la présence de manganèse Mn^{2+} en site pseudo cubique.
Toutefois, cette coloration peut varier en fonction de la présence d'autres éléments :

- cette coloration peut virer au rouge sang pour les spessartines des pegmatites dont la teneur en almandin peut avoisiner les 50%mol
- une teneur importante (aux alentours de 30-50%mol) de pyrope avec présence de quelques pourcents de Cr^{3+} confère aux spessartines l'étrange pouvoir de paraître sous différentes nuances de couleur en fonction de la nature de la lumière incidente. On parle de grenats « change couleur » (cf. paragraphe s'y reportant)

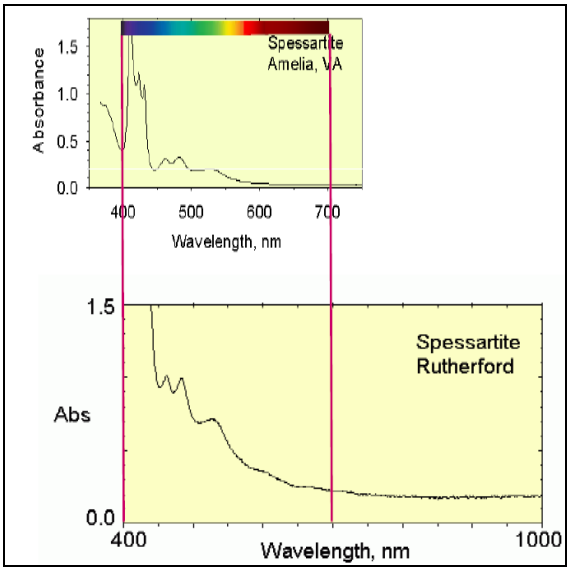
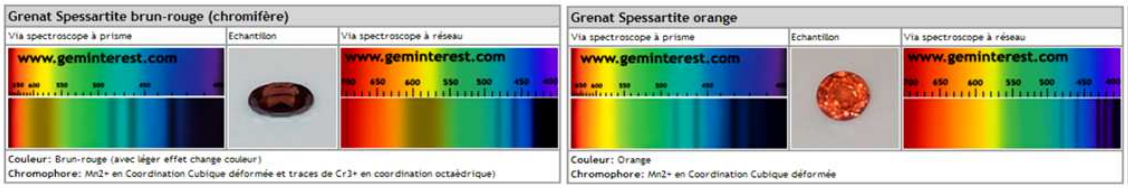
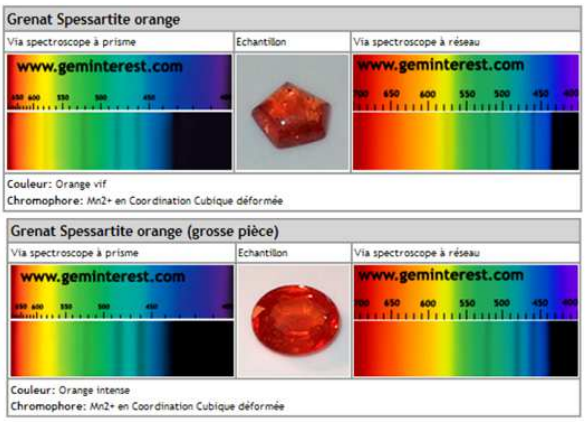


Figure 61 : Couleur : Spessartine : Spectres d'absorption de deux spessartines quasi pures.





7.4 Andradite

L'andradite est le grenat qui présente la plus large palette de couleur, allant du jaune (découvertes 2017 au Mali), au vert (démantoïde, Ambanja), puis au brun, allant jusqu'au noir profond (mélanite, Mali).

Toutefois, ce large panel est à relativiser, car en fait la couleur idiochromatique de l'andradite est le vert pâle. Cette coloration a pour origine la présence du fer sous sa forme Fe^{3+} en site octaédrique, qui engendre deux bandes d'absorption à 573 et 620 nm (parfois ramené à une large bande centrée vers 600 nm) (Moore et White, 1972). Par la suite Rondeau et Fritsch (2009) ont confirmé cette action du Fe^{3+} sur les andradites vert pomme d'Ambanja à Madagascar.

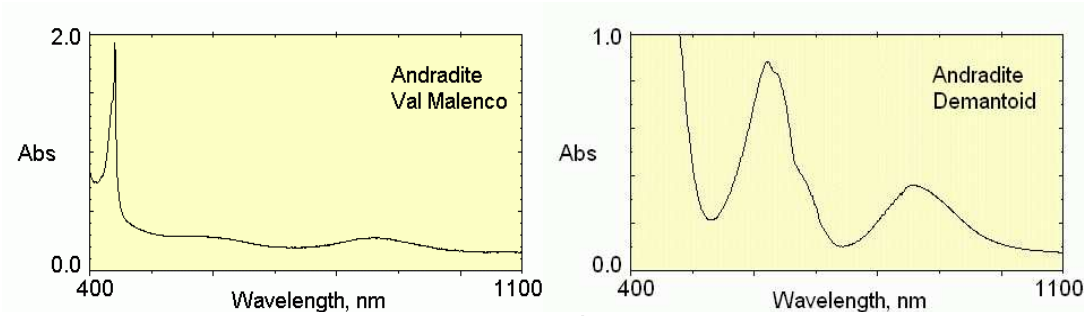
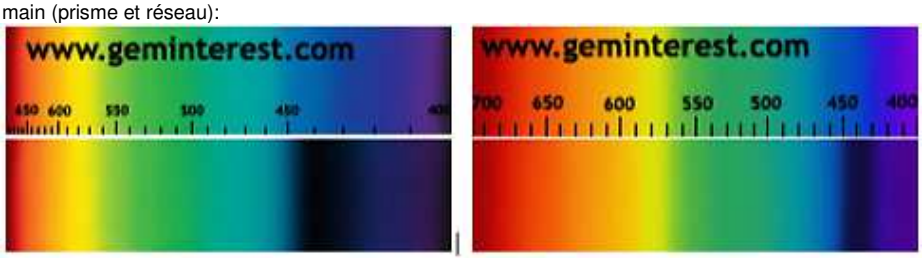


Figure 62 : Couleur : Andradite : Différents spectres d'absorption

a) Andradite quasi pure
b) Andradite démantoïde, avec présence de chrome Cr^{3+}

Spectroscope à main (prisme et réseau):



Spectromètre :

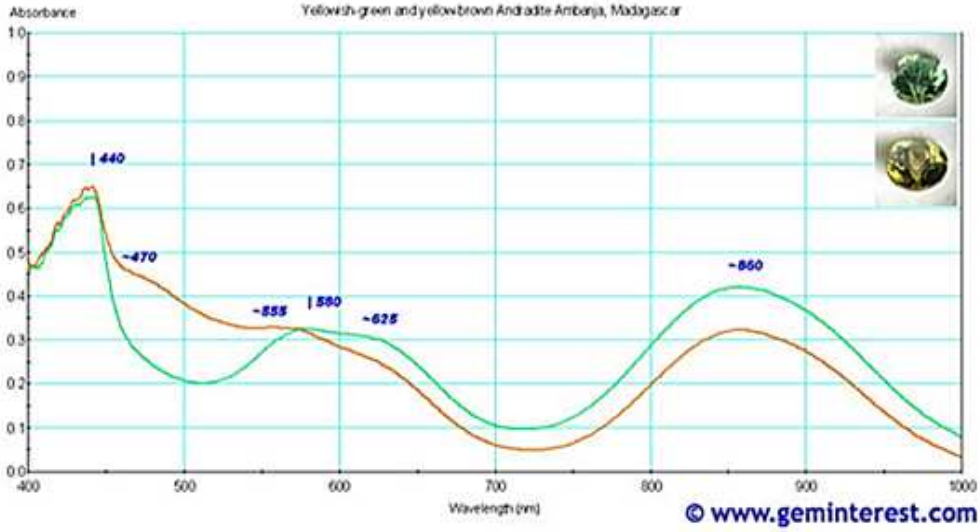


Figure 63 : Couleur : Spectroscopie des andradites d'Ambanja, Madagascar, Rondeau et Fritsch, 2009

En complément à cette couleur idiochromatique du vert pâle, La présence d'éléments secondaires tels que le titane et le chrome est ensuite responsable des différentes nuances observées :

- La présence de Ti^{4+} , qui engendre des transferts de charge $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$, modifie cette couleur en y adjoignant du jaune à jaune brun (Flies 2008, Rondeau et al, 2009). Les andradites prennent alors le nom de topazolite.

- L'andradite mélanite présente un spectre d'absorption continu caractéristique du transfert de charge Fe^{3+}-Ti^{4+}, tel que décrit par Moone et White (1971). Ce transfert de charge a pour effet, d'absorber suffisamment de lumière pour que la mélanite paraisse noire. En tout été de cause, ce noir est en fait un brun très profond qui apparaît plus clairement sur les lames minces de ces grenats.

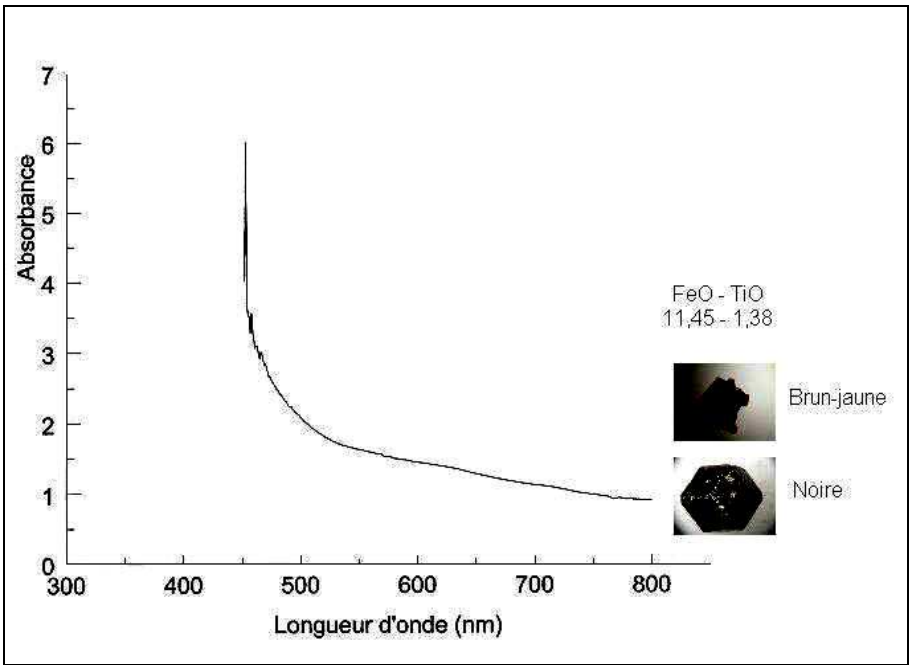
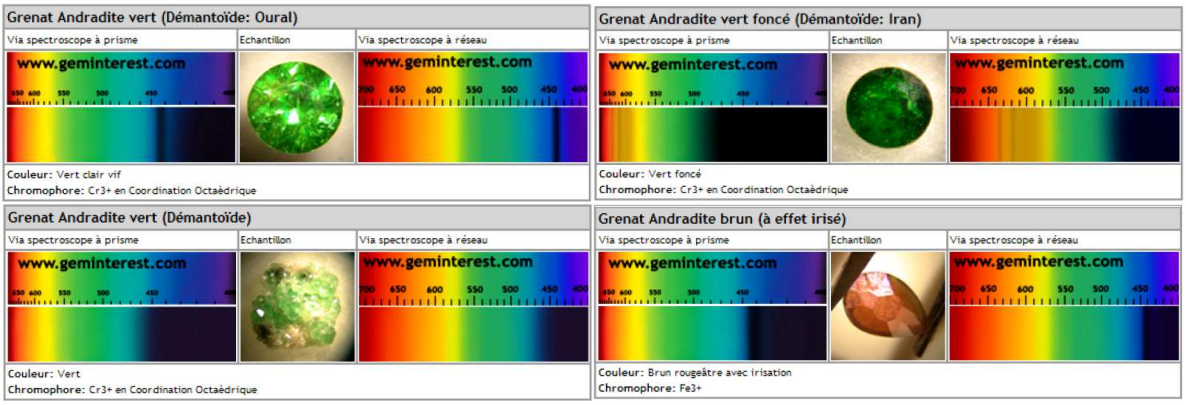


Figure 64 : Couleur : Andradite mélanite : spectre d'absorption montrant une absorbance régulière (sans pics) due à la présence du transfert de charge Fe-Ti.

- L'andradite démantoïde est coloré en vert par la présence de Cr^{3+} (Anderson, 1954-1955 ; Stockton et Manson, 1983-1984). Son spectre d'absorption présente une large et forte absorption située vers 620 nm (Amthauer, 1976) plus une à 640 nm. Quelle que soit la teneur en chrome, son pouvoir couvrant est tel que sa simple présence a une incidence très notable sur la coloration verte du démantoïde (1,2 % de Cr dans les démanto¨des de Chamrousse).



7.5 Pyrope

Ne renfermant pas de cations 3d dans sa forme pôle limite pur, le pyrope est naturellement incolore. Toutefois, cette absence de couleur idiochromatique le rend particulièrement sensible à la substitution d'éléments structuraux Mg^{2+} et Al^{3+}, par des cations 3d, ainsi qu'à la solution solide d'autres grenats.
En particulier les grenats rhodolites, solutions solides intermédiaires entre les pôles limites almandin-pyrope, peuvent couvrir toute la gamme du rose au brun en passant par le rouge, en fonction de la concentration relative des deux pôles dans le grenat réel.

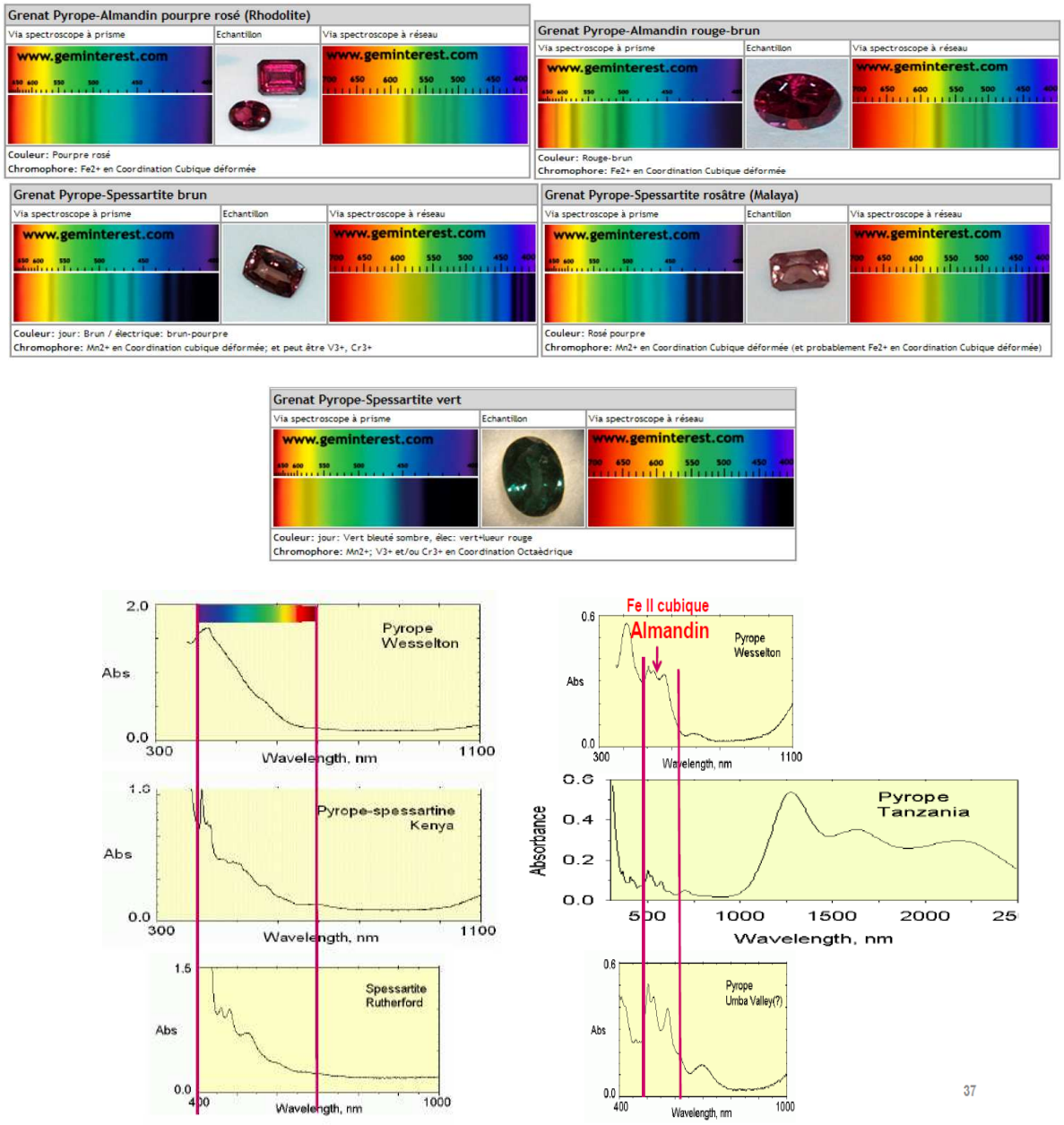


Figure 65 : Couleur : Pyrope : Spectres d'absorption
Spectre d'absorption d'un pyrope pur, Wesselton, il n'y a pas de bande d'absorption due à la présence de cations 3d
Spectres d'absorption de deux pyropes renfermant une solution solide de spessartine à gauche et de trois pyropes naturels renfermant une solution solide d'almandin à droite. Ces grenats présentent des bandes d'absorption qui vont colorer les pyropes.

7.6 Almandin

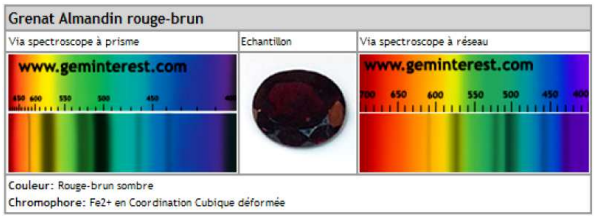
L'almandin est le pôle limite de la série Pyralspite le plus fréquemment rencontré dans la nature. Ces éléments structuraux aluminium, silicium oxygène et fer étant les éléments en quantité dominante dans l'écorce terrestre. On a donc tendance à assimiler la couleur des grenats en général, à la couleur de l'almandin, à assimiler la couleur grenat à la pierre fine grenat. Or, s'il est vrai que la grande majorité des grenats sont quantitativement rouge brunâtres, cette gamme de couleur ne représente en fait qu'une faible proportion de toute la gamme de composition des grenats.

D'ailleurs la couleur du pôle limite almandin est le pourpre plus ou moins violacée. Elle est due à la présence de Fe^{2+} en site pseudo-cubique (Manning, 1967b), qui provoque des bandes d'absorption relativement larges situées à 503, 525, 569 et 687 nm, (d'autres bandes à 459 et 610 nm sont citées par Flies,2008). Les couleurs les moins absorbées sont donc le bleu-violet et le rouge-rangé, formant ainsi par addition une coloration pourpre.

Les rhodolites, solutions solides de pyrope (incolores) et d'almandin, trouvent d'ailleurs leur attrait dans ses teintes roses à pourpre selon les concentrations relatives en l'un ou l'autre des deux pôles limites.

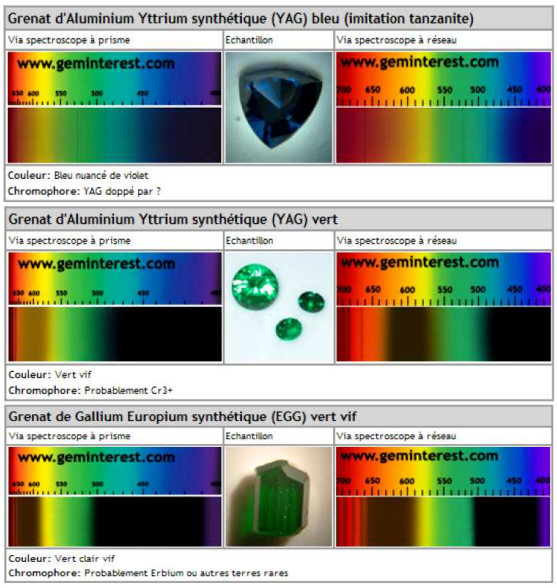
Les grenats almandins peuvent également tirer davantage vers le rouge brun si la composante bleu-violet de leur coloration normale vient à être absorbée. Cela se produit principalement dans deux cas :

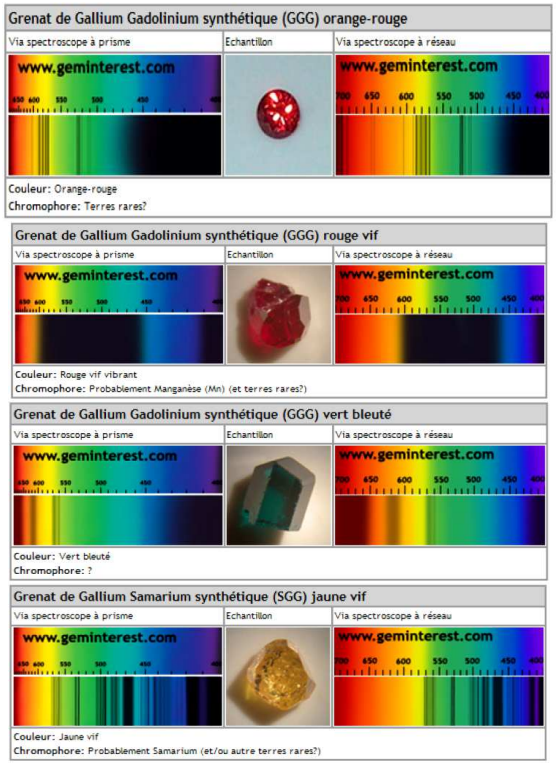
- Présence de titane avec absorption par le transfert de charge Fe^{2+}-Ti^{4+} (Flies 2008)
- Présence de Fe^{3+} en site octaédrique



7.7 Grenats artificiels

Voici quelques exemples de grenats artificiels qui présentent un panel de couleur sans limite, si ce n'est l'imagination des chercheurs ou le nombre d'éléments chimiques pouvant donner des cations 3d.





8. GRENATS PARTICULIERS

8.1 Grenats « change couleur »

8.1.1. Quelques exemples

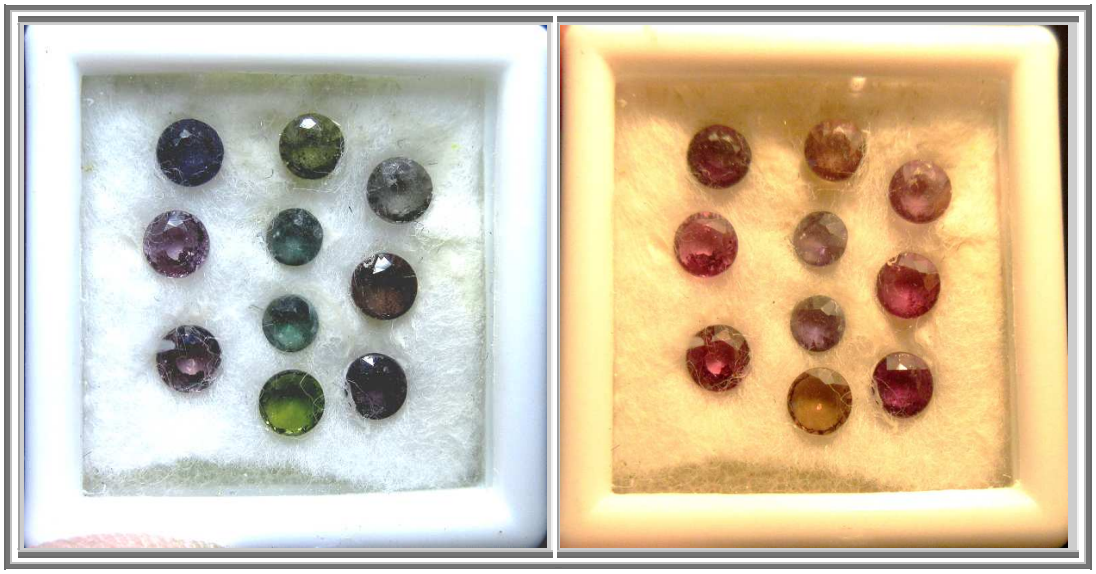


Figure 66 : Couleur : Change couleur : Grenats « change couleur », Collec. perso

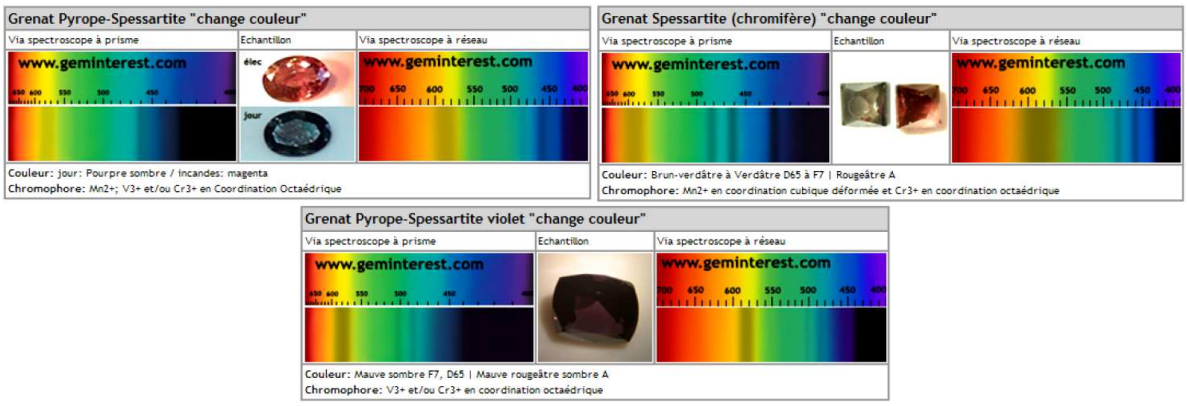


Figure 67 : Couleur : Change couleur : Grenats « change couleur »
avec le spectre d'absorption et les cations 3d responsables de leur particularité

8.1.2. Mécanisme

Les grenats « change couleur » sont des grenats dont la particularité est de ne pas paraître de la même teinte selon la nature de la lumière incidente sous laquelle on les regarde, comme pour les fameuses fluorines de Rogerley.

Il s'agit de grenats de la série pyrope-spessartine $(Mg_x\ Mn_{1-x})_3\ Al_2\ [SiO]_4$, dont les éléments 3d (Fe, V, Cr) de substitution des éléments structuraux des grenats ainsi que le manganèse Mn^{2+} du pôle spessartine provoquent différentes absorptions en fonction de leur nature et de leur concentration.

La lumière blanche est en fait, une lumière dont le spectre est non seulement continu, mais surtout avec une proportion importante de photons dans le domaine des longueurs d'onde courtes (violet-bleu) alors que la lumière incandescente est une lumière dite plus chaude, avec une proportion plus importante dans le domaine des longueurs d'onde longues (jaune-rouge).

Or, la présence d'éléments chimiques dans le grenat, provoquant une absorption dans le domaine du jaune-vert, associée à l'absorption du transfert de charge Fe-Ti, qui se traduit par une absorbance constituée d'un pic important dans le domaine du jaune-vert, qui dépend de la nature de l'élément 3d présent, et d'une bande vers le violet.

Ainsi, selon que la lumière incidente soit « froide » ou « chaude », l'absorption de la lumière par le grenat, va éteindre respectivement soit les couleurs chaudes (jaune-rouge) de la lumière incidente, et le grenat apparaîtra bleu à pourpre, soit les couleurs froides (bleu-violet), et le grenat apparaîtra rouge-orangé.

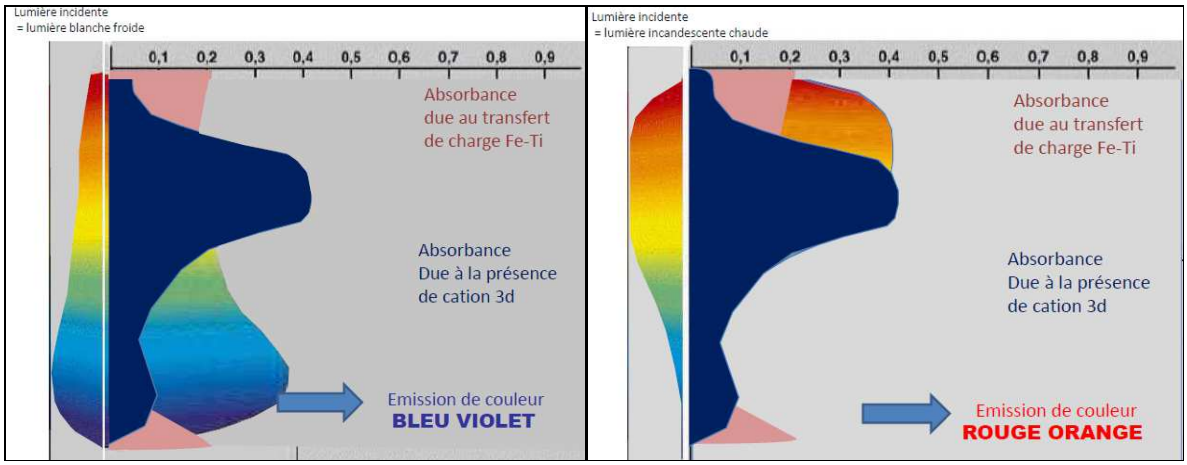


Figure 68 : Couleur : Change couleur : Mécanisme de coloration des grenats

Composition (% mol)	Grenat A Bleu-vert / pourpre	Grenat B Jaune verdâtre / rose	Longueur d'onde bande d'absorption associée (nm)
Pyrope	43-51	37	
Spessartine	36-44	47	408, 422, 483
Almandin	5- 7	3	429 (Fe III) – 459 (Fe II)
Grossulaire	1-3	10	
Eléments en substitution (% pds)			
V_2O_3	0,89 – 1,25	0,64	571
Cr_2O_3	0,14 - 0,36	0,53	570

Table 10 : Couleur : Change couleur : Composition de deux grenats de la région de Békily.

Le spectre d'absorption du grenat présente deux bandes : la première aux alentours de 500-600 nm, est due à la présence de cations 3d et donc elle fluctue en fonction de la nature du cation 3d ($V^{3+}Fe^{3+}$, Cr^{3+}) ; la seconde est due au transfert de charge Fe-Ti et se situe dans le domaine de l'orange-rouge.

a) La lumière incidente est de la lumière blanche riche en bleu-violet.
La partie bleu-violet de cette lumière n'est que faiblement absorbée, le domaine du vert-jaune est fortement absorbé et le domaine du rouge, bien que faiblement absorbé, n'est présent qu'en faible proportion dans la lumière incidente demeure minoritaire après absorption.
Le grenat apparaît donc bleu à pourpre

b) La lumière incidente est de la lumière incandescente riche en jaune-rouge
La partie bleu-violet de cette lumière est que faiblement absorbée mais minoritaire dans la lumière incidente, elle le reste après absorption par le grenat, le domaine du vert-jaune est fortement absorbé et le domaine du rouge n'est que faiblement absorbé. Le grenat apparaît donc rouge orangé.
Sur la partie de gauche des figures sont représentées une « image » de la lumière incidente avec en abscisse la longueur d'onde et en ordonnée l'intensité relative du faisceau. Cette « image » est reprise, dilatée, dans la partie droite de la figure de manière à faire apparaître les longueurs d'ondes qui ne sont que faiblement atténuée par absorption

8.1.3. Influence de la nature et de la concentration en cations 3d

Les proportions de Mn^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, V^{3+}, Cr^{3+} jouent un rôle important dans les nuances de coloration exprimées par les grenats change couleur. Voici comme exemple, deux grenats change couleur de la région de Békily. Le grenat A apparaît bleu-vert sous la lumière du jour, pourpre sur la lumière incandescente. Le grenat B apparaît jaune verdâtre sous la lumière du jour et rose sous la lumière incandescente.

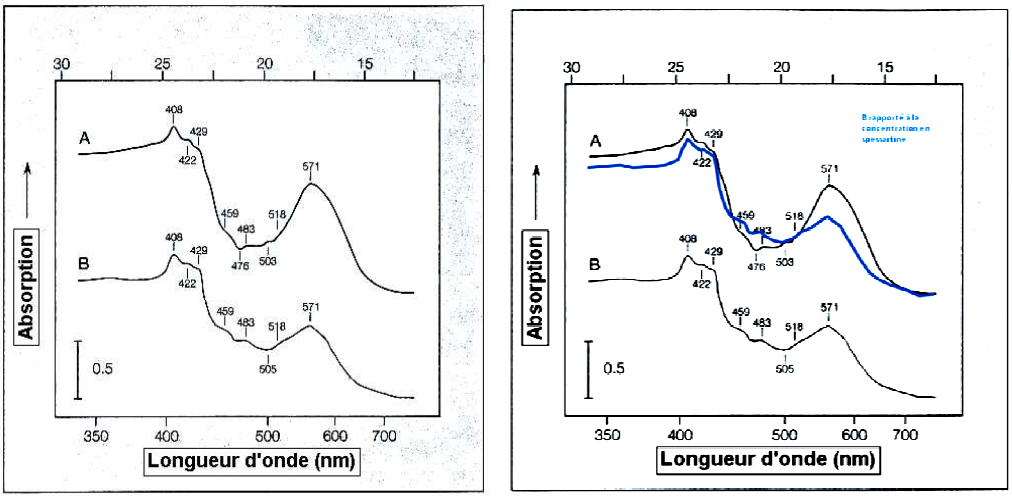


Figure 69 : Couleur : Change couleur : Spectre d'absorption de deux grenats change couleur de Bekily

Les caractéristiques de coloration et les compositions sont précisées dans le tableau attenant ci-dessus
Les bandes d'absorption dues au chrome et au vanadium ne peuvent être dissociées, ces deux éléments doivent être considérés comme un ensemble.

Il convient de rétablir l'amplitude des spectres d'absorption sur le pic 408 du spessartine en tenant compte de la concentration en spessartine de ces deux grenats, pour comparer les contributions de chaque élément chimique à l'absorption globale des gemmes. Le spectre du grenat B montre alors une absorption plus faible pour le pic Cr/V à 571 nm, correspondant à la lumière jaune. Sa couleur est donc enrichie en jaune par rapport à la couleur du grenat A.
Or, il n'y a que quelques centièmes de pourcentage massique de différence entre les deux grenats : aux alentours de 1,3%pds Cr/V dans le grenat A contre 1,17 %pds Cr/V dans le grenat B.
Ainsi une faible variation de concentration en cations 3d peut avoir une incidence très remarquable sur la coloration des grenats change couleur.

8.1.4. Influence de la concentration en cations Mn2+ ou en spessartine

L'une des particularités des spessartines est de renfermer une quantité importante de Mn^{2+} en site pseudo cubique, Mn^{2+} faisant partie de la liste des cations 3d. La spessartine possède donc une couleur idiochromatique, sa teinte est orange-rouge.

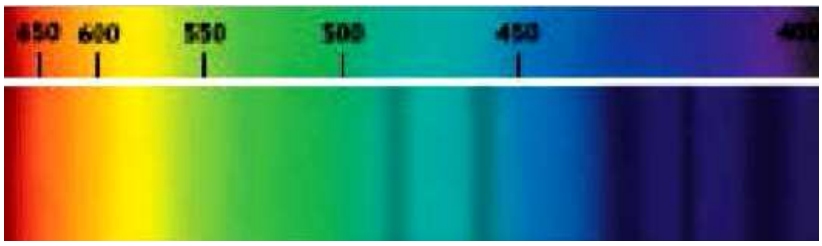


Figure 70 : Couleur : Change couleur : Spectre d'absorption de Mn^{2+} en site cubique

Compte tenu que la lumière du jour est riche en couleur froide (bleu-violet) et que Mn^{2+} a un fort pouvoir d'absorption dans ce domaine, les spessartines devraient apparaître sous la lumière du jour, rouge-orangé et sombre.
Alors que sous la lumière incandescente, plus riche en couleur chaude, bien que l'absorption des spessartines ait un effet analogue, elle sera proportionnellement moins importante que dans le cas de la lumière du jour. Les grenats spessartine doivent donc apparaître de couleur analogue sous la lumière du jour et sous une lumière incandescente, mais plus clairs sous la lumière incandescente.
Toutefois, comme l'intensité lumineuse des lampes à incandescence est inférieure à celle de la lumière du jour, cette particularité est difficilement observable.

Les figures suivantes reprennent les différents grenats à changement de couleur existant à Madagascar. Ces variétés de grenats sont classées par groupes en fonction de leurs couleurs suivant leurs environnements lumineux.

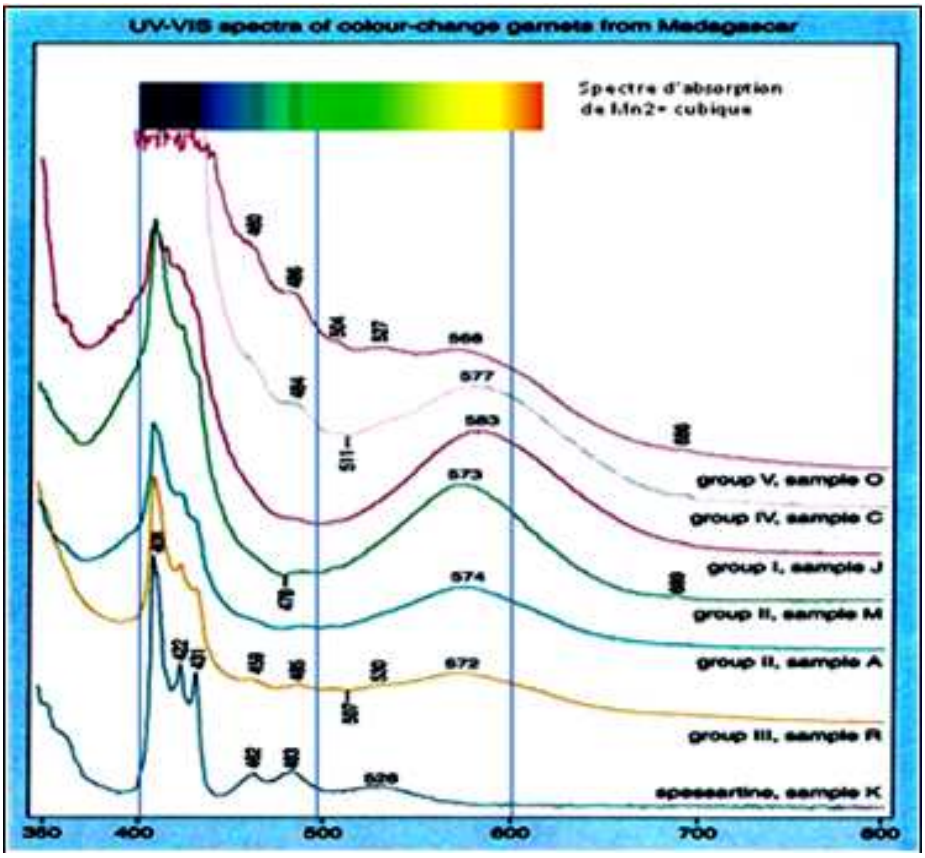


Figure 71 : Couleur : Change couleur : Spectre d'absorption en fonction de la teneur en spessartine
L'échantillon K est de la spessartine quasiment pure et l'on retrouve sur le spectre d'absorption, les raies caractéristiques de Mn^{2+} en site cubique.

Group	Samples	Daylight	Tungsten light	Colour change	References
Group I	J	blue	blue with purplish hue	very slight hue change	9, 11
Group II	A, B, D, F-I, L-N, O, T-W, Y, Z	blue-greenish blue	purplish-blue – purple	moderate – distinct	1, 2, 4, 6, 7, 11, 12
Group III	P, R, S	yellowish-green	pink – light purple	slight – moderate	3, 5, 6, 7, 11, 12, 13
Group IV	C, X	brownish-green	brownrish-red	moderate	6
Group V	O	brown	reddish-brown	very slight	

References:
1. Jobbins *et al.*, 1975
2. Johnson and Koivula, 1996a
3. Johnson and Koivula, 1996b
4. Johnson and Koivula, 1998a
5. Johnson and Koivula, 1998b
6. Koivula and Kammerling, 1988
7. Liu *et al.*, 1999
8. Manson and Stockton, 1984
9. Schmetzer and Oltersann, 1979
10. Schmetzer *et al.*, 1980
11. Schmetzer and Bernhardt, 1999
12. Stockton, 1982
13. Stockton and Manson, 1985

	Group I Sample J	Group II Sample M	Group II Sample A	Group III Sample R	Group IV Sample C	Group V Sample O	Spessartine Sample K
RI	1.763	1.767	1.748	1.760	1.781	neg.	neg.
SG	3.832	3.893	3.748	3.871	4.068	4.104	4.168
Oxide weight%							
MgO	10.45	41.78	15.25	10.49	4.21	0.87	b.d.
MnO	18.49	21.31	14.75	18.89	33.69	34.41	42.27
CaO	7.31	3.01	4.65	5.09	1.73	3.11	0.21
FeO	0.65	2.84	0.96	2.29	0.52	3.10	b.d.
Cr_2O_3	0.38	0.95	0.17	0.11	0.24	0.26	b.d.
V_2O_3	1.61	0.91	0.43	0.27	1.30	0.44	0.01
TiO_2	0.06	0.03	0.04	0.11	0.25	0.51	b.d.
Al_2O_3	21.12	20.48	22.70	21.67	19.99	20.06	20.88
SiO_2	38.63	38.81	41.47	40.22	37.22	37.65	36.65
Total	98.70	100.12	100.42	99.14	99.15	100.41	100.02
Endmember mol%							
Pyrope	39.3	42.6	55.4	40.1	16.9	3.6	0.0
Spessartine	39.5	43.8	30.5	41.0	76.9	80.1	99.4
Almandine	1.4	5.8	2.0	4.9	1.2	7.1	0.0
Uvarovite	1.1	2.9	0.5	0.3	0.8	0.8	0.0
Goldmanite	4.9	2.8	1.3	0.8	4.2	1.4	0.0
Grossular	13.8	2.1	10.4	12.8	0.1	6.9	0.6

For this table, only representative analyses of the studied colour-change garnets from Madagascar were chosen.
Cr_2O_3 was corrected for interference with vanadium – Kß, see section 'Materials and methods'.
b.d. – below detection limit. Endmember calculation after Deer *et al.*, 1992
neg. – negative RI, i.e. above upper limit of the TIR-refractometer at 1.785

Table 11 : Couleur : Change couleur : Caractéristiques des grenats gemmes dont les spectres d'absorption sont étudiés

L'étude comparative des différents groupes montrent que pour l'effet change couleur soit significatif, il faut conjointement que :

- La proportion de pyrope spessartine soit intermédiaire entre les deux pôles limites
  D'ailleurs, l'effet change couleur est maximal pour un rapport de concentrations [spessartine]/[pyrope] de 1.
- La teneur en V^{3+}+ Cr^{3+} soit « suffisante ».
  Soit [Cr+V], la concentration en mol% des pôles goldmanite + uvarovite.
  La comparaison des échantillons M et R montre qu'un rapport [spessartine]/[pyrope] de 1, n'est pas une condition suffisante. Avec une concentration [Cr+V] proche de 1%, l'absorption dans le jaune de l'échantillon R est nettement plus faible que celle de l'échantillon M dont la concentration [Cr+V] dépasse les 5 %.

D'autres informations peuvent être tirées de cette figure :

- L'échantillon R, avec une concentration [Cr+V] de 1%, n'a qu'une faible absorbance dans les longueurs d'onde du jaune-vert. La gemme apparaît donc jaune-verdâtre sous la lumière du jour. Alors que les autres échantillons, dont la concentration [Cr+V] est plus élevée, ce qui se traduit par une absorbance dans la gamme jaune vert plus intense, apparaissent bleus sous la lumière du jour.

- L'échantillon O absorbe la lumière dans les domaines du bleu-violet et du jaune comme les autres grenats change couleur mais également dans le domaine du vert (500-550 nm) : absorbance due aux 7 mol% d'almandin contenu dans ce grenat. Le seul domaine d'absorption faible du grenat O est donc situé au-delà de 600 nm et il apparaît rouge-brun.

8.1.5. Discussion

Les grenats change couleur ont la particularité d'avoir deux domaines de forte absorption : dans le domaine du bleu-violet, principalement due à la présence de Mn^{2+} en site cubique ; et dans le domaine du jaune due, à la présence de Cr^{3+} et/ou V^{3+}.

Les spectres d'absorption montrent que des teneurs en goldmanite + uvarovite de quelques pourcents suffisent pour avoir des intensités d'absorbance de l'ordre de grandeur de celles du spessartine 10 à 20 fois plus concentrées dans la solution solide du grenat réel.

Les domaines d'absorption dans le jaune des grenats change couleur est très large (au-delà des seules bandes d'absorption de Cr^{3+}/V^{3+}.

L'effet change couleur peut donc être interprété comme une interaction entre les différents cations Mn^{2+} - Cr^{3+}/V^{3+}, en présence de Mg^{2+} : soit le transfert de charge $Cr^{3+} \rightarrow Mn^{2+}$ est en fait le saut d'un électron :

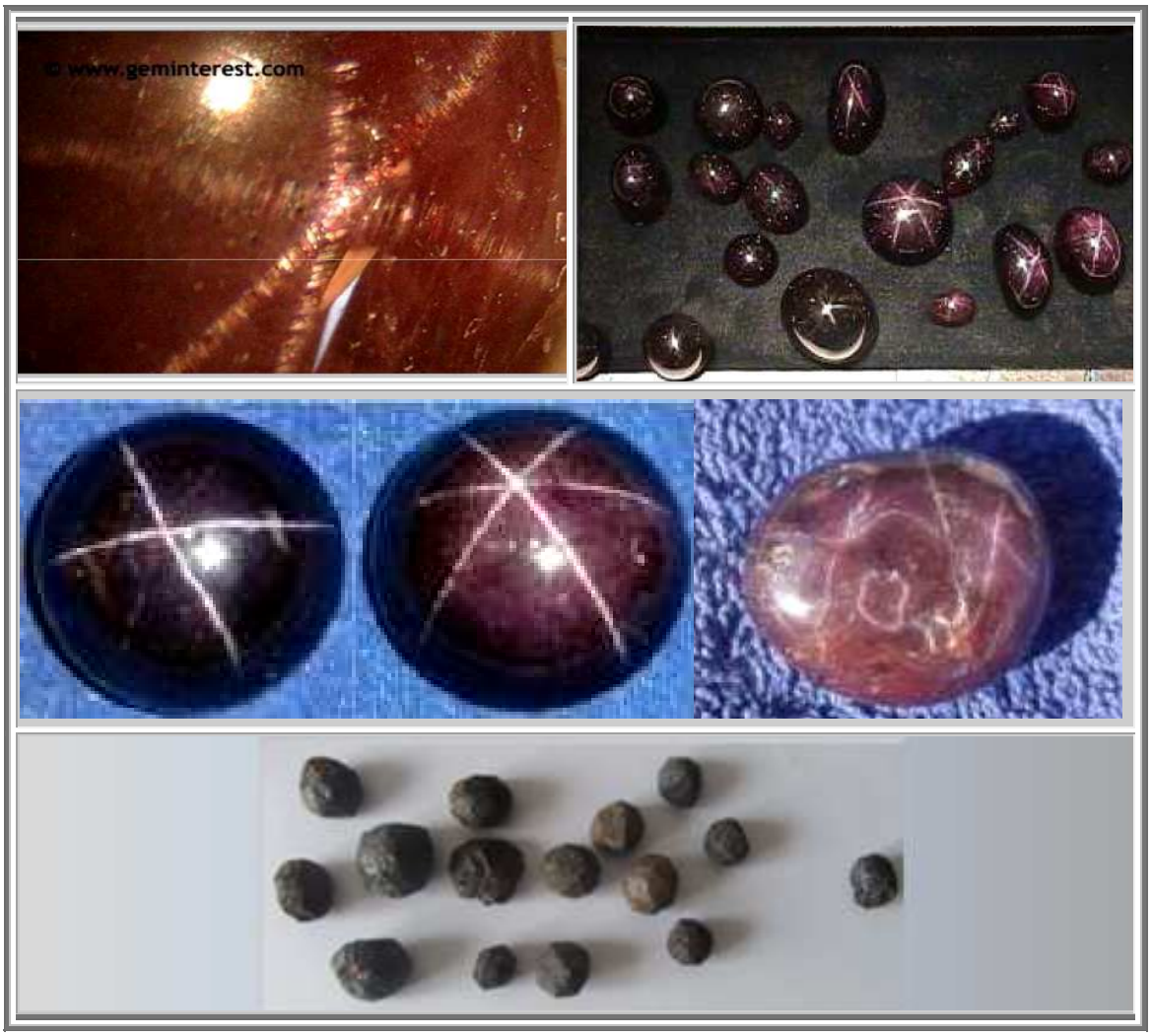
$$\begin{array}{lcl} Cr^{3+} : d^1 : t_{2g}^0\, e_g^1 & \longrightarrow & Cr^{4+} : d^0 : t_{2g}^0\, e_g^0 \\ Mn^{2+} : d^3 : t_{2g}^3\, e_g^0 & & Mn^{+} : d^1 : t_{2g}^0\, e_g^1 \end{array}$$

On s'aperçoit que ce transfert de charge vient en complément des sauts des électrons entre les niveaux t_{2g} et e_g du chrome et du manganèse. L'électron d^1 de Cr^{3+} peut en effet passer du niveau d'énergie t_{2g} au niveau e_g, puis éventuellement sauter sur Mn^{2+}, au niveau e_g puis sur le niveau t_{2g} du manganèse.
Cet électron a donc la possibilité d'absorber de l'énergie $(e_g - t_{2g})_{Mn}$, accroissant ainsi l'absorption naturel du manganèse.
Le rôle du magnésium, par son caractère électropositif fort, fournit aux ligands O^{2-} des électrons qui demeurent en permanence sur l'oxygène (caractère ionique des liaisons Mg-O). L'oxygène est alors stabilisé sous la forme O^{2-}. Ainsi, l'électron qui saute de Cr^{3+} sur O^{2-}, chargé négativement, à caractère ionique pur, ne peut rester sur l'oxygène et saute facilement sur Mn^{2+}.
En l'absence de Mg^{2+}, le transfert de charge est plus difficile car l'oxygène moins chargé négativement aura tendance à « conserver » cet électron excédentaire.

8.2 Grenats étoilés

L'astérisme, ou la présentation d'une étoile, est principalement connu pour les saphirs et les rubis étoilés. Cependant, ce phénomène existe pour plusieurs types de gemmes telles que la pierre de lune, le quartz, le spinelle, le diopside, l'émeraude, le chrysobéryl, et donc les grenats.
Néanmoins, les grenats étoilés demeurent exceptionnels, puisqu'ils n'ont été identifiés que dans deux régions au monde : en Inde, et dans le nord de l'état de l'Idaho aux Etats–Unis, ainsi qu'au nord-est de Moscou et au sud-est de Cœur d'Alene.
Les grenats qui présentent cet astérisme sont soit des almandins, soit des intermédiaires entre les pôles almandin et pyrope.
Les grenats étoilés sont généralement opaques avec des teintes allant du brun rouge au rouge très foncé.

L'astérisme, à l'instar des autres gemmes, est causé par la présence de fines aiguilles de rutile dont l'orientation permet de réfléchir la lumière de manière à faire apparaître une étoile, souvent à quatre, parfois à six branches.
Cet effet d'astérisme est néanmoins très limité car il est nécessaire que la lumière incidente soit optimale pour bien faire ressortir l'astérisme. L'idéal est de regarder ces grenats étoilés sous la lumière du jour aux alentours de midi, avec une incidence maximale ; sinon il convient d'utiliser une lumière vive comme celle d'un halogène ou des nouvelles diodes, focalisées directement sur la pierre.



Grenat étoilé, gros plan sur l'astérisme
Grenat étoilé, à 4 et à 6 branches

Grenat étoilé, lots de pierre polies
Grenat étoilé,
pierre brute présentant plusieurs astérismes

Grenats étoilés bruts, Idaho, USA, 20-30 mm, coll. perso
Photo 48 : Grenats étoilés

Photo 49 : Grenat étoilé : Emerald creek, Idaho, 3 mm, n°755

8.3 Andradites iridescentes

On parle des andradites iridescentes depuis le début des années 2000. Mais leur découverte est bien antérieure, les premières pierres ont été extraites de la mine d'Adélaïde, Nevada, Etats-Unis, en 1934. On a alors entrepris des recherches sur les origines de leur jeu de couleur. Mais, le matériau n'étant pas de qualité gemme, cela n'est pas allé bien loin. Puis, Sonora au Mexique, est devenu célèbre pour la production de pierres de qualité suffisante pour le marché des gemmes. Mais sa production ne s'est jamais vraiment développée et les pierres ont disparu peu de temps après leur mise en circulation, et ce pendant plusieurs années à la fin des années 1980…

8.3.1. Introduction

Même en y prêtant attention, un grenat irisé peut être confondu avec une opale, ou une ammolite. Même la lapidaire Meg Berry, basée à Fallbrook, en Californie., qui est pourtant habituée à examiner des gemmes, avoue qu'elle n'aurait jamais imaginé que ces nouvelles pierres iridescentes, soient en fait des grenats andradite. «Le grenat n'est pas une famille de gemmes connue pour des pierres présentant certains phénomènes», dit-elle. Et pourtant…

Vous connaissez certainement l'échelle de Mohs, cette série qui permet de classer la dureté d'un minéral sur une échelle graduée de 1 à 10. Mais n'avez-vous jamais entendu parler de l'échelle de Meg, cette série qui permet d'échelonner de 1 à 10 les difficultés d'usinage des gemmes pour les lapidaires ?

Cette échelle a été imaginée et définie par Meg Berry : «L'échelle du défi de Meg», comme elle l'appelle : c'est un dispositif qu'elle utilise pour estimer les difficultés et la durée de temps qu'il faut pour maîtriser un nouveau joyau. Depuis 2003, elle a intégré ce type de grenat dans son échelle. Bien qu'elle trouva ces grenats irisés comme étant l'une des plus belles pierres qu'elle n'ait jamais travaillée, Meg Berry lui a assigné, peut-être la plus haute notation qu'elle n'a jamais octroyée sur son échelle de défi: 8+ : valeur supérieure aux références de Meg Berry que sont les « sept pierres de dureté élevée.
Si Berry utilise le mot «défi» pour parler des mystères, plutôt que des frustrations posées par un nouveau joyau, c'est un terme d'affection : «J'ai encore des choses à apprendre sur ce joyau», dit Berry.
L'andradite irisée est le premier grenat qui doit être considéré comme un phénomène de pierre pure et simple. En effet, si ce n'était pour son jeu de couleur semblable à l'opale, elle serait, selon Berry, "seulement digne d'être utilisée dans les mares à poissons et les jardins." Au lieu de cela, elle peut engendrer une course vers l'argent.

8.3.2. Différents sites

Si ce paragraphe discute des irisations des andradites, il est toutefois nécessaire de différencier les andradites polychromes dites "rainbow" ou "arc-en-ciel", des andradites monochromes.

G. **Baud**ry (2019) a référencé les différents sites selon l'aspect des andradites :

- Pour les occurrences qui délivrent des pierres à l'effet irisé, en mode polychrome, la plus célèbre est incontestablement la mine de Khose à Tenkawa (1983) au Japon, qui a fourni des cristaux rhombododécaédriques aux faces bien marquées. Il y eut au préalable, le district minier d' Alamos à Sonora au Mexique toujours avec des cristaux aux formes rhombododécaèdriques, la mine d'Huanggangliang, dans le comté de Keshiketeng en Chine, avec la même cristallisation.

  Des cristaux irisés avec des cristallisations tétragonotrioctaèdriques ont été récoltés dans la région minière d'Adelaide, dans le Nevada (1943) et dans la mine de San Pedro au Nouveau Mexique (U.S.A).

- Dans la catégorie des cristaux irisés monochromes (qui réfléchissent seulement un aspect métallisé), il est possible de citer la célèbre région minière de Dalnegorsk' en Russie (effet irisé gris alumineux) avec des cristaux rhombododécaèdriques, le gisement de Stanley Butte (gris alumineux) en Arizona (USA), la mine de Wessel dans la région d'Hotazel en Afrique du Sud (doré) la mine de la Valenciana (gris alumineux) en Argentine également rhombododécaédriques, et plus récemment, la Mongolie intérieure (doré).

- En France de rares occurrences ont permis de réaliser quelques découvertes, notamment par G. Baudry, dans les skarns de Perros Guirec (andradites avec irisation dorée), pegmatites de Plougoulm (Almandin-Spessartite avec irisation dorée) de cristallisation tétragonotrioctaèdriques (voire de troncatures de ce dernier avec une base de rhombododécaèdres).

- Enfin, la nouveauté 2019, les andradites Sahariennes, les premières sur le continent Africain, aux irisations que je noterai AAA.

8.3.3. Mexique

Site

C'est sur ce site que furent découverts les premiers grenats iridescents avec un intérêt économique en 2003, dans la Sierra Madre, district minier de Cananea, Sonora, Mexique, à la latitude de 19°43'N et la longitude de 99°14'O.
L'andradite s'est formée dans des skarns au détriment de roches sédimentaires, associées à des roches carbonatées paléozoïques et à des quartzites mineures.

Grenats

Bien que la mine principale des andradites iridescentes mexicaines soit située à environ 200 kilomètres au sud-est de Hermosillo, Sonora, au Mexique, toute sa production était expédiée en Californie pour être taillée. Et comme les autres gisements dans le monde ne produisent plus ou n'ont pas d'importance économique, pour le moment, le plus grand, sinon le seul marché pour les grenats irisés se trouve aux États-Unis. Pire encore, les propriétaires de la mine, Pala International, Fallbrook, Californie, et JOEB Enterprises, situé à proximité de Solana Beach, attribuent à Meg Berry une grande partie de leur production. De fait, on peut la considérer comme la spécialiste des andradites iridescentes.

Dans les années 2010, le grenat irisé façonné était principalement disponible en cabochons ou en formes libres. Mais depuis, Meg Berry, ainsi que son compatriote prospecteur Glenn Lehrer à San Francisco, se sont mis à facetter ces grenats. Leur facetage consiste en des coupes selon les plans principaux du cristal, de manière à présenter les plus belles irisations possibles.

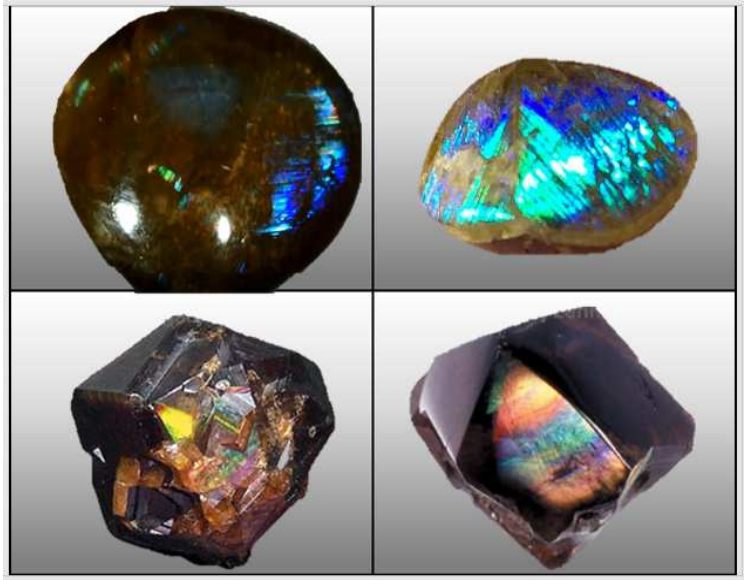


Figure 72 : Iridescence : Quelques andradites de Sonora, Mexique
a) extrait d'une vidéo sur YouTube
b) Andradite ressemblant à une opale, 4.39 carats. $1,200.
c) et d) andradites brutes

8.3.4. Japon

Site

C'est dans la localité de Nara, au Japon, que fut découvert le second site de dimension commerciale de grenats aux reflets iridescents.
Le village de Tenkawa, dans le comté de Yoshino, à Nara, est célèbre pour son sanctuaire, l'un des trois principaux au Japon, de la déesse Sarasvati, et pour être une base du chemin de pèlerinage à Omine, où est le centre de Shugen-do (l'un des partis religieux du bouddhisme japonais). Ces lieux ont été inscrits sur la liste du patrimoine mondial de l'Unesco en juillet 2004.

Nota
Saravati, est la déesse de la connaissance, de l'éloquence, de la sagesse et des arts, elle était aussi à l'époque védique, la divinité des rivières. Assimilée à Shatarupa, la « multiforme », elle est à la fois l'épouse, la demi-sœur et la fille de Brahma, le dieu créateur de la Trimurti indienne; leur union souligne la notion que la connaissance est une condition sine qua non de la création. Elle est Vach, le « Verbe originel et créateur».

Géologiquement, les strates formées du Trias au Jurassique dans la ceinture de Chichibu sont disséminés dans le nord-est de Tenkawa, et les complexes d'accrétion du Crétacé (groupe Hidaka) appartenant à la ceinture de Shimanto sont présents dans la zone sud-ouest du village. Les roches granitiques d'Omines datées du Miocène (par intermittence) ont pénétré ces roches sédimentaires brutalement du Nord au Sud, les métamorphisant avec formation de skarns ou de hornfels. Des dépôts métasomatiques de contact se sont formés dans l'auréole de contact du pluton et certaines mines ont été ouvertes pour l'extraction de minerai de fer.

Un groupe de minéralogistes amateurs ont prospecté autour de ces mines et ont eu le bonheur d'y trouver des andradites arc-en-ciel, toutes irisées. En septembre 2004, une veine de grenats arc-en-ciel de qualité supérieure a été découverte. Ces grenats ont d'ailleurs été présentés comme "Super Grenat arc-en-ciel", dans le titre de la conférence à l'assemblée annuelle de la «Société Gemmologique du Japon». Toutefois, il ne s'agissait là que d'un qualificatif sans connotation scientifique, et fut retirer du rapport de conférence.
La veine de grenats était située au milieu d'une pente, mais son affleurement a rapidement fait place à des mines dont il ne reste maintenant qu'une fosse le long de la veine avec une grande quantité de monticules de roches stériles répartis au bas de la pente.
Depuis, le site n'a cessé d'être visité par des collectionneurs, jusqu'à ce que cela devienne un problème pour les autorités locales. Des panneaux ont été installés par la police locale et le Bureau du village, et la collecte de minéraux et d'autres substances est maintenant absolument interdite comme l'indique le panneau sur la photo en bas à droite.

Figure 73 : Iridescence : Site du village de Tenkawa, comté de Yoshino, Nara

Grenat

Les grenats sont fortement idiomorphes et la plupart d'entre eux sont de forme dodécaèdres rhombiques avec des faces {110} bien développées. Leur taille peut varier de quelques mm à 1 cm, jusqu'au maximum 2 ~ 3 cm. La couleur est de brun rougeâtre à brun, ou avec un éclat métallique. La plupart d'entre eux sont opaques ou légèrement translucides.

Figure 74 : Iridescence : Echantillons de grenats arc-en-ciel de Tenkawa.

L'aspect arc-en-ciel est souvent observé sur les protubérances des faces cristallines ou lorsque des stries sont développées comme sur les faciès de séparation entre deux cristaux adjacents, et certaines faces planes des cristaux peuvent sembler colorées par elles-mêmes.

Des cristaux avec des faces {211} finement développée peuvent apparaître. Ces cristaux sont souvent translucides, et la face {211} tend à montrer une couleur arc-en-ciel plus brillante.
Plus rarement, il peut se former des cristaux avec des faces {211} dominantes par rapport aux faces {110}.

Les grenats de cette zone contiennent généralement des fissures (qui peuvent être, en fait, une fracture dans le cristal).

L'argilisation des échantillons est généralement observée entre les cristaux dont la plupart des grappes de cristaux, sont si fragiles qu'elles s'émiettent lorsqu'elles sont tenues dans les mains.

Cependant, les grenats japonais sont très différents des pierres mexicaines, dont la couleur tend davantage vers le verdâtre et présentent une iridescence lamellaire semblable à des stries, donnant parfois un astérisme. Les grenats andradites iridescents du Japon sont, quant à eux, franchement brun-rouges avec une iridescence qui rappelle l'éclat des labradorites.

Figure 75 : Iridescence : Andradites iridescentes du Japon, coll. perso
Images 7-8-9 : même face {100} : vue d'ensemble – zoom présentant l'aspect ondulé de la surface - la face {100} transparente présente peu d'iridescence mais permet de voir l'iridescence plus importante des faces {110} des cristaux attenants, dès qu'on augmente l'angle incident.

8.3.5. Niger

En mars 2019, j'ai été contacté par Sylvain L. (www.facebook.com (Aquapaza) ou sur géoforum (Kass)), qui est un spécialiste des pierres du Niger. Un chercheur d'or a mis la main en janvier 2019, sur une petite mais néanmoins superbe poche de grenats andradites iridescents.

Site

Sylvain L m'a écrit : « Concernant la gitologie, cela provient d'un filon dans le Sahara à la frontière algérienne (à environ 50 km du site aurifère de Tchibarakaten). Ils sont descendus dans un filon duquel ils sortaient du grenat rouge et à partir de 7 m, le grenat est devenu irisé. Suite à la transaction que j'ai faite avec les artisans miniers il y a moins d'1 mois, ils sont repartis sur le site pour continuer le travail, il n'est donc pas certain que la ressource soit tarie. »

Grenats

Sur un plan cristallographique, G. Baudry (2019) a pu différencier trois types de cristallisation aux vue des échantillons présentés : Le classique tétragonotrioctaèdre (faces {211}), un autre faciès avec une base de rhombododécaèdre et des troncatures très prononcées du tétragonotrioctaèdre, et pour finir un faciès complexe composé de différentes faces.
La taille des cristaux varie du millimètre jusqu'à plus rarement 2-3 cm.

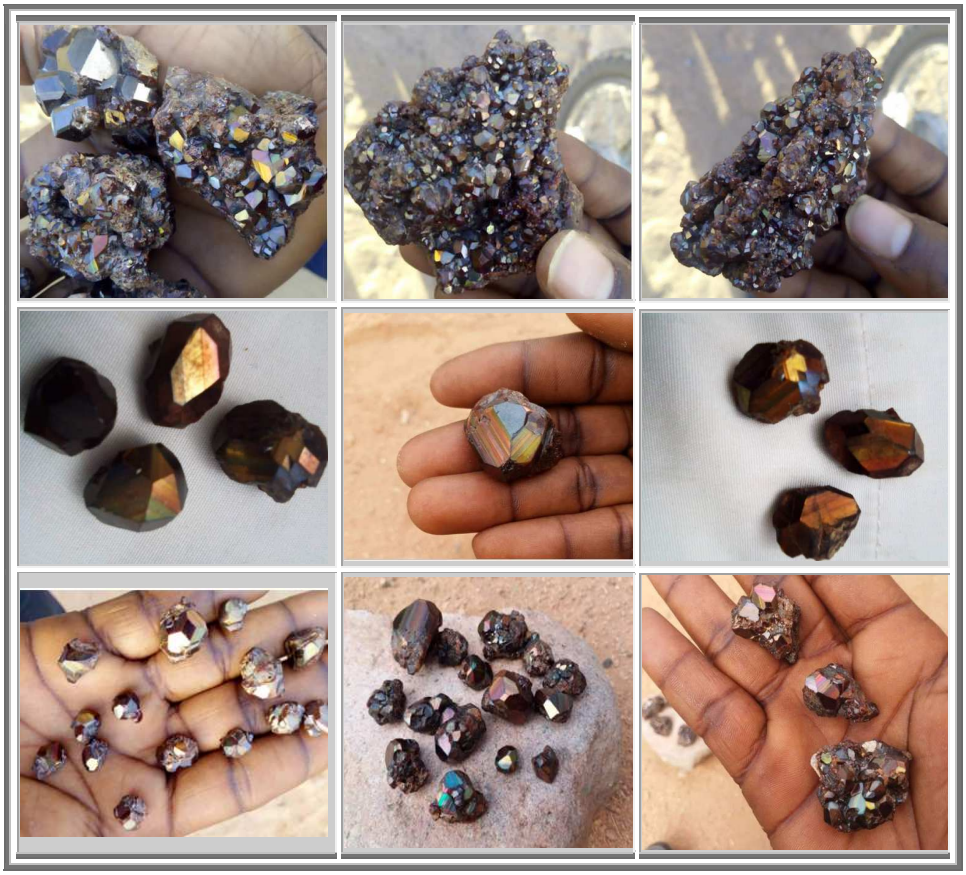


Figure 76 : Iridescence : Andradites iridescentes du Niger, coll. et photos Sylvain

8.3.6. Nature des grenats iridescents

Les grenats iridescents ont parfois été confondus avec des ammolites ou des opales, surtout après des tailles en cabochons.
Aujourd'hui, les techniques d'analyses se sont multipliées et développées, et il est possible d'identifier ces pierres, avec peu de risques d'erreurs.
Voici donc les données gemmologiques de ces pierres :

- Le comportement au polariscope révèle de très nombreux défauts de polarisation (probablement dus à des tensions internes et/ou aux supposées dislocations de la maille cristalline) (Img 4).
- L'indice de réfraction est hors des limites du réfractomètre (> 1.790).
- La densité mesurée par pesée hydrostatique est de l'ordre de 3.82.
- Le spectre d'absorption observé via un spectroscope de bureau à prisme (Img 6.a) ou à réseau diffractant (Img 6.b) de la lumière transmise par un échantillon montre une bande intense vers 440 nm associée à une large absorption du violet et du bleu.
- Les pierres sont inertes sous le filtre Chelsea, ne montrent aucune fluorescence sous UV long ou court et, comme attendu, ne montrent aucun pléochroïsme.

Ces données indiquent qu'il s'agit d'un **grenat andradite [$Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$].**

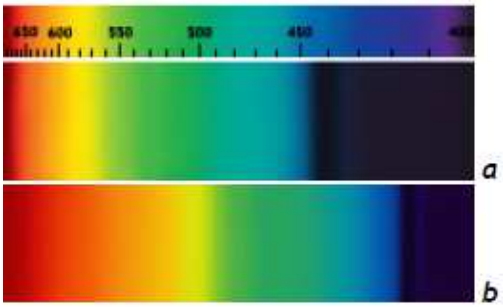


Figure 77 : Iridescence : Spectre d'absorption en éclairage transmis des andradites iridescentes

8.3.7. Structure des andradites iridescentes

Observations et analyses

Différentes techniques, optiques ou morphologiques, peuvent conduire à des mesures de symétries différentes pour un même cristal biréfringent. Ainsi, il convient de tirer parti de toutes les techniques, pour définir les symétries vraies des cristaux.
Les caractéristiques de la surface de la face (110) semi-transparente obtenues en microscopie sont présentées dans la figure ci-après :

- Les stries couvrant la surface sont parallèles à la direction [110]
- Il y a répartition aléatoire de fractures, comme dans les autres andradites
- Une face striée (110) contient des blocs rhomboédriques du contour de la face (110) (fig. b). La striation est limitée à la couche superficielle
- Les blocs forment un dessin de croissance parallèle
- Aucune bosse, ni aucun centre de croissance ne sont observés sur ces faces

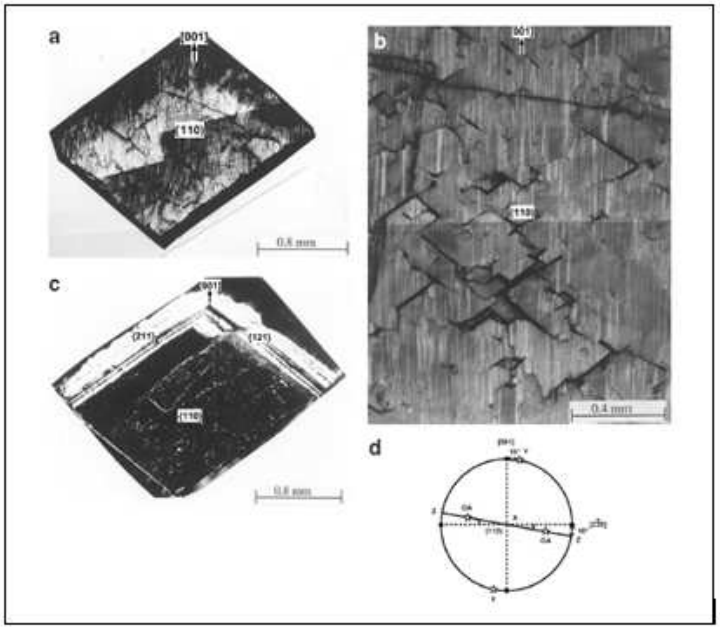


Figure 78 : Iridescence : Microphotographies et direction stéréographique d'une andradite de Sonora.
La face semi-transparente est recouverte par des stries le long de la direction [001]. Quelques fractures naturelles sur la face de croissance sont également présentes.
Image agrandie de la partie centrale de (a) qui présente la surface striée avec des blocs rhomboédriques. Ces blocs observés selon (110) montrent que la croissance est parallèle.
Microphotographie polarisée de la lame mince (110) de (a); les régions brillantes/blanches des secteurs {112} montrent une biréfringence, alors que les secteurs {110} sont quasi isotropes. La direction cristallographique [001] est affichée.
d Projection stéréographique des propriétés optiques mesurées dans les secteurs {112} de la section (110)

Après avoir étudié les caractéristiques de surface de la face (110), des lames minces parallèles et perpendiculaires aux faces (110) ont été préparées et exploitées en microscopie optique polarisée, ainsi que pour analyse à la microsonde électronique et en imagerie d'électrons rétro-diffusés.
Dans la coupe de (110), on observe des secteurs de croissance de {110} et {112}, correspondant à leurs faces de croissance. Les secteurs de {112} forment les bordures du secteur des {110} et sont plus biréfringents que ces derniers. L'orientation mutuelle des deux secteurs {112} suit la direction [11$\underline{3}$], tandis que l'orientation mutuelle d'un secteur {110} et d'un secteur {112} suit la direction [2$\underline{2}$0].
Le secteur des {110} est quasi isotrope. Cependant, quelques secteurs triangulaires corrélés avec les blocs rhomboédriques de la face (110) et les fractures sont visibles dans le secteur de croissance {110} à faible biréfringence. Ce secteur apparaît optiquement quasi homogène.

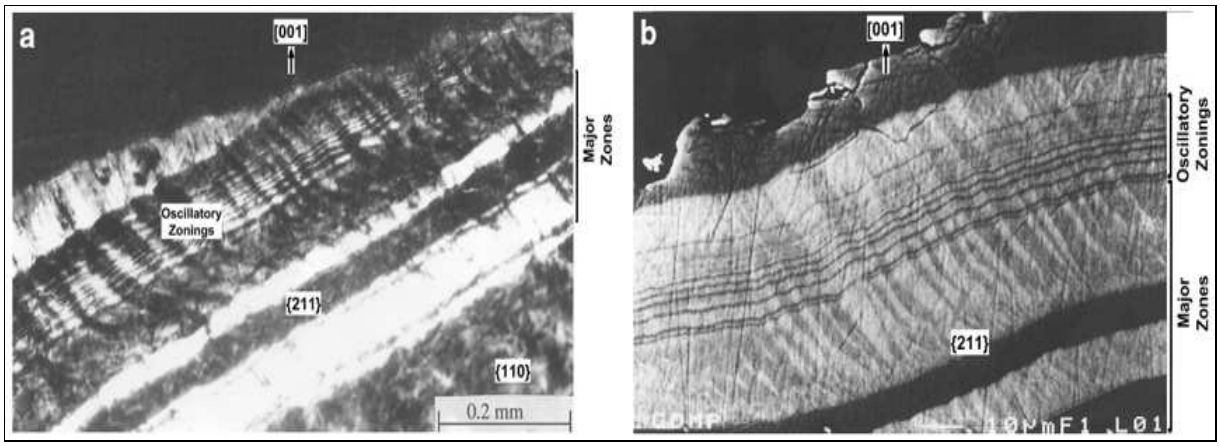


Figure 79 : Iridescence : Microphotographie optique en polarisation croisée et en électrons rétro-diffusés d'un secteur {112} sur une lame mince (110) d'andradite de Sonora
Les deux images montrent les mêmes régions de l'échantillon mais avec des contrastes différents. Le secteur {112} se compose de zones oscillatoires de croissance avec des lamelles inclinées et des zones plus épaisses, avec une alternance de bandes de croissance biréfringentes et de bandes quasi isotropes.

La figure a) ci-dessus est une microphotographie optique polarisée d'une section (110) du cristal d'andradite prélevé dans la partie supérieure gauche de la figure c de la figure précédente. La direction [001] est indiquée. Les parties les plus brillantes du secteur {112} sont biréfringentes, tandis que le secteur {110} est quasi isotrope. Le secteur {112} est constitué de zones de croissance fines en oscillations, avec des zones plus épaisses.
Près de la surface du cristal, les zones de croissance sont recoupées par des lamelles inclinées, périodiques et alternées (sombres et lumineuses), et se transforment en forme ondulée formant un motif de macle. Les orientations de la plupart des lamelles inclinées sont parallèles aux côtés de la face (112).
Les principales zones de croissance alternent bandes de croissance biréfringentes et bandes de croissance isotropes mais de manière non périodique. Elles sont de largeur différente et apparaissent sans les lamelles en croix.
Le secteur {112} est chimiquement inhomogène, avec un contraste de composition. Les lamelles inclinées ne traversent pas les bandes de croissance (110) de grandes dimensions.

Sur les photos suivantes, on constate que le cœur est formé d'un secteur très important {110}. La surface du cristal, en revanche est constituée d'une alternance de couches très fines de zones de croissance (110) et de zones principales.
La plupart des lamelles inclinées ne sont visibles que dans les zones oscillatoires et ont les orientations des côtés des secteurs de croissance triangulaires (110), formant des figures ressemblant à des pyramides.

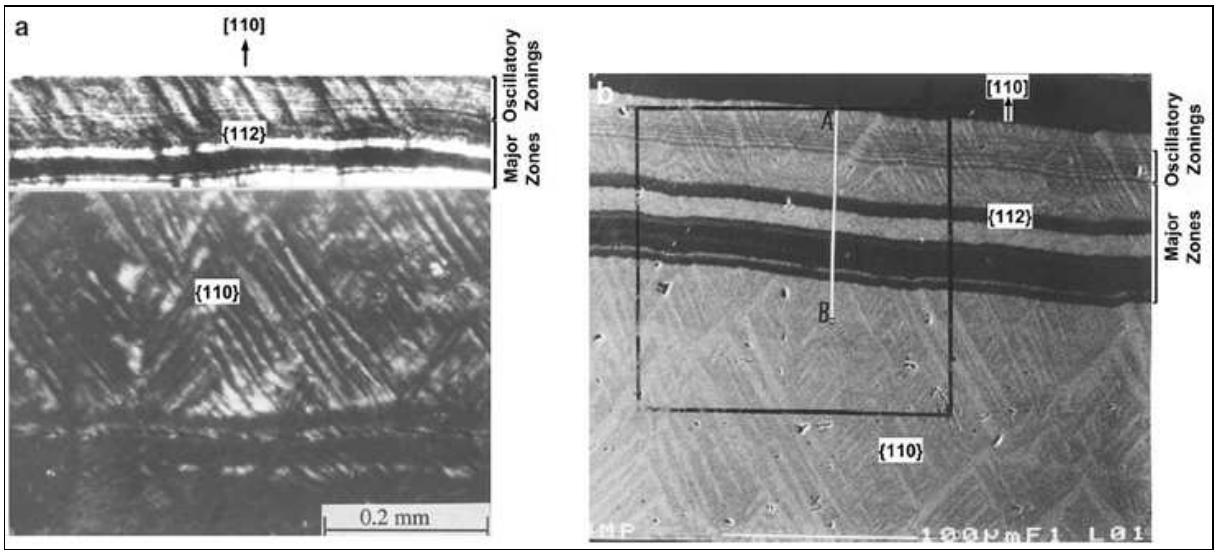


Figure 80 : Iridescence : Microphotographie en optique polarisée et en imagerie électronique d'une andradite de Sonora présentant des zones principales et des zones alternées du secteur {112} près du bord d'une lame mince selon (001). La direction [110] est verticale.
Le secteur {110} montre un motif croisé de blocs rhombiques. Les lamelles inclinées ne traversent pas les bandes de croissance dans la zone principale

Sur la photo b) ci-dessus, la structure du domaine textural apparaît clairement avec l'orientation de la croissance selon [110], et la visualisation des secteurs de croissance respectifs dont l'identification est indiquée.
Les zones biréfringentes (claires) sont riches en Al^{3+}, et les parties sombres, isotropes sont riches en Fe^{3+}. Les caractéristiques morphologiques d'une telle texture ressemblent aux blocs triangulaires et rhomboédriques de la face (110). Dans les principales zones du secteur {112}, les changements rapides de composition sont clairs. Les orientations des lamelles en croix inclinées dans les deux secteurs correspondent aux côtés des faces (112) et (110). Même dans les zones oscillatoires, les orientations sont assez évidentes.

	secteurs {112} biréfringents	secteurs {110} isotropes
SiO_2 wt%	36.04 (0.71)	35.68 (0.37)
Al_2O_3	4.07 (1.26)	1.14 (0.17)
Fe_2O_3	25.64 (1.54)	29.79 (0.29)
FeO	0.07 (0.14)	0.01 (0.02)
MnO	0.26 (0.43)	0.17 (0.03)
CaO	33.79 (0.39)	33.32 (0.32)
Total	99.87	100.11
Si *apfu*	3.00	2.99
Al	0.00	0.02
Σ*Z* cations	3.00	3.01
Al	0.42	0.10
Fe	1.58	1.90
Σ*Y* cations	2.00	2.00
Mn	0.02	0.01
Ca	3.00	3.01
Σ*X* cations	3.02	3.02
Grs mol.%	20.57	4.57
Adr	79.32	95.02
Sps	0.11	0.01

Table 12 : Iridescence : Compositions chimiques des secteurs
Secteurs {112} biréfringents et secteurs isotropes {110} des faces, d'une andradite de Sonora
Les compositions sont exprimées en pourcentages d'oxydes, obtenues en analyses par microsonde électronique. Sont présentées les moyennes des résultats de huit analyses pour chaque secteur, avec les écarts types entre parenthèses. Le fer total est indiqué sous FeO, puis converti en Fe^{2+} et Fe^{3+}. Le nombre de cations est donné en atomes par unité de maille, basé sur 12 atomes d'oxygène

Les images de distribution des éléments Al, Fe, Mn et Ca obtenus à la microsonde électronique pour la zone indiquée par un carré sur la figure b) précédente, montrent que dans le secteur {112}, la concentration en Al est plus élevée sur le bord du cristal tandis que celle du Fe, plus élevée près du cœur. Les teneurs en Al et Fe suivent donc une relation inverse, à savoir que l'un est davantage présent lorsque l'autre est en concentration plus faible. Il y a substitution de Fe par Al, c'est-à-dire d'andradite par du grossulaire dans la composition des secteurs {112}. Ce que confirme le profil de concentration en Fe et Al par analyse aux rayons X.

Sur ces images, les variations de concentration en Al et Fe par rapport à Ca et Mn sont frappantes. Les variations des concentrations de Ca et Mn dans les deux secteurs, ne sont que peu perceptibles.
La concentration d'Al^{3+} pour une même lamelle dans le secteur {112} est plus élevée que dans le secteur {110}. L'épaisseur de la section (001) du cristal d'andradite est d'environ 40 µm.
La biréfringence maximale mesurée par un microscope polarisant muni d'un compensateur Berek et la consultation du tableau de biréfringence de Michel-Lévy conduit à une valeur de l'ordre de 0,0045.

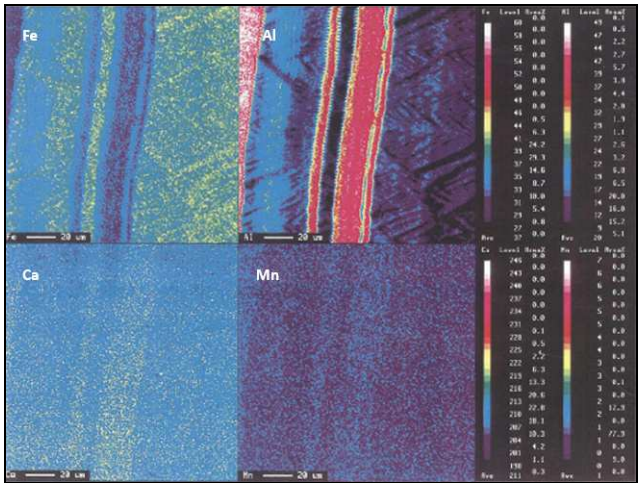


Figure 81 : Iridescence : Distribution des éléments Fe^{3+}, Al^{3+}, Ca et Mn dans la zone indiquée par un carré en b) de la figure précédente;
Les concentrations en Al et Fe définissent une relation inverse, telle que visualisée dans la figure suivante

Le profil obtenu par rayons X montre également que les variations des concentrations en Fe et Al sont brutales dans les secteurs {112}, en particulier dans les principales zones de croissance proches de la surface du cristal d'andradite.

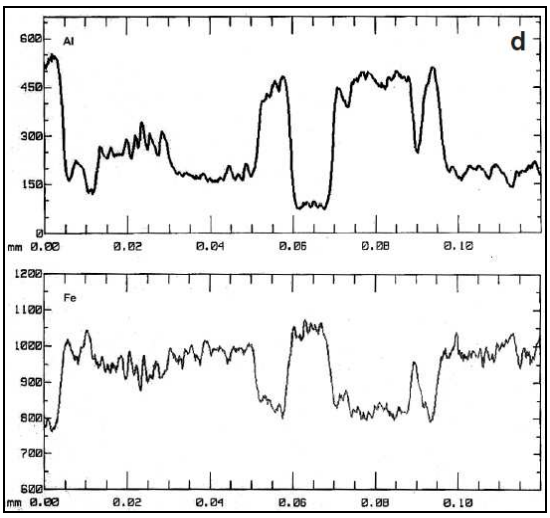


Figure 82 : Iridescence : Concentration atomique en Al^{3+} et Fe^{3+}, en rayons X le long du profil AB, du cœur vers la surface
On perçoit nettement les changements brusques et périodiques de concentrations en Al^{3+} et Fe^{3+}.

Croissance cristalline

Il y a discordance entre les secteurs {112} et {110}. Pour comprendre les mécanismes mis en jeu, il est nécessaire de se référer au livre relatif à la géothermobarométrie. En effet, il s'agit là de revenir à la physique du solide, et plus particulièrement à la qualité des solutions solides.
Je ne m'amuserais pas à décompter combien de fois est exprimé le terme « solutions solides » dans cet ouvrage (en fait c'est simple dans word, de dénombrer des mots ou expression, il y en a exactement 100).
Dans la grande majorité des cas, les solutions entre pôles limites de grenats peuvent être considérées comme des solutions idéales avec une répartition isotrope et homogène des grenats secondaires dans le principal.
Mais en réalité, aucunes études n'ont été entreprises pour le savoir. Et pour quel intérêt ?
Ici, pour les andradites iridescentes, la gemmologie est un soutien intéressé mais néanmoins crucial pour déterminer les propriétés des grenats, en matière de structure et de phénomènes optiques.

Ces grenats ont donc la particularité de ne pas être des solutions idéales, avec des solutions en grossulaires plus importantes dans les secteurs des faces biréfringentes {112} que dans les secteurs des faces isotropes {110}.

Manzoor A. BADAR, Mizuhiko AKIZUKI, Safdar HUSSAIN ont suggéré que la croissance de l'andradite de Sonora dont la structure est dite de "linéation" est contrôlée par un mécanisme de dislocation en spirale.

La composition chimique de la série grossulaire-andradite est le critère prédominant de la biréfringence anormale, qui peut atteindre une valeur maximale de 0,015. Les anomalies les plus typiques montrent des zones de secteur de croissance et une légère orientation de l'indicatrice optique, qui résulte des orientations des faces voisines. La rotation du plan optique axial dans l'andradite de Sonora est de 10 degrés de l'axe [2$\underline{2}$0] dans le plan (112). D'autres directions de vibration tournent également autour des axes d'environ 10 degrés. La frontière sectorielle entre les secteurs {112} est également inclinée par rapport à la direction [001]. Ainsi, la symétrie résultante déterminée en optique est triclinique en raison d'extinctions inclinées.

L'indicatrice optique est contrôlée par la sélectivité tangentielle des unités structurelles. Sur les surfaces de croissance (110), les octaèdres se situent le long du plan {112}, et ces surfaces croissent en insérant dans les octaèdres de la structure des grenats, deux ions différents Fe^{3+} ou Al^{3+}.
Pendant la formation de la couche de croissance, le cristal maintient la même face exposée tout le temps, entraînant la formation de macles de réflexion.

NOTA : Croissance par dislocations

Burton, Cabrera et Franck (BCF) (1951) ont proposé un mécanisme à très faible sursaturation et donc en absence de nucléation de surface (on parle de théorie BCF, des initiales des auteurs).
Un cristal comporte de nombreux défauts. Les défauts peuvent être ponctuels ou affecter des plans réticulaires entiers. Dans ce second cas, le défaut, appelé dislocation, se développe jusqu'à la surface du cristal. Cette théorie, la plus communément admise, suppose que la croissance se fait en spirales à partir de dislocations : formation de dislocations vis (i) sur les faces, qui se traduit par la formation de marches (ii), suivie de la croissance des faces en spirale (iii). Le soluté se déposerait sur les faces cristallines, puis migrerait à la surface jusque vers les dislocations.
Il existe deux types de spirales : des spirales circulaires et des spirales tétragonales.
Dans ce cas-là, la vitesse de croissance peut être calculée à partir de la sursaturation relative

$$G_I^{\mathrm{BCF}} = A_{\mathrm{BCF}}\sigma^2 \tanh\left(\frac{B_{\mathrm{BCF}}}{\sigma}\right)$$

avec A_{BCF} et B_{BCF} , constantes dépendantes de la température.

Pour de faibles sursaturations, la vitesse de croissance est donc proportionnelle au carré du degré de sursaturation : $G_I^{BCF} = A_{BCF}\sigma^2$. Pour des valeurs de σ plus grandes, la vitesse d'intégration est proportionnelle au degré de sursaturation :$G_I^{BCF} = A_{BCF}B_{BCF}\sigma$.

avec A_{BCF} et B_{BCF}, constantes dépendantes de la température.
Pour de faibles sursaturations, la vitesse de croissance est donc proportionnelle au carré du degré de sursaturation : $G_I^{BCF}=A_{BCF}\sigma^2$. Pour des valeurs de σ plus grandes, la vitesse d'intégration est proportionnelle au degré de sursaturation : $G_I^{BCF}=A_{BCF}B_{BCF}\sigma$.

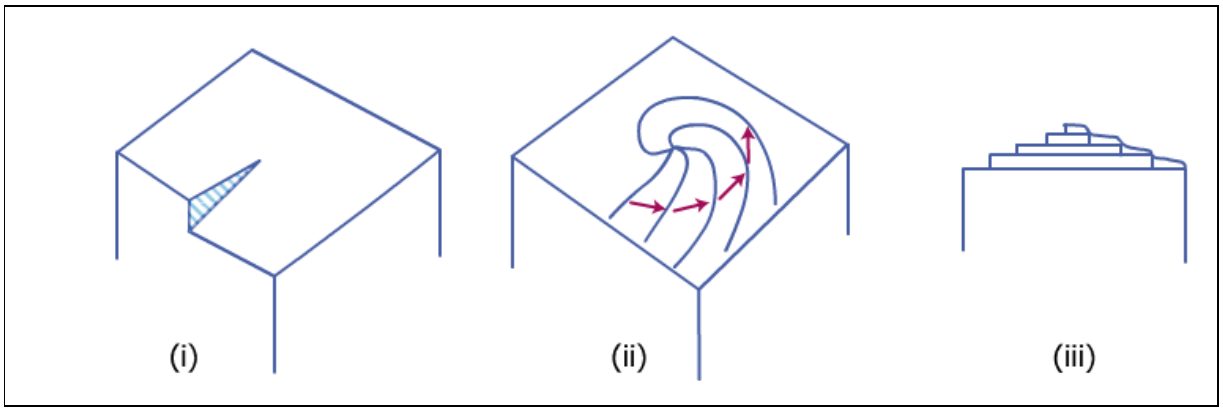


Figure 83 : Iridescence : Développement de la croissance en spirale à partir d'une dislocation-vis [Mullin]

Macles polysynthétiques

La structure ordonnée Fe-Al n'est pas toujours rigoureusement symétrique par rapport au plan de macle, bien que les orientations optiques des secteurs {112} soient approximativement symétriques à la direction [001]. C'est pourquoi le terme de *secteur maclé* est utilisé ici pour relier les deux secteurs dont les directions de croissance et les directions optiques sont à peu près symétriques les unes aux autres.

Dans les grenats calciques, deux hypothèses sont proposées pour expliquer l'ordre des cations. La première est basée sur un phénomène de croissance cristalline et la seconde correspond à une transformation de phase.

- A la surface d'un cristal en croissance, les sites équivalents deviennent géométriquement et énergiquement non-équivalents. Cela donne lieu à une distribution ordonnée des atomes impliqués dans la solution solide. La croissance normale et la croissance tangentielle conduisent à différents schémas d'ordre (au sens d'une solution solide). Cette hypothèse de croissance des grenats calciques a été émise par Galí (1983), Akizuki (1984), et soutenue par Shtukenberg et coll. (2001).
- La deuxième hypothèse, impliquant l'exsolution ou une transformation de phase telle que décrite par Griffen et coll. (1992) et Wildner & Andrut (2001), ne clarifie pas la signification physique de la force motrice de la transformation, bien qu'elle prédit avec succès tous les groupes spatiaux et les représentations d'ordre possibles.

Le mécanisme de croissance fait penser à certaines significations physiques, tandis que la transformation de phase ne formule que les conditions générales de symétrie pour représenter l'ordre de la solution solide. Aux basses températures et pression, les minéraux silicates d'aluminium croissent en ajoutant des groupes d'atomes à leur surface. Si l'environnement du processus de croissance change, il peut se former divers secteurs et donc des textures lamellaires. Le cœur d'un cristal, qui se forme tout d'abord, aura une composition chimique donnée. Et alors que le cristal grandit, la composition de chaque couche va évoluer du cœur jusqu'à la surface. La composition chimique de l'andradite de Sonora diffère dans les secteurs de croissance non équivalents {110} et {112}. Le secteur {112} est plus riche en aluminium et en manganèse, tandis que le secteur {110} est plus riche en fer, comme il ressort du tableau et des images de distribution en éléments chimiques.

L'arrangement atomique bidimensionnel sur la surface de croissance cristalline varie pour les secteurs {110} et {112}, et les degrés d'ordre des atomes associés seront donc différents. Les propriétés optiques varient selon les faces de croissance en raison des différences de direction de croissance et la cinétique de croissance. La face (112) se compose de combinaisons oscillatoires de faces (110) et présente un maclage polysynthétique des bandes de croissance.

Exsolution

La zonation du secteur de croissance, la zonation concentrique et un changement dans l'orientation de l'indicatrice optique sont des exemples typiques d'anomalies optiques (shtukenberg et al. 2001). La zonation sectorielle est généralement complétée par la zonation sous-sectorielle résultant des orientations de faces voisines. Dans le cristal d'andradite de Sonora, les principales zones de composition consistent en

alternance de bandes de croissance isotropes et anisotropes. Celles-ci sont parallèles au plan de croissance et varient en épaisseur, soit d'une manière périodique ou pas.
Les bandes périodiques sont probablement liées à des
changements dans les conditions de croissance, alors que les bandes non périodiques sont induites par des changements de composition du milieu de croissance.

Une texture optique compliquée pourrait donc se former pendant la croissance. Il est à noter que Hirai et coll. (1982) suggérèrent qu'une telle texture ondulée et croisée est produite par exsolution, et non par la croissance cristalline. La plupart des propriétés de l'andradite de Sonora sont similaires à celle de l'andradite de Kamihogi, au Japon (Akizuki 1984). Les deux échantillons sont irisés, biréfringents et possèdent presque la même composition chimique. Les faces (110) sont striées et contiennent des blocs rhomboédriques associés à une texture lamellaire complexe.
L'échantillon de Kamihogi (Adr80Grs20) montre une texture dans laquelle les bandes de croissance horizontales (Akizuki 1984, Fig. 12) sont croisées par un profil des secteurs de croissance triangulaire représentés dans la figure 9 d'Akizuki.

L'origine d'une telle texture lamellaire de croisement dans l'andradite de Sonora semble également la même. Les lamelles inclinées traversant les zones oscillatoires dans le secteur {112} et la texture hachurée croisée dans le secteur {110} peuvent cependant être produites dans certains cristaux pendant la croissance.
Cela se produit lorsque les secteurs, macles et dislocations produits pendant la croissance s'étendent à travers les bandes de croissance. Comme la morphologie de cette texture ressemble aux blocs rhomboédriques et aux secteurs triangulaires de la face de croissance (110), il s'agit probablement des secteurs de croissance de d'autres faces.

8.3.8. Phénomène d'interférences

Les premières études sur l'iridescence des andradites de Tenkawa reposaient sur des analogies avec les labradorites. La couleur arc-en-ciel observée dans l'andradite est dérivée de l'interférence de la lumière produite par des couches minces de deux substances qui ont des indices de réfraction différents.
Un cristal dodécaèdrique dont la composition chimique moyenne était de 96% d'andradite et de 3% de grossulaire, donc très proche du pôle limite andradite, d'environ 10 mm, a été coupé perpendiculairement à l'axe c (la direction de [001]), pour préparer une lame mince qui a servi à étudier la structure de l'andradite de Tenkawa.
L'observation à l'aide d'un microscope optique et d'un microscope électronique à balayage a révélé que les bandes de croissance étaient parallèles à la face {110} et aux lamelles ondulées dans des intervalles de 10 ~ 20 µm. Une différence notable de composition a été observée dans ces lamelles ondulées : les couches les plus épaisses contiennent moins d'Al (2% de grossulaire) et les couches les plus fines qui ne mesurent que quelques µm, plus d'Al (8% de grossulaire).
Optiquement, ces dernières couches semblent avoir une anomalie optique (c'est-à-dire, diminution des éléments de symétrie du système cristallin cubique.

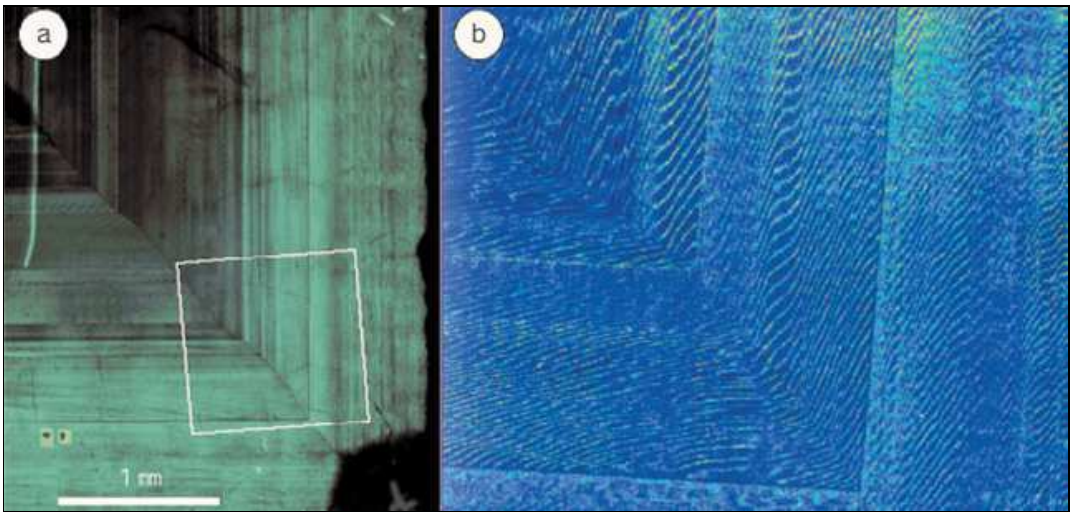


Figure 84 : Iridescence : Interférences dans une andradite de Tenkawa
Image du grenat arc-en-ciel au microscope polarisé
Image de distribution de la concentration en Al à l'intérieur du cadre blanc

Ces lamelles ondulées ont également été observées dans d'autres grenats grenat arc-en-ciel, comme dans ceux d'Adélaïde, et également dans ceux de Sonora bien que moins importantes. Elles peuvent donc être considérées comme une structure typique des grenats arc en ciel.

Dans le secteur de croissance de {110} observé dans une lame mince, perpendiculaire à l'axe c, un secteur dans lequel la face {110} croise à 45 degré le plan de la coupe (chacun des secteurs (101), (011), (01) et (01) sur la photo inférieure dans la Fig. 64) montre une très forte iridescence.
Contrairement à cela, un secteur dans lequel la face {110} croise perpendiculairement le plan de la lame mince (chacun des (110), (10), (10) et (0) dans la figure 64) ; ce qui signifierait que la lumière incidente deviendrait parallèle avec la face {110} dans le secteur et ne montrerait pas d'iridescence. À partir de cette observation, on peut supposer que l'iridescence est une couleur structurelle causée par l'interférence multicouche qui est produite lorsqu'une lumière (onde à longueur d'onde donnée) traverse des couches minces parallèles à la face {110}.
Cela démontre l'existence d'une structure stratifiée dont les épaisseurs de couches sont de quelques centaines de nm, équivalent à l'ordre de la longueur d'onde de la lumière, et qui est parallèle à la face {110}.

Ce résultat a été confirmé par analyse au microscope électronique à transmission de haute résolution. Ces observations ont permis d'identifier l'existence de lamelles fines entre lamelles ondulées avec un intervalle assez régulier et parallèle à {110} [Fig. 65]. Une représentation de la distribution en Al et Fe [fig. 65b et c] a également confirmé la différence dans le taux Al/Fe entre les deux couches, origine des différences d'indices de réfraction entre les couches.

De ces résultats, on peut affirmer comme conclusion, que la cause de l'iridescence est une interférence multicouche de la lumière produite par ces fines lamelles.

En outre, les lamelles fines étant continues, au travers des lamelles ondulées qui se sont formées au cours de la croissance, il est probable que cette structure se soit développée après la croissance. Comme la différence de composition entre les couches est distincte et leurs interfaces sont nettes, les lamelles fines se sont très probablement développées par exsolution après la croissance du grenat.

Enfin, la plupart des faces ne présentent pas d'iridescence malgré leur structure ondulée, car pour qu'il y ait iridescence les épaisseurs des couches doit être compris en 300 et 800 nm (longueur d'onde du visible). Si les intervalles entre les couches est trop grand, le phénomène d'interférence existe néanmoins, seulement il n'est pas visible pour l'œil humain.

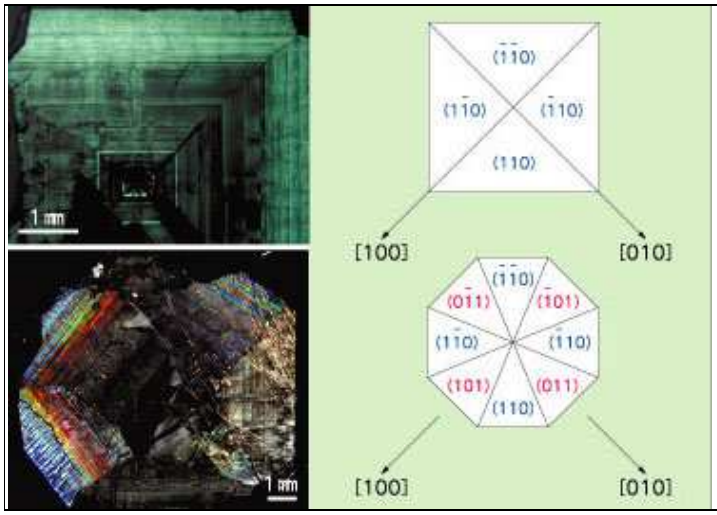


Figure 85 : Iridescence : Lame mince d'un grenat arc-en-ciel (⊥ à l'axe c)
a) coupe au cœur du cristal
b) une plaque fine coupée au centre.

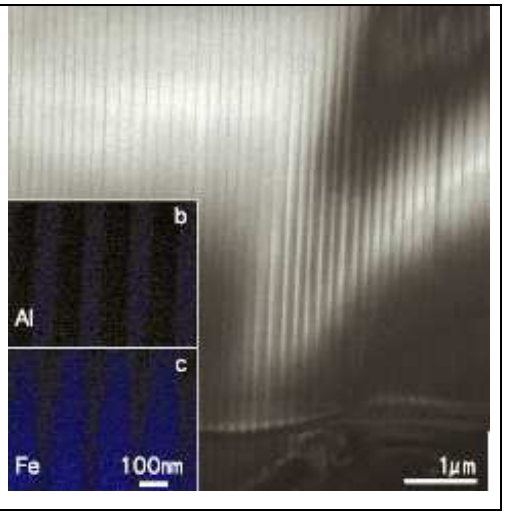


Figure 86 : Iridescence : Lamelles fines a) b) et (c) sont des images de distribution des éléments Al et Fe dans la zone agrandie des lamelles.

8.3.9. Phénomène de diffraction

Les zones proches de la surface des cristaux appelées zones oscillatoires correspondent à une fréquence élevée de cristallisation selon les plans {110} et {211}. Le matériau se comporte alors tel un réseau avec une succession de plans très rapprochés. Aux phénomènes d'interférence par transmission, s'ajoute alors, un phénomène de diffraction. Si l'on regarde les grenats avec un angle oblique par rapport aux faces des rhombododécaèdres. Ce qui explique que l'iridescence soit plus marquée quand on observe ces grenats en oblique par rapport aux faces {110}.

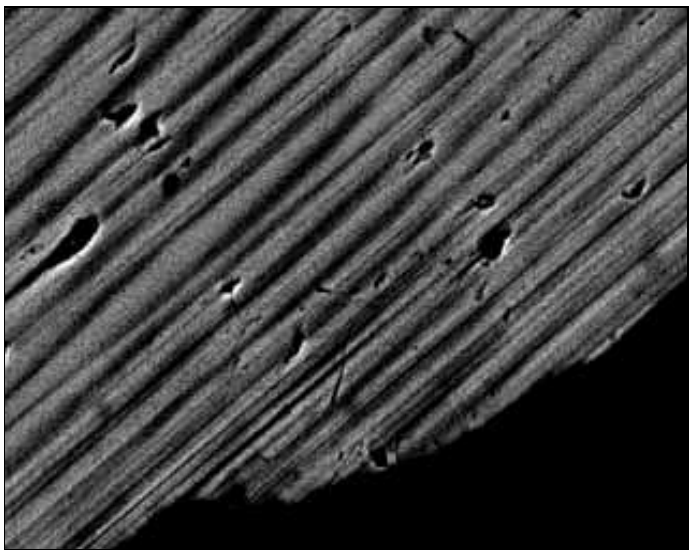


Figure 87 : Iridescence : Image en électrons rétrodiffusés de fine lamelles parallèles au plan {110}
Formation d'un réseau (optique)

Les zones brillantes, qui ont un nombre atomique moyen plus élevé, correspondent à l'andradite pure, tandis que les zones plus sombres, dont le nombre atomique moyen est plus faible) sont de l'andradite avec du grossulaire en solution. Largeur de l'image : environ 80 µm

Rappels d'optique

- Interférence de matériaux multicouches

Si ces deux ondes ont suivi un parcours différent, cette différence de parcours provoque un certain déphasage entre les ondes. La plupart du temps se déphasage est infime et n'est pas perçu par l'œil humain. Toutefois, si ce déphasage correspond à k λ, k=1,2,3, ou à (k+1/2) λ, k restant de l'ordre de quelques unités. Ce déphasage a pour effet dans le premier cas l'addition des intensités de l'onde incidente $I_{interf} = I_{incid} + I_{incid} = 2\ I_{incid}$ (cas d'interférence constructive) accroissant ainsi l'aspect visuel de la lumière, et $I_{interf} = I_{incid} - I_{incid} = 0$ dans le second (cas d'interférence destructive), conduisant à l'extinction totale de l'onde. Tous les cas intermédiaires étant représentés avec des évolutions sinusoïdales.

Dans le cas d'une couche mince, il y a interférence entre le faisceau incident réfléchi par la surface du matériau et par le faisceau réfléchi par la frontière interne de cette couche fine et la couche suivante.

L'onde incidente atteint la surface du matériau avec un angle incident θ_i, une partie de cette onde est réfléchit avec le même angle θ_i. Le complémentaire de cette onde réfléchie va alors traverser la couche mince avec un angle θ_{it}, l'angle de l'onde transmise, déduit de l'angle incident par les lois de Snell-Descartes, en fonction de l'indice de réfraction du matériau.

Cette onde transmise se comporte alors comme une onde incidente sur l'interface suivante. Cette interface pouvant être soit la fin du matériau soit la limite entre deux couches successives dans le cas d'un matériau multicouche.

L'onde transmise se reflète donc sur cette interface, retraverse la couche du matériau une nouvelle fois et ressort du matériau. Compte tenu des indices de réfraction du matériau et de l'air, le faisceau ressort du matériau avec le même angle que l'onde réfléchie par la surface du matériau.

Il s'en déduit donc deux faisceaux, parallèles, de même longueur d'onde, entre lesquelles existe néanmoins un décalage de phase dû à la double traversée MLN de la couche fine du matériau.

Si cette longueur MLN est proche de la longueur d'onde, il y a phénomène d'interférence.

Ainsi, certaines longueurs d'onde, ou couleur peuvent voir les intensités accrue ou au contraire éteinte.

Dans le cas d'un matériau multicouches, ce phénomène se reproduit à chaque pour chaque nouvelle couche. Toutefois, en pratique, la grande majorité de la lumière est absorbée ou réfléchie après quelques réflexions, et l'on peut ne considérer que les deux premiers faisceaux incidents.

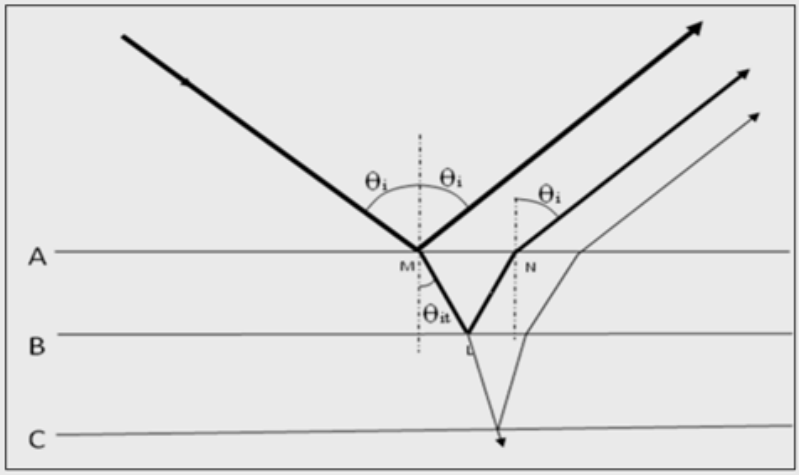


Figure 88 : Iridescence : Interférence dues aux couches fines
Le faisceau incident est fragmenté en deux complémentaires à la surface A du matériau, le faisceau réfléchi et le faisceau transmis. Ce dernier est à son tour fragmenté sur l'interface B. L'onde transmise à travers AB et réfléchie sur B ressort du matériau après avoir parcouru la distance MLN-MO de plus que l'onde réfléchit sur la surface A

Comme ces deux ondes réfléchies proviennent de la même source lumineuse, elles sont dites cohérentes et vont donner un phénomène d'interférences

Ce phénomène intervient principalement sur la où les premières couches du matériau. Il y a rapidement atténuation des ondes transmises, ce qui limite ensuite leur effet sur les interférences lumineuses.

Pour illustrer ce phénomène, prenons un exemple :

Soit une couche AB de 290 nm, avec un indice de réfraction de 1,7, l'indice de réfraction des grenats est compris entre 1,7 et 1,8 (cf. paragraphe indices de réfraction)
Pour un angle incident θ_i de 39°.

$$MO = MN \sin \theta_i$$
$$= 2\,AB \tan \theta_{it} \sin \theta_i$$

En outre, $n_{air} \sin \theta_i = n_{grenat} \sin \theta$

où n est l'indice de réfraction du milieu, $n_{air\ it} = 1$

Dans ce cas, θ_{it} mesure 21,7°, et la distance MLN-MO vaut MLN - MO = 600 nm

On obtient donc que si l'on regarde le grenat avec un angle incident de 39°, le déphasage entre les deux faisceaux réfléchis par la surface A et la première interface B vaut 600 nm.
Or, pour l'onde incidente de 400 nm (couleur bleu), le déphasage vaut 600 nm = (k+1/2) λ, avec k=1, il y a donc extinction de la couleur bleu.
Inversement, pour l'onde incidente de 600 nm (couleur jaune - orange), le déphasage vaut 600 nm = kλ, avec k=1, il y a donc doublement de l'intensité lumineuse de ces couleurs chaudes.
On est dans le cas a) de la figure ci-après.

Pour un angle incident θ_i différent, 61,3° dans notre exemple, c'est le phénomène inverse qui a lieu, à savoir que la couleur bleu est amplifiée et la couleur jaune orangé éteinte (cas b).

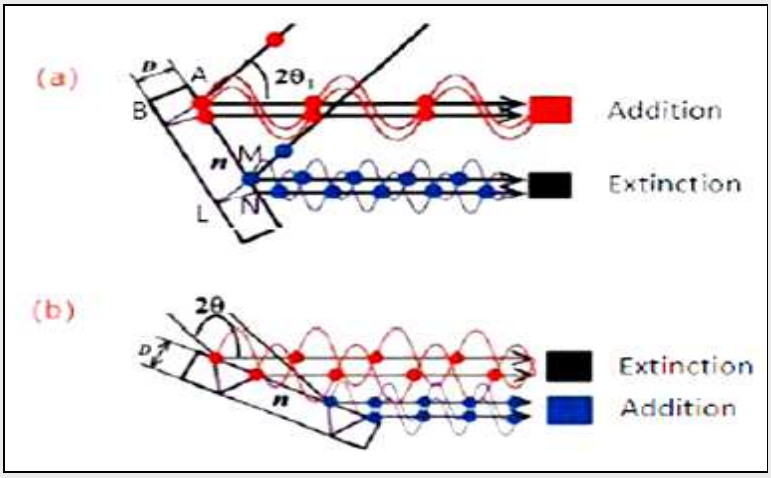


Figure 89 : Iridescence : Interférence dues aux couches fines
En fonction de l'incidence du faisceau lumineux, il peut y avoir amplification ou extinction des intensités lumineuses selon la longueur d'onde (ie de la couleur) cas a=> couleur orangée , cas b=> couluer bleue

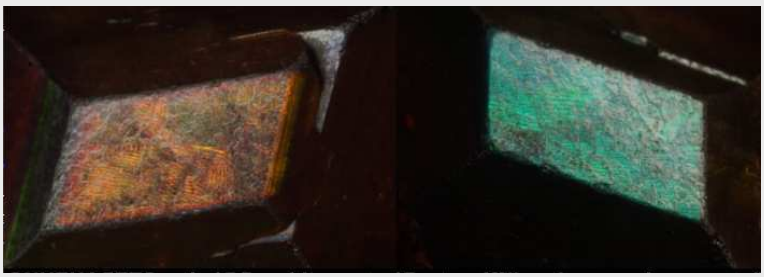


Figure 90 : Iridescence : Reflets sous deux angles différents (ph. D. Stepanenko modifiée) illustrant l'exemple ci-avant

- Diffraction du matériau sillonné

Un réseau optique plan est un système constitué d'un grand nombre d'objets diffractant appelés traits, régulièrement espacés. Les traits peuvent être des fentes séparées par des zones opaques dans les réseaux par transmission, ou des miroirs dans les réseaux par réflexion. Lorsqu'une onde électromagnétique tombe sur de tels réseaux, elle est diffractée, c'est-à-dire renvoyée dans toutes les directions par chaque trait agissant comme des sources secondaires, de sorte que les ondes renvoyées – transmises ou réfléchies – vont pouvoir interférer. Pour une longueur d'onde donnée, ces ondes seront en phase dans certaines directions et y produiront des interférences constructives ; elles seront en opposition de phase dans d'autres directions et y produiront des interférences destructives. Ces directions ne dépendent alors que du pas du réseau (la distance entre les traits) et de l'angle d'incidence. Si le réseau est éclairé en lumière blanche, chaque longueur d'onde interférera de manière constructive dans une direction différente : on retrouve bien là les deux caractéristiques de l'iridescence.

Comme précédemment dans les couches minces, l'interférence entre les deux ondes est constructive lorsqu'elles sont en phase, c'est-à-dire chaque fois que la différence de marche d est un multiple entier de la longueur d'onde ($d=k\lambda$). L'existence de ces valeurs multiples k conduit à observer des ordres de diffraction, associés à des directions multiples dans lesquelles on peut observer des spectres analogues au spectre de dispersion du prisme.

Si le réseau est éclairé en lumière blanche, on constate que pour k=0, toutes les longueurs d'onde interfèrent de manière constructive dans la même direction (la direction de la réflexion spéculaire i=i') et donnent donc une lumière blanche, mais qu'elles sont séparées, et forment donc des spectres, pour tous les autres ordres ($k=\pm1, \pm2...$)

Pour un réseau de 1000 traits par mm et une longueur d'onde bleue $\lambda=400$ nm en incidence normale (i=0), k ne peut prendre que les valeurs 0, ±1 et ±2 correspondant à des angles de déviation de 0, 23°30' et 53°6'. Dans le rouge à l'autre extrémité du spectre ($\lambda=700$ nm), k ne peut plus prendre que les valeurs 0 et ±1 et l'angle de déviation est de 44°30' environ.

La dispersion est d'autant plus grande que k est élevé et que la longueur d'onde est grande : à l'inverse du prabersisme, et dans chaque ordre, le rouge est plus dévié que le bleu.

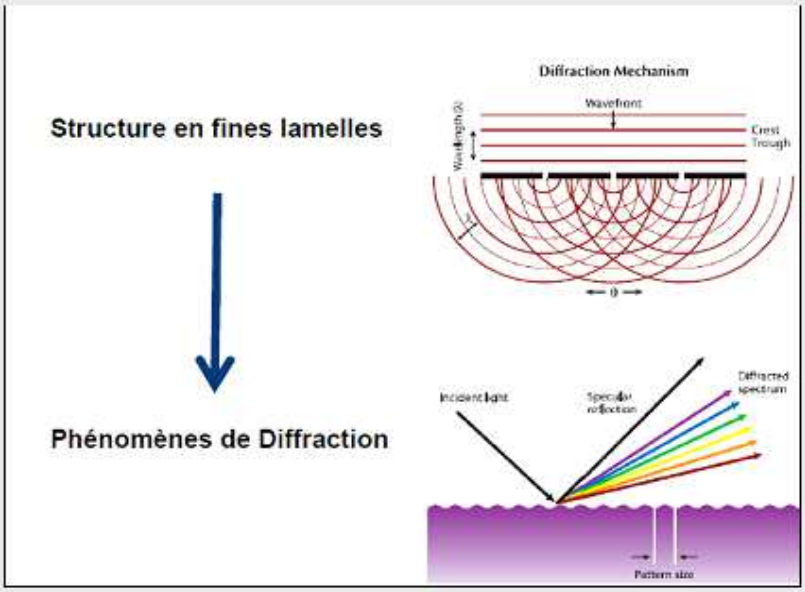


Figure 91 : Iridescence : Diffraction des ondes par deux sillons séparés de la distance d
Ici, l'onde est transmise, il en est de même pour une onde réfléchie. Il est à noter que pour les grenats andradites iridescents, la présence d'interférence montre qu'une partie de l'onde incidente est transmise dans la matériau. Pour cette dernière la figure 15 est représentative des phénomènes otiques dans la couche AB avant réflexion par l'interface B.

9. INDICES DE REFRACTION

L'indice de réfraction provient du phénomène de réfraction qui désigne le changement de direction de la lumière au passage d'un milieu à un autre. La notion d'indice a d'abord été introduite empiriquement comme coefficient dans les lois de Snell-Descartes.
L'indice de réfraction d'un milieu déterminé pour une certaine radiation monochromatique caractérise la vitesse de propagation de cette radiation dans ce milieu, v étant la vitesse de propagation de la radiation considérée dans le milieu étudié.
Plus précisément, l'indice de réfraction du milieu A par rapport au milieu B est le rapport des vitesses v_B / v_A, v_A et v_B étant les vitesses de la même radiation simple dans les milieux A et B. Si le milieu B est le vide, la vitesse v_B est égale à la constante c = 299 792 458 m/s (célérité de la lumière), et l'indice de réfraction est appelé indice absolu : $n = \frac{c}{v}$

Dans le modèle de l'onde électromagnétique, la célérité dans le vide est reliée aux propriétés électromagnétiques du vide ($\varepsilon_0 \mu_0 c^2 = 1$) et l'indice est donc lié aux permittivité et perméabilité du matériau : ε_r, μ_r.
Ce sont des indices de réfraction élevés qui permettent la taille des gemmes et la multiplication des faisceaux lumineux à l'intérieur de celles-ci pour leur conférer tout leur éclat.

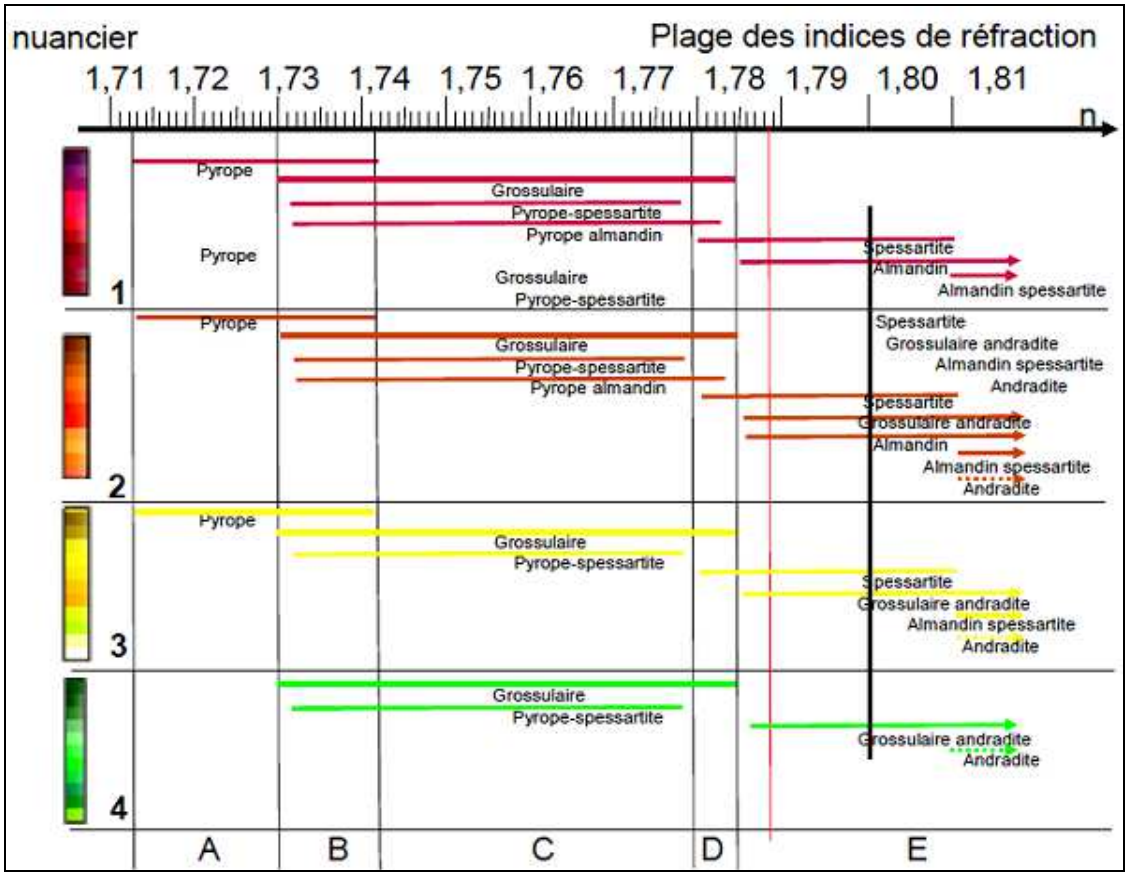


Figure 92 : Indices de réfraction des gemmes en fonction de leur composition et de leur nuance de couleur

Photo 50 : Andradite et hématite, n°524
Photo 51 : Andradite et haussmanite, n°515 **Photo 52 : Andradite, ettringite, haussmanite, barite et bementite, n°567**
Photo 53 : Andradite et gaudefroyite, n°527
Photos d'associations d'andradites, Kuruman, Northern Cape province, Afrique du Sud

Livre 4 – Les Grenats en Joaillerie

1. GENERALITES

1.1 Introduction

En pensant aux pierres gemmes de grenat, la plupart des gens pensent immédiatement au grenat rouge. De grands gisements de grenat rouge ont été découverts en Bohême (Europe centrale) vers le XVIe siècle, qui est devenu l'objet de l'industrie de la joaillerie dans la région, industrie qui se perpétue de nos jours.

Mais, le groupe des grenats est bien plus riches en variétés, et se limiter aux pierres de couleur rouge, revient à négliger les plus belles gemmes de grenats que la nature peut nous offrir. Parmi toutes les variétés de grenats recensées ou non, six variétés principales sont utilisées comme gemmes : pyrope, almandin, spessartite, grossulaire (incolore, hessonite), andradite (topazolite et surtout démantoïde) et uvarovite.

Figure 93 : Présentation des grenats de joaillerie et de leurs couleurs (GEMDAT)
On notera l'absence du bleu

1.2 Histoire

Les grenats sont utilisés en joaillerie depuis plusieurs milliers d'années. En ces temps anciens, ils étaient connus comme escarboucle ou comme gemme rouge. Il y en avait dans le plastron du jugement d'Aaron, décrit dans la bible (Exodus: xxviii, 15-30). Le Coran prétend que le 4ème ciel est composé d'escarboucles. Dans l'astrologie védique, qui est de 1000 ans antérieure à l'astrologie occidentale, et toujours pratiquée par des millions d'adeptes, le grenat hessonite de couleur brun orangé à rouge est le talisman qui protège des influences démoniaques du corps céleste nommé Rahu.
Le grenat est également considéré comme pierre sacrée par nombre de tribus indiennes d'Amérique du nord, du centre et du sud.

En 1892, les Hunzas ont utilisé des projectiles faits de grenats contre les troupes britanniques au Kashmir, pensant que leur action meurtrière était supérieure aux balles de plomb.

Historiquement, les grenats sont censés protéger des blessures et du poison, arrêter les saignements et, symboliser la vérité et la fidélité, et apporter prospérité.

En tant que gemme, les grenats sont aujourd'hui plus populaires que jamais. D'ailleurs de nouvelles variétés ne trouvent un essor que depuis ces dernières années.
Certaines formes de grenats almandins renferment des inclusions minérales d'asbeste, typiquement de pyroxène ou d'amphibole, qui leur donne un effet chatoyant sous la forme d'une étoile à six branches (plus rarement quatre branches) dans la gemme taillée en cabochon.

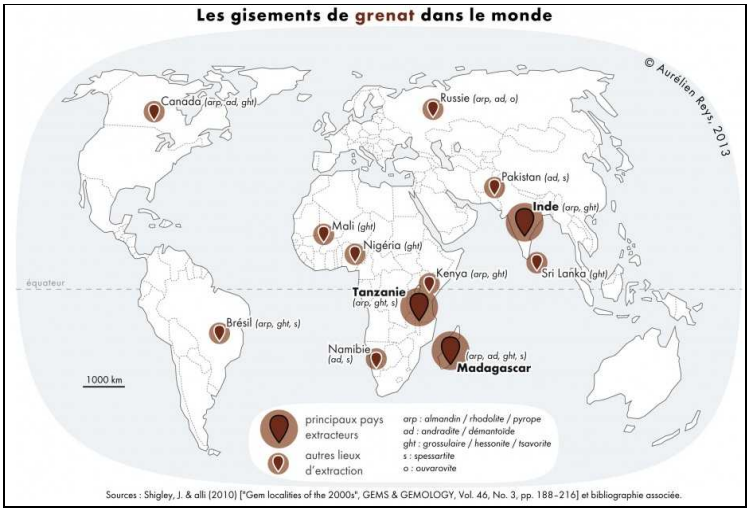


Figure 94 : Principaux pays extracteurs de grenats

1.3 Propriétés métaphysiques

Le grenat est la pierre de naissance du mois de janvier (capricorne)
Il est la pierre des 18 ans de mariage.
Il est en accord avec les signes astrologiques du lion, de la vierge, du capricorne et du verseau.

Le grenat est dit accroître la créativité et l'intelligence et il aide au succès dans les affaires.

Il serait aussi capable d'apporter de l'énergie bénéfique et de renforcer l'estime personnelle et la popularité à ceux qui en porte.

De surcroît, on attribue d'autres bénéfices aux différentes variétés de grenat :

- L'almandin est utile pour renforcer le cœur, inspirer l'amour et aide à percevoir la vérité.
- L'andradite donne vitalité, aide à prévenir les craintes, l'insécurité et le sentiment de solitude.
- Le pyrope améliore l'intelligence et la sagesse.
- La rhodolite facilite la méditation, améliore l'intuition et inspire à l'amour.
- La tsavorite facilite la méditation, améliore la sensibilité spirituelle et les aptitudes télépathiques.

2. PROJET DES GRENATS GEMMES DU GIA

https://www.gia.edu/gia-gem-project-garnet

2.1 Collection de gemmes du Dr. Edward J. Gübelin

Le Dr Edward Gübelin a étudié les pierres précieuses et leurs inclusions sur une carrière professionnelle de plus de soixante ans. Son travail a révolutionné la science de la gemmologie. Bien que son laboratoire d'origine soit localisé à Lucerne, en Suisse, il s'est déplacé sur les cinq continents pour collecter des échantillons qu'il a ensuite méticuleusement répertoriés. Après sa mort en mars 2005, sa collection complète a été acquise par le GIA. La collection se compose d'environ 2 800 gemmes représentant 225 types de minéraux, qui font maintenant parties de la collection Gia GEM, et est utilisée pour la recherche, l'éducation et des expositions.

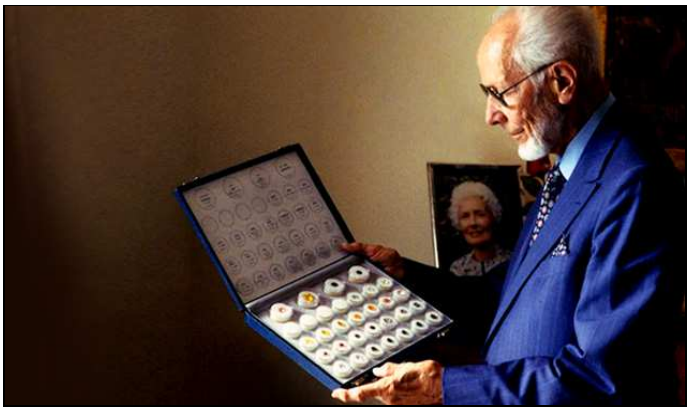


Figure 95 : Edward J. Gübelin et une partie de sa collection

2.2 La collection de gemmes du Dr. Edward J. Gübelin

Depuis sa création, le GIA a acquis des échantillons de pierres précieuses pour soutenir ses missions éducatives et de recherche. La plupart de ces pierres étaient utiles à des fins d'identification, mais manquaient d'informations détaillées sur la localité, et certains n'étaient pas particulièrement attractifs.

Pour améliorer la qualité de ces références, le GIA a acquis en 2005 la collection d'Edward J. Gübelin. De nombreuses pierres précieuses sont des exemples extraordinaires en termes de couleur, de poids et de phénomènes, améliorant ainsi significativement le potentiel éducatif et de présentation de la collection de gemmes du GIA.

Figure 96 : La collection de grenats de Edward J. Gübelin acquise en 2005 par le GIA
Photo by Robert Weldon/GIA

Depuis 2007, le GIA a entrepris un projet de caractérisation des pierres précieuses de la collection Edward J. Gübelin. Ce projet a deux objectifs principaux :

- la systématisation documentée de ces pierres précieuses en utilisant une gamme de techniques,
- la diffusion des résultats et analyses, disponibles sur le site du GIA comme une ressource précieuse pour les étudiants, gemmologues, chercheurs, et toute personne intéressée par les minéraux gemmes

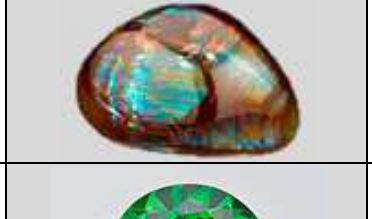
Des procédures de collecte de données normalisées ont ainsi été créées, avec pour chaque pierre précieuse, la caractérisation de la gemme par une large gamme de techniques diverses. Cette base de données doit permettre aux chercheurs intéressés de voir, par exemple, les variations possibles des propriétés gemmologie d'une localité à l'autre au sein d'une espèce donnée.

La base de données du projet fournira les informations suivantes sur les pierres précieuses individuelles :

1. une photographie de la pierre précieuse.
2. le numéro de collection de gemmes du GIA
3. l'espèce de gemme, et le cas échéant, un groupe et un nom de variété.
4. des renseignements sur la localité géographique, signalés par pays, province ou État (district ou comté) et ville (nom de la mine), tel qu'il est décrit dans les dossiers de collecte obtenus par le Dr Gübelin.
5. les informations de base sur la pierre gemme, telles que la forme facettée (rapporté comme noms de forme normalisés) ; poids de carat à deux décimales (1 Ct = 0,2 g) ; Dimensions en millimètres à trois décimales ; diaphanéité (transparent, translucide ou opaque) ; et une description de la couleur selon la terminologie de Gia pour les pierres gemmes colorées.
6. des croquis montrant la forme et l'arrangement de facettes de la pierre précieuse avec des vues supérieures, latérales et inférieures. Ces schémas ont été créés à partir de données de mesure de la proportion obtenues par le système de diavis du sarin. Ils n'ont pas été fabriqués pour des pierres précieuses façonnées comme des cabochons ou d'autres formes non-facettes.
7. un résumé des propriétés gemmologie standards, y compris le caractère optique (uniaxial positif ou négatif), la (les) valeur (s) d'indice de réfraction (les valeurs maximales et minimales de RI obtenues à l'aide d'un réfractomètre sur chacune des facettes de la pierre gemme), la valeur calculée de biréfringence, la valeur calculée de la masse spécifique, les descriptions des éventuels pléochroïsme, lustre, réactions de fluorescence ultraviolette (et phosphorescence) sous ondes longues et ondes courtes, spectres d'absorption et phénomène optique (changement de couleur ou asterisme). Un diagramme est fourni qui illustre l'emplacement approximatif (s) de l'axe optique (axes) lorsque la ou les directions peuvent être déterminées à l'aide d'un microscope et d'une sphère en verre (qui agit comme une lentille de condensation) positionnée au-dessus de la pierre précieuse. Dans cette configuration, et en utilisant des filtres polarisants croisés, la pierre gemme est tournée jusqu'à ce qu'une figure d'interférence axe optique centrée soit vue avec la sphère. Dans certains cas, nous n'avons pas pu localiser visuellement l'axe optique d'une pierre précieuse à l'aide de cette méthode.
8. une brève description générale des caractéristiques internes ou externes que l'on peut voir avec un grossissement standard (10 x à ~ 100). Beaucoup de dispositifs internes ont été photographiés au microscope, et ces photomicrographies sont fournies avec des légendes. Les photomicrographies n'ont pas été prises pour des pierres précieuses manquant de caractéristiques internes importantes.
9. dans la plupart des cas, plusieurs spectres sont présentés pour une pierre précieuse, y compris les spectres infrarouge, visible, Raman et photoluminescence. Un spectre de fluorescence de rayon X est également fourni avec les éléments principaux et mineurs détectés.

2.3 La collection de grenats gemmes du Dr. Edward J. Gübelin

Souvent considéré comme une pierre gemme rouge profond, le grenat peut également être jaune, orange, vert ou brun - n'importe quelle couleur excepté le bleu. Il existe six minéraux grenat communs – almandin, andradite, grossulaire, pyrope, spessartine et uvarovite – et plusieurs espèces rares. Les variétés gemmes comprennent des démantoïdes et tsavorites verts, des hessonites oranges et des rhodolites roses. Outre la brillance et les couleurs attrayantes, les grenats montrent parfois des phénomènes optiques tels que l'asterisme (un modèle en forme d'étoile de réflexions), chatoyance (un « œil de chat » vu dans la lumière réfléchie), ou un changement de couleur lorsqu'il est vu sous différents types d'éclairage.

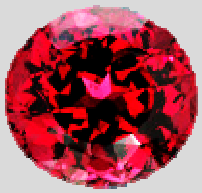
33197 **Almandin - Spessartine** République tchèque		Forme : oval Poids : ct 18,34 Dimensions : mm 18,69 x 14,15 x 7,28 Aspect : transparent Couleur : très sombre, force modérée, rouge orangé
33222 **Almandin - Spessartine** Inde		Forme : émeraude Poids : ct 12,86 Dimensions : mm 15,56 x 10,40 x 6,90 Aspect : transparent Couleur : très sombre, force modérée, orange rougeâtre
33308 **Andradite** Korée		Forme : oval Poids : ct 2,10 Dimensions : mm 8,38 x 7,17 x 4,78 Aspect : transparent Couleur : sombre, brun clair, jaune
33282 **Andradite** Afrique du sud		Forme : cabochon Poids : ct 16,02 Dimensions : mm 19,72 x 13,60 x 6,25 Aspect : opaque Couleur : iridescent
35637 **Andradite (Démantoïde)** Iran		Forme : rond Poids : ct 1,67 Dimensions : mm 7,16 x 7,31 x 4,45 Aspect : transparent Couleur : moyen, intense, vert clair jaunâtre
33307 **Andradite (Démantoïde)** Italie		Forme : émeraude Poids : ct 4,12 Dimensions : mm 9,86 x 7,49 x 5,54 Aspect : transparent Couleur : moyen sombre, clairement grisâtre, vert jaunâtre
33303 **Andradite (Démantoïde)**		Forme : coussin Poids : ct 4,24 Dimensions : mm 10,63 x 7,06 x 6,05 Aspect : transparent Couleur : moyen sombre, intense, vert vif jaunâtre

33301 **Andradite** **(Démantoïde)**		Forme : coussin Poids : ct 4,31 Dimensions : mm 9,76 x 8,80 x 5,91 Aspect : transparent Couleur : clair, modérément intense, vert vif jaunâtre
33300 **Andradite** **(Démantoïde)**		Forme : oval Poids : ct 5,22 Dimensions : mm 11,48 x 9,28 x 5,46 Aspect : transparent Couleur : moyen, intense, vert vif jaunâtre
33265 **Grossulaire** Tanzanie		Forme : coussin Poids : ct 6,57 Dimensions : mm 11,23 x 10,01 x 7,26 Aspect : transparent Couleur : moyennement clair, modérément intense, jaune
33242 **Grossulaire** Tanzanie		Forme : coussin Poids : ct 11,04 Dimensions : mm 13,49 x 13,34 x 7,51 Aspect : transparent Couleur : clair, intense, vert jaunâtre
34991 **Grossulaire** Tanzanie		Forme : coussin Poids : ct 14,54 Dimensions : mm 14,56 x 13,67 x 8,33 Aspect : transparent Couleur : clair, modérément intense, vert jaunâtre
33239 **Grossulaire** Tanzanie		Forme : oval Poids : ct 16,95 Dimensions : mm 18,16 x 13,92 x 8,60 Aspect : transparent Couleur : moyennement clair, intense, jaune
33298 **Grossulaire** **(Hessonite)** Sri Lanka		Forme : oval Poids : ct 10,99 Dimensions : mm 14,72 x 11,49 x 7,26 Aspect : transparent Couleur : clair, modérément intense, orange jaunâtre
33299 **Grossulaire** **(Hessonite)** Sri Lanka		Forme : oval Poids : ct 12,36 Dimensions : mm 14,47 x 13,17 x 8,60 Aspect : transparent Couleur : moyennement clair, modérément intense, jaune orangé

33293 **Grossulaire** **(Hessonite)** Sri Lanka		Forme : coussin Poids : ct 14,18 Dimensions : mm 16,35 x 11,72 x 8,60 Aspect : transparent Couleur : modérément sombre, modérément intense, rouge orangé
33292 **Grossulaire** **(Hessonite)** Sri Lanka		Forme : coussin Poids : ct 16,99 Dimensions : mm 16,75 x 12,81 x 9,51 Aspect : transparent Couleur : modérément sombre, modérément intense, rouge orangé
33281 **Grossulaire** **(Hessonite)** Sri Lanka		Forme : coussin Poids : ct 23,86 Dimensions : mm 16,89 x 16,45 x 10,53 Aspect : transparent Couleur ; moyen, intense, rouge orange
34842 **Grossulaire** **(Hessonite)** Sri Lanka		Forme : oval Poids : ct 25,65 Dimensions : mm 18,01 x 15,89 x 11,97 Aspect : transparent Couleur : clair, modérément intense, rouge orange
35007 **Grossulaire** **(Hessonite)** Tanzanie		Forme : coussin Poids : ct 6,96 Dimensions : mm 11,56 x 10,55 x 6,98 Aspect : transparent Couleur : moyennement sombre, intense, rouge orangé
33223 **Grossulaire** Mali		Forme : poire Poids : ct 3,59 Dimensions : mm 9,25 x 9,72 x 6,31 Aspect : transparent Couleur : moyennement clair, vif, jaune grisâtre
34358 **Grossulaire** **(Tsavorite)** Kenya		Forme : coussin Poids : ct 1,75 Dimensions : mm 7,36 x 6,17 x 4,88 Aspect : transparent Couleur : moyennement clair, vif, vert
35569 **Grossulaire** **(Tsavorite)** Tanzanie		Forme : rond Poids : ct 3,65 Dimensions : mm 8,70 x 8,79 x 6,35 Aspect : transparent Couleur : moyennement clair, intense, vert jaunâtre

33229 **Pyrope** Tanzanie		Forme : oval Poids : ct 3,87 Dimensions : mm 9,59 x 8,63 x 6,22 Aspect : transparent Couleur : clair, clairement brunâtre, clairement rouge pourpre
33278 **Pyrope** Tanzanie		Forme : poire Poids : ct 9,22 Dimensions : mm 12,99 x 12,41 x 8,19 Aspect : transparent Couleur : clair, modérément intense, clairement rouge pourpre
33313 **Pyrope** Tanzanie		Forme : coussin Poids : ct 11,45 Dimensions : mm 14,51 x 11,74 x 7,35 Aspect : transparent Couleur : sombre, clairement brunâtre, rouge orangé
34395 **Pyrope - Almandin** Madagascar		Forme : oval Poids : ct 12,22 Dimensions : mm 16,08 x 13,09 x 7,12 Aspect : transparent Couleur : sombre, clairement brunâtre, rouge orangé
34542 **Pyrope - Almandin** Myanmar		Forme : coussin Poids : ct 10,24 Dimensions : mm 12,90 x 11,42 x 7,39 Aspect : transparent Couleur : très sombre, intense, rouge orangé
34841 **Pyrope - Almandin** Sri Lanka		Forme : oval Poids : ct 8,14 Dimensions : mm 12,61 x 9,69 x 7,46 Aspect : transparent Couleur : moyen, clairement brunâtre, clairement rouge pourpre
34769 **Pyrope - Almandin** Sri Lanka		Forme : oval Poids : ct 19,12 Dimensions : mm 17,29 x 15,18 x 9,02 Aspect : transparent Couleur : sombre, intense, rouge pourpre
34759 **Pyrope - Almandin** Sri Lanka		Forme : oval Poids : ct 30,60 Dimensions : mm 22,52 x 18,03 x 9,19 Aspect : transparent Couleur : très sombre, modérément intense, rouge

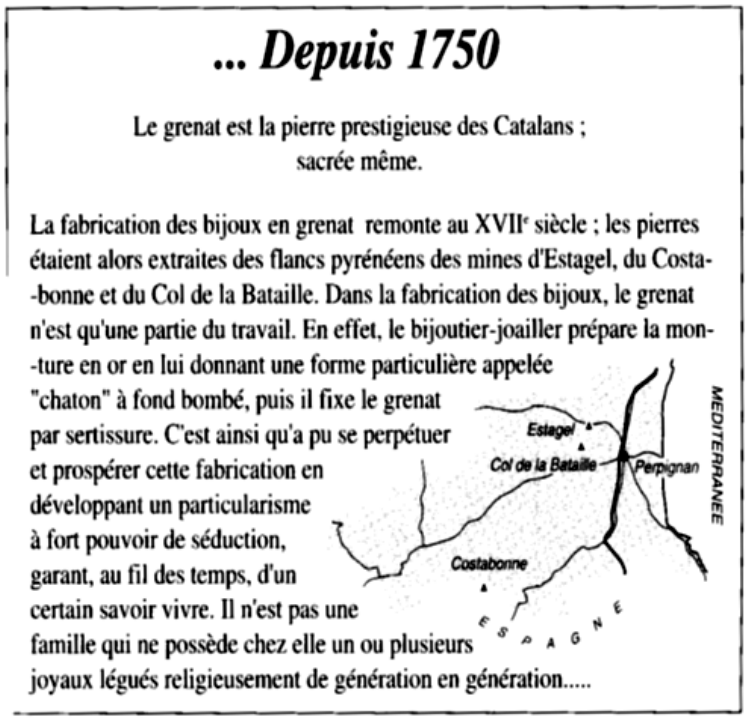
33201 **Pyrope - Almandin** Tanzanie		Forme : coussin Poids : ct 11,42 Dimensions : mm 12,45 x 10,99 x 9,29 Aspect : transparent Couleur : moyen, modérément intense, rouge orange
35213 **Pyrope - Almandin** Etats Unis		Forme : oval Poids : ct 14,55 Dimensions : mm 15,22 x 12,95 x 9,25 Aspect : transparent Couleur : sombre, modérément intense, rouge orange
33459 **Pyrope - Almandin** **(Rhodolite)** Tanzanie		Forme : oval Poids : ct 1,92 Dimensions : mm 7,83 x 7,07 x 4,39 Aspect : transparent Couleur : moyennement clair, modérément intense, intensément rouge pourpre
33461 **Pyrope - Almandin** **(Rhodolite)** Tanzanie		Forme : coussin Poids : ct 2,54 Dimensions : mm 9,21 x 6,94 x 4,46 Aspect : transparent Couleur : moyennement sombre, modérément intense, rouge orange
33206 **Pyrope - Almandin** **(Rhodolite)** Tanzanie		Forme : oval Poids : ct 4,43 Dimensions : mm 12,89 x 8,54 x 4,90 Aspect : transparent Couleur : moyennement clair, très clairement grisâtre, intensément rouge pourpre
33199 **Pyrope - Almandin** **(Rhodolite)** Sri Lanka		Forme : oval Poids : ct 16,88 Dimensions : mm 16,52 x 13,93 x 9,60 Aspect : transparent Couleur : sombre, intense, rouge pourpre
35021 **Pyrope - Almandin** **(Rhodolite)** Tanzanie		Forme : oval Poids : ct 14,38 Dimensions : mm 15,27 x 12,60 x 9,42 Aspect : transparent Couleur : très sombre, modérément intense, Intensément rouge pourpre
33198 **Pyrope - Almandin** **(Rhodolite)** Tanzanie		Forme : coussin Poids : ct 18,53 Dimensions : mm 16,25 x 13,71 x 9,22 Aspect : transparent Couleur : sombre, intense, intensément rouge pourpre

34387 **Pyrope - Spessartine** Madagascar		Forme : rond Poids : ct 44,28 Dimensions : mm 20,40 x 20,71 x 13,93 Aspect : transparent Couleur : moyen, intense, clairement rouge pourpre
35068 **Pyrope - Spessartine** Tanzanie		Forme : coussin Poids : ct 13,80 Dimensions : mm 14,19 x 12,67 x 8,60 Aspect : transparent Couleur : moyen, très clairement brunâtre,
34338 **Spessartine** Kenya		Forme : rond Poids : ct 14,57 Dimensions : mm 13,20 x 13,51 x 10,47 Aspect : transparent Couleur : très sombre, modérément intense, rouge orange
34719 **Spessartine** Namibie		Forme : rond Poids : ct 7,42 Dimensions : mm 11,36 x 11,56 x 7,06 Aspect : transparent Couleur : moyennement clair, vif, orange
33251 **Spessartine** Nigeria		Forme : poire Poids : ct 11,29 Dimensions : mm 14,98 x 12,94 x 7,78 Aspect : transparent Couleur : moyennement clair, vif, orange jaunâtre
33249 **Spessartine** Sri Lanka		Forme : oval Poids : ct 5,13 Dimensions : mm 11,05 x 8,71 x 6,20 Aspect : transparent Couleur : moyennement sombre, intense,
34844 **Spessartine** Sri Lanka		Forme : coussin Poids : ct 9,81 Dimensions : mm 11,39 x 11,04 x 8,05 Aspect : transparent Couleur : moyennement sombre, modérément intense, orange
34899 **Spessartine** Sri Lanka		Forme : coussin Poids : ct 13,07 Dimensions : mm 14,12 x 10,94 x 7,78 Aspect : transparent Couleur : moyen, vif, orange
35227 **Spessartine** Etats Unis		Forme : rond Poids : ct 7,94 Dimensions : mm 10,55 x 10,64 x 8,40 Aspect : transparent Couleur : moyen, intense, orange rougeâtre

3. GRENATS DE PERPIGNAN

3.1 Une culture ancestrale

Dans le Roussillon, l'utilisation de grenats en joaillerie se perpétue depuis le XVIIIe siècle. D'après la littérature, on apprend qu'à l'époque les pierres étaient extraites des reliefs pyrénéens (Estagel, Caladroi, Costabonne, Espira de l'Agly, Latour-de-France et plus vraisemblablement des alluvions de l'Agly et de ses affluents). D'ailleurs, une association d'artisans bijoutiers de la région, "Le grenat de Perpignan", revendique l'origine catalane de ces pierres, les premières à avoir été taillées très probablement dans le département (voir encadré). Comme on le voit, le Costabonne n'a pas été forcément le seul site à grenats et d'autres, plus à proximité de Perpignan, ont sûrement été plus productifs en matière de pierres gemmes dignes d'être travaillées (et connus plus tôt). Malheureusement, ces gisements ont été bien vite épuisés en pierres de bonne qualité pour la joaillerie. Difficile de dire d'où précisément et combien il en a été extrait dans la mesure où les archives, contrairement à l'or, ne conservent pas en mémoire ce genre d'informations.



... Depuis 1750

Le grenat est la pierre prestigieuse des Catalans ; sacrée même.

La fabrication des bijoux en grenat remonte au XVIIe siècle ; les pierres étaient alors extraites des flancs pyrénéens des mines d'Estagel, du Costa--bonne et du Col de la Bataille. Dans la fabrication des bijoux, le grenat n'est qu'une partie du travail. En effet, le bijoutier-joailler prépare la mon--ture en or en lui donnant une forme particulière appelée "chaton" à fond bombé, puis il fixe le grenat par sertissure. C'est ainsi qu'a pu se perpétuer et prospérer cette fabrication en développant un particularisme à fort pouvoir de séduction, garant, au fil des temps, d'un certain savoir vivre. Il n'est pas une famille qui ne possède chez elle un ou plusieurs joyaux légués religieusement de génération en génération.....

Figure 97 : Présentation de la plaquette « Le grenat de Perpignan » réalisée par les artisans bijoutiers-joailliers de Perpignan

Ce que l'on retrouve par contre est la trace d'une importante activité dans le domaine de la taille des pierres à Perpignan. On apprend également l'existence d'une entreprise spécialisée dans la taille de fausses pierres, pour palier peut être à la pénurie de grenats gemmes catalans (?) et avant de trouver la filière allemande.

Actuellement, les grenats proviennent très vraisemblablement du massif de bohême d'où elles transitent par Idar Oberstein (Allemagne) où elles sont taillées en forme "rose", c'est à dire sans culasse (la partie normalement bombée sous les pierres taillées). Les pierres sont ensuite montées en respectant une tradition bien ancrée en territoire catalan. Les grenats ont donc progressivement perdu leur origine d'extraction catalane pour ne garder, finalement, plus que la façon, catalane, d'être montés.

Néanmoins, il y a bien eu une vraie production catalane à une certaine époque et l'association "Le grenat de Perpignan" qui compte une douzaine de bijoutiers parmi ses membres tente de promouvoir et de pérenniser l'activité autour de l'utilisation du grenat en joaillerie.

De nos jours, cette tradition est maintenue sur la région de Perpignan, à travers deux institutions principalement :

3.2 La Manufacture du Grenat à Prades

Site internet : manufacturedugrenat.com

Visite Guidée
Entrez dans un Pôle d'excellence Unique en France classé au Patrimoine Vivant. Découvrez un univers magique où sont regroupés et perpétués des savoir-faire traditionnels.

Le Grenat
Symbole culturel en pays catalan, et pierre mythique, le grenat n'en finit pas de séduire. Ne lui prêtait-on pas en des temps anciens, bien des vertus ?

Notre Histoire
L'ouverture à Prades de la Manufacture du Grenat, fait de la petite cité conflentoise, la capitale d'un savoir-faire ancestral intimement lié à la tradition catalane.

3.2.1. L'Institut du Grenat

L'officiel du bijou en Grenat de Perpignan et du costume roussillonnais

Site internet : www.institutdugrenat.com

En adhérant à l'Institut du Grenat, vous allez nous permettre de redonner à la bijouterie catalane une place à part entière dans l'identité culturelle, artistique et économique du Roussillon, département des Pyrénées-Orientales, vous aiderez ainsi à conserver un savoir-faire unique et permettrez d'œuvrer à sa transmission.

3.3 Au Grenat de Tautavel

Site internet : https://www.legrenatdeperpignan.fr/carnet-d-adresses/au-grenat-de-tautavel/

Découvrez toute une gamme de bijoux en argent et pierres précieuses, fantaisies et idées cadeaux. Une salle de projection avec mini musée est à votre disposition gratuitement, pouvant accueillir jusqu'à 12 personnes. Vous pourrez découvrir les gestes du bijoutier pendant la fabrication d'un bijou en grenat, de la fonte à l'étape finale (durée 20 minutes).

http://www.worldgarnet.com/news/le-grenats-des-pyrenees-orientales-/

3.4 Les Grenats des Pyrénées-Orientales

Sur le site *http://www.worldgarnet.com,* j'ai pu trouver un article très intéressant à la fois sur l'historique des grenats de Perpignan, mais aussi sur la gîtologie de ces grenats. Je vous en fait donc part ci-dessous. Merci à Maurice Courtet.

Cet article présente sommairement les principaux sites de grenats, sites qui seront davantage précisés au cours de cet ouvrage.

Les Grenats des Pyrénées-Orientales !
et quelques autres richesses minérales liées à l'histoire du département des Pyrénées-Orientales.

Une rapide présentation…

Situé dans le département des Pyrénées-Orientales, à une vingtaine de kilomètres de la frontière espagnole et à deux pas de la méditerranée, Perpignan compte quelques 110.000 habitants. Autrefois dernière ville du nord-est de l'Espagne, elle fît partie de l'intégration du Roussillon à la France en 1659 lors de la signature du traité des Pyrénées qui devait mettre provisoirement un terme à de nombreuses années de conflit opposant les Habsbourg d'Espagne aux Bourbon. Du fait de sa localisation à l'extrême sud ou peut-être par manque de publicité sur la présence de minéraux « nobles », on a trop oublié que Perpignan et sa région ont livré des richesses minéralogiques intéressantes.

…**à un sujet plus coloré.**

La preuve en est que l'argent, l'or et les grenats ont bien été exploités dans les Pyrénées-Orientales ; ces minéraux constituent de fidèles alliés qui ont fait la réputation des argenters (orfèvres) et des bijoutiers-joailliers de Perpignan. Aujourd'hui l'exploitation des deux métaux précieux et la fabrication des pièces d'orfèvrerie religieuse 1 ont cessé ; il ne reste plus qu'une activité de bijouterie autour de la gemme bien qu'il ne fasse aucun doute que cette dernière soit issue de pays tels Madagascar, le Sri-Lanka … Cependant, le grenat est resté au centre d'une tradition bien ancrée dans la bijouterie roussillonnaise. Ainsi le vingt-sept août 1965, lors du *« Voyage de Dali à Perpignan »*, les bijoutiers Henri et Robert Ducommun offrirent une mouche en or ornée de grenats à Gala, épouse du célébrissime peintre. La veille de l'événement, un journaliste, se laissant inspirer par le phrasé du maître, rapportait la préparation de la cérémonie dans les colonnes de l'Indépendant : *« Une jeune fille viendra offrir, sur un coussin aux couleurs catalanes, une bague que le divin Dali remettra immédiatement à Gala… au milieu d'une véritable petite fortune de grenats catalans, ces bijoutiers ont choisi les pierres les plus pures ».*

Au dix-neuvième siècle et jusqu'en 1920, la pierre écarlate connut un véritable engouement. A Perpignan elle faisait d'ailleurs l'objet d'une activité de bijouterie-joaillerie dynamique dont une partie de la production était même exportée vers l'Algérie et l'Espagne, la place de Barcelone était alors un client important des bijoutiers perpignanais. En 1920, une soixantaine d'ouvriers montaient encore le grenat ; en 1919, 35 877 objets en or étaient présentés au Contrôle de la Garantie, et 39 300 en 1920.

Les années qui suivirent connurent, hélas, un net fléchissement des productions ; les hausses du prix des matières premières, de la main d'œuvre et des taxes appliquées aux objets de luxe conduisirent les fabricants à majorer de façon importante les prix de leurs productions. Les acheteurs devaient finalement se détourner progressivement de ce qu'ils considéraient auparavant, du fait de leur prix très raisonnable, comme des bijoux de fantaisie.

Il est probable que l'utilisation du grenat ait connu son essor à Perpignan dès le milieu du dix-huitième siècle, à la faveur de la découverte de gisements d'almandin aux environs d'Estagel. Il est en revanche plus difficile de dater précisément les premières apparitions du grenat sur les bijoux catalans, bien que quelques chefs-d'œuvre de la joaillerie locale attestent de leur ancienneté. Ainsi, parmi les exemples les plus significatifs, le médaillon reliquaire d'Elne fabriqué au quatorzième siècle et classé monument historique : expression d'un savoir-faire ancestral, il est composé d'une agate ciselée montée sur argent doré représentant le visage, de profil, d'un dignitaire de l'église et d'un entourage de 17 grenats (18 à l'origine, l'un d'eux s'est desserti) taillés en cabochons ronds, qui soulignent superbement les traits du personnage. La croix abbatiale de Saint-Michel-de-Cuxa, ornée de la pierre qui évoque la couleur du sang du Christ et dont la fabrication remonterait aux environs de 1600, contribue également à illustrer le rôle éminent tenu par les grenats dans l'art religieux et dans l'esthétique des pièces de joaillerie qui ont marqué l'histoire de la région.

Des précisions sur l'origine des grenats catalans…

Il est peu fait état de l'exploitation des grenats dans les documents d'archives, celle-ci s'est exercée, semble-t-il, pour l'essentiel de façon aléatoire dans des petits gisements qui ont produit ponctuellement. Par ailleurs, ce type d'activité ne nécessitait pas de déclaration auprès de l'administration ; la loi sur les mines et les carrières du 21 avril 1810 précise : *« L'exploitation des carrières à ciel ouvert a lieu sans permission, sous la simple surveillance de la police »*. Ainsi, une carrière destinée à l'extraction de ladite pierre aurait été active aux alentours de 1750 à proximité de Caladroi, petit village du Fenouillèdes situé sur la commune de Bélesta. De même, un article paru dans « Terres catalanes » en 1998 cite les archives du B.R.G.M de Montpellier, dans lesquelles une ancienne exploitation de grenats alluvionnaires est signalée dans la rivière Agly, à proximité d'Estagel.

D'autres gisements auraient aussi été exploités de façon sporadique dans les massifs du Canigou et de Costabonne, mais encore une fois la documentation, lorsqu'elle existe, se révèle très imprécise. Dans un document des archives départementales, datant du dix-neuvième siècle, il est écrit : *« les grenats aux belles teintes coquelicot sont recherchés par les joailliers. Gisements : montagne de Costa Bona »*. Le gisement de Caladroi est également mentionné (sans qu'il soit toutefois précisé son éventuelle exploitation pour des gemmes) : *« On trouve des grenats trapézoïdaux à 24 facettes dans une roche composée de feldspath blanc, de quartz blanc et mica argentin à Caladroy ».*

En 1922, J.Charpentier fils, bijoutier à perpignan se désolait déjà du fait que la gemme catalane n'était plus qu'un souvenir : *« Si le grenat est très répandu dans les montagnes des Pyrénées-Orientales, il y est en petite quantité. L'exploitation entreprise ne rapportant pas suffisamment, fut abandonnée » … « Les bijoutiers durent se résoudre à faire venir de l'étranger ce que le sous-sol de leur pays leur donnait avec trop de parcimonie ».*

Ce même bijoutier précisait peu après que les pierres brutes étaient alors importées de Siriam au Pégu (actuellement région du bas Irawady en Birmanie, située au nord-est de Rangoon) ; d'autres sources mentionnent les célèbres gisements de Bohême en république tchèque. Les pierres étaient ensuite envoyées dans le Jura pour être taillées. Depuis, le travail a été délocalisé vers l'Allemagne, à Idar-oberstein, petite ville de Rhénanie dont l'activité principale est la taille des pierres précieuses.

Pourtant, la spécificité de la taille de la pierre a été intégralement préservée, elle se nomme « taille Perpignan ». De même, l'appellation « Grenat de Perpignan » est devenue une marque déposée, un « Institut du grenat » a d'ailleurs été créé.

Qu'en est-il des grenats présents dans les gisements du département ?

Le grenat est omniprésent dans les Pyrénées-Orientales, du Fenouillèdes au massif du Canigou en passant par les Albères. Quant à la présence de beaux exemplaires dudit minéral dans les collections locales, sous la forme de ses variétés grossulaire, almandin-pyrope ou encore andradite, elle n'emprunte en rien à la légende ; les échantillons que l'on m'a aimablement présentés en sont la preuve.

D'emblée, précisons que l'article n'ambitionne aucunement dresser une liste exhaustive des gisements, que leurs localisations sont demeurées volontairement imprécises, ceci afin d'attester de la présence d'un minéral et non d'établir un itinéraire de prospection. Les fouilles et autres récoltes sur le terrain sont hélas désormais le plus souvent interdites, voire fortement réglementées.

Fenouillèdes :

L'almandin est bien présent à Caladroi et s'il demeure très improbable de pouvoir encore y rencontrer des échantillons de qualité gemme, les cristaux sont en général bien formés et de dimension très honorable, dépassant parfois le cm. Leur couleur est souvent brune, mais le rouge tirant sur le violet est également signalé. La pureté laisse en revanche à désirer, les cristaux sont le plus fréquemment pierreux, exceptionnellement translucides. Lors d'une visite dans ce petit village, des grenats de belle dimension peuvent être observés à l'une des entrées du bâtiment de la propriété viticole, enchâssés dans les pierres ayant servi à la construction ; ils ont malheureusement été très dégradés par les intempéries.

Restons dans le Fenouillèdes près de Felluns où l'andradite s'exprime parfois en gros cristaux noirs, brillants et pouvant atteindre plusieurs cm de diamètre. La collection de Robert Boher, trésorier du Club Minéralogique Catalan, contient plusieurs exemplaires de cette provenance qui présentent des cristaux noirs de 5 à 8mm, très lumineux. L'un des échantillons est même composé d'une association de grenats, de cristaux centimétriques de magnétite et d'une baguette de scapolite mesurant 4cm environ.

Dans les environs de Fenouillet le grossulaire peut également être rencontré. Cependant, il s'exprime en cristaux engagés dans une gangue de feldspath et ne présente que peu d'intérêt esthétique.

Enfin, à Latour-De-France, l'almandin est présent en cristaux centimétriques bien formés, de couleur brune à brun tirant sur le rouge. Les cristallisations sont le plus souvent opaques mais parfois aussi translucides.

Un collectionneur m'a confié avoir trouvé autrefois dans un ruisseau des environs de nombreux petits cristaux roulés, de qualité gemme, dont les plus importants mesuraient entre 4 et 6 mm dans leur plus grande dimension.

Dans le Vallespir :

Le gisement le plus connu est certainement celui du Pic de Costabonne où le grossulaire et l'andradite sont représentés. Les cristaux de grossulaire que j'ai pu admirer dans les collections sont certes de taille modeste, souvent très bien formés, brillants, mais opaques. Des cristaux de tailles plus importantes, pouvant atteindre 2 à 3 cm ont été signalés ; ceux de petites dimensions sont parfois jaunes à rouge-orangé et partiellement transparents. Concernant l'andradite, soulignons que les échantillons de Costabonne sont cités dans la littérature comme étant les meilleurs de France.

L'ancienne mine de fer de Batère, dont l'exploitation s'est arrêtée en 1994, a également permis la découverte d'échantillons d'almandin de taille parfois importante (certains cristaux dépassaient les 3 cm). Ces derniers n'auraient cependant constitué que rarement des échantillons esthétiques.

A Montbolo, proche du Mas Carbonell, des petits grenats grossulaires spessartites de couleur rouge sont signalés, engagés dans leur gangue de pyrrhotite et sans intérêt esthétique. Toutefois, des découvertes anciennes mentionnent des cristaux bien formés et mesurant plusieurs centimètres de diamètre.

Sur la commune de Reynes, une variété de composition chimique située entre le grossulaire et l'andradite est présente aux environs de Roca Gelera. Elle s'y exprime en petits cristaux qui peuvent rarement devenir centimétriques, de couleur rouge et parfois associés à la calcite.

Dans le secteur de Py, notamment au ravin de Tonnet, des grenats grossulaires de taille centimétrique, légèrement rosés à orange, ont été récoltés. La collection de Robert Boher contient quelques exemplaires intéressants de cette provenance.

Massif du Canigou :

Des grossulaires y sont signalés, le plus fréquemment en petits cristaux, mais aussi parfois de dimension dépassant le cm, de couleur rouge et bien formés. La collection Guitard, offerte au musée de Tautavel au début des années 1990, comprend plusieurs exemplaires remarquables de grenats des Pyrénées-Orientales et notamment du Canigou.

Cette collection, dont un catalogue est disponible depuis la fin du mois d'avril 2010, n'est hélas pas accessible au public.

Au début du vingtième siècle, M. Octave Mengel (1863- 1944), directeur de l'observatoire de Perpignan et auteur d'écrits sur la géologie des Pyrénées-Orientales, fait don à M. le Professeur Lacroix d'un échantillon de *« grenats grossulaires rouge-hyacinthe situés dans une géode »*, récolté par le donateur au Pic du Canigou. En 1922, M. J. Charpentier fils signale l'échantillon dans les collections du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris.

Les environs de la célèbre abbaye de Saint-Martin du Canigou se distinguent également par la présence du grossulaire où il a été rencontré en cristaux d'un rouge sombre, avec les sommets des arêtes parfois transparents, et dont le diamètre peut atteindre plusieurs centimètres.

Le pic Barbet est connu pour ses belles cristallisations, parfois translucides, de grossulaire rouge-orangé ; la taille des cristaux peut parfois dépasser le centimètre. Certaines anciennes prospections auraient même révélé des échantillons présentant des cristaux pluricentimétriques.

Massif des Albères :

Les environs de Collioure sont cités pour le grossulaire-spessartine présent dans les skarns, au lieu-dit « le Ravaner ». Il s'y est développé le plus fréquemment en cristaux de taille modeste, parfois transparents, mais on peut aussi le rencontrer en cristaux opaques de taille supérieure au cm. Ainsi, la collection de Robert Boher contient plusieurs échantillons sur lesquels on peut observer des cristallisations aux arêtes bien définies et de dimension dépassant largement le cm.

Quelques autres pierres qui furent citées autrefois…

En 1717, l'intendant du Roussillon mentionne des pierres fines, aux couleurs variées, découvertes sur le territoire de Reynes, près de la chapelle de Saint-Vincent ; il ajoute peu après que sur le même territoire a été découvert « *Une veine de pierre cristalline tirant sur la couleur de la topaze* ». Les moyens dont disposaient alors les scientifiques locaux ne permettant pas de déterminer la nature exacte du minéral, l'auteur du rapport précise que des échantillons ont été envoyés à Paris pour examen.

Dans le « Voyage pittoresque de la France », publié en 1787 et consacré pour partie au Roussillon, le docteur Joseph Carrère (1740- 1802), professeur d'anatomie et de chirurgie à la faculté de médecine de Perpignan, écrit : *« On trouve des topazes au bas du Pic-de-Bugarach, et à Massanet au lieu appelé Sainte Colombe ».* De même, il est dit plus loin : *« On trouve des pierres très dures, noires, brillantes sans même avoir été polies, à notre Dame-du-Coral, en Vallespir ; on en forme des grains dont on fait des colliers et des chapelets ».*

Un aperçu de l'activité minière dans le département. De nombreux gisements de fer, cuivre, or, argent et autres minéraux, qui furent exploités avec plus ou moins de réussite, sont signalés dans les Pyrénées-Orientales. Ils déclenchèrent parfois des conflits d'intérêts : *« Le Sieur Coste découvrit des mines depuis 1709 jusqu'à 1731 en Roussillon, mais la compagnie Royale de Galabin, qui existoit alors, avoit pour directeur le Sieur Ferrier qui prétendit que toutes ces mines devoient lui appartenir »* (Le Monnier. 1739).

Le premier document d'archives recensé remonte à 1146 ; il mentionne l'attribution d'une concession pour l'exploitation de l'argent à Coume de Boxéda que se disputaient alors l'abbé de Sainte-Marie d'Arles et le Vicomte de Castelnou.

Le litige devait d'ailleurs nécessiter l'intervention de Monseigneur Udalgar, évêque d'Elne ; finalement un compromis attribua la propriété de la mine à parts égales aux deux rivaux.

En fait, les récits et autres descriptifs se rapportant au métal blanc sont nombreux dans la littérature ancienne. Ainsi, en 1196, alors que le Roussillon était sous la domination des Rois d'Aragon, une autorisation est accordée par le Roi Pierre II au monastère d'Arles pour l'exploitation de l'argent situé au lieu-dit Pugalduc. En 1425, par une ordonnance, le Roi Alphonse *V,* dit « Le magnifique », mandate le procureur royal du Roussillon pour l'exécution de toutes les démarches se rapportant à l'exploitation d'un gisement d'argent récemment découvert sur le territoire de Montbolo.

Dans un document déposé aux archives départementales, daté de 1723, l'abbé Raguet, venu de Paris avec pour mission l'inventaire des richesses du sous-sol de la région, mentionne une mine d'argent à Montferrer, à la Serra de Bassaguda, située à quatre heures de marche de Saint-Laurent de Cerdans, où il assure avoir vu *« quarante quintaux de matière tirée »* ; cette mine avait d'ailleurs été citée en 1717 par Villaroja alors chargé par l'intendant du Roussillon du suivi des recherches des minerais. L'abbé Raguet localise ensuite un autre filon d'argent près du ruisseau de *Monells* qui descend de *l'Estagnol* à Montferrer ; il précise la proximité d'une maison nommée *de Fargas*. Une mine d'argent est également recensée dans le massif du Canigou, dans le secteur de Baillestavy, dans laquelle on pénétrait *« comme dans un puits ».*

Le Monnier, membre de l'Académie Royale des Sciences, médecin du Roi, est à l'origine d'un rapport rédigé en 1739 et consacré aux ressources minières du Roussillon.

L'auteur y énumère les divers gisements d'argent qu'il a visités dans le département : *« Un filon de quatre pieds, dans la viguerie de Conflans, terroir de Balleftin, col de la Galline »* puis, *« Au village de Mezous près*

Perpignan, un filon riche en argent », de même à proximité de Sorède : *« Près de Lavaill, mine de cuivre tenant argent en deux filons voisins »*, il signale aussi une mine *« Au terroir de San Colgat »* avec un filon d'une puissance *« D'un demi travers de doigt dans une roche bleuâtre »*.. A la fin du dix-huitième siècle, le Docteur Carrère cite également ce dernier gisement, mais avec une puissance de *« deux travers de doigts »*.

Enfin, un arrêté ministériel en date du 29 novembre 1894, prononce la déchéance des propriétaires pour une concession de mine d'argent et de plomb à Lamanère.

On peut noter qu'au dix-huitième siècle, les témoignages qui signalent la présence de divers minerais deviennent plus nombreux (bien évidemment ils ne sont pas tous cités dans cet article) notamment suite à l'intervention, en 1717, du Duc d'Orléans qui avait demandé aux intendants des provinces d'établir un inventaire des ressources minérales de chaque département. Les richesses présumées du sous-sol semblent alors avoir été l'objet de spéculations des plus audacieuses. Bien que la présence de minerais métalliques dans le département soit avérée, qu'ils soient précieux ou d'un usage plus courant, son rapport a certainement subit l'influence du Régent, puis du jeune Roi Louis xv qui, en 1722, assurait que : » *Les mines et minières seront un des plus riches objets que nous puissions avoir dans notre Royaume, si nous pouvons parvenir à le mettre en valeur* ; *ce qui procurerait l'abondance à nos sujets en leur donnant en même temps de l'occupation, et rendrait le commerce de notre Etat plus florissant en multipliant les matières précieuses qui en font tout le mobile »*.

Cet emballement a dû sans aucun doute contribuer à la constitution, en 1731, d'une « Compagnie Royale » dont le siège se situait à la Preste (village proche de Prats-de-Mollo) et qui avait pour mission l'exploitation des mines du Roussillon.

Cependant, la réalité devait se révéler plus contrastée. Dans un courrier du Duc de Noailles adressé à l'intendant du Roussillon, l'histoire de ladite compagnie est ainsi résumée : *« Cette entreprise a eu jusqu'à présent le même sort que la plupart de celles de cette espèce, c'est-à-dire que tout s'en est allé en fumée »*. En effet, la compagnie avait dû cesser son activité dès 1737, soit six ans après sa création.

Autre métal précieux, l'or est présent dans de nombreux torrents et rivières du département ; il semble y avoir été exploité jusqu'au dix-huitième par des orpailleurs ou « orenguers » qui pratiquaient cette activité en complément de revenu. En 1603, le procureur Royal du Roussillon accorde à un habitant de Fourques le droit de chercher l'or dans le sable des rivières et des torrents du Roussillon. En 1613, un droit pour le même type de recherche est accordé par le procureur Royal dans les rivières Têt et tech ; ce même droit est renouvelé en 1622.

A partir du dix-huitième siècle, la recherche du métal se poursuit également dans le sous-sol grâce au creusement de galeries. En 1787, le docteur Joseph Carrère mentionne une mine d'or située à la « Jasse des Anyels ». Une autre mine comprenant six galeries a été exploitée à partir du début du vingtième siècle et jusqu'en 1922 à proximité de Serrabona.

Enfin, la dernière exploitation du métal eu lieu à la mine de Glorianes, localisée à proximité du petit village éponyme distant de quelques kilomètres de Vinça. Le gisement aurait été découvert par des bergers en 1902, mais l'essentiel de son exploitation s'est déroulé entre 1922 (date d'attribution de la concession sur 1080 hectares) et 1924, pour se poursuivre finalement de 1938 à 1939. Le minerai pouvait présenter une teneur allant jusqu'à 24g d'or et 300g d'argent par tonne ; l'extraction s'est faite en tranchées, par décapage, mais aussi en galeries dont le réseau s'étend sur environ 1700m. La guerre devait entraîner un arrêt définitif de l'activité et la concession était abandonnée en 1967, malgré une nouvelle demande de recherche déposée en 1968.

Des sondages du B.R.G.M, effectués en 1987, devaient évaluer les réserves à 25 000 tonnes de minerai, avec une teneur moyenne pour l'or de 18g /tonne et 25g/tonne pour l'argent. Ces résultats n'ont, pour l'instant, pas suscité de réel enthousiasme de la part d'éventuels investisseurs. Le site est actuellement propriété de la COGEMA.

Apparemment dans le département l'or ne représente plus, pour l'instant, un intérêt économique suffisant pour justifier son exploitation. On peut néanmoins le rencontrer en paillettes ou plus rarement en petites pépites dans nombre de rivières et torrents. Ainsi en 2005, un prospecteur chanceux a découvert une pépite de 4,87grammes dans un ruisseau des Pyrénées-Orientales. Notons qu'en 1750 dans l'Ariège, département voisin, une pépite de 15 grammes avait été déposée auprès du changeur du Roi à Pamiers. Pas de quoi déclencher la ruée vers un nouvel eldorado me direz-vous ! …

Bien qu'il n'ait pas le prestige de ses deux illustres prédécesseurs, le minerai de fer est à ce point présent dans les Pyrénées-Orientales qu'il serait bien injuste de ne pas lui accorder un paragraphe, d'autant qu'il a été l'objet d'une intense activité d'extraction et de traitement.

Les gisements du massif du Canigou sont même connus depuis l'époque gallo-romaine. Dans le département, la métallurgie était une industrie encore prospère à la fin du dix-huitième siècle ; cependant elle devait connaître un ralentissement progressif dès le siècle suivant.

En 1787, le Docteur Carrère écrit : *« Le fer est fabriqué dans vingt-deux forges du Conflent et du Vallespir »* ; un article paru dans l'Abeille Roussillonnaise le 11 avril 1885 mentionne : *« Les fondeurs sont au nombre de six, dont deux pour le cuivre ; notre département, dont les forges Catalanes étaient en si grand renom autrefois, ne possèdent guère aujourd'hui que quelques établissements ».*

L'exploitation du fer devait toutefois continuer encore plus d'un siècle, jusqu'en 1994, à Batère, sur le versant sud du Canigou. Le minerai extrait, constitué d'hématite dans les couches oxydées proches de la surface et de sidérite dans les couches profondes, semble y avoir été exploité sérieusement à partir du milieu du dix-huitième siècle. Une concession fut accordée au Marquis de Vogué le premier avril 1830, puis reprise ensuite en1897 par M. Monin, maître de forges à Arles-sur-Tech, et c'est un an plus tard que naquit la Société Anonyme des mines de fer de Batère.

L'histoire de la mine fut émaillée de drames tels les terribles inondations de 1940, dont l'une des origines fut probablement la déforestation exagérée du massif pour l'emploi du bois dans le traitement du minerai, empêchant ainsi au couvert végétal de limiter le ruissellement des eaux, ou encore l'incendie qui détruisit une partie des installations en 1948. Le travail devait perdre progressivement en intensité, seules 55 personnes étaient encore employées par la société en 1980 ; la production journalière se situait alors aux alentours de 500 tonnes de minerai (sidérite). Ce dernier était transporté par des camions de la mine jusqu'aux broyeurs, puis un convoyeur à bande l'acheminait vers des wagonnets qui le transportaient ensuite sur 9km par voie aérienne (téléphérique) jusqu'à Arles-Sur-Tech où il subissait un traitement d'enrichissement par grillage. Le produit obtenu était enfin dirigé vers les hauts-fourneaux de Decazeville, de Fos-sur-Mer ou encore vers les aciéries du Creuzot.

Remerciements : J'ai pris un très grand plaisir à rencontrer des gens passionnés, dont la gentillesse et la grande disponibilité ont été pour moi des éléments déterminants dans la poursuite de ma quête d'informations. Je remercie tout particulièrement C. Berbain dont les conseils m'ont été précieux. Je n'oublie pas les collectionneurs, tels R. Boher, B. Delory, qui, par leurs récits de prospections et la mise à disposition d'échantillons pour la prise de photos, m'ont permis d'affiner mes écrits et de les illustrer. Mes remerciements vont également au personnel et au conservateur du M.H.N de Perpignan.

Je salue enfin la patience dont m'a témoigné le personnel des archives de la ville de Perpignan et celui des archives départementales lors de mes recherches qui n'ont, hélas, pas toujours été aussi fructueuses qu'attendues.

4. IDENTIFICATION : FILTRE DE CHELSEA

L'identification entre grenats est quasiment impossible sans des technologies avancées telles que microsonde électronique pour déterminer la composition d'une pierre et la référencer entre les pôles limites des grenats.
Mais l'identification d'une pierre afin de déterminer s'il s'agit ou non d'un grenat pose aussi des problèmes. Sans rentrer dans des frais pour s'offrir un réfractomètre, ou un polariscope, un équipement des quelques dizaines d'euros peut fournir des renseignements intéressants : le filtre de Chelsea, émeraude ou jadéite.

4.1 Principe

Le filtre de Chelsea est un filtre dichromatique développé en 1934, mais qui n'était pas initialement destiné à une application en gemmologie.

La spécificité de ce filtre est de ne transmettre la lumière que dans deux régions limitées du spectre : le rouge foncé (690nm) et près du jaune-vert (570nm).
Par conséquent, une pierre ne peut apparaître à travers ce filtre que dans ses tons, c'est-à-dire rouge, verte ou dans un ton brunâtre, combinaison de rouge et de vert.

En 1934, on a découvert que par l'utilisation de ce filtre, il était possible de différencier certaines émeraudes naturelles d'imitations et autres gemmes vertes. En effet, bon nombre d'émeraudes colombiennes et sibériennes absorbent la majeure partie de la lumière jaune-vert du spectre, mais pas sa composante rouge. Ainsi, observée à travers un appareil qui n'autorise que la transmission du rouge ou du jaune-vert tel que le filtre de Chelsea, elles apparaissent en rouge.

Le filtre de Chelsea est particulièrement efficace pour les pierres qui contiennent du chrome ou du cobalt. Leur couleur essentiellement vert olive est alors modifiée et peut ainsi permettre certaines identifications.

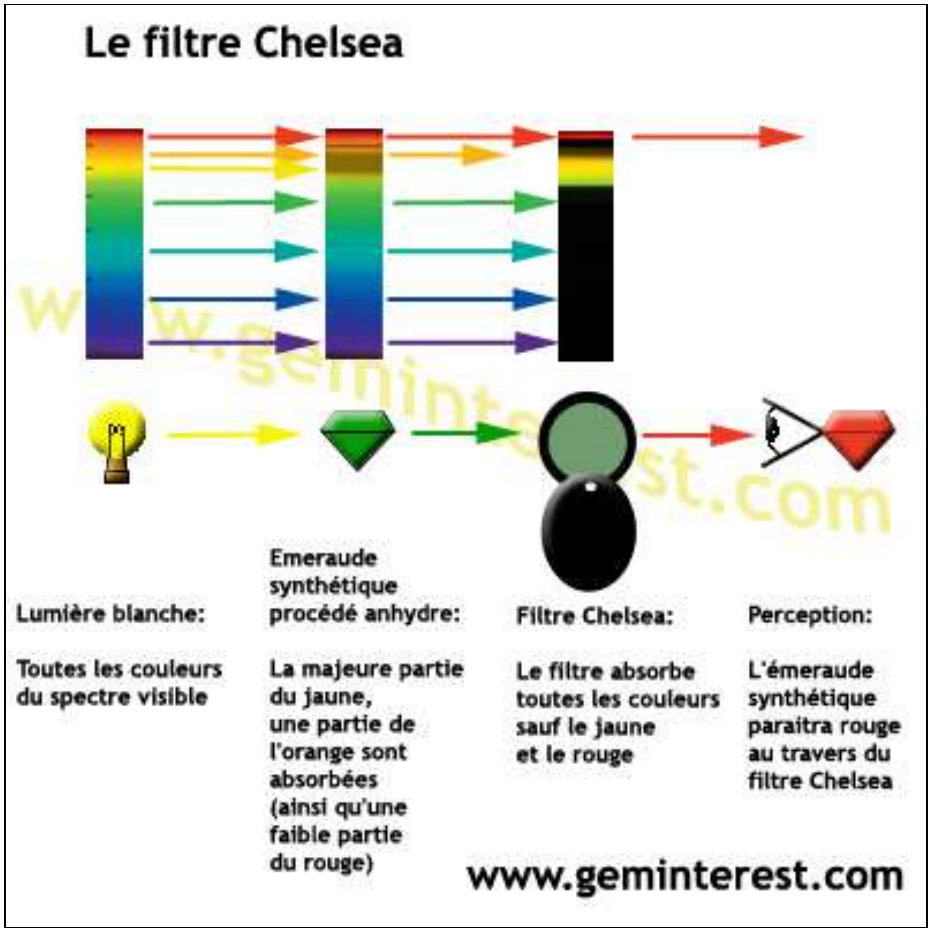


Figure 98 : Identification : Principe du filtre Chelsea

4.2 Fonctionnement

Placez la pierre sur une feuille blanche. Utilisez une lumière incandescente pour l'éclairer. Tenez le filtre près devant votre œil. La couleur réelle de la pierre peut être modifiée. Dans ce cas, le tableau ci-après peut vous permettre de différencier un grenat d'un autre minéral.

Pierres à tester Couleur naturelle		Vue à travers le filtre de chelsea Couleur fractionnée	
Pierres vertes			
Général		Vert olive	
Jadéite vert		Vert foncé terne	
Jadéite - quelques variétés teintées		Peut présenter une teinte rouge ou rose	
Verre vert		Souvent vert foncé terne; rarement un teint rougeâtre	
Agate verte teintée		Rougeâtre à rose ou vert	
Grenats démantoïde et tsavorite		Rose à rouge intense	
Emeraude - naturelle ou artificielle avec chrome		Rouge intense ou rose à verdâtre	
Emeraude - naturelle avec vanadium		Vert foncé terne	
Tourmaline dont couleur due au chrome		Rouge intense	
Pierres bleues			
Aigue-marine		Bleu verdâtre	
Verre bleu dû au cobalt		Rouge intense à rose	
Saphir bleu - naturel et artificiel		Souvent vert foncé	
Spinelle bleu - artificiel avec cobalt		Rouge, orange-rose ou rose	
Topaze bleu		Jaunâtre ou presque incolore	
Topaze bleu		Couleur de peau pale ou apparemment incolore	
Spinelle imitation de lapis		Rouge intense	
Pierres rouges et roses			
Grenat - pyrope- almandin		Gris foncé à rouge foncé	
Verre rouge		Rouge foncé ou inchangé	
Spinelle rouge		Rouge	
Rubis - naturel ou artificiel		Rouge à rouge intense	
Saphir rose		Foncé	

Table 13 : Identification : Couleur des pierres avec filtre Chelsea

5. GEMMES ET MAGNETISME

5.1 Test visuel sur l'attraction magnétique des matières gemmes

D'après Thierry Pradat, FGA et Jean-Pierre Gauthier, (article paru en Mars 2011 dans la Revue de Gemmologie AFG, No. 175, pp. 14-18).

5.1.1. Introduction

Les propriétés magnétiques de certains minéraux sont connues depuis des millénaires. Dans l'antiquité, Pline l'ancien parlait déjà des "pouvoirs magiques" de la magnétite alors qu'un ouvrage chinois publié entre 70 et 80 après J.-C. mentionnait l'attraction d'une aiguille par un "aimant", ce que l'on connaît aujourd'hui sous le nom de boussole (Li Shu-hua, 1954). En 1839, J.J. Berzelius évoquait l'état de polarité du minerai de fer magnétique et en 1943, P.W. Selwood décrivit les différentes méthodes de mesure de la susceptibilité magnétique des molécules dans leur ensemble. C'est en 1958 que le gemmologue B.W. Anderson a cherché à mesurer les différences d'attraction des matières gemmes sous l'action d'une même excitation magnétique. Les moyens et les tests furent améliorés à partir des années '90, avec l'apparition d'une nouvelle génération d'aimants plus stables et plus puissants.

L'origine du magnétisme dans un matériau se situe à un niveau ultramicroscopique : il provient de la rotation de l'électron autour de lui-même, créant un dipôle magnétique, un minuscule aimant, caractérisé par son "spin". En l'absence de champ magnétique extérieur, les spins des électrons attachés aux atomes présents dans la structure d'un matériau peuvent s'orienter de manière totalement désordonnée, conduisant à une aimantation globale nulle ou très faible. Ils peuvent dans d'autres cas s'organiser de façon plus ou moins structurée, conférant au matériau une aimantation permanente.

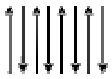
Un champ magnétique appliqué pourra modifier la répartition des spins et tendre à leur donner une direction privilégiée, c'est à dire conférer une aimantation à des matériaux qui n'en possédaient pas (Néel, 1948). Ce champ magnétique sera, dans le contexte expérimental décrit ici, créé par un aimant permanent. On caractérise alors l'aimantation du matériau par un coefficient reliant le champ magnétique (la cause excitatrice) à l'induction magnétique (l'effet induit). Ce coefficient, appelé *susceptibilité magnétique*, est caractéristique du matériau.

Ceci dit, il est possible de classer les matières gemmes en cinq catégories :

Diamagnétique : le matériau ne possède pas d'aimantation spontanée mais, en présence d'un champ magnétique extérieur, il peut acquérir une aimantation très faible dirigée en sens contraire du champ d'excitation. Le matériau est théoriquement repoussé par un aimant (susceptibilité magnétique négative), ce qui est impossible à constater dans le cadre du test proposé dans le présent article. Toutes les matières gemmes ont une composante diamagnétique. Les plus représentatifs sont les feldspaths, les quartz, le diamant ou la calcite.

Paramagnétique : le matériau ne possède pas d'aimantation spontanée mais, en présence d'un champ magnétique extérieur, il acquiert une aimantation dirigée dans le même sens que ce champ d'excitation. La susceptibilité magnétique est positive et en général assez faible. Le matériau peut être attiré par un aimant de manière très faible à sensible. La plupart des gaz, certains métaux, dont les matériaux alcalins, et quelques sels sont paramagnétiques, **ainsi que les grenats, amphiboles, pyroxènes, olivines ou tourmalines.**

Ferromagnétique : Les spins s'alignent dans des régions appelées domaines magnétiques et confèrent au matériau une aimantation, même en l'absence de champ externe. Si les domaines sont trop petits, avec des orientations aléatoires d'un domaine à l'autre, l'aimantation résultante est faible. L'aimantation augmente par application d'un champ externe qui tend à aligner tous les domaines, mais l'aimantation chute brusquement à une certaine température dite de Curie, en raison de la forte agitation thermique qui détruit cet alignement.



Antiferromagnétique : Les spins sont alternativement opposés, ce qui conduit à une aimantation résultante nulle ou presque. Ex : oxydes de chrome, de manganèse, de nickel, certains oxydes de fer dont l'hématite ou sulfures de fer dont la pyrite, etc. Mais au-dessus d'une certaine température dite de Néel, l'agitation partielle détruit cette alternance et le matériau retrouve une aimantation, qui va de nouveau s'atténuer si la température monte encore en raison de l'augmentation de l'agitation thermique. Notons que ces minéraux peuvent devenir faiblement paramagnétiques par modification de leur structure moléculaire ou en raison de l'existence d'impuretés.

Ferrimagnétique : C'est le cas typique de la magnétite Fe_3O_4, comportant deux ions Fe^{3+} et un ion Fe^{2+}. Les deux types d'ions Fe^{3+}, l'un dans une lacune octaédrique et l'autre dans une lacune tétraédrique de la structure, ont leurs spins opposés, et donc leur effet s'annulent, tandis que les ions Fe^{2+}, situés dans des lacunes octaédriques, ont leurs spins parallèles et sont donc responsables de l'aimantation. La structure atomique spécifique de ce type de matériau (les ferrites) lui confère un très grand pouvoir magnétique. A titre de comparaison, la susceptibilité magnétique de la magnétite est un million de fois plus grande que celle des matières diamagnétiques. Au-dessus de leur température de Curie, ces matériaux redeviennent paramagnétiques.

Notons que le diamant, naturel ou synthétique, en principe diamagnétique, peut se comporter comme une matière paramagnétique ou ferromagnétique s'il contient suffisamment d'inclusions classées comme telles.

- Les ions paramagnétiques les plus magnétogènes sont, dans l'ordre (Hoover *et al.,* 2007 & 2008) Fe^{3+}, Mn^{2+} et Fe^{2+}
- Puis viennent, ce qui est déjà impossible à constater dans le cadre de ce test :
  Mn^{3+} et Cr^{2+}
- Ensuite dans une moindre mesure :
  Co^{2+}, Cr^{3+}, V^{2+}, Ni^{2+}, V^{3+}, Cu^{2+}, Ti^{3+}, V^{4+}
- Certains ions des terres rares (ETR), tous trivalents, sont magnétogènes, parfois dans de fortes proportions. Dans l'ordre :
  Dy^{3+}, Ho^{3+}, Er^{3+}, Tb^{3+}, Gd^{3+}, Tm^{3+}, Yb^{3+}, Nd^{3+}, Pr^{3+}, Eu^{3+}, Ce^{3+}, Sm^{3+}

5.1.2. Type d'aimant

Pour ce test, un simple aimant suffit. Il en existe quatre types distincts :

- **Aimant-Fe** : désigne ici un aimant standard ou ferrite, de composition Fe_2O_3, à base d'oxyde de fer. Ce type d'aimant est délaissé car son énergie magnétique est trop faible à comparer à celle des aimants de dernière génération.
- **Aimant-Al** : désigne ici un aimant puissant, de composition AlNiCo à base d'aluminium, de nickel et de cobalt. Il est instable et donc non fiable car il a tendance à se démagnétiser trop rapidement.
- **Aimant-Sm** : désigne ici un aimant SmCo à base de samarium et de cobalt. Son coût élevé et son pouvoir magnétique trop faible n'en font pas un bon instrument pour les besoins de ce test.
- **Aimant-Nd** : désigne ici un aimant puissant et permanent, de composition NdFeB à base de néodyme, de fer et de bore. Sa puissance d'attraction est 3,25 à 6,5 fois plus élevée que celle de l'aimant-Fe. De ce fait, il permet de mieux constater visuellement le pouvoir d'attraction magnétique, même sur les matières gemmes d'une teneur relativement faible en ions magnétogènes. C'est exclusivement ce type d'aimant qui sera retenu pour ce test.

Il est facile de se procurer des aimants-Nd pour quelques euros sur le web en tapant "aimant néodyme" dans un moteur de recherche. Par souci de commodité et d'efficacité, l'aimant-Nd choisi pour ce test (photo) est cylindrique, de diamètre 6 mm, de hauteur 13 mm et de produit énergétique ≈N45 (correspondant à l'énergie potentielle de l'aimant dans des conditions expérimentales bien définies).

5.1.3. Nature du test

Il ne fait appel à aucune formule mathématique ni aucun calcul. Il repose entièrement sur l'observation visuelle. Il n'est pas d'une grande précision scientifique mais son efficacité est suffisamment significative pour permettre de séparer un bon nombre de gemmes d'après leur teneur ou non en ions magnétogènes. La

matière gemme à tester peut-être brute ou taillée, en cabochon ou à facettes, d'un poids compris entre 0,10 et 30 carats. Le test peut être effectué selon trois méthodes différentes correspondant à trois sensibilités distinctes, comme l'a montré Gumpesberger en 2006. Le choix de la méthode se fera en fonction du poids de la matière gemme ou de sa teneur présumée en éléments magnétogènes.

1. **Méthode directe** (Anderson, 1990 ; Gumpesberger, 2006) : Placer la gemme sur une surface plane, lisse et propre, comme une plaque de verre ou une surface mélaminée, à l'écart de tout objet métallique. S'il s'agit d'un cabochon, le placer dôme en bas afin de réduire au maximum la surface de frottement. L'aimant est tenu par une extrémité et lentement approché horizontalement de la gemme à plusieurs endroits jusqu'à constater si elle est ou non attirée et avec quelle facilité.
2. **Méthode du pendule** (Hanneman, 1996 ; Gumpesberger, 2006) : Suspendre la matière gemme à l'extrémité d'un fil à coudre non métallique à l'aide d'un bout de ruban adhésif. L'autre extrémité est attachée à un point fixe en hauteur. Approcher doucement l'aimant horizontalement à plusieurs endroits de la gemme jusqu'à constater si elle est ou non attirée et avec quelle facilité.
3. **Méthode du bateau** (Hanneman, 1996 ; Gumpesberger, 2006) : Placer la matière gemme sur un petit morceau de polystyrène expansé, de liège ou de balsa qui sera à son tour déposé doucement à la surface d'une soucoupe remplie d'eau. Tenir l'aimant par une extrémité et l'approcher de la gemme horizontalement à plusieurs endroits jusqu'à constater si le "bateau" est ou non attiré et avec quelle facilité.

Il existe une autre méthode, non testée ici mais intéressante à mentionner. Elle consiste à tester une matière gemme suspendue par un fil dans un liquide de densité comparable afin d'augmenter le plus possible la sensibilité magnétique (Koivula et al., 1984).

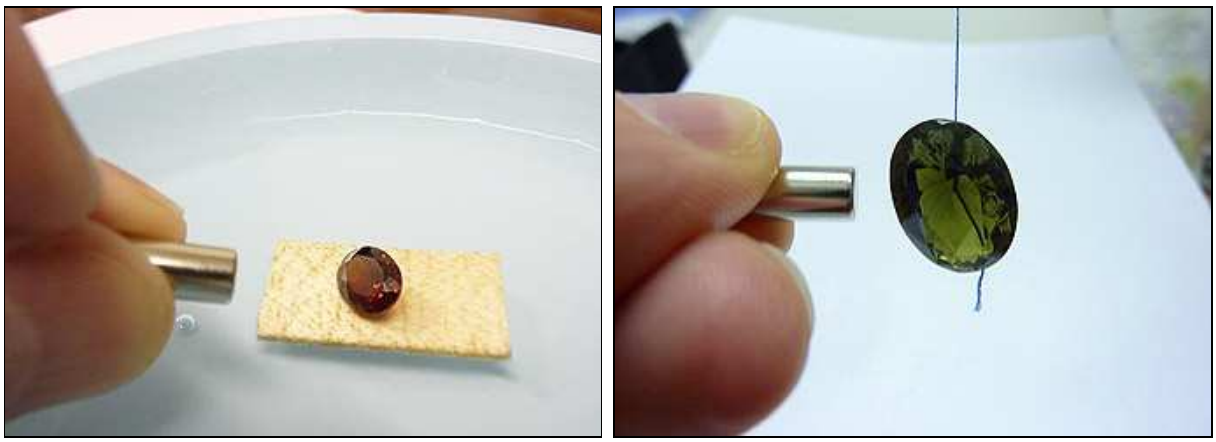


Figure 99 : Action d'un aimant sur des gemmes
Les méthodes du bateau à gauche et du pendule à droite sont plus adaptées pour les matières gemmes à faible teneur en ions magnétogènes ou de masse trop importante. Dans les deux cas ci-dessus, la méthode directe ne donnait aucune attraction visible. Grâce à la méthode du bateau, l'hessonite de 3,08 ct, comportant une faible proportion d'almandin, s'est visiblement déplacée sur l'eau. Quant à l'amphibole de 14,33 ct, la méthode du pendule a permis de constater une faible attraction.

Il existe des tests plus précis tels que celui proposé par D.B. Hoover et B. Williams (2007) qui nécessite le même aimant-Nd et une balance précise au 1/500ème de carat afin de "mesurer" les différences d'énergie diamagnétique ou paramagnétique d'une matière gemme à l'autre.

5.1.4. Effet et analyse du test

En fonction de la puissance d'attraction magnétique, quelle que soit la méthode utilisée, l'effet peut être qualifié de :

nul : aucune attraction visible, la matière gemme reste immobile

faible : attraction présente, la matière gemme bouge légèrement en direction de l'aimant

distinct : attraction bien visible, la matière gemme bouge assez facilement en direction de l'aimant

fort : attraction conséquente, la matière gemme est très facilement déplacée ou soulevée par l'aimant

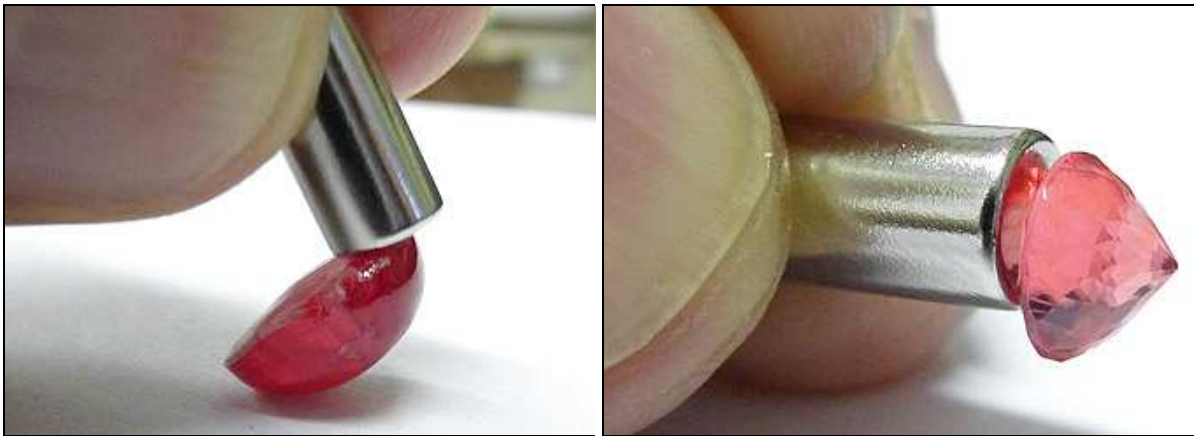


Figure 100 : Magnétisme : Les matières gemmes riches en ions Mn^{2+} sont distinctement à fortement attirées par l'aimant-Nd.
A gauche, une rhodonite du Brésil de 6,31 ct
A droite une rhodochrosite d'Afrique du Sud de 1,46 ct, facilement soulevée.

5.1.5. Utilité du test et liste des gemmes à éléments magnétogènes

Ce test est simple, non destructif et rapide pour séparer des pierres brutes ou taillées, sur le terrain, chez un négociant ou au laboratoire. Il est particulièrement intéressant de sortir l'aimant pour vérifier des lots disparates de pierres de couleurs similaires comme celles provenant des graviers gemmifères du Sri Lanka, du Myanmar ou de Madagascar. Les grenats, faiblement à très fortement attirés par l'aimant, seront vite séparés des spinelles transparents, corindons, chrysobéryls, zircons, etc. Voici quelques exemples illustratifs de ce qu'il est possible de distinguer grâce à l'aimant-Nd (Anderson, 1990 ; TP, 2010) :

Couleur	Pas d'attraction visible	Attraction magnétique visible
rose à rouge	spinelle	grenat
orange ou vert	zircon métamicte	spessartite / démantoïde
changement coul. vert/rouge	alexandrite	grenat à changement de couleur
vert à brun	sinhalite	péridot
vert & brun, fort pléochroïsme	andalousite	axinite
gris métallique	hématite	hématine artificielle
Incolore	YAG artificiel	GGG artificiel

Pour le seul grenat, ce test aide à distinguer les différentes variétés de couleur similaire en fonction de leur degré d'attraction magnétique. Dans les nuances de rose, rouge ou orangé, les pierres fortement attirées indiquent la présence significative de molécules d'almandin et/ou de spessartite alors que les pierres nullement à faiblement attirées possèderont plutôt un nombre significatif de molécules de pyrope ou de grossulaire. Entre autres tests, les mesures de l'IR et de la densité ainsi qu'un spectre pourront confirmer l'identité de la variété

Figure 101 : Séparation par magnétisme
A gauche, un lot hétéroclite de 21 gemmes en provenance des graviers gemmifères du Sri Lanka pour un poids total de 21,35 carats. A droite, ce même lot trié en trois colonnes grâce à l'aimant-Nd. L'analyse confirmera que les 11 pièces de gauche, fortement aimantées, sont des grenats var. almandin ou pyrope-almandin (rhodolite). Les 3 pièces centrales, faiblement aimantées, sont des grenats var. hessonite et les 7 pièces de droite, nullement aimantées, sont des zircons, chrysobéryls et spinelles. Notez pourtant la similitude de couleur entre les rhodolites et certains spinelles.

Les tableaux suivants indiquent les matières gemmes au pouvoir d'attraction magnétique visible en raison de leur nombre suffisamment significatif d'ions magnétogènes. A notre connaissance, aucun article précédent n'avait fait état d'une aussi longue liste, basée sur les tests des auteurs référencés en dernière colonne.

Légende : ETR = éléments des terres rares

Matière gemme	**formule chimique**	**ions magnéto-gènes**	**effet aimant-Nd**	**réf.**
		Amphiboles		
ACTINOLITE	$Ca_2(Mg,Fe^{2+})_5Si_8O_{22}(OH)_2$	Fe^{2+}	**faible**	4,18
PARGASITE	$NaCa_2Mg_3Fe^{2+}Si_6Al_3O_{22}(OH)_2$	Fe^{2+}	**faible**	5,18
RICHTERITE	$Na(Ca,Na)(Mg,Fe^{2+})_5[Si_8O_{22}](OH)_2$	Fe^{2+}	**faible**	18
		Pyroxènes		
AEGIRINE-AUGITE	$(Ca,Na)(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+})Si_2O_6$	Fe^{2+} / Fe^{3+}	**faible**	18
BRONZITE (massive opaque)	$Fe^{2+}MgSi_2O_6$	Fe^{2+}	**distinct à fort**	3,18
DIOPSIDE ÉTOILÉ opaque	$CaMgSi_2O_6$ / $Fe^{2+}Fe^{3+}{}_2O_4$	Fe^{2+} / Fe^{3+}	**fort**	7,15,18
ENSTATITE	$(Fe^{2+})Mg_2Si_2O_6$	Fe^{2+}	**faible à distinct**	3,18
HYPERSTHÈNE opaque	$(Mg,Fe^{2+})_2Si_2O_6$	Fe^{2+}	**faible à distinct**	3,18

Grenats				
ALMANDIN	$Fe^{2+}{}_3Al_2(SiO_4)_3$	Fe^{2+}	**Fort** **/***	7,12,15,16,17,18
PYROPE	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$	Fe^{2+}	**nul à faible** */**	7,12,15,17,18
PYROPE-ALMANDIN (rhodolite)	$(Fe^{2+},Mg)_3Al_2(SiO_4)_3$	Fe^{2+}	**faible à fort** **/***	12,15,17,18
PYROPE-SPESSARTITE (change couleur)	$(Mn^{2+},Mg)_3Al_2(SiO_4)_3$	Mn^{2+}	**faible à fort** ****	15,17,18
SPESSARTITE	$Mn^{2+}{}_3Al_2(SiO_4)_3$	Mn^{2+}	**Fort** ****	7,12,15,16,17,18
ANDRADITE (démantoïde, topazolite, mélanite)	$Ca_3Fe^{3+}{}_2(SiO_4)_3$	Fe^{2+}	**distinct à fort** ***/ ****	7,12,15,17,18
GROSSULAIRE (hessonite, tsavorite)	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	Fe^{2+}	**nul à faible** */**	7,12,15,16,17,18
HYDROGROSSULAIRE	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3(OH)_4$	Fe^{2+}	**nul à faible**	18
DOUBLET GRENAT-VERRE	$Fe^{2+}{}_3Al_2(SiO_4)_3$ / SiO_2	Fe^{2+}	**nul à faible**	15,18
Corindons				
RUBIS ÉTOILÉ opaque Inde	Al_2O_3	impuretés Fe^{2+} / Fe^{3+}	**nul à fort**	13,18
SAPHIR bleu foncé Australie	Al_2O_3	impuretés Fe^{2+} / Fe^{3+}	**nul à faible**	16
SAPHIR ÉTOILÉ opaque	Al_2O_3	impuretés Fe^{2+} / Fe^{3+}	**nul à faible**	15
Spinelles				
SPINELLE bleu, violet	$Fe^{2+}Al_2O_4$	Fe^{2+}	**nul à faible**	15,16,18
HERCYNITE (spinelle noir)	$Fe^{2+}Al_2O_4$	Fe^{2+}	**faible à distinct**	9,18
Tourmalines				
ELBAÏTE, DRAVITE, UVITE, couleur foncée	$(Ca,Na,Mg)\ (Fe^{2+},Li,Al)_3\ Al_6Si_6O_{18}\ (BO_3)_3\ (OH)_4$	impuretés Fe^{2+}	**nul à distinct**	7,12,15,16,18
SCHORL	$NaFe^{2+}{}_3Al_6Si_6O_{18}(BO_3)_3(OH)_4$	Fe^{2+}	**faible à distinct**	18

force de l'attraction magnétique : le grenat est : * insensible ** attiré *** entraîné **** soulevé

Réf.: [1]Weiss, 1899 - [2]Nagata *et al.*, 1957 - [3]Akimoto *et al.*, 1958 - [4]Syono, 1960 - [5]Vernon, 1961 - [6]Rossman *et al.*, 1984 - [7]Anderson, 1990 - [8]Shigley *et al.*, 1993 - [9]Johnson, 1994 - [10]Kammerling *et al.*, 1995 - [11]Shigley *et al.*, 1995 - [12]Hanneman, 2002 - [13]Hainschwang *et al.*, 2003 - [14]Titkov *et al.*, 2003 - [15]Gumpesberger, 2006 - [16]Hoover *et al.*, 2007 - [17]Hoover *et al.*, 2008 - [18]Testé sur les échantillons de l'auteur T.P., 2010

Matière gemme	formule chimique	ions magnétogènes	effet aimant-Nd	réf.
ASTROPHYLLITE	$K_2Na(Fe^{2+},Mn)_7Ti_2Si_8O_{26}(OH)_4$	Fe^{2+}	distinct à fort	18
AXINITE-(Fe)	$Ca_2Fe^{2+}Al_2BO_3Si_4O_{12}(OH)$	Fe^{2+}	faible à distinct	18
BASTNAESITE	$(Ce,La)(CO_3)F$	ETR	faible à distinct	18
CLINOCHLORE	$(Mg,Fe^{2+})_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$	Fe^{2+}	nul à faible	18
DIAMANT NOIR naturel	C + inclusions de Magnétite	impuretés Fe^{2+} / Fe^{3+}	nul à distinct	14
DIAMANT SYNTHETIQUE	C + inclusions métalliques de flux	impuretés Fe^{2+}	nul à distinct	6,7,8,10,11
EPIDOTE	$Ca_2(Fe^{3+},Al)_3(SiO_4)_3(OH)$	Fe^{3+}	nul à distinct	7,12,15,18
EUDIALYTE	$Na_4(Ca,Ce)_2(Fe^{2+},Mn^{2+})ZrSi_6O_{17}(OH,Cl)_2$	Fe^{2+} / Mn^{2+}	faible à distinct	18
GASPEITE	$(Ni,Mg,Fe^{2+})CO_3$	Fe^{2+}	faible	18
GGG ARTIFICIEL toutes couleurs	$Gd_3Ga_5O_{12}$	Fe^{2+} / ETR	distinct à fort	15
HEMATITE	Fe_2O_3	Fe^{2+}	nul à faible	12,15,18
HEMATINE ARTIFICIELLE	$(Ba,Sr)Fe_{12}O_{19}$	Fe^{2+} / Fe^{3+}	très fort	9,18
HUMITE	$(Mg,Fe^{2+})_7(SiO_4)_3(F,OH)_2$	Fe^{2+}	nul à faible	18
CLINOHUMITE	$(Mg,Fe^{2+})_9(SiO_4)_4(F,OH)_2$	Fe^{2+}	nul à faible	18
CHONDRODITE	$(Mg,Fe^{2+})_5(SiO_4)_2(F,OH)_2$	Fe^{2+}	nul à faible	18
KORNERUPINE	$(Mg,Fe^{2+})_4Al_6(SiO_4,BO_4)_5(O,OH)_2$	Fe^{2+}	faible à distinct	18
MAGNÉTITE	$Fe^{3+}{}_2Fe^{2+}O_4$	Fe^{2+} / Fe^{3+}	très fort	18
OXYDE DE ZIRCONIUM CUBIQUE - rose, noir	ZrO_2	ETR	faible à fort	15,16,18
PERIDOT (forsterite <=> fayalite)	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	Fe^{2+}	faible à distinct	2,7,12,15,18
PHOSPHOSIDÉRITE	$Fe^{3+}(PO_4)\bullet 2(H_2O)$	Fe^{3+}	distinct	18
PYRRHOTITE (pyrite magnétique)	FeS	Fe^{2+} / Fe^{3+}	distinct à fort	1
RHODOCHROSITE	$Mn^{2+}CO_3$	Mn^{2+}	distinct à fort	7,12,15,18
PYROXMANGITE	$(Mn^{2+},Fe^{2+})SiO_3$	Mn^{2+} / Fe^{2+}	distinct à fort	18
RHODONITE	$(Mn^{2+},Fe^{2+},Mg,Ca)SiO_3$	Mn^{2+} / Fe^{2+}	distinct à fort	7,12,15,18

SUGILITE	$KNa_2(Fe^{3+},Mn^{3+},Al)_2Li_3Si_{12}O_{30}$	Fe^{3+} / Mn^{3+}	**faible**	18
TEPHROITE	$Mn^{2+}{}_2(SiO)_4$	Mn^{2+}	**faible à fort**	15
YIG ARTIFICIEL	$Y_3Fe_5O_{12}$	Fe^{2+} / Fe^{3+} / ETR	**fort**	15

Réf.: [1]Weiss, 1899 - [2]Nagata *et al.*, 1957 - [3]Akimoto *et al.*, 1958 - [4]Syono, 1960 - [5]Vernon, 1961 - [6]Rossman *et al.*, 1984 - [7]Anderson, 1990 - [8]Shigley *et al.*, 1993 - [9]Johnson, 1994 - [10]Kammerling *et al.*, 1995 - [11]Shigley *et al.*, 1995 - [12]Hanneman, 2002 - [13]Hainschwang *et al.*, 2003 - [14]Titkov *et al.*, 2003 - [15]Gumpesberger, 2006 - [16]Hoover *et al.*, 2007 - [17]Hoover *et al.*, 2008 - [18]Testé sur les échantillons de l'auteur T.P., 2010

Table 14 : Réaction magnétique d'une gemme soumise à un aimant

5.1.6. Conclusion

En raison de son coût modique, de son faible encombrement et de sa facilité d'utilisation, l'aimant-Nd devrait aujourd'hui faire partie de la trousse des instruments de base du gemmologue, notamment lors de déplacements sur le terrain ou chez les négociants. Il faudra cependant veiller à ce qu'il ne soit jamais en contact ou proche d'objets sensibles au magnétisme tels que clés USB, cartes à piste magnétique, petits circuits électroniques, disques durs, etc.

Le résultat de ce test n'est pas diagnostique dans l'identification d'une matière gemme. Il donne seulement une indication de ce qu'elle peut être ou ne pas être. D'autres tests plus probants doivent être effectués, à l'aide des instruments gemmologiques de base ou des instruments avancés de laboratoire si nécessaire. D'autre part, il est prudent de ne pas tirer de conclusion trop hâtive lorsqu'une matière gemme non indiquée dans le tableau ci-dessus est magnétiquement réactive. Il se peut que la gemme soit intrinsèquement diamagnétique mais que ses inclusions soient paramagnétiques ou ferrimagnétiques. C'est notamment le cas du diamant naturel et synthétique mais aussi du quartz et d'autres silicates ou carbonates.

Pour conclure, il est probable qu'une fois calibré en gemmologie de manière standard, le magnétisme des matières gemmes effectué en laboratoire, mesuré scientifiquement, prendra de plus en plus d'importance pour aider à distinguer les différentes variétés, les gisements, les types de traitement ou les synthèses. Les ions magnétogènes n'ont pas fini de faire parler d'eux.

5.2 Le magnétisme des gemmes – une nouvelle méthode d'identification de grenats

Par Kirk Feral

Les grenats sont parmi les pierres précieuses les plus magnétiques. D'ailleurs, je me souviens qu'on avait séparé des grenats, d'un tas de petits cailloux, par l'action d'un champ magnétique en TP de minéralurgie, au cours de mes études à l'ESEM à Orléans.

Au-delà de l'action de sélection, les études du magnétisme des gemmes permettent, de surcroit, de définir la composition d'une gemme en ces concentrations en pôles limites du groupe grenat.

5.2.1. Reconnaître et identifier les grenats à partir du magnétisme

Les grenats almandin rouges peuvent être identifiés aux spinelles rouges ou aux rubis car ils sont 100 fois plus magnétiques que ces autres gemmes.

De plus, parmi les différentes variétés de grenat, la susceptibilité magnétique varie grandement, en fonction de leurs concentrations en fer et/ou manganèse. Le grossulaire vert Mali à gauche ressemble à l'hydrogrossulaire vert à droite, avec lequel il peut être confondu. Mais le grenat du Mali est bien davantage magnétique en raison de sa teneur en fer plus élevé (Fe^{3+}).

Figure 102 : Grenat chromifère Mali – Hydrogrossulaire chromifère
Réponse marquée au magnétisme – réponse modérée

Les grenats sont les seules pierres précieuses transparentes communes qui montrent une réponse marquée à un aimant N52. Ils sont en effet bien plus magnétiques que les autres gemmes transparentes, grâce à leurs concentrations plus élevées en fer paramagnétique (jusqu'à 35%pds d'oxyde de fer) et/ou de manganèse (jusqu'à 40%pds d'oxyde de manganèse).
Même l'uvarovite présente un fort magnétisme, causé par sa concentration en chrome (jusqu'à 27%pds d'oxyde de chrome).

Figure 103 : Almandin - Spessartine
Contient jusqu'à 35% de fer – jusqu'à 40% de manganèse

Ces exemples montrent qu'il est possible d'établir une méthode d'analyse des grenats gemmes à partir de la mesure de la susceptibilité magnétique des grenats, car cette propriété intrinsèque à chacun des pôles limites des grenats, rend possible la détermination des concentrations relatives de fer et de manganèse, entre autres, du grenat étudié.

L'identification des grenats par leur composition chimique nécessite généralement, au-delà de la destruction de l'échantillon ou de la gemme, des technologies compliquées et coûteuses. Par conséquent, la composition chimique d'une gemme et donc, l'identification d'un grenat, n'est généralement pas connue du gemmologue ou de l'étudiant moyen qui veut identifier un grenat par espèce et variété.
Habituellement, l'indice de réfraction, les spectres de couleur et d'absorption sont les principaux indices d'identification d'un grenat. Mais, aujourd'hui, l'utilisation d'une balance de susceptibilité magnétique Hoover permet d'aller plus loin dans l'analyse des grenats.

Avec une balance Hoover, en combinaison avec un réfractomètre et un diagramme Hoover, un échantillon de grenat peut être identifié selon sa variété, et la composition chimique de la gemme peut être estimée avec précision en termes de pourcentages de 2 ou 3 pôles limites des grenats.
C'est ainsi que cette méthode d'analyse a pu révéler la vraie nature de certaines gemmes vendues jusqu'alors avec des appellations erronées.

Figure 104 : Balance hoover et un minuscule aimant au néodyme 1/8 de 3 mm de diamètre appliqué aux gemmes pour mesurer la susceptibilité magnétique par l'intermédiaire d'une balance Hoover

5.3 Graphe de composition des grenats

Le graphe de compositions de Hoover est une évolution du diagramme de Winchell pour les grenats, développée par le Dr. Horace Winchell dans les années 1950. Plus tard en 1985, Manson & Stockton ont publié une étude classique d'analyse des grenats en utilisant l'indice de réfraction, la couleur et la spectroscopie. Selon la méthode très souvent appliquée d'identification des grenats gemmes, définie par Manson/Stockton, les deux paramètres utilisés étaient des évaluations qualitatives des spectres de couleur et d'absorption. Les résultats étaient tracés sur un diagramme Winchell adapté.

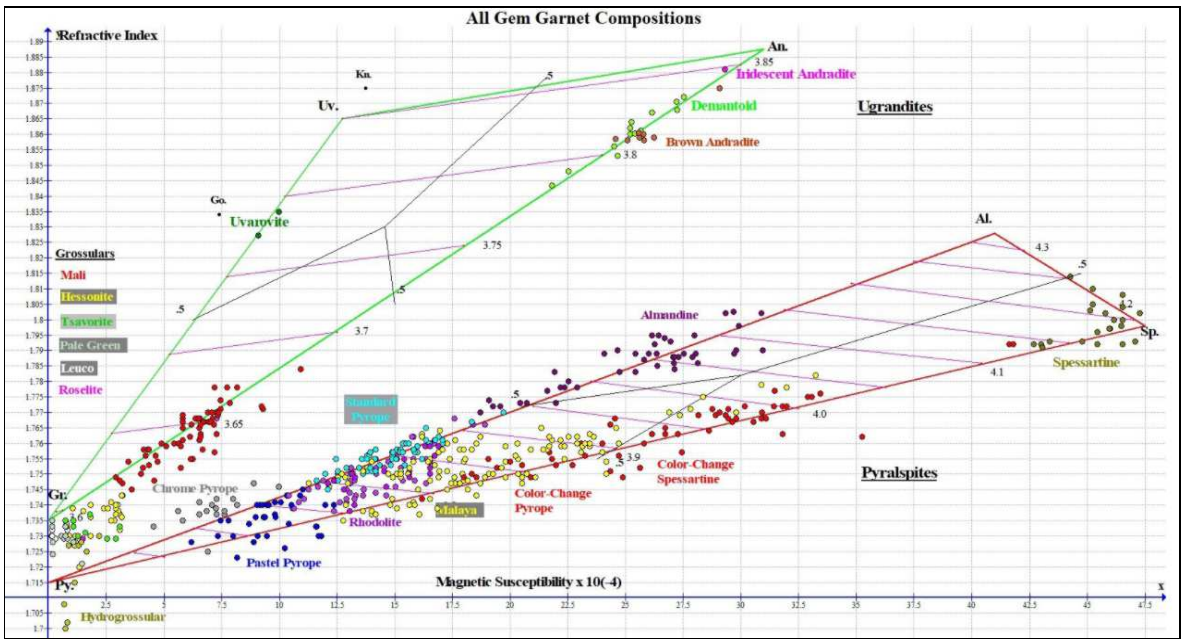


Figure 105 : Graphique RIMS de compositions des grenats
Rédigé par Kirk Feral basé sur le diagramme Hoover

Dr. B.S. Hoover, ainsi que Bear Williams et ses collègues, ont publié depuis, en 2008, une nouvelle méthode pour identifier les grenats, basée sur une autre évolution du diagramme de Winchell, en faisant intervenir le magnétisme comme variable. La méthode de Hoover permet une détermination beaucoup plus précise de la composition du grenat que la méthode Manson/Stockton parce qu'elle repose, à la fois, sur l'indice de réfraction et des mesures de susceptibilité magnétique, qui sont des mesures quantitatives précises.
Le diagramme RIMS (indice de réfraction, susceptibilité magnétique) présenté ici est un graphique montrant des compositions typiques de grenats exploitées en tant que gemme. Il a été rédigé par Kirk Feral pour servir d'aide à l'enseignement pour les étudiants, et a été construit à l'aide d'un logiciel de graphique gratuit

appelé « Graph ». Les points rouges du graphe représentent des moyennes estimées pour les espèces de grenat courantes et les variétés basées sur les mesures réelles des grenats de gemmes obtenues par ce chercheur. Un graphique plus complet pour les grenats grossulaires est présenté en fin de ce paragraphe.

5.4 À propos du graphe grenat

L'axe horizontal du graphique RIMS montre la susceptibilité magnétique augmentant de 0 à $47{,}5.10^{-4}$ SI, le plus haut niveau de magnétisme mesuré dans les grenats gemmes. Plus le point sur le graphe est à droite, plus le grenat est magnétique. Comme les grenats sont de l'ordre de 100 fois plus magnétiques que les pierres gemmes transparentes allochromatiques, la notation pour le grenat a été changée de 10^{-6}, qui est utilisé habituellement pour l'indice de susceptibilité magnétique pour les pierres précieuses, à 10^{-4}.

L'axe vertical montre l'indice de réfraction augmentant de la valeur de RI 1,70 jusqu'à RI 1,89, qui est proche de la limite supérieure de l'indice de réfraction pour les grenats gemmes. Plus le point de graphe est élevé, plus le RI du grenat est élevé.

5.5 Masse spécifique (ou densité) et Indice de réfraction

Les rayures roses sur chaque ternaire représentent la masse spécifique par incréments de 0,1. La masse spécifique de n'importe quel grenat gemme peut être estimée à partir de l'emplacement de son point tracé sur le graphe par rapport à ces barres transversales roses. Par exemple, la masse spécifique de l'almandin peut être estimé à 4,07.

Inversement, nous pouvons utiliser le graphique pour estimer l'indice de réfraction d'un grenat basé sur sa mesure précise du poids spécifique. Cela peut être utile pour les gemmes OTL comme Andradites dont les RI ne peuvent pas être mesurées avec un réfractomètre standard.

La masse spécifique représente la densité d'une gemme. Plus le grenat est dense, plus la concentration d'agents colorants métalliques dans la structure de la gemme est élevée, et plus la susceptibilité magnétique est élevée.

5.6 Le magnétisme augmente avec l'indice de réfraction

Le degré de magnétisme augmente proportionnellement à l'indice de réfraction, et cette relation existe au sein de chacune des deux groupes de grenats, Pyralspites et Ugrandites.
Le point inférieur du ternaire vert, sur le graphique, correspond à une gemme cabochon verte de grenat grossulaire avec un indice de réfraction de 1,76 et une susceptibilité magnétique de 5. Le point supérieur sur le même ternaire correspond à une gemme cabochon brune du Mali avec un RI 1,785 plus élevé. Le grenat Mali brun est deux fois plus magnétique que le grenat Mali vert, avec une susceptibilité de 10 contre 5.

Sur le graphique de compositions des grenats, les parenthèses () précisent les ions qui occupent les sites A et B, avec des ***italiques gras*** indiquant l'ion agissant comme le chromophore. Pour l'almandin, les deux ions sont le fer et l'aluminium, avec le fer ferreux (***Fe^{2+}***) comme chromophore. Pour le spessartine, le chromophore est l'ion manganèse (***Mn^{2+}***), pour l'uvarovite, le chrome (***Cr^{3+}***) et l'andradite est colorée par le fer ferrique (***Fe^{3+}***).
Avec les parenthèses est indiquée la couleur prédominante couramment associée à la variété. Toutefois, les couleurs des espèces 100% pures ne sont pas vraiment connues, puisque les grenats réels ne sont jamais totalement pur. Notez que les le pyrope et le grossulaire sont allochromatiques (incolores) ; ils n'ont pas de chromophores métalliques dans leurs compositions chimiques.

Le graphique montre que la susceptibilité magnétique de l'almandin est mesurée à 41, tandis que celle de l'andradite est seulement de 31. Le fer ferreux (***Fe^{2+}***) qui colore l'almandin engendre donc une susceptibilité magnétique plus élevée pour le pôle limite almandin que le fer ferrique (***Fe^{3+}***) qui colore le pôle limite andradite.
Mais les gemmes de ces grenats ne correspondent pas à des pôles limites purs, et nous constatons que les gammes réelles de susceptibilité magnétique pour les gemmes d'almandin et d'andradite sont très semblables les unes aux autres.
Le spessartine dont la couleur est due au manganèse (***Mn^{2+}***), possède la susceptibilité magnétique la plus élevée de toutes les espèces de grenats gemmes avec une valeur de 47,5.
Les pôles limites pyrope et grossulaire sont totalement incolores et ont des valeurs de susceptibilité magnétique de 0.

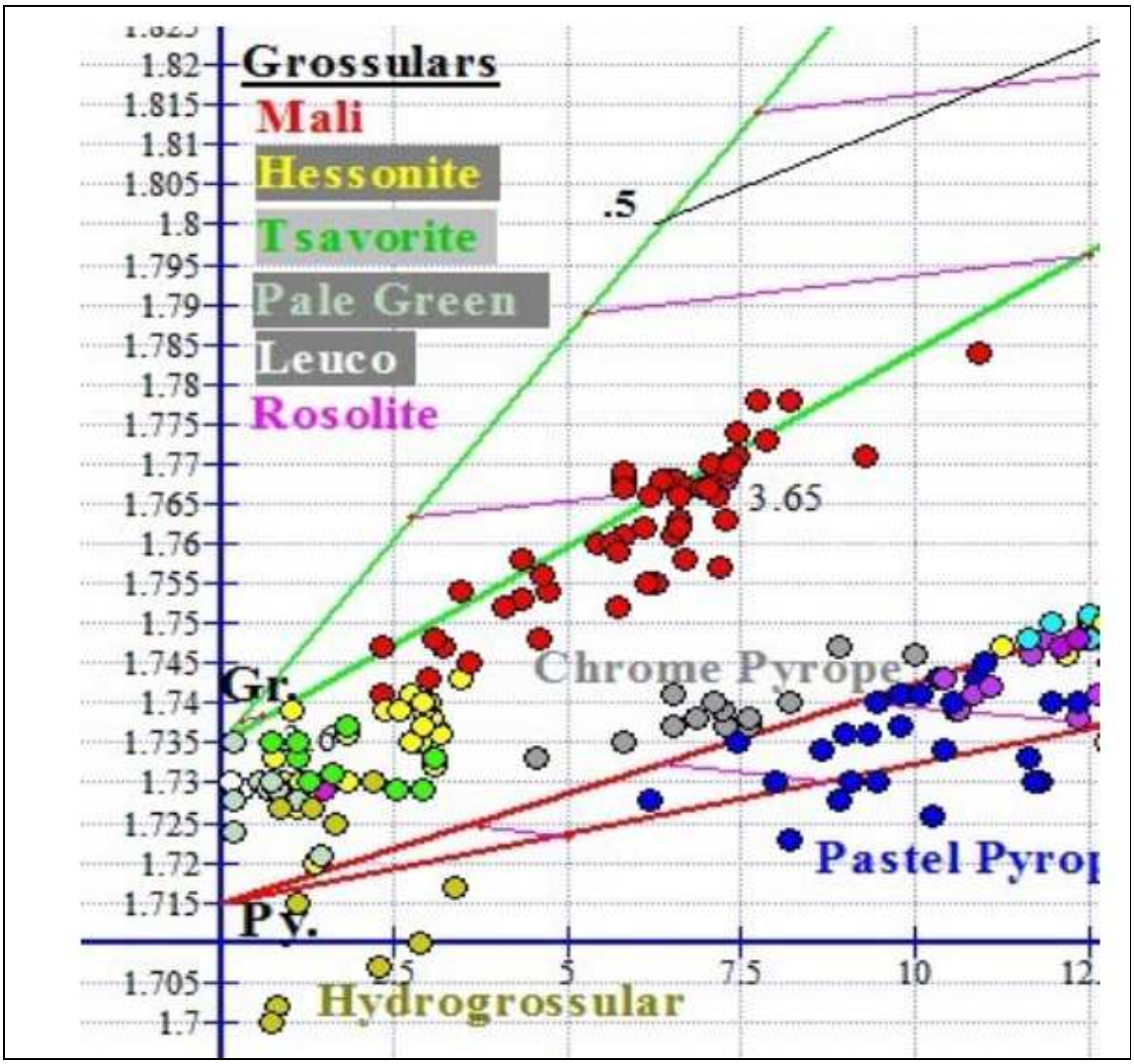


Figure 106 : Grossulaires : Susceptibilité magnétique vs l'indice de réfraction

5.7 Le magnétisme augmente avec la densité

L'indice de réfraction augmente à mesure que la densité augmente. Une augmentation de densité a donc pour effet une augmentation de la susceptibilité magnétique. C'est vrai non seulement pour les grenats, mais également pour toutes les espèces de pierres précieuses.

5.8 Trisection de l'almandin

Chacun des deux ternaires grenat a un point central à partir duquel 3 sections égales (trisections) sont dessinées, une pour chacun des 3 pôles limites de grenat du groupe Pyralspite ou Ugrandite. Quand un point du graphe tombe sur une trisection particulière, nous concluons que la gemme appartient à cette variété particulière de grenat. Comme vous pouvez le voir ci-dessous, le point de l'Almandin tombe dans la trisection Almandin. Ce point particulier de l'almandin représente une moyenne des lectures de grenats almandin mesurés jusqu'ici.
Les points réels pour les gemmes almandins individuels peuvent théoriquement tomber n'importe où dans la trisection almandin.

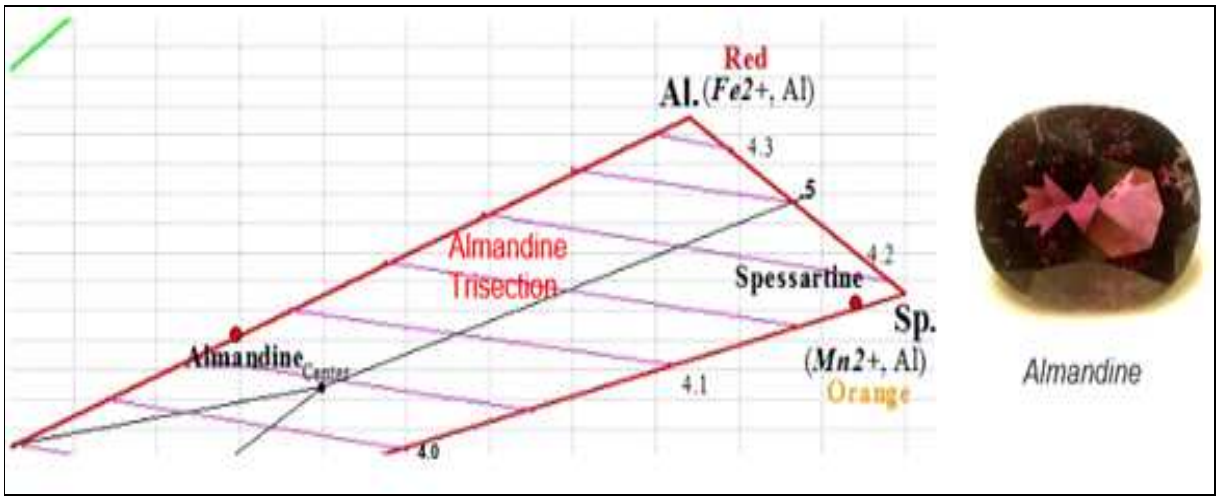


Figure 107 : Trisection de l'almandin

5.9 Origine du magnétisme

Le graphique à barres ci-dessous compare la susceptibilité magnétique (degré d'attraction magnétique) de la plupart des variétés de grenats gemme les uns par rapport aux autres. Les grenats sont présentés du moins magnétique au plus magnétique. La hauteur de chaque barre colorée représente la susceptibilité magnétique moyenne mesurée pour la variété de grenat correspondante. La couleur de chaque barre correspond à la couleur des points du graphe pour les variétés sur le graphique précédent.

Ce graphique à barres montre que les grenats grossulaires (leuco, Rosolite, tsavorite, hessonite, Mali) sont les moins magnétiques.
La spessartine est l'espèce la plus magnétique, suivie par andradite et l'almandin.
La variété la moins magnétique parmi les Pyralspites est le pyrope chromifère

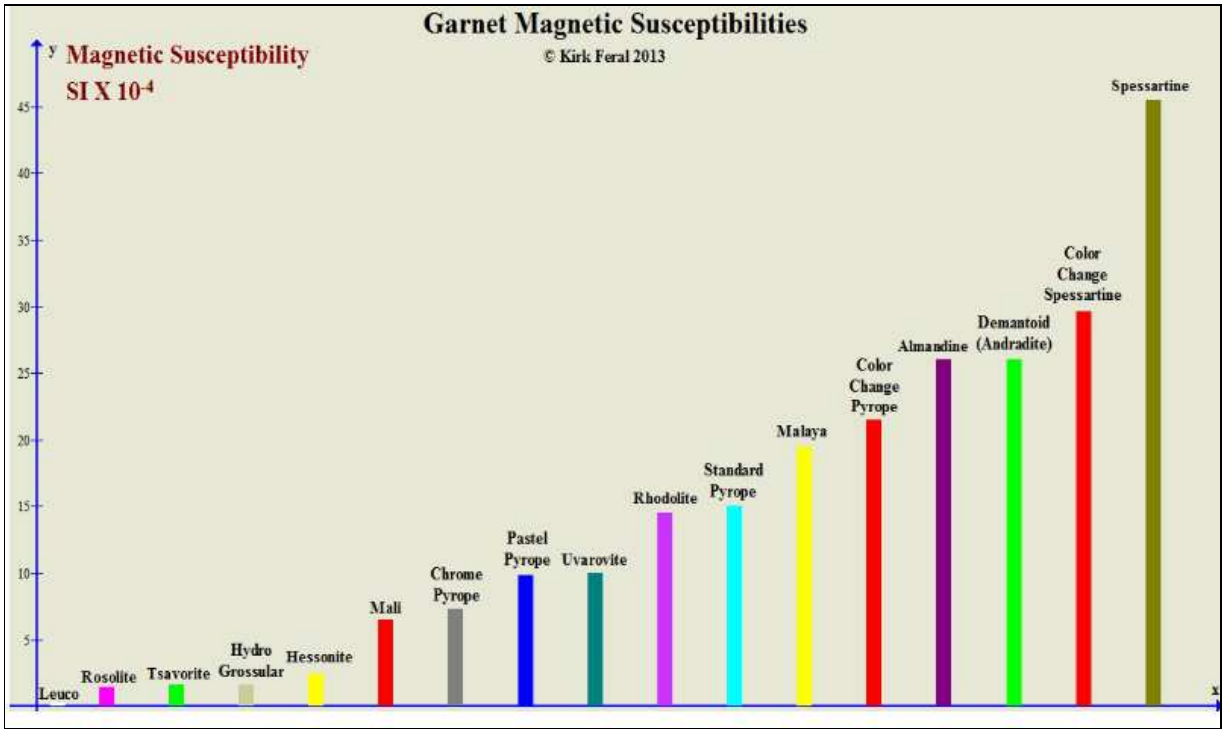


Figure 108 : Susceptibilités magnétiques relatives des grenats

	13 x 8 x 8 mm 7,90 cts		8 x 5 x 5 mm 1,70 cts
	14 x 11 x 10 mm 11 cts		8 x 8 x 8 mm 3,10 cts
	11 x 10 x 8 mm 6,65cts		9 x 8 x 7 mm 3,10 cts
	0,65 cts 6,2 x 4,2 mm		0,58 cts 6 x 4 mm

Figure 109 : Nigeria : Spessartines

6. SPESSARTINES DU NIGERIA

Cf http://www.nigeria.gov.ng/index.php/2016-04-06-08-38-30/nigeria-natural-resources

Le Nigeria est l'un des pays d'Afrique qui dispose d'importantes variétés de ressources naturelles.
On y trouve métaux précieux, gemmes, ainsi que nombre de minéraux industriels tels que barite, gypse, kaolin et marbre. La plupart de ces derniers sont encore à exploiter. Statistiquement, le niveau d'exploitation de ces minéraux est très faible par rapport à l'étendue des gisements répertoriés dans le pays. L'un des objectifs de la nouvelle politique nationale sur les minéraux solides est d'assurer le développement ordonné des ressources minérales du pays.

En ce qui concerne les grenats, l'état de l'Oyo produit des gemmes issues de pegmatites. Ce sont des spessartines de couleur jaune vif et de qualité gemme.
L'extraction des pierres précieuses s'est fortement développée dans diverses parties des États du plateau, Kaduna et Bauch. Parmi ces pierres précieuses, nous pouvons citer le saphir, le rubis, l'aigue-marine, l'émeraude, la tourmaline, la topaze, le grenat, l'améthyste ; le zircon, et du spath qui sont parmi les plus belles du monde. De bonnes perspectives existent dans ce domaine pour des investissements viables.

Figure 110 : Nigeria : Spessartines, Collec. Perso, n°968

Figure 111 : Est africain : Tsavorites

7. TSAVORITES DE L'EST AFRICAIN

7.1 Introduction

Si la plupart des grenats peuvent avoir une qualité gemme et être utilisés en tant que pierre semi-précieuse, le grossulaire tsavorite occupe néanmoins une place à part. D'un vert clair éclatant, grâce aux actions conjuguées du chrome et du vanadium, d'une pureté excellente, de surcroit bien plus rare que le diamant et plus abordable que l'émeraude, la tsavorite est, en ces années 2010, en train de se faire une place de choix en joaillerie.
Mais si ses caractéristiques gemmologiques ont d'ores et déjà été décrites et sont désormais bien connues des experts, sa genèse et ses propriétés minéralogiques et géochimiques, permettant de déterminer son origine géologique et géographique, n'ont pas jusqu'ici été mises en lumière. Une équipe de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) et ses partenaires dressent pour la première fois la carte d'identité des grenats verts en fonction du gisement dont ils proviennent. Un premier pas vers la certification de la nouvelle gemme, une grande plus-value sur le marché de la bijouterie.

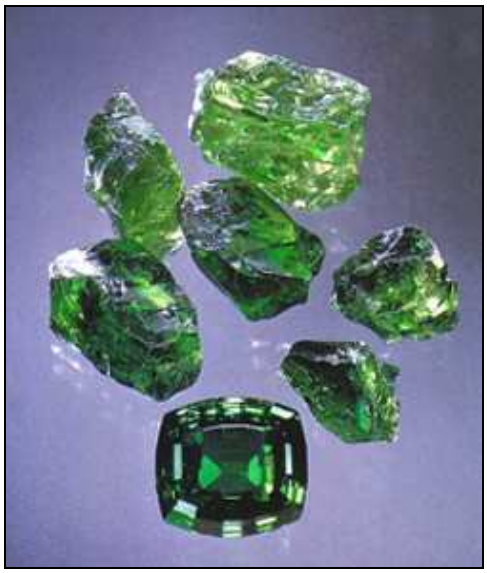


Figure 112 : Afrique de l'est : Grossulaire tsavorite.
taille : pierre taillée - 7.59 carats. Localité : mine Lualenyi, Kenya - Collection: Pala International.
Photo: Harold et Erica Van Pelt

7.2 Joaillerie

Les bijoutiers new-yorkais Tiffany & C°, qui finançaient les recherches, baptisèrent ce grossulaire «tsavorite», et bien que la Société allemande de minéralogie eût préféré « tsavolite », le premier nom s'est imposé. D'autres gîtes exploités en Tanzanie, dans la région de Komolo, ont fourni des pierres de 10 à 15 carats qui sont apparues à la bourse de Tucson en 1988.
C. R. Bridges avait trouvé une pierre de 7 carats, qui, taillée, mesurait encore 2,17 carats ; un collectionneur américain lui en offrit 20000 $. Mais ce prix n'est valable que pour des pièces exceptionnelles, de 2 ou 3 carats, les autres étant moins appréciées.
En 1990, la production fut d'environ 1500 carats de pierres brutes, soit 375 carats de pierres travaillées.

7.3 Découverte

Un géologue écossais, Campbell R. Bridges, prospectait, en 1967, les montagnes de Leiatema, près de Komolo, au nord-ouest de la Tanzanie, quand il mit à jour, dans des gneiss graphiteux, à proximité de calcaires cristallins, des sortes de grumeaux au centre desquels scintillaient de magnifiques grains verts entourés d'une pellicule d'altération, mélange d'épidote et de scapolite ; il venait de découvrir les premiers grossulaires d'une couleur verte très soutenue, de qualité gemme.

7.4 Prospection

Suite aux recherches intensives entreprises, le Kilimandjaro (5 895 m) devient une nouvelle fois source de pierres fines (on y avait découvert la tanzanite). À la fin de 1971, cinq riches gisements sont mis à jour au Kenya, près des limites du parc de Tsavo, le plus gros échantillon dégagé accusant 32 carats. En août 1973, c'est le gisement de Lualenyi, dans les monts Mgama, toujours au Kenya, qui est reconnu dans une zone métamorphisée de silicates calciques avec graphite ; ces terrains sont datés du Précambrien.
En 2011, la tsavorite n'a quasiment été répertoriée qu'en Tanzanie, au Kenya, à Madagascar, au Pakistan et en Antarctique
Notons qu'en Australie occidentale, la « tsavorite » a été signalée dans les Eastern Goldfields, mais en cristaux peu colorés et trop petits pour être taillés. Sa couleur, très vive, va du vert clair, presque incolore, au vert émeraude intense, la plus recherchée. Ne contenant que peu d'inclusions elle est taillable sans avoir à être retouchée.

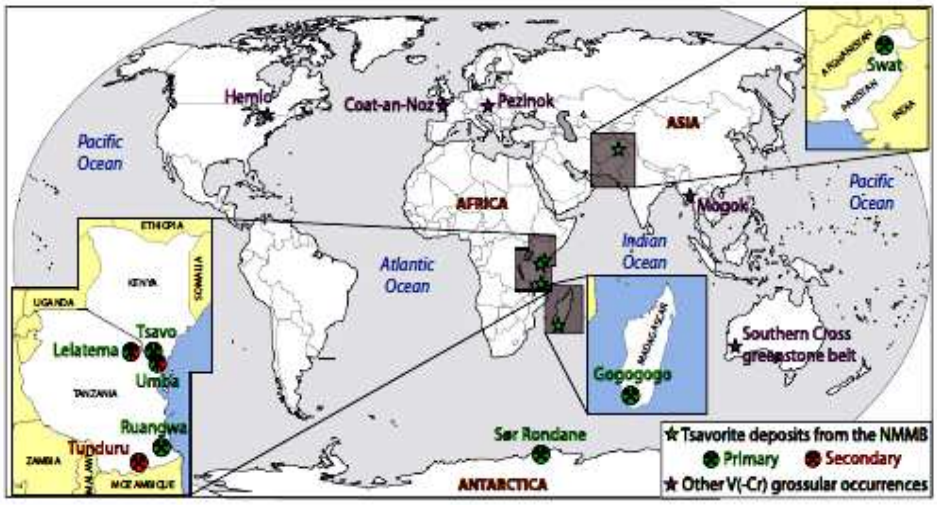


Figure 113 : Afrique de l'est : Localisation des sites de tsavorites à travers le monde
NMMB : sites connus de la Ceinture métamorphique Néoprotérozoïque Mozambicaine
Autres occurrences

L'une des études principales ayant pour sujet à la fois, la pétrologie des sites de tsavorite et l'identification chimique des tsavorites de ces différents sites a été réalisée par Julien FENEYROL, au cours de sa thèse au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), intitulée
Pétrologie, géochimie et genèse des gisements de tsavorite associés aux gneiss et roches calco-silicatées graphiteux de Lemshuku et Namalulu (Tanzanie).

7.5 Gîtologie

Les gisements de tsavorite ont pour origine, la convergence des deux supercontinents appelés « Gondwana de l'Est » et les cratons du Kalahari et du Congo, il y a quelques 600 millions d'années. Avant que l'actuelle Afrique de l'Est ne se soulève sous l'action de la tectonique des plaques, une mer séparait ces derniers : l'océan du Mozambique. Sur le fond de cet océan s'étaient accumulés des sédiments argileux et organiques, riches notamment en vanadium et en chrome.

Lors de la convergence entraînant la fermeture de cet océan, la plaque du Gondwana de l'Est plongeant sous celle des cratons de l'ouest a entraîné avec elle ces sédiments en profondeur. Les hautes pressions et températures, entre 600 et 750° C, générées par les mouvements tectoniques et l'enfouissement ont alors permis de créer des conditions de métamorphisme, propices à la cristallisation des grenats et à la transformation des roches sédimentaires en gneiss graphiteux. C'est ainsi que l'on retrouve aujourd'hui la tsavorite exclusivement dans ces gneiss, sous forme de nodules de 5 à 20 cm de diamètre, autour de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque.
La tsavorite est exploitée dans des gisements primaires soit sous la forme de nodules, soit au sein de veines de quartz, ou dans des gisements secondaires de type placer issus du démantèlement des formations minéralisées.

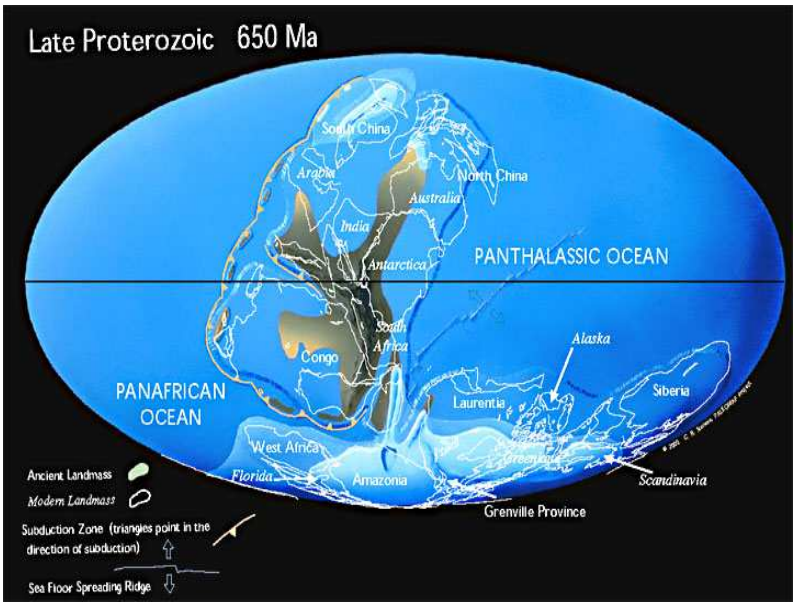


Figure 114 : Afrique de l'est : Carte de la terre il y a 650 Ma, lors de la fermeture de l'océan mozambicain et de la collision continentale du Gondwana de l'est et les cratons du Kalahari et du Congo (C. Scotese)

L'étude pétrographique des gisements de tsavorite de Lemshuku et de Namalulu dans le nord-est de la Tanzanie a montré que les gneiss graphiteux et les roches calco-silicatées graphiteuses à tsavorite sont associés à des intercalations de méta-évaporites, et sont surmontés par des marbres dolomitiques. La colonne lithostratigraphique relevée sur les deux gisements résulte du métamorphisme d'une formation sédimentaire enrichie en matière organique dans le faciès amphibolite supérieur à P = 7,0 ± 0,4 kbar et T = 677 ± 14°C. Cet évènement a été daté à 634 ± 22 Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazites. Le bâti métamorphique s'est refroidi entre 512 et 500 Ma d'après les datations 40Ar-39Ar sur muscovites.

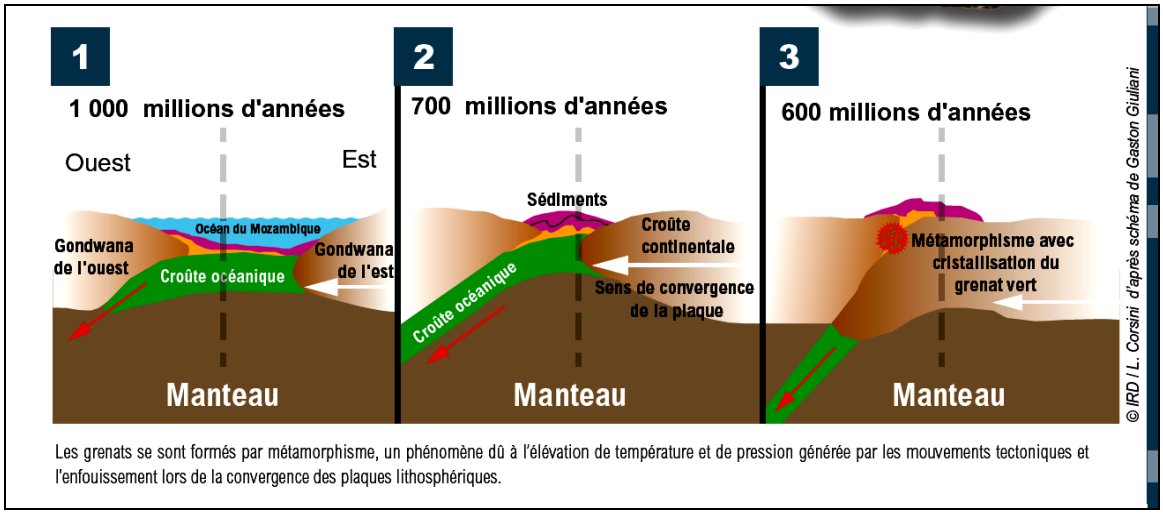


Figure 115 : Afrique de l'est : Schéma représentant dans le temps l'assemblage du Gondwana de l'est (IRD 2011)

En conclusion, les gisements de tsavorite se sont formés au cours du métamorphisme et de la métasomatose de séries sédimentaires silico-calcaires, enrichies en matière organique et à intercalations d'évaporites, et déposées au sein d'une plate-forme carbonatée associée à la formation d'une sabkha de côte marine sur la marge est des cratons du Congo et du Kalahari au Néoprotérozoïque.

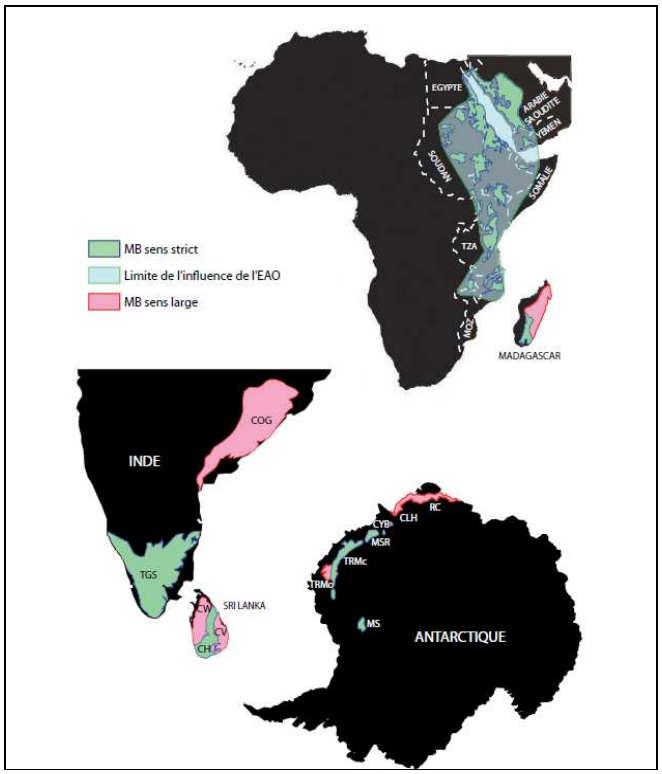


Figure 116 : Afrique de l'est : Proposition de localisation géographique actuelle de la ceinture métamorphique néoprotérozoïque mozambicaine

Le Gondwana de l'ouest est constitué des cratons du Congo et du Kalahari, le Gondwana de l'est ou SLAMIN est constitué de la Somalie, des Seychelles, du Sri Lanka, de l'antarctique de l'est, de Madagascar et de l'Inde.

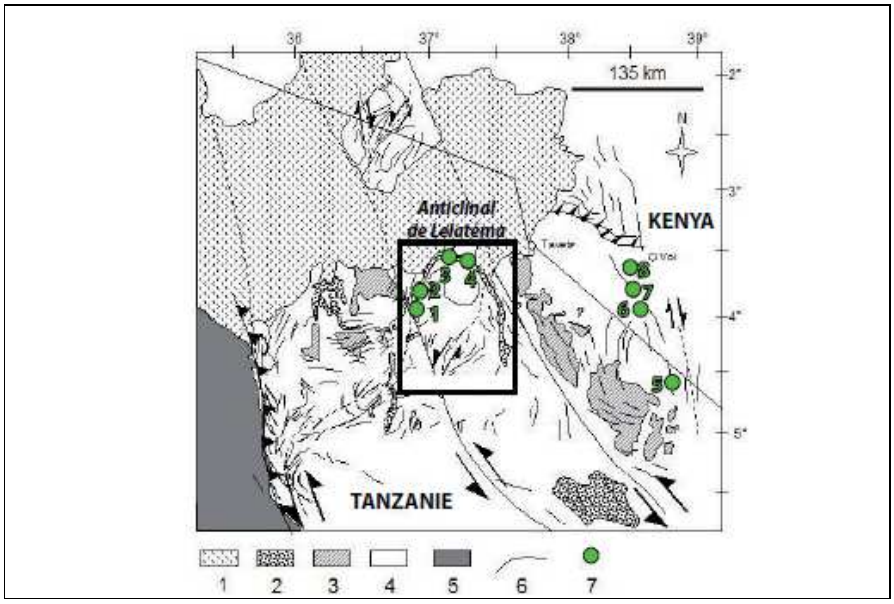


Figure 117 : Afrique de l'est : Carte géologique simplifiée du nord-est de la Tanzanie et du sud du Kenya
avec la localisation des principaux gisements de tsavorite (modifiée d'après Le Goff et al., 2010)
1 : formations volcaniques néogènes et quaternaires; 2 : roches métasédimentaires néoprotérozoïques; 3 : granulites; 4 : gneiss; 5 : gneiss archéens; 6 : foliation; 7 : gisements de tsavorite (1. Namalulu; 2. Lemshuku; 3. Merelani; 4. Moshi; 5. Umba; 6. district minier de Kuranze; 7. mines de Baraka; 8. district minier de Mwatate).

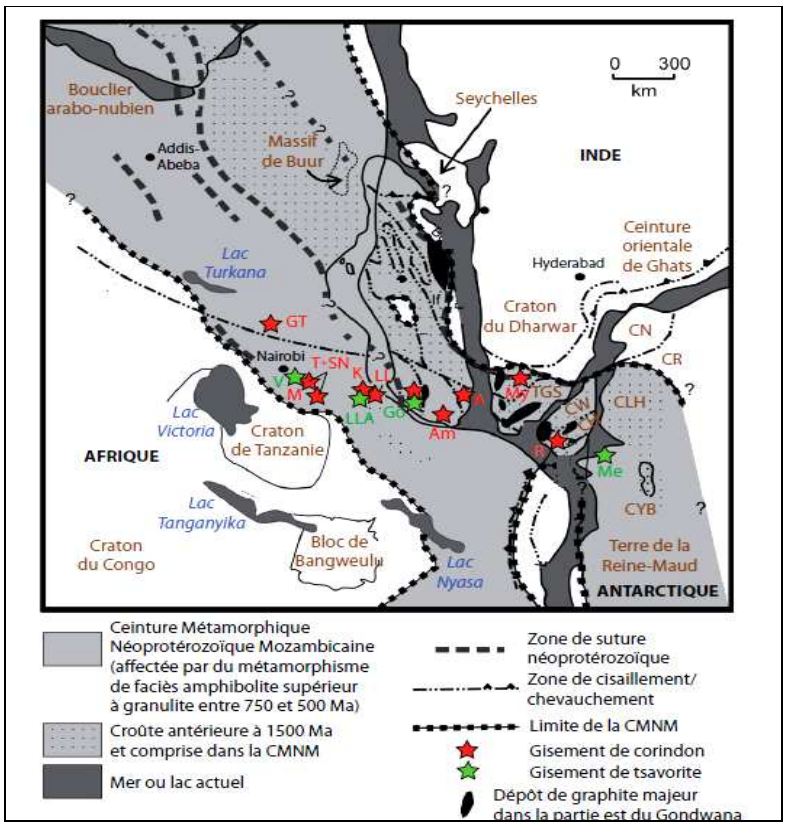


Figure 118 : Afrique de l'est : Juxtaposition du Sri Lanka, du sud de l'Inde, de Madagascar, de l'Antarctique et de l'Afrique dans le supercontinent Gondwana et localisation des gisements de corindons et de tsavorite
(modifiée d'après Service Géologique de Madagascar, 1977; Collins et Windley, 2002; Dissayanake et Chandrajith, 1999; Mercier et al., 1999)
CH : complexe de Highland; CLH : complexe de Lützow-Holm; CN : complexe de Napier; CR : complexe de Rayner; CW : complexe de Wanni; CYB : complexe de Yamato-Belgique; TGS : terrain granulitique du sud.
A : Andranondambo; Am : Ambosoary; GT : Garba Tula; Go : Gogogogo; K : Kalalani; LL : Longido-Lossogonoï; LLA : Lelatema; M : Mangari; Me : Menipa; My : Mysore; R : Ratnapura; T+SN : Twiga-Si Ndoto.

7.6 Différentiation des tsavorites

L'étude minéralogique de la tsavorite a permis de proposer un protocole pour certifier l'origine géographique des tsavorites, à partir des rapports V/Cr, de la teneur en manganèse et de la composition isotopique en oxygène.

Deux stades de métasomatose ont permis la formation de la tsavorite :

- les nodules de tsavorite se sont formés au cours du métamorphisme prograde à P = 5,0-7,4 kbar et T = 580-691°C suite à une métasomatose de diffusion;
- la tsavorite des veines de quartz a précipité au cours du métamorphisme rétrograde, pendant une métasomatose calcique d'infiltration, à P = 3,6-4,9 kbar et T = 505-587°C. Les tsavorites des veines de quartz sont datées in situ par Sm-Nd à 606 ± 36 Ma. L'ensemble des éléments nécessaires à la formation de la tsavorite se trouve dans les roches graphiteuses à évaporites.

L'implication des évaporites, de nature continentale, est importante : elles sont directement transformées en tsavorite en fournissant le calcium dans le cas des nodules, et les sels fondus forment des fluides qui mobilisent l'ensemble des éléments nécessaires à la cristallisation de la tsavorite dans les veines de quartz. Les minéralisations sont également contrôlées par la lithostratigraphie (gneiss graphiteux et roches calco-silicatées graphiteuses à évaporites) et la tectonique (structure de type 'saddle-reef').

L'origine de chaque grenat retracée

Compte tenu de l'origine commune des tsavorites, il n'est pas commode de définir la provenance de telle ou telle pierre. Cependant, la nature même de la pierre provient de la roche mère à partir de laquelle la gemme a pu puiser ces constituants.
L'étude de J. Feneyrolle a porté sur la chimie, et plus particulièrement sur les rapports entre vanadium et chrome, quant à l'IRD, ils se sont focalisés sur les rapports isotopiques entre l'oxygène 18 et l'oxygène 16.

7.6.1. Rapport isotopique O16/O18

Etudier cette propriété a d'ores et déjà prouvé son efficacité pour retracer l'origine des émeraudes, des rubis et des saphirs.
C'est aujourd'hui au tour du grenat vert de dévoiler ses secrets. Forts de leurs découvertes antérieures sur les autres gemmes, les chercheurs ont donc appliqué cette méthode d'analyse isotopique au grenat vert. Pour ce faire, ils ont collecté des échantillons dans 24 gisements, situés dans chacun des cinq pays où le minéral est exploité, et ont analysé le rapport des deux isotopes de l'oxygène, appelés « oxygène 18 » et « oxygène 16 ». À chaque gisement a ainsi pu être attribuée une valeur caractéristique de ce rapport, exprimé en pour mille (‰). Par exemple, les tsavorites provenant du nord de la Tanzanie affichent les valeurs les plus élevées, comprises entre 15 et 21 ‰, tandis que celles venant du sud du pays présentent des valeurs faibles, de 9 à 11 ‰ seulement.
Les grenats kenyans, malgaches, pakistanais ou antarctiques présentent un rapport isotopique intermédiaire, compris entre 11 et 15 ‰.

7.6.2. Analyse chimique V/Cr

C'est ensuite leur couleur, avec leur teneur en vanadium, chrome et manganèse, qui permet d'affiner la distinction des grenats de chacun de ces pays.

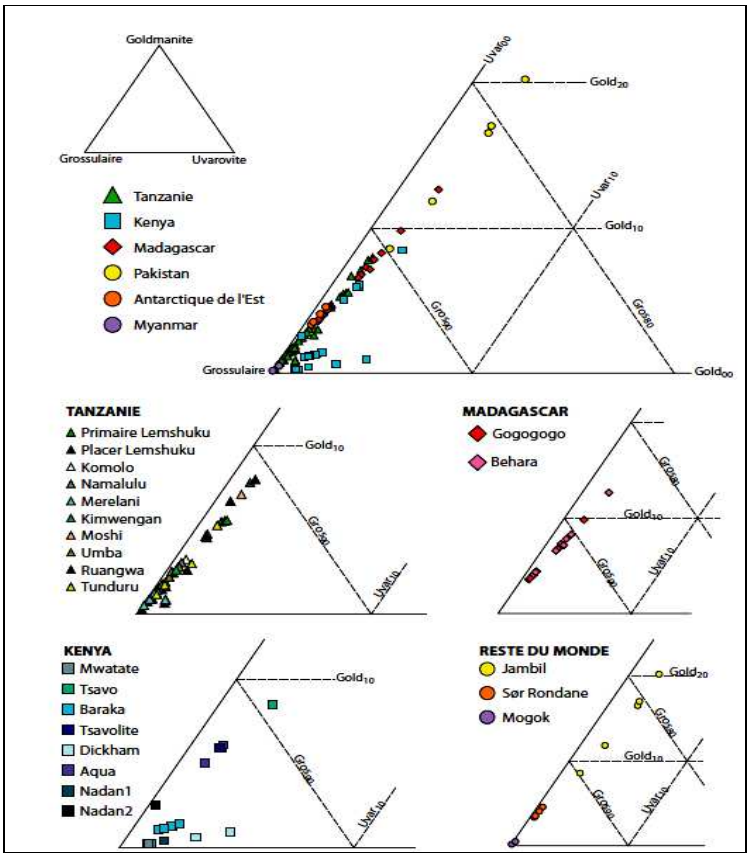


Figure 119 : Afrique de l'est : Diagrammes ternaires Grossulaire-Goldmanite-Uvarovite montrant la composition des tsavorites en fonction de leur provenance (3)

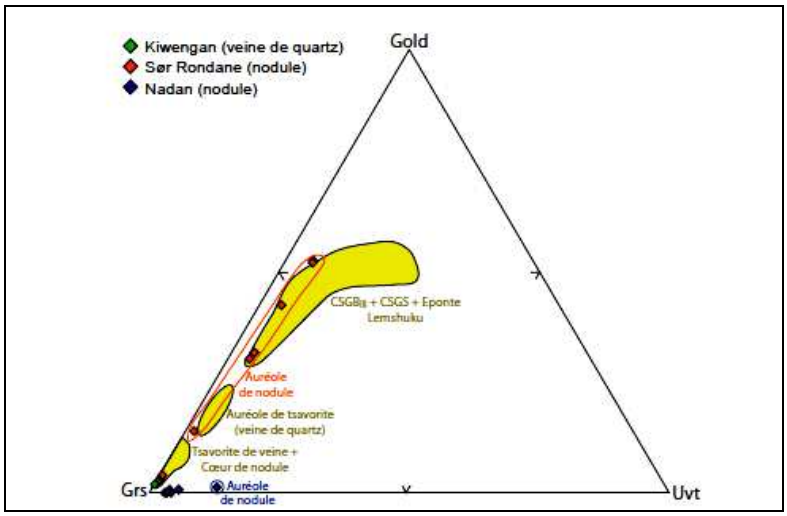


Figure 120 : Afrique de l'est : Composition des tsavorites issues des différents gisements de tsavorite étudiés (3)

7.6.3. Conclusion

Ces deux études, avec des approches très différentes se sont avérées complémentaires et ont permis de distinguer les sites d'exploitation des tsavorites.
Les géologues ont alors établi une nouvelle base de données, sorte de registre identitaire permettant de retrouver sa provenance en fonction de la composition de chaque grenat.

7.7 Conclusion

Nouvel arrivant sur le marché de la bijouterie, la couleur émeraude, la brillance et la dureté du grenat vert en font un rival de taille pour les autres pierres précieuses. Mais pour accroître son potentiel commercial international, la gemme2 doit obtenir sa certification : autrement dit, on doit pouvoir tracer avec précision l'origine géographique de chaque pierre. C'est ce que vient de réaliser une équipe de recherche de l'IRD et ses partenaires.
Pour les pays est-africains qui exploitent les gisements de tsavorite, cette étude offre la possibilité d'établir des guides de prospection pour la recherche de nouveaux gisements. Permettant la localisation de l'origine géographique de chaque pierre, les résultats de ces travaux constituent en outre un premier pas vers la certification des grenats verts.
Cette démarche s'avère essentielle pour préciser la valeur marchande des pierres et leur apporte une grande plus-value sur le marché de la bijouterie.

Photo 54 : Afrique de l'est : tsavorites : Tsavo, Kenya n° 621 – Afghanistan, n° 505

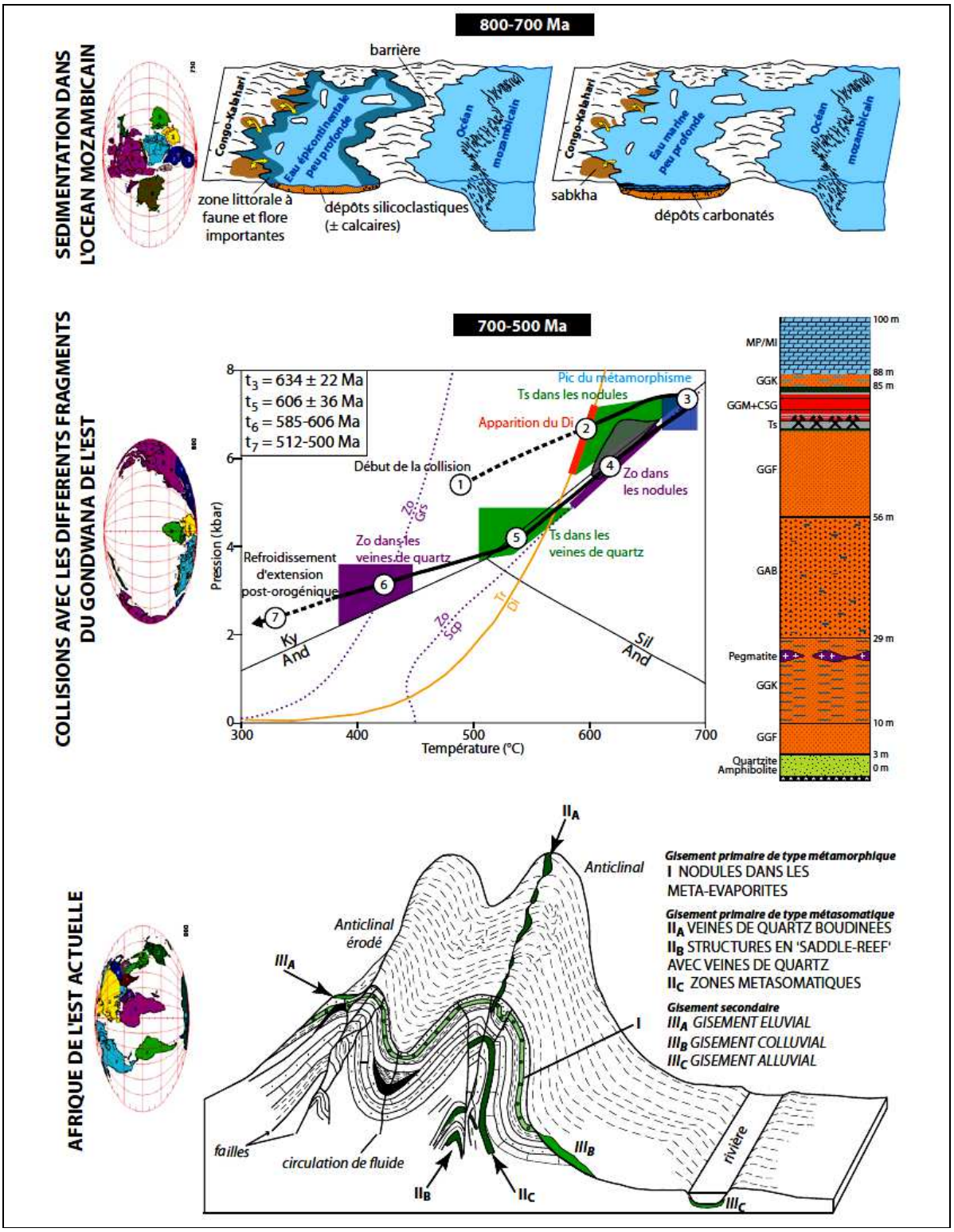


Figure 121 : Afrique de l'est : Modèle génétique de genèse des gisements de tsavorite associés aux gneiss graphiteux (3)

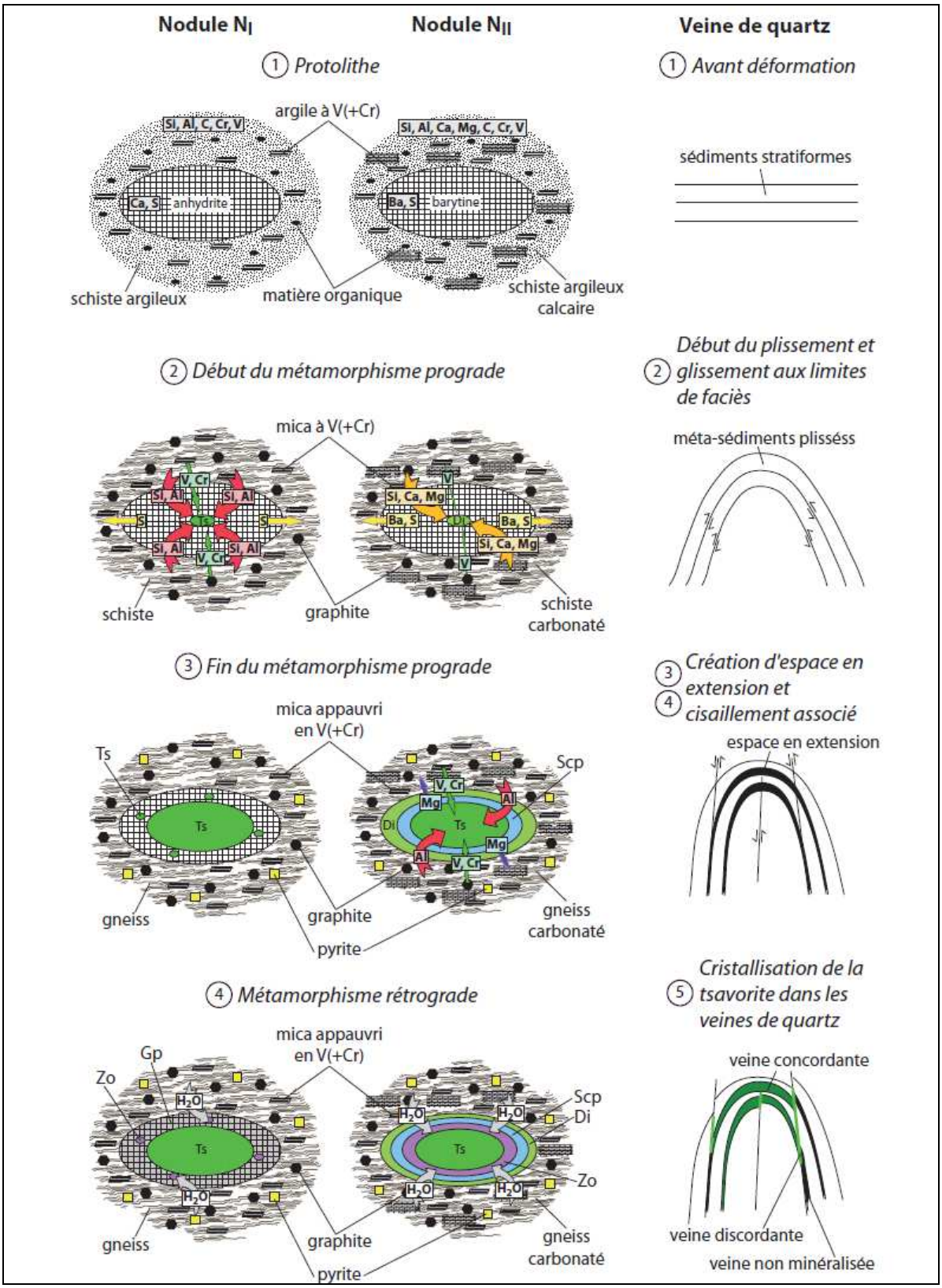


Figure 122 : Afrique de l'est : Modèle métallogénique de formation de la tsavorite des nodules et schéma de formation des minéralisations à veine de quartz (3)

7.8 Tsavorites à âme

Depuis 2017 environ, apparaissent dans les bourses des tsavorites à äme. Elles mesurent plusieurs centimètre, typiquement 3 à 4 cm.
Pour la formation des âmes, je vous renvoie aux hessonites à âme, du Piémont dans le livre relatif aux grenats des rodingites.

Tsavorite à âme
Mine de D-BLOCK, Merelani, TANZANIE
35 mm x 9 mm
Collection : Grenadof, Geoforum

Tsavorite à âme
Tanzanie
22 mm x 11 mm x 9 mm
Collection : ebay

Figure 123 : Afrique de l'est : Tsavorites à âmes

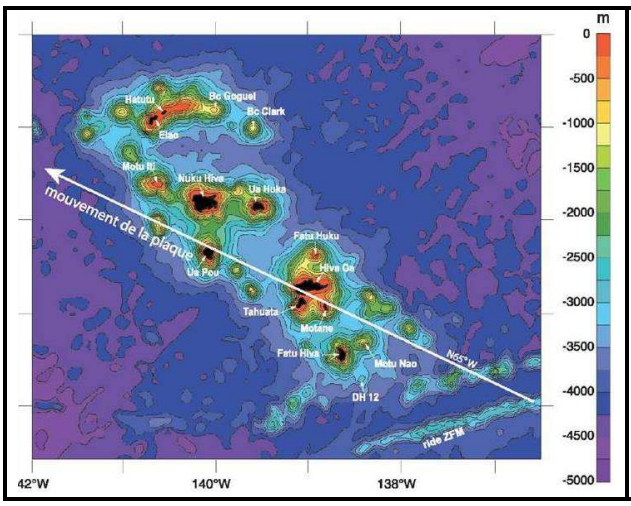
8. PHONOLITES A GRENATS DES ILES MARQUISES

8.1 Site de Ua Pou

Figure 124 : Ua Pou : Port de l'ile de Ua Pou avec vue sur les sucs
Vue sur les principales protusions phonolitiques au nord de Ua POU
Avec de gauche à droite : les aiguilles de Oave (1203 m), Matahuena (1028m), en arrière plan Poumaka (979 m), et Poutetainui (966m)

8.2 L'archipel des Marquises et l'ile de Ua Pou [3-4]

L'archipel des Marquises repose sur une croûte océanique formée à l'axe de la dorsale Pacifique-Farallon entre 53 et 49 Ma et fortement épaissie sous la partie centrale de l'archipel où le Moho atteint des profondeurs de 15 à 20 km.
L'île de Ua Pou est connue de longue date pour l'abondance exceptionnelle de ses phonolites. Sa première cartographie systématique permet une estimation du volume de sa partie émergée (27,5 km3) incluant 18 km3 de phonolites (65 %) mises en place en deux étapes distinctes, 2 km3 d'autres laves intermédiaires et évoluées (8 %) et 7,5 km3 de laves mafiques (27 %).
L'activité aérienne de Ua Pou débute vers 4 Ma par la mise en place de tholéites à olivine dérivant d'une source mantellique de signature HIMU jeune. Elle reprend vers 2,9 Ma avec la fusion partielle d'une source hétérogène à signature dominante EM II + HIMU jeune qui produit des liquides basanitiques primaires. Ces liquides se mettent en place à la fois en profondeur et en surface et évoluent par cristallisation fractionnée pour former les téphrites. En même temps, la refusion en profondeur de ce matériel basanitique produit des magmas téphriphonolitiques en laissant un résidu riche en amphibole. Ces magmas évoluent alors par cristallisation fractionnée pour former des liquides phonolitiques, lesquels peuvent subir une contamination par l'eau de mer. Alors que la production de ces deux types de phonolites continue de façon relativement synchrone avec la mise en place des basanites, de nouveaux processus fonctionnant en système ouvert apparaissent entre environ 2,6 et 2,4 Ma. Ils permettent la formation de téphriphonolites et de phonolites ayant assimilé du matériel de type plagiogranitique à signature HIMU et la genèse de phonolites extrêmement différenciées ayant incorporé du matériel de la croûte océanique à signature DMM. Ainsi, l'île de Ua Pou peut être considérée comme un exemple typique de série intraocéanique dans laquelle la prédominance des laves évoluées reflète leur origine par fusion partielle de précurseurs mafiques suivie de la contamination crustale plutôt que par cristallisation fractionnée et met en évidence l'existence de fortes interactions entre le panache marquisien et la lithosphère océanique Pacifique.



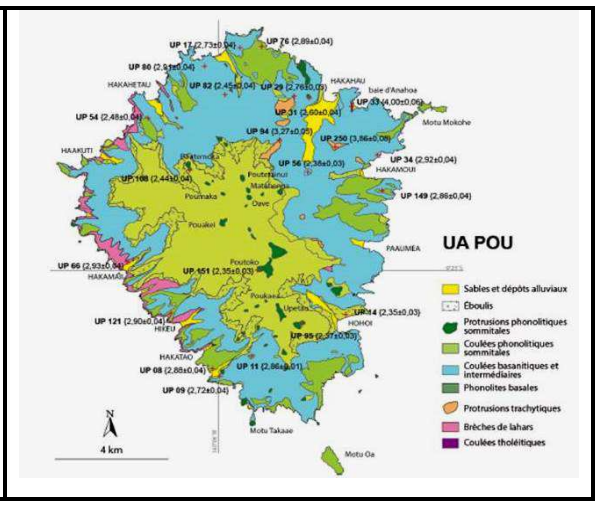


Figure 125 : Ua Pou : Carte bathymétrique des Marquises,

Figure 126 : Ua Pou : Carte géologique simplifiée de l'ile de Ua Pou, d'après Guille *et al.*

établie d'après les données altimétriques de Smith et Sandwell (1997). L'orientation globale de l'archipel est N40°W. La ligne N65°W, qui correspond à la migration de la plaque Pacifique à la vitesse de 10,5 cm/an, sépare les deux groupes isotopiques d'iles identifies (groupe de Ua Huka au NE, groupe de Fatu Hiva au SE). ZFM : Zone de Fracture des Marquises.

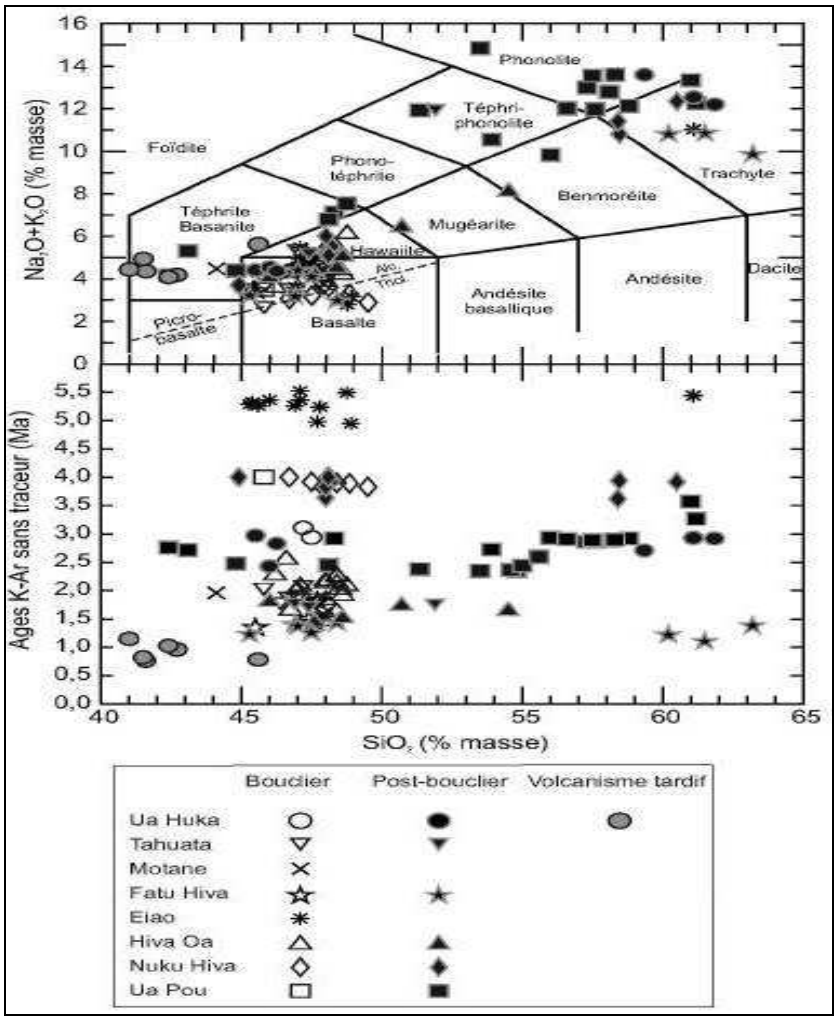


Figure 127 : Ua Pou : Diagrammes ($Na_2O + K_2O$)/SiO_2 (TAS) d'après Le Bas et al. (1986) et âges-SiO_2 pour les laves datées des iles marquisiennes.

8.3 Présentation des phonolites à grenats

De tout l'archipel marquisien, l'île de Ua Pou est le seul endroit où l'on trouve une pierre considérée comme « magique » par les habitants eux-mêmes dont certains sont devenus maître dans sa taille. Différente d'une pierre normale, elle a la particularité de faire ressortir de minuscules « pétales » d'où son nom de « pierre fleurie ».

Les habitants de l'île d'Ua Pou la connaissent depuis des siècles, depuis-même le premier peuplement de ces îles lointaines. Le site Tahiti Héritage nous en dit un peu plus : « Le véritable nom de cette roche volcanique est Phonolite à grenats (les fleurs sont des grenats dégradés). On n'en trouve que dans deux endroits au monde : au Brésil et dans l'île de Ua Pou aux Marquises, et plus précisément dans deux vallées de cette île, la vallée de Hohoi et celle de Hakatao. » Selon les estimations, elle daterait de 2,9 millions d'années.

Il existe trois sortes de pierres fleuries. La première est composée de fleurs noires, la seconde ressemble à du silex dans lequel des formations jaunes auraient bourgeonnées, puis la dernière étant la pierre fleurie rouge. Cette dernière est très difficile à trouver. Les rares chanceux la trouvent parfois sous forme de petits galets. Elle est très difficile à travailler car sa couleur est due à un composant minéral volcanique qui produit beaucoup de poussière (comme de la cendre) ; elle est très cassante mais donne un résultat très étonnant lorsqu'elle est polie.

Leur travail nécessite beaucoup de patience comme le précise Nodarref sur géoforum : « Effectivement, elle est dure à travailler mais avec de la patience, ce n'est pas si difficile. Je dégrossis d'abord ma pierre avec la meule sur la photo en lui donnant la forme désirée en prenant soin de la refroidir régulièrement dans l'eau. Ensuite, avec une pièce à main, j'émerise ma pierre avec du papier émeri du plus gros au plus fin : 120-180-220-240-360-400-500-600-800 et 1000 ensuite polissage à la poudre ponce 3/0 et ensuite je termine le polissage avec une pâte à polir bleue de bijoutier. ».

Figure 128 : Ua Pou : Phonolite à grenat fleurs jaunes gros plan sur les structures en pétales

Figure 129 : Ua Pou : Sciages de phonolites verte et jaune, Nodarref

Figure 130 : Ua Pou : Phonolite à grenats fleurs jaunes : gros plan sur les structures en pétales

8.4 Autres sites

Ces grenats si particuliers, sont extrêmement rares. Depuis Menet, J. VARET a également trouvé des grenats fumeroliens à Fantale en Éthiopie et publié là-dessus "new discovery of fumarolitic garnets".
De même, il existe un autre site de phonolite à grenats au Brésil.

9. DEMANTOIDES D'IRAN

9.1 Cristaux

Depuis la mi-2001, des cristaux attrayants de démantoïde ont été extraits de la province de Kerman, dans le sud-est de l'Iran. Les mines sont situées à proximité de la ville de Soghan et surtout dans les montagnes proches du village de Bagh Borj, à près de 1500 m d'altitude.
On a produit des cristaux simples vert jaunâtre à vert, brun-vert à brun et des groupes de cristaux de 2 à 3 cm, alors que la plupart varient de 2 à 10 mm de diamètre. Les groupes forment des agrégats translucides arrondis, tandis que les monocristaux de plus petites tailles (2 à 3 mm) sont transparents, et ceux de plus grandes tailles, translucides

Moins de 0,1% des pièces récoltées, présentent un effet d'œil de chat. Cet effet optique d'œil de chat dans le démantoïde iranien serait apparemment causé par de longues inclusions fibreuses parallèles (peut-être du chrysotile ou du byssolite). Lorsque ce matériel a été comparé à des matériaux démantoïde œil de chat de la mine Klodovka, dans les montagnes de l'Oural en Russie, leurs formes cristallines, la distribution des couleurs et les types et l'orientation des inclusions sont apparus différents…

Les inclusions de queue de cheval sont une caractéristique fascinante que seul un petit nombre de grenats démantoïde possèdent, ce qui contribue à leur rareté. Les inclusions de queue de cheval ont reçu son nom inhabituel parce que leur aspect ressemble à un faisceau de fils dorés qui semblent exploser à partir d'un certain point et peuvent former une forme semblable à celle d'un cavalier. Ils ajoutent un effet spécial à la pierre précieuse, la bénissant avec une lueur unique. Les grenats démantoïde qui ont l'inclusion de la queue de cheval subissent de fortes demandes et donc des pierres avec de telles inclusions sont de grande valeur. Le dispositif d'inclusion de queue de cheval se trouve exclusivement dans les pierres gemmes Perse et russe.

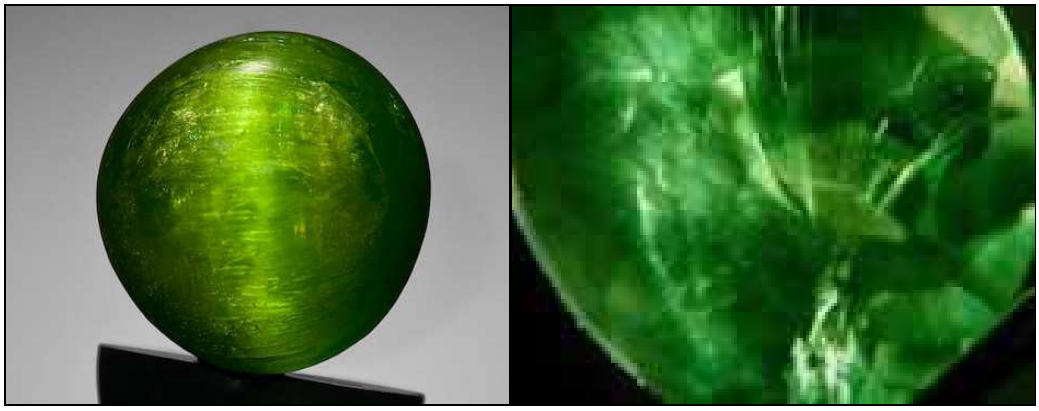


Figure 131 : Iran : Démantoïde d'Iran présentant un œil de chat - Prix 24 000 USD
Figure 132 : Iran : Démantoïde (origine inconnue) présentant une inclusion en queue de cheval

9.2 Historique

Le grenat démantoïde est l'une des pierres précieuses les plus rares et les plus précieuses au monde. Il a d'abord été découvert en 1849 par Nils Gustaf Nordenskiöld dans les montagnes de l'Oural en Russie. Il ne fallut pas longtemps avant que la pierre gemme devienne célèbre pour son éclat fascinant et son lustre. Il a donc été convenablement nommé « démantoïde » qui signifie « semblable au diamant ». La famille tsarine russe s'est éprise de cette pierre précieuse unique et qui donc a été régulièrement utilisée par son célèbre designer de bijoux Carl Fabergé dans ses créations renversantes.
Après 1996, d'autres gisements de produits de qualité gemme ont été découverts en Namibie et à Madagascar. Cependant, comme les couleurs de ces produits se composaient d'un vert pâle et jaune, ils étaient de moindre qualité et donc de valeur par rapport à la beauté du démantoïde russe.

Le démantoïde a été trouvé pour la première fois en Iran (perse) autour de l'année 2000. Il était peu connu comme gemme reconnue à l'époque, et il a été considéré comme un trésor ancien inconnu, en raison de sa belle forme hexagonale naturelle.

A la bourse Tucson Show de 2002, des pièces brutes et taillées ont été montrées à l'éditeur du RNB Brendan Laurions par Syed (Syed Trading Co., Peshawar, Pakistan) et Dudley Blauwet (Dudley Blauwet GEMS, Louisville, Colorado). Selon les deux concessionnaires, le gisement est situé dans la province de Kerman, près de Jiroft ; M. Blauwet a précisé qu'il est situé près du village de Soghan.

M. Hussain avait extrait environ 150 kg de pierres brutes de plusieurs parcelles, mais seulement 5 kg était approprié pour des pierres taillées et seulement 2 à 3 kg de grenat répondaient au haut de gamme. Il a estimé qu'environ 2 000 carats ont été facettés, dans des tailles allant de 1 à 8 mm de diamètre. Les pierres à facettes supérieures à 0,70 ct sont rares, et ont tendance à devenir trop sombres.

9.3 Exemples de démantoîdes d'Iran

9.3.1. Pierres de M. Hussain

http://www.jazzanjewels.com/gem-info/demantoid-iran.html

Les pierres ci-après ont été facettées à partir de grenats démantoïdes d'Iran. La beauté de ces pierres provient de leur qualité à présenter des variances bicolores uniques, du vert de chaux au vert chasseur. La plupart des pierres ont un cœur à la couleur très prononcée et une surface plus claire, qui donne à la pierre des effets fantastiques.

Figure 133 : Iran : Démantoïdes facettées

Les grenats démantoïde peuvent être taillés en cabochon. Les pierres qui présentent un modèle de croissance bicolore, sont particulièrement bien adaptée à cette taille. Certains des cabochons ci-dessous présentent une succession de couches alternées de grenat topazolite (brun) et de grenat démantoïde (vert) (deux nuances de couleur des andradites).
Ces pierres sont présentées avec rétro-éclairage pour faire ressortir au mieux leur couleur.

Figure 134 : Iran : Démantoïdes en cabochon avec alternance démantoïde-topazolite

9.3.2. Propriétés

M. Hussain et M. Blauwet ont fourni plusieurs échantillons de pierres brutes et taillées au RNB pour analyse.

Les propriétés ont été obtenues par la GIA Elizabeth Quinn, sur six pierres facettées (0,12 – 1.13 ct) :

- couleur : jaunâtre-vert à vert, moyen à foncé;
- R.I. : supérieur à 1,810; — 3.86 – 3.89;

- caractère optique : réfraction : avec une double réfraction anormale modérée à forte;
- rayonnement UV : inerte sous ondes longues et ondes courtes;
- réaction rose au filtre Chelsea;
- doublet CR (620 et 640 nm) observé avec un spectroscope de bureau.

L'examen microscopique a révélé des « empreintes digitales » sur tous les échantillons, ainsi que des plumes et aiguilles. Des lignes subparallèles incolores ou des fibres courbes ont été observées dans trois des échantillons. Cependant ces fibres n'ont pas été observées dans des arrangements radiaux ou associés avec des grains de chromite, comme c'est typique des « queux de cheval » des démantoïdes de Russie.
De plus, deux échantillons présentent une zonation entre une couleur orange brunâtre et des angles saillants vert jaunâtre.

9.4 Autres pierres

Soient les pierres suivantes:

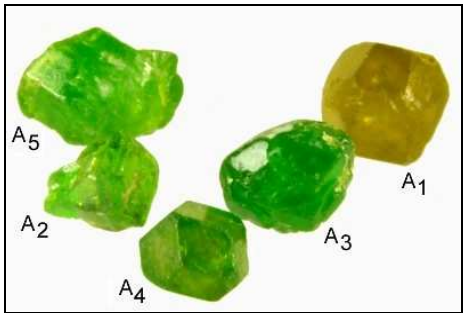


Figure 135 : Iran : Trois cristaux (A1, A3, A4) et deux cristaux cassés (A2, A5) - 3-5 mm du village de Bagh Borj, district de Soghan, province de Kerman, Iran

9.4.1. Spectroscopie UV-VIS-NIR Ultra-violet – visible – proche infra-rouge

Parmi les cinq échantillons ci-dessus trois ont été sélectionnés pour leur couleur spécifique afin d'être étudiés en spectroscopie UV-VIS-NIR : A1 topazolite de couleur vert brunâtre, A2 de couleur vert légèrement jaunâtre et A3 de couleur verte prononcée.
Puisque les grenats ont une structure cubique holomorphe, ils sont donc isotropes. Il n'est donc pas nécessaire de se préoccuper de l'orientation du faisceau incident, n'importe quelle direction du parcours de lumière fournira le même spectre.
De plus, il y a corrélation entre les niveaux d'absorption ne peuvent pas être comparés comme étant puisque les longueurs de chemin de lumière diffèrent entre les échantillons. Il n'est alors pas erroné de comparer les absorptions et de supposer que la saturation de la couleur du grenat augmente avec la « puissance » d'absorption. Ceci est particulièrement vrai pour les spectres A2 et A3, où la couleur du matériau varie d'un vert légèrement jaunâtre à un vert fort.

Le spectre du topazolite A1 (spectre brun) montre une absorption croissante du rouge vers l'UV qui est due au transfert de charge Fe^{2+}-O-Ti^{4+}. Trois autres bandes distinctes liées au Fe^{3+} sont observées à 571, 623, et 863 nm. La bande dans la région du proche infra-rouge à 863 nm est assez large. L'absorption continue du rouge vers l'UV produit la couleur brun-vert à brun de ce grenat andradite variété topazolite.

Le spectre du démantoïde A2 (spectre vert clair) présente le doublet de Fe^{3+} à 438 et 444 nm mais avec des intensités très faibles, par rapport aux autres grenats. La bande correspondante est de plus étonnamment large et il semble y avoir un épaulement autour de 475 nm. Cette bande est habituellement étroite avec une pente très raide. Cette particularité sur ce démantoïde A2 pourrait s'expliquer par le transfert de charge Fe^{2+}-O-Ti^{4+} qui se traduit habituellement par une absorption fortement croissante de 450 nm à 500 nm. La bande Fe^{3+} à 571 nm n'est pas observée comme une bande distincte bien que la bande de 623 nm soit devenue plus large et qu'elle soit accompagnée d'une autre bande à 644 nm. La bande de 623 nm est liée à Fe^{3+}, et celle de 644 nm est due à Cr^{3+}. Une bande moins intense fient s'additionner autour de 700 nm, elle est également corrélée à Cr^{3+}.
La large bande de Fe^{3+} est bien présente dans la région du proche IR autour de 863 nm.

La fenêtre de transmission assez grande entre 500 et 600 nm donne sa couleur verte légèrement jaunâtre à ce grenat andradite variété démantoïde.

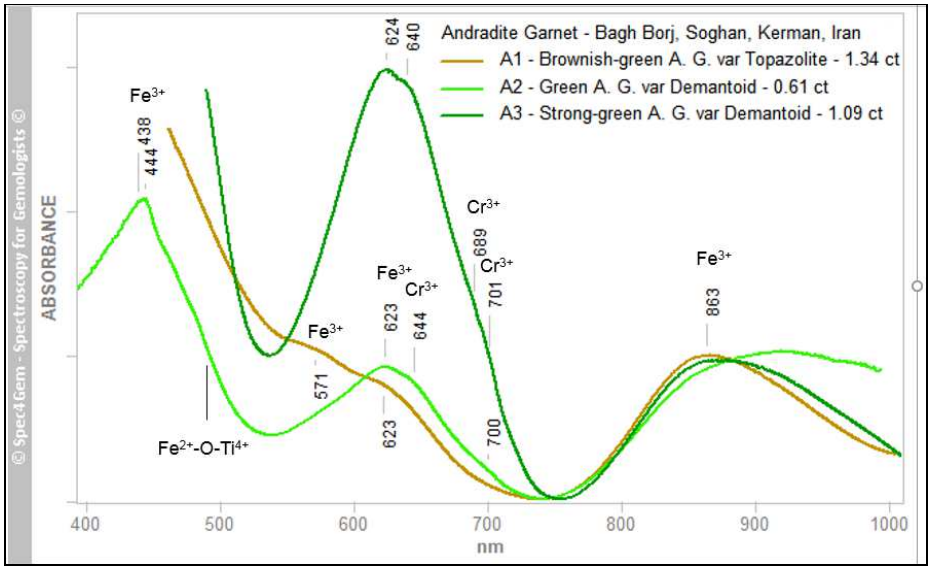


Figure 136 : Iran : Spectres UV-VIS-NIR d'échantillons d'andradites d'Iran
A1 (spectre brun), A2 (spectre vert clair) et A3 (spectre vert foncé). A1 le spectre de la topazolite présente clairement la présence de fer, le spectre du démantoïde A2 présente un spectre dû à la présence simultanée de fer et de chrome et le spectre de démantoïde A3 montre le spectre dû à la prédominance du chrome

Le spectre du démantoïde A3 (spectre vert foncé) présente la même allure de spectre que celui du démantoïde A2. En raison des limites de la source lumineuse et de l'absorption « intense » au-dessous de 500 nm, le spectre n'est pas disponible pour la région de 380-500 nm. Le doublet à 624 et 640 nm est beaucoup plus fort que pour l'échantillon A2. Deux bandes d'absorption secondaires, à 689 et 701 nm, sont également discernables (cf. l'épaulement), elles sont elles aussi corrélées à Cr^{3+}. La bande large liée à Fe^{3+} dans la région du proche IR autour de 863 nm, est également présente.
La fenêtre de transmission étroite autour de 530 nm est responsable de l'intense coloration verte de ce grenat andradite variété démantoïde. La différence entre les niveaux d'absorption explique la différence de couleur entre les échantillons A2 et A3.

9.4.2. Spectroscopie en photoluminescence

Même si le matériau grenat andradite ne montre pas de photoluminescence intrinsèque, il est toujours intéressant de le vérifier. Les cinq échantillons ont été soumis à une lumière laser à la longueur d'onde de 405 nm.
Tous ont présenté une photoluminescence significative détectée par le spectromètre, mais cette luminescence a pu être identifiée comme provenant de la très fine couche de la matrice qui restait en surface. Cela montre combien il est important de travailler avec des matériaux propres ou de les couper pour enlever les matières étrangères externes !
Il n'y a pas de luminescence propre aux démantoïdes iraniens.

9.4.3. Conclusion

Le grenat andradite de Bagh Borj est disponible en deux variétés, la première, verte, connue sous le nom de variété démantoïde et la seconde, brune, connue sous le nom de variété topazolite. Le matériau est coloré par le fer et le chrome en valence +III, et selon l'importance du ratio Cr^{3+} / Fe^{3+} dans la composition, le grenat est de couleur brune si le fer est prédominant et de couleur verte lorsque le teneur en chrome augmente.
Ce matériau ne présente pas de caractéristiques distinctives avec d'autres sources dans le domaine spectroscopique.

Figure 137 : Iran : Démantoïde d'Iran
Ste Marie aux Mines 2018, n°971

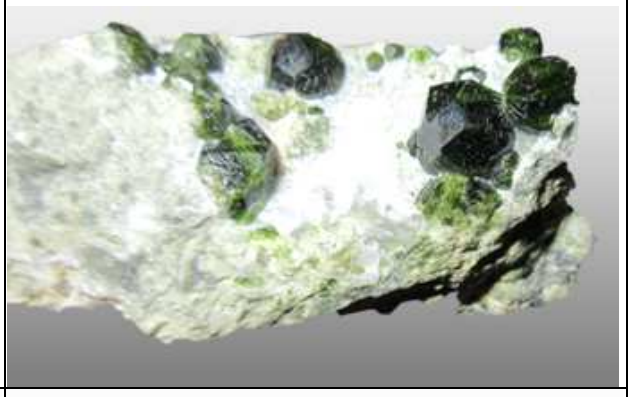


Figure 138 : Iran : Démantoïde d'Iran

10. GRANDITES DU MALI

Les gemmes de grenat du Mali peuvent surprendre en raison de leur forte dispersion qui rivalise avec les démantoïdes. Classés par la plupart des gemmologues comme Grossulaire-Andradites, les grenats du Mali sont vert jaunâtre à brun, avec des gemmes brun foncé qui possèdent de plus haute teneur en Andradite (fer). Bien que rare, des nuances du vert foncé au vert clair "menthe" ont également été observés. On trouve également des grenats du Mali orange brunâtre, rouge brunâtre et jaune brunâtre. Le transfert de charge entre valence joue probablement un rôle dans la richesse de ces couleurs.

En raison de leur teneur en fer plus élevée, la plupart des grenats verts du Mali ne présentent pas de fluorescence due au chrome sous la lumière UV à ondes longues, mais un filtre Chelsea révèle que des traces de chrome sont communes dans toutes les couleurs de grenats du Mali, y compris les bruns.
Cette variété de grenat a été découverte dans ce pays d'Afrique de l'Ouest en 1994, et la première analyse de la composition de ce grenat a été publiée par Mary Johnson, et. Al. dans le numéro d'automne 1995 de Gems & Gemology.

Figure 139 : Mali : Grenat du Mali, Spécimens
A : Grenats du Mali B : Couleurs usuelles jaune-verdâtre des Grenats du Mali
C : Jaune malien D : Jaune Malien E : Vert malien dit vert « menthe »

Le Grenat du Mali est utilisé dans toute la joaillerie, mais il est regrettable que cette variété de grenat ait été nommée d'après son pays de découverte. Cette étude montre que les grenats de composition malienne (en moyenne 82% de Grossulaire, 18% d'Andradite) peuvent également être trouvés dans d'autres régions d'Afrique (Nigeria, Tanzanie et Madagascar), ainsi qu'en Russie, en Afghanistan et au Brésil, bien que ces gemmes ne soient jamais vendu sous le nom de grenats du Mali lorsque l'origine est en dehors du Mali, en Afrique.
Ils sont généralement vendus comme Grossulaire ou Grandite ou Grossulaire-Andradite.
Pour ajouter à la confusion, d'autres variétés de grenat que ceux du Mali (comme le grenat change couleur) ont été trouvés au Mali.
La méthode Hoover nous permet de s'en convaincre, car non publiée autrement dans la littérature. Vous trouverez ci-dessous des photos de deux grenats avec une composition malienne qui seraient originaires de Madagascar et d'Afghanistan.

Figure 140 : Mali : « faux » Grenat du Mali, Spécimens
A : Jaune vert malien (Madagascar 1,5 ct) B : Jaune brun Malien (Afghanistan 1,7 ct)

Les gemmes de grenat du Mali ont une teneur en andradite plus élevée que les autres variétés de grossulaires, mais comme la plupart ont une composition chimique extrêmement proche de celle du pôle limite grossulaire, le grenat du Mali doit être classé comme une variété de grossulaire plutôt que de grossulaire-andradite (qui est la classification actuellement utilisée par le GIA) .
Les auteurs n'ont trouvé que quelques grenats du Mali avec des indices de réfraction IR supérieurs à 1,77. Le plus élevé (1,784) a été mesuré pour le grenat illustré ci-dessous à droite. Son point haut dans le graphique, en jaune, à gauche, montre une teneur anormalement élevée en Andradite d'environ 33%.

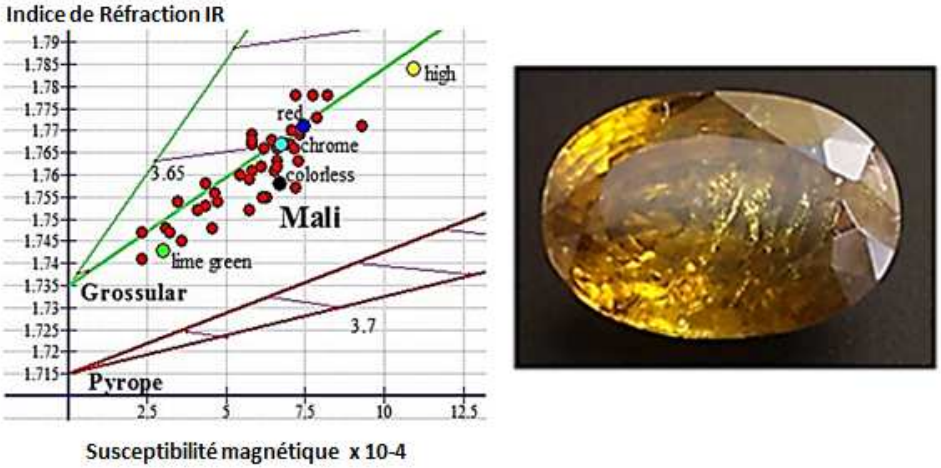


Figure 141 : Mali : Grenats du Mali : Diagramme IR vs susceptibilité magnétique
A : Diagramme B : Point jaune : Grenat à IR le plus élevé

Cette étude a mis en évidence un certain nombre de grenats du Mali qui ont une couleur inhabituelle, et cette palette de couleur (presque incolore, jaune, vert clair à vert foncé, marron, orange, rouge) est plus large que ce qui est généralement rapporté pour les Grenat du Mali.
Leur plage d'indice de réfraction (IR 1,747-1,784) est également plus élevée que ce qui a été noté par Mary Johnson (IR 1,752-1,779). En moyenne, les Grenats du Mali ont un indice de réfraction d'environ IR 1,76 et une susceptibilité magnétique moyenne proche du SM 600, bien que la susceptibilité magnétique chez les grenats du Mali à l'extrémité la plus basse de la gamme IR puisse être la moitié de la valeur moyenne.

Les grenats au chrome du Mali sont rares. Ces grenats maliens sont davantage d'un vert pur que vert jaune, et tirent leur couleur du vanadium/chrome plutôt que du fer (Fe^{3+}). Le graphique du spectromètre ci-dessous montre à gauche le fer et le chrome / vanadium dans les grenats au chrome du Mali vert vif et à droite pour un grenat du Brésil.

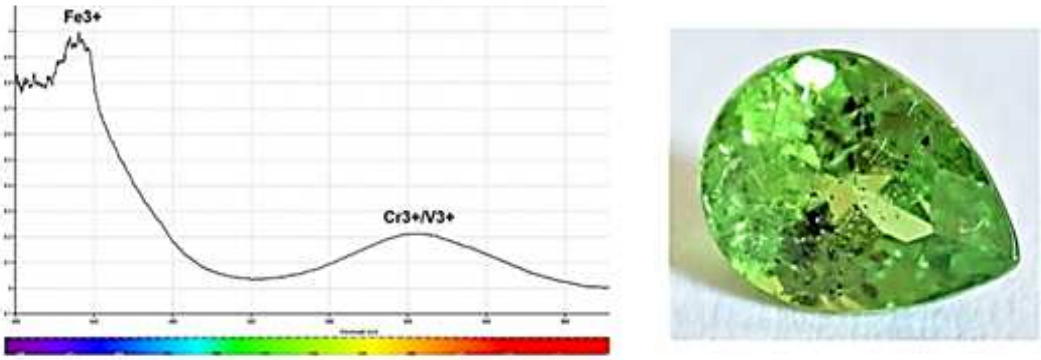


Figure 142 : Mali : Grenats du Mali : Spectre d'absorption du fer et de Cr/V dans un grenat au chrome
A : Spectre d'absorption B : Grenat du Mali au chrome provenant du Brésil

Le grenat du Mali au chrome vert foncé transparent présenté ci-dessous tire également sa couleur sombre et prononcée, des vanadium/chrome principalement. Cette gemme a la composition typique des Grossulaire-Andradite en RIMS (Indice de réfraction vs Susceptibilité magnétique). Bien que le vanadium/chrome soit apparent au spectromètre, la faible concentration de vanadium/chrome dans cette gemme n'élève pas l'indice de réfraction ou la susceptibilité magnétique. Par conséquent, la teneur en vanadium / chrome n'est pas détectable en utilisant la méthode RIMS.

Figure 143 : Mali : Grenats du Mali aaau chrome, vert profond, 5,2 ct

Le Grenat du Mali citron vert présenté ci-dessous est coloré à la fois par le fer et le vanadium/chrome, et montre une forte fluorescence rose lorsqu'un laser bleu (405 nm) est appliqué. La fluorescence est due au chrome. En règle générale, les grenats du Mali contiennent trop de fer pour permettre la fluorescence sous la lumière UV. Es auteurs n'ont trouvé de fluorescence dans aucun grenat du Mali ayant un indice de réfraction supérieur à 1,75. Ce grenat du Mali inhabituel a un indice de réfraction de seulement 1,749, inférieur à ce qui est généralement rapporté pour les Grossulaires du Mali, mais plus élevé que pour tous les grenats grossulaires verts testés. La susceptibilité magnétique est également à l'extrémité la plus basse de la gamme, à SM 291. Cette gemme peut être classée soit comme un grossulaire malien de vert faible ou de vert élevé, car la série de solutions solides dans les grenats grossulaires est continue et ininterrompue.

Figure 144 : Mali : Grenats du Mali : Grenat « citron vert » en lumière du jour et sous rayonnement UV

Le grenat du Mali ci-dessous est presque incolore (Leuco Grossulaire). Il a un indice de réfraction de 1,749, et une susceptibilité magnétique SM 3,47. Le graphique du spectromètre sous la photo montre clairement la présence de Fe^{3+}en l'absence de vanadium/chrome. La concentration de vanadium/chrome est probablement inférieure au seuil nécessaire pour produire de la couleur, et toute la faible couleur jaune-vert et la susceptibilité magnétique mesurée sont probablement dues au fer. Le fer trivalent ($Fe^{3+)}$ trouvé dans tous les grenats ugrandite est un chromophore faible, et les faibles niveaux de grenats grossulaires sont insuffisants pour provoquer une forte couleur verte.

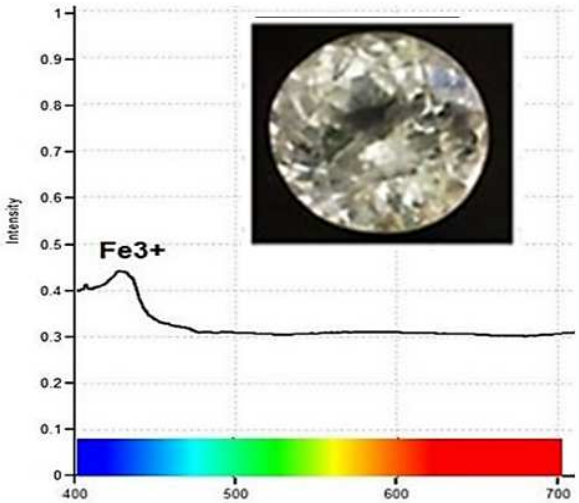


Figure 145 : Mali : Grenats du Mali quasi incolore : Spectre d'absorption d'un grenat de 4,6 ct

Grenat Rhodolite Coussin 1.15ct prix 27€		Grenat Rhodolite Trillion 2.26ct prix 45 €	
Grenat Tsavorite Ovale 1.15ct prix 285 €		Grenat Tsavorite Poire 0.57ct prix 145 €	
Grenat Almandin Coussin Échiquier 2.6ct prix 50 €		Grenat Changement de Couleur Ovale 1.5ct prix 275 €	
Grenat Hessonite		Grenat Almandin	
Grenat Pyrope		Grenat Pyrope	

ET TOUS SERVENT A VIDER LE PORTEFEUILLE DE MONSIEUR

(prix 2007)

11. GRENATS MALAIS

Le terme «Malais» fait référence à l'aspect inhabituel de ces grenats et n'a rien à voir avec le pays Malaisie. La plupart de ces grenats sont en réalité, extraits en Tanzanie et à Madagascar.
Les pierres que les gemmologues considèrent comme grenat malais, sont principalement d'une variété de Pyrope à la couleur inhabituelle: rouge, rouge rosé, rose, marron, rose brunâtre, orange, orange brunâtre, rouge orangé et même presque incolore. Les Malais sont souvent plus clairs que les Pyrope gemmes standard, et ces Malais plus clairs présentent souvent un effet de change couleur lorsqu'ils sont vus sous une lumière incandescente.

Figure 146 : Malais : Grenats malais : quelques specimens

Les Malais sont généralement classés par le GIA comme appartenant à l'espèce Pyrope-Spessartine, mais notre étude montre que la majorité contient des quantités importantes des trois pôles limites pyralspites (Pyrope, Almandine et Spessartine), alors qu'il y a moins de Pyrope-Almandins ou de Pyrope-Spessartines.
D'autres chercheurs qui ont effectué des analyses chimiques sur des grenats malais à l'aide d'une microsonde électronique rapportent qu'une petite quantité de Grossulaire (moins de 5%) est également couramment présente.

11.1 Principalement des pyropes

Pyropes principaux: En moyenne, nous avons constaté que les Malais ont une plus grande teneur en Spessartine que les Pyropes Standard. Cependant, 95% des grenats Malais que les auteurs ont testés sont principalement des Pyropes d'après leur composition, et de ce fait classés comme Pyropes malais. Seuls 6 échantillons sur 108 de grenats Malais de cette étude ont la Spessartine comme composant principal, dont deux de ces Spessartines Malais se trouvaient à peine au-dessus de la frontière Pyrope-Spessartine.
Vous trouverez ci-dessous le graphique de composition des 108 grenats malais testés. Une large gamme de composition est représentée dans les Malais, avec un indice de réfraction allant d'un faible 1,735 à un maximum de 1,782, et une susceptibilité magnétique allant de SM 11,27 jusqu'à SM 33,24. Toutes les gemmes de Malais de taille moyenne montrent une réponse Pick-up à un aimant au néodyme N52.

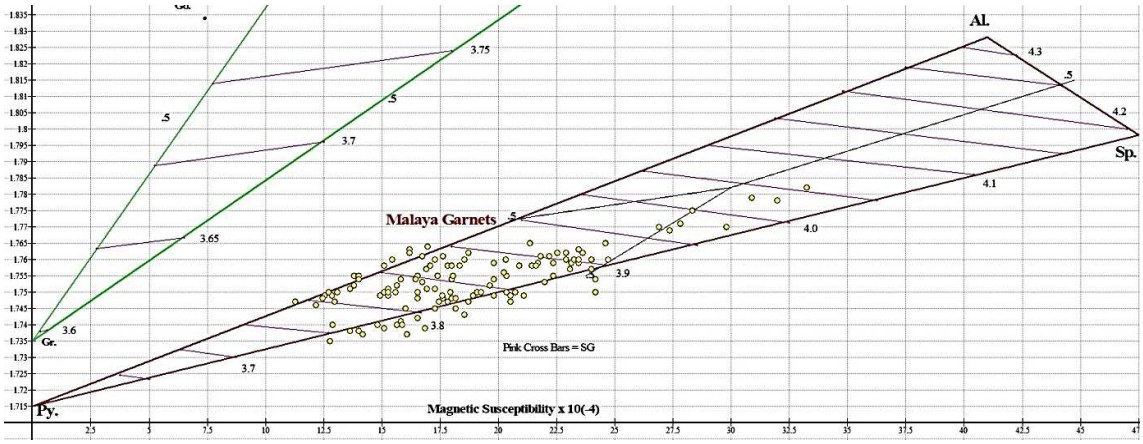


Figure 147 : Malais : Graphe IR vs Sm pour 108 grenats malais (IR 1.735- 1.782, SM 11.27- 33.24)

Figure 148 : Malais : Specimens de grenats malais dont le pôle principal est la spessartine

11.2 Les couleurs des grenats malais

Le grenat "Umbalite" (photo ci-dessous à gauche) est un grenat malais rouge de la vallée de l'Umba, en Tanzanie. L'umbalite est un nom commercial plutôt qu'une variété distincte de grenat. Ces grenats ont souvent un soupçon de couleur orange mélangé avec le rouge. Ci-dessous à droite, un grenat malais brun du Kenya. Une telle couleur brune est rarement aperçue chez les grenats Malais.

Figure 149 : Malais : Spécimens de grenats malais « umbalite » et brun

«Imperial» est un nom commercial ou un terme marketing qui est le plus souvent appliqué aujourd'hui aux grenats Malais qui ont une couleur brun-orange-rose rappelant la couleur de la topaze «impériale». Les grenats Malais "impériaux" ont un ton intermédiaire qui n'est ni trop sombre ni trop clair.

Figure 150 : Malais : Spécimens de grenats malais « impérial »

En général, les points du graphique IR vs SM pour les grenats Malais impériaux sont situés au centre du ternaire Pyralspite, ce qui correspond à un mélange de Pyrope, Almandin et Spessartine, avec Pyrope comme composant principal.
La composition des Malais "impériaux" peut être différenciée en :

1- Malais rouges, qui ont tendance à tomber près de la jointure Pyrope-Almandine (haute Almandine),

2- Malais rose pâle, qui ont tendance à être situés près de la jointure Pyrope-Spessartine (haute Spessartine),

3- Malais Spessartines, qui tombent à droite de la gamme typique des Malais en raison de la teneur plus élevée en Spessartine.

Le grenat tanzanien déposé en 2011 par Jewelry Television sous le nom de grenat bordeaux Masasi ™ (photo ci-dessous à gauche) serait classé par ce chercheur comme un Malais rose orangé brun clair (nom commercial malais "Imperial"). Ces grenats sont colorés par le manganèse et le chrome / vanadium. Un test magnétique (analyse RIMS) d'un échantillon acheté auprès de JTV (en bas à gauche) révèle une composition de Pyrope et de Spessartine dans des proportions à peu près égales: 50% Pyrope, 49% Spessartine et 1% Almandin. Un peu de Grossulaire est probablement également présent.

Figure 151 : Malais : Spécimens de grenats malais bordeaux Masasi ™

Deux autres gemmes Masasi de JTV analysées étaient également des Pyrope-Spessartines contenant 58% de Pyrope, 41% de Spessartine pour le premier et 62% de Pyrope, 35% de Spessartine pour le second. Chacun contenait également un faible pourcentage d'Almandin.
Ces compositions sont semblables à celles des Malais "impériaux" clairs et à celles des Malais rose pâle. Ces grenats ne sont pas uniques à la Tanzanie et à JTV. Nous avons trouvé des Malais de couleur et de composition similaires aux grenats bordeaux Masasi ™ originaires non seulement d'Afrique, mais également du Sri Lanka et de Madagascar.

Les grenats malais peuvent également être de couleur rose clair. Certains Malais roses peuvent également avoir une légère quantité de couleur violette (voir la poire illustrée ci-dessous) et présenter un faible changement de couleur en passant au rouge à la lumière incandescente. Les roses pâles montrent

également un changement de couleur du rose à la lumière du jour au jaune en lumière fluorescente en raison du manganèse. Ce sont des Pyrope-Spessartines, et la couleur rose de la lumière du jour est principalement due au chrome.

Figure 152 : Malais : Spécimen rose clair

Certains Malais rose clair de Tanzanie émettent une fluorescence rose ou rouge sous la lumière ultraviolette à ondes longues due au chrome, tout comme le Malais ovale illustré ci-dessous. Cela contredit d'autres ressources gemmologiques, qui décrivent le grenat Malais comme inerte à la lumière UV.

Figure 153 : Malais : Spécimen rose clair : à la lumière du jour et en fluorescence UV

Les grenats de couleur rose-orange ou «pêche» de Mahenge, en Tanzanie, sont commercialisés sous le nom commercial de «grenats Mahenge». Deux de ces gemmes (ci-dessous) que nous avons testées ont une composition similaire à d'autres grenats malais rose clair et aux grenats bordeaux «Masasi». Ces gemmes ne présentent pas de fluorescence sous la lumière UV.

Figure 154 : Malais : Spécimen « Mahenge »

Les Malais de couleur orange (en raison de la teneur en spessartine) sont beaucoup moins courants sur le marché que les pierres rougeâtres. Les Malais orange peuvent être rouge orangé, orange pur, orange brunâtre, orange pâle et presque incolore avec juste un soupçon d'orange. Certains Malais rouge orangé changeront de couleur en orange brunâtre lorsqu'ils seront vus sous une lumière fluorescente. Comme déjà mentionné, la plupart des Malais oranges sont principalement des Pyrope, mais quelques-uns se sont avérés être principalement de la Spessartine.
Les 3 gemmes orange fortement colorées illustrées ci-dessous proviennent toutes de Tanzanie. Ceux-ci contiennent un pourcentage plus élevé de Spessartine par rapport à la plupart des autres Malais, mais chacun a toujours Pyrope comme composant principal. Le Malais orange rougeâtre foncé sur la gauche contient presque autant de Spessartine que de Pyrope (42% Pyrope, 39% Spessartine, 19% Almandin).

Figure 155 : Malais : Spécimen orange rouge, orange brillant et orange pâle

Nous avons rencontré un grenat malais orange clair inhabituel (photo ci-dessous) qui a une teinte jaunâtre que l'on ne trouve pas dans d'autres Malais. Ce bijou est principalement de la Spessartine dans sa composition (52% Spessartine, 30% Pyrope, 18% Almandine), avec une couleur de corps similaire à celle des Spessartines «fanta», mais avec plus de jaune. Ce Malais a été incorrectement vendu comme un grenat spessartine orange ordinaire, mais la spessartine aurait une susceptibilité magnétique significativement plus grande que cette gemme. Nous appelons ce joyau une Malais Spessartine, contrairement aux 3 Pyropes Malais orange illustrés ci-dessus.
Étonnamment, cette Spessartine malais orange jaunâtre (ci-dessous) émet une fluorescence rouge sous la lumière UV à ondes longues en raison du chrome. Comme on pouvait s'y attendre, il montre également une réponse Pick-up à une baguette magnétique, principalement en raison de la teneur en manganèse. Le manganèse n'éteint pas la fluorescence du chrome, mais aucun autre Malais à haute teneur en manganèse orange que nous avons testé ne montre pas de fluorescence.

Les raisons probables pour lesquelles la couleur jaune (du manganèse) et la fluorescence rouge (du chrome) peuvent coexister dans ce Malais orange sont:

1- la concentration de chrome est si faible qu'elle n'est pas visible sous forme de couleur rouge du corps mais est détectable sous la lumière UV à ondes longues ,

2- la concentration de fer est suffisamment faible pour donner peu ou pas de couleur de corps rouge, et est trop faible pour éteindre toute la fluorescence du chrome. La fluorescence des gemmes idiochromatiques de toute nature, y compris la Spessartine orange ordinaire et la Spessartine malais, est rare.

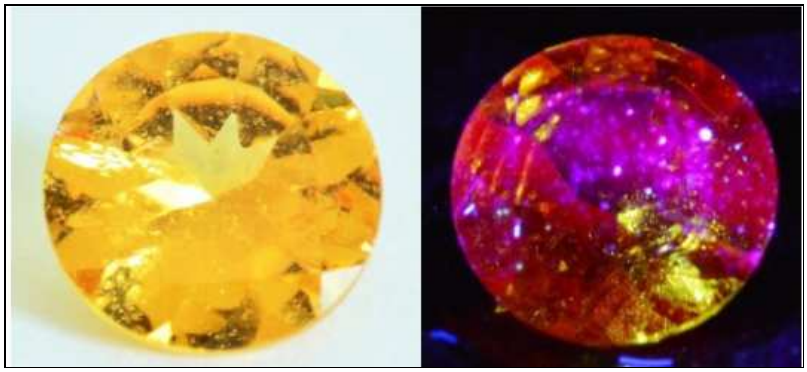


Figure 156 : Malais : Spessartine orange jaunâtre claire en lumière du jour et en fluorescence UV longs

Les Malais presque incolores sont très rares. Nous n'avons rencontré qu'un seul exemple (illustré ci-dessous), et ces Malais faiblement colorés n'ont été décrits nulle part ailleurs dans la littérature gemmologique. Ce bijou presque incolore a une légère teinte orange due au manganèse. La petite taille et la profondeur de la gemme contribuent également à une apparence plus légère. Ce Pyrope Malais contient le moins de Spessartine de tous les Malis orange que nous avons analysés (62% Pyrope, 36% Spessartine, 2% Almandin)

Il a donc la même composition principale que le malais rose pâle, mais la concentration de chrome est trop faible pour induire le rose comme couleur prédominante. Cependant, il y a suffisamment de chrome pour induire une fluorescence rose sous une lumière UV à ondes longues.

Figure 157 : Malais : Grenats malais quasi incolore, 22 ct, Tanzanie

Bien que presque incolore, le petit Malais ci-dessus a une susceptibilité magnétique relativement élevée (SM 17,62), contenant suffisamment de manganèse pour être facilement capté par un aimant N52. C'est une indication que la plupart du manganèse dans ce grenat est cryptique (ne peut pas être détecté visiblement sous forme de couleur mais peut être détecté par réponse magnétique). Bien que cela n'ait jamais été signalé, nous soupçonnons que des Pyrope-Spessartines ou Pyropes Pastelles complètement incolores pourraient exister si la concentration de manganèse (Mn^{2+}) était suffisamment faible et la concentration de chrome/vanadium était également très faible ou absente.

12. ATTAQUE DES GRENATS PAR DES MICROORGANISMES

12.1 Introduction

Fake news ou bien réalité critique ?

De précieux grenats gemmes pourraient être parcourus de galeries microscopiques ! Selon Magnus Ivarsson, de l'université du Danemark du Sud et du Muséum suédois d'histoire naturelle, et ses collègues internationaux, des microorganismes seraient capables de percer un véritable réseau de tubulures dans les grenats, enlevant toute valeur à ses gemmes.

De telles structures dans des minéraux s'expliquent en général par des processus abiotiques (Phichaikamjornwut et coll.), c'est-à-dire n'impliquant pas d'organismes vivants, mais plutôt des phénomènes de corrosion, comme pour les hessonites « etched » de Navegador.
Les chercheurs détaillent leurs découvertes et l'implication de microorganismes dans un article paru dans le journal *Plos One*, d'août 2018.

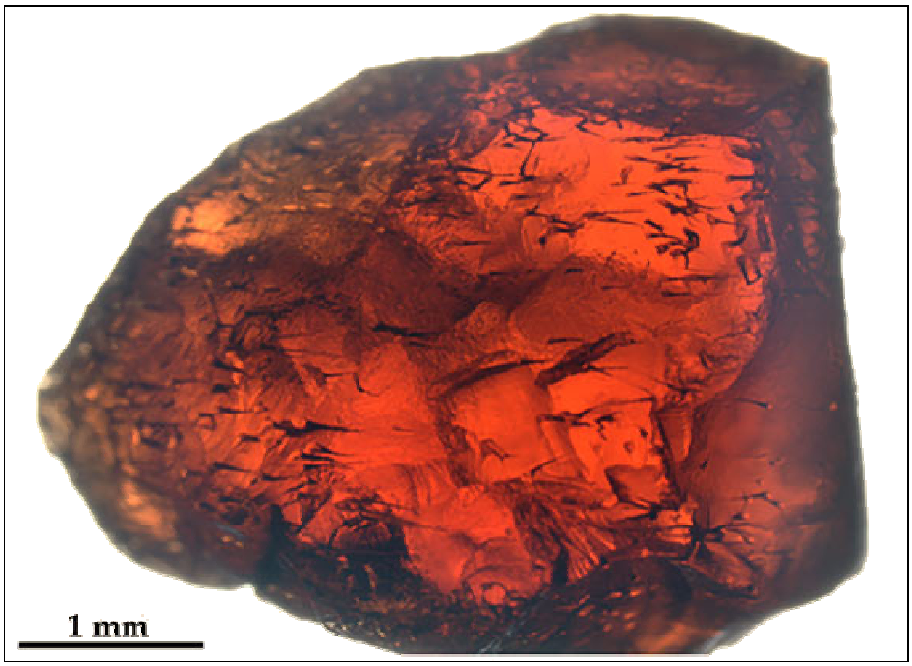


Figure 158 : Cristal de grenat présentant un réseau de tunnels en son sein,
© Magnus Ivarsson, Plos One, 2018

12.2 Observations

Les grenats étudiés dans le cadre de cette étude sont des pyrope-almandins dans les gammes de composition Py59-68 Al18-26 Gr11-13 et Al70-75 Sp9-22 Py8-14. Ils ont été ramassés dans des ruisseaux thaïlandais pauvres en fer, ainsi que plus en amont. Ceux provenant directement des roches mères, et n'ayant donc pas séjournés dans les ruisseaux sont exempts de tubulures creuses.

Les tunnels proviennent tous de la surface du grain et s'étendent dans le minéral (fig. 1A). Ils sont généralement en forme d'entonnoir, avec des sections transversales hexagonales ou rectangulaires dans les parties plus grossières (Fig. 2A-2F), atteignant une forme plus arrondie vers les pointes (Fig. 2F-2H). L'orientation des hexagones ou rectangles transversaux est généralement identique dans les tunnels adjacents, ce qui suggère que la forme est contrôlée par les plans réticulaires du cristal (Fig. 2C).
Les tunnels sont généralement perpendiculaires à la surface du minéral, près de leur ouverture, puis ont tendance à changer de direction ou de branche vers les pointes. La direction peut parfois changer brusquement avec un pli marqué, mais généralement les tunnels suivent une courbure lisse et sinueuse, suggérant que la direction n'est pas principalement régie par la cristallographie (Figes 1A et 2A).

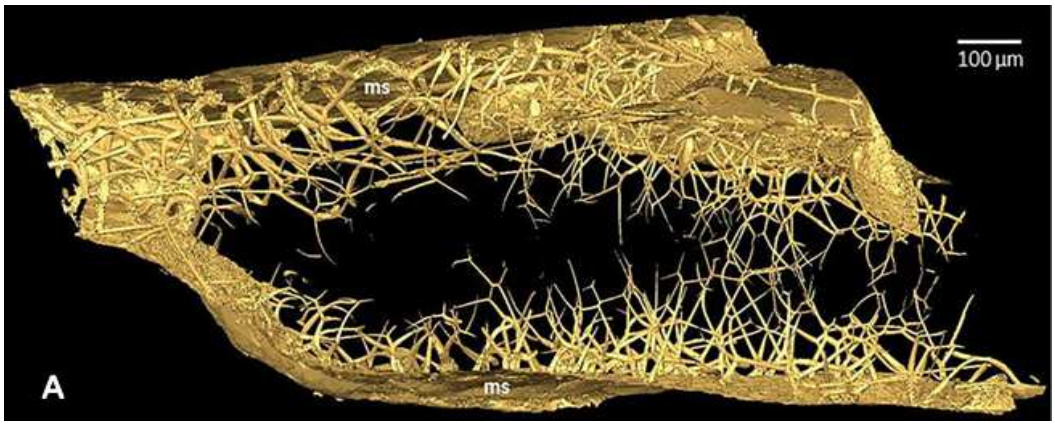


Figure 159 : Reconstruction tomographique d'un grenat,
analysé par microtomographie synchrotron aux rayons X.
Des tunnels s'étirent depuis la surface à l'intérieur du cristal, rendu noir pour mieux observer les cavités.
© Magnus Ivarsson

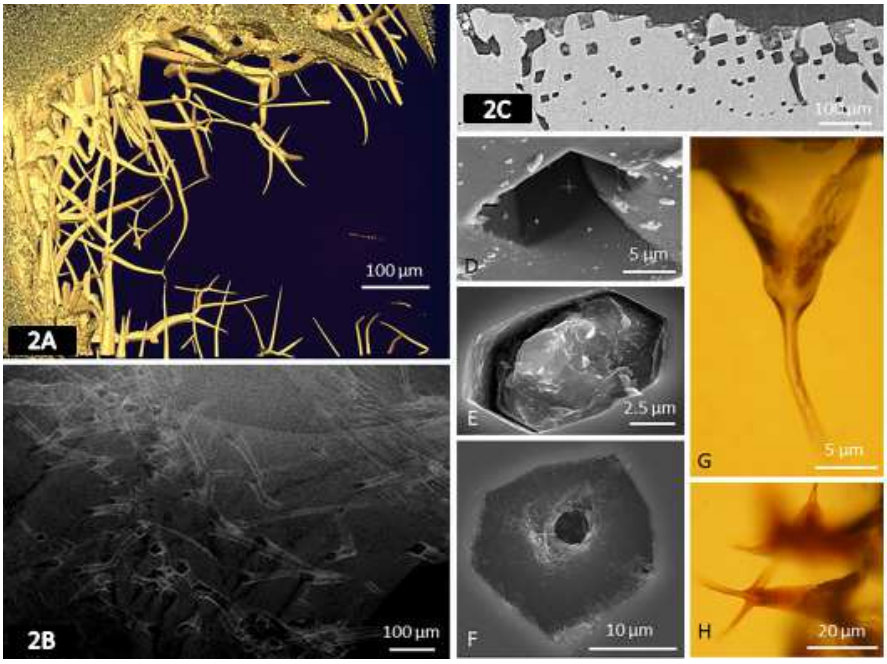


Figure 160 : Orifices et ramification des tunnels
Images 2A-2B: Almandins; 2C-2F: pyropes; 2G-2H: pyropes
Reconstruction tomographique (rendu isosurface) d'un grenat à structures tubulaires originaire de la surface. Les bases des tunnels sont larges et ont des sections hexagonales ou rectangulaires distinctes mais se rétrécissent et deviennent plus arrondies vers les pointes.
Reconstruction tomographique (rendu volumétrique) montrant la section transversale hexagonale de plusieurs structures tubulaires.
Coupe d'une reconstruction tomographique montrant les hexagones ou rectangles transversaux des tunnels.
Image SEM d'un trou d'entrée polygonal à quatre angles.
Image SEM d'un trou d'entrée polygonal à six angles qui est rempli.
Image SEM d'une structure tubulaire qui se rétrécit plus loin dans le minéral. Notez comment le tunnel a une forme polygonale forme à la surface minérale, mais plus loin devient plus circulaire en se rétrécissant.
Microphotographie d'une structure tubulaire qui s'effile et commence également par un polygone à la surface du minéral, et devient circulaire à mesure qu'il pénètre davantage dans le minéral et s'effile.
Microphotographie de structures tubulaires qui s'effilent. La ramification des tunnels se traduit par des tunnels de descendance avec un diamètre inférieur à celui du tunnel d'origine.

Le diamètre à l'ouverture varie considérablement, d'environ 5 à 100 µm. Les tunnels plus larges présentent le degré le plus élevé de rétrécissement, tandis que ceux qui commencent étroits ont tendance à conserver leur diamètre initial le long de la majeure partie de leur longueur (Fig. 1A).
Certains tunnels se divisent en de nombreuses ramifications, s'entrecroisent et se rejoignent. D'autres plongent en parallèle dans le minéral et forment des lignes droites. Certains traversent la gemme de part en part, tandis que d'autres encore effectuent une boucle avant d'atteindre le côté opposé.

Enfin, une partie des tunnels est occupée par des filaments rougeâtres de 5 à 15 micromètres de diamètre.
Cependant, tous ces tunnels ont pour correspondance une ouverture en forme d'entonnoir donnant sur la surface des grenats.

12.3 Des micro-organismes endolithiques en cause

Selon Magnus Ivarsson et al, la structure des tunnels ne correspond pas à des phénomènes abiotiques. En effet, les inclusions de minéraux ne rejoignent pas forcément la surface du cristal, celles de fluides forment exclusivement des cavités en ligne droite et les radiations auraient dû créer des cavités dans toutes les directions.

En outre, certains tunnels contiennent des structures filamenteuses d'un diamètre de 5 à 15 µm et d'une longueur dépassant les centaines de micromètres. Les filaments sont courbes et linéaires et généralement occupent le même diamètre que le tunnel dans lequel ils existent. Les diamètres des filaments sont cohérents tout au long de leur longueur et leurs surfaces sont lisses et régulières. Ils sont rougeâtres en microscopie optique et parfois recouverts de précipités anhydres. Aucune corrélation entre la morphologie du tunnel et l'occurrence du filament n'a pu être observée.
Les analyses ToF-SIMS des surfaces de rupture fraîche des grenats montrent une teneur organique élevée, mais limitée aux tunnels nouvellement exposés. Elles ont révélé la présence d'acides gras C16 et C18… Or ces acides gras font partie des lipides membranaires présents dans de nombreux organismes, dont les bactéries et les eucaryotes. De plus, la présence de ces acides gras, intacts, indiquent que le dépôt est assez récent, bien qu'il y ait des cas de conservation à long terme de ces acides [Lockheart et al, Melendez et al, Birgel et al].

Les structures filamenteuses observées dans les tunnels peuvent être expliquées comme étant :

1. soit une phase minérale produite par l'altération des grenats,
2. soit un reste biologique.

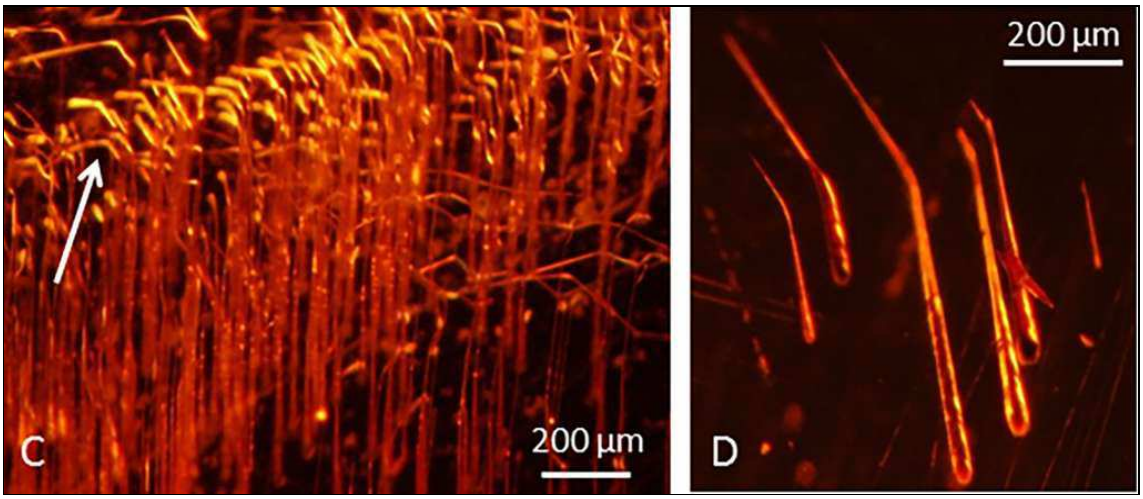


Figure 161 : Microphotographies montrant des tunnels parallèles dans un grenat effectuant un virage, indiqué par la flèche. © Magnus Ivarsson, Plos One, 2018

Les structures filamenteuses suivent la morphologie variable des tunnels allant de la ligne droite relative à courbe et linéaire et de diamètre circulaire plutôt que lamellaires comme les minéraux phyllosilicates. Les compositions argileuse de ces remplissages du tunnel, y compris les filaments, sont semblables à la composition des grenats, et il est probable qu'elles représentent des produits secondaires ressemblant à de

l'argile provenant de l'altération des grenats, chimiques ou biologiques. Leur morphologie, leur taille et leur occurrence sont semblables à celles de la vie microbiologique connue par ailleurs (Ehrlich HL). Leur longueur et leur progression linéaire ou courbe sont les mêmes que pour la plupart des types de micro-organismes filamenteux, des procaryotes aux eucaryotes.
Selon Magnus Ivarsson et al, les responsables de ces tunnels sont des micro-organismes dits endolithiques, c'est-à-dire qu'ils se développent à l'intérieur des minéraux, écartant d'autres possibilités, telles des radiations, des inclusions de fluides (gaz ou liquide) et des inclusions d'autres minéraux plus anciens.
Dans les milieux où les grenats ont été prélevés, ces minéraux constituent une des rares sources d'ions fer, qui puissent servir de nutriments aux champignons. Il est donc probable que le forage des grenats à médiation microbienne ait des raisons trophiques (Le mode trophique d'un organisme définit ses habitudes, ou obligations, alimentaires). Les microorganismes viennent digérer le fer en oxydant le FeII du grenat en FeIII, conduisant à la corrosion, limitée, du cristal de grenat.

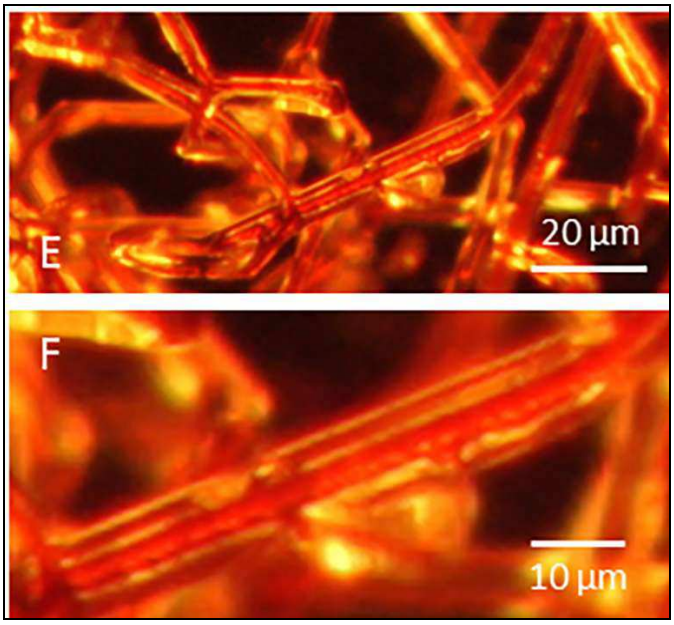


Figure 162 : Microphotographies de tunnels occupés par des structures filamenteuses.
L'image F est un gros plan sur un des tunnels de l'image E. © Magnus Ivarsson, Plos One, 2018

12.4 Influence de la cristallographie

La section transversale hexagonale des tunnels, est probablement due à la cristallinité cubique des grenats. On s'attendrait à ce que cette altération chimique reflète la cristallinité et produise des marques « etched » hexagonales selon la structure cristalline. Cependant, la propagation du réseau de tunnels linéaires, ramifiés et courbes anastomosantes (l'anastomose est le point de jonction (naturel ou artificiel) de deux structures en forme de tube) semble être indépendante de la cristallographie. Même si leur propagation n'est pas aléatoire, compte tenu de l'anastomose et de la relation avec les surfaces minérales, ils se produisent indépendamment de la cristallinité minérale.

L'exception est l'arrangement linéaire de tunnels droits avec une courbure coordonnée. Un tel pli mutuel des tunnels suggère l'influence du milieu cristallin. Beaucoup de grenats ont des zonations de croissance de forme dodécaèdre, parallèles à la surface minérale. Ces zones de zonation sont des plans de faiblesse dans les cristaux dont tout type d'altération, mécanique, chimique ou biologique, profiterait.
Ainsi, malgré le type d'agent d'altération responsable des courbures coordonnées, il est probable qu'il a suivi les faiblesses minérales, et dans ces cas spécifiques, ils coïncident avec des zonations de croissance de forme dodécaédrique.

Livre 5 - Géothermobarométrie

La géothermobarométrie est une nouvelle science qui, comme le nom l'indique permet à partir d'équilibres entre minéraux de définir les domaines de température et de pression sous lesquelles une roche s'est formée.

Cette science s'est particulièrement développée depuis le milieu des années 80 sous l'influence des pétrologistes et des chercheurs de diamants. En effet, l'analyse géothermobarométrique des roches échantillonnées sur site, permet de mieux définir les pressions de formation de la roche et ainsi de définir la probabilité qu'occure celle-ci de renfermer des diamants.

1. LES GRILLES PETROGENETIQUES

1.1 Définitions

Une **grille pétrogénétique** est un diagramme Pression-Température sur lequel sont répertoriés des segments d'équilibres chimiques entre associations de minéraux. Ces segments délimitent ainsi les domaines d'existence de ces associations.

NOTA

Par ***association***, on entend associations d'un ou plusieurs minéraux. On parle également d'**assemblag*e.***

1.2 Exemple (Diapo 1)

Prenons par exemple trois minéraux distincts A,B et C mais de sorte que A et B peuvent coexister à basse température et que C soit une recombinaison de A et B à haute température.
Nous pouvons décrire l'équilibre chimique entre ces trois minéraux par la relation :cf

$$m\,A + n\,B = o\,C \qquad \text{réaction (1)}$$

où m,n, et o sont les coefficients stoechiométriques de la réaction.

Aux basses températures, il y a coexistence entre les phases minéralogiques A et B. Lorsque la température augmente et franchit le segment A+B/C, qui traduit l'équilibre thermodynamique entre ces associations, la réaction (1) se produit avec formation de la phase C.

Le segment A+B/C sur la grille pétrogénétique définit les couples PT (pression-température) pour lesquels il y a coexistence entre les produits de la réaction (C) et ses réactants (A et B) et délimitent les domaines d'existence de A+B et C.

Remarque

Dans notre exemple, le minéral A est encore présent après réaction avec B, car le minéral A est en excès. Lorsque toute la quantité disponible du minéral B a réagi avec le minéral A, la réaction (1) ne peut plus se poursuivre. La part du minéral A qui n'a pas réagi auparavant, ne peut alors plus être consommé et subsiste avec C, malgré le fait que l'on ne soit plus dans le domaine de stabilité de l'association A+B.

1.3 Paragenèse

La **paragenèse**, c'est l'assemblage ou association de minéraux. Elle dépend principalement de la composition chimique du milieu, mais également des conditions PT, qui délimitent les domaines d'existence des minéraux.

1.4 De l'observation de terrain au diagramme PT

En général, le pétrologiste récolte des échantillons sur le terrain et cherchent à définir les conditions de pression et de température de formation de la roche.

Pour cela, il échantillonne la roche sous la forme de lames minces qu'il observe au microscope polarisant. Son œil exercé lui permet généralement d'identifier la nature des minéraux présents ; en cas de litige, il peut avoir recours à d'autres systèmes d'analyses comme la microsonde électronique.

Comme la structure des minéraux est directement corrélée au degré de déformation subi par la roche mère (Diapo 2), le géologue peut ainsi, à partir de ses observations, définir l'état d'avancement de déformation de la roche.

Lorsqu'une roche subit des contraintes de pression, il y a déformation progressive des minéraux présents avec formation de nouvelles structures en lieu et place des structures originelles, on parle **d'évolution prograde**.

Plus tard, sous l'effet du relâchement de ces contraintes la pression décroît (on parle alors d'**évolution rétrograde),** et des volumes exempts de matière apparaissent, dans lesquels de nouveaux minéraux peuvent cristalliser. Ces nouveaux minéraux se reconnaissent aisément. Puisqu'ils sont généralement issus de réaction entre minéraux contigûs à ces espaces libérés, et donc postérieurs à l'accroissement des contraintes, ils ne présentent aucune déformation due au métamorphisme et sont généralement bien formés.

NOTA

Il est toutefois important de noter que ces « espaces » ne sont pas des géodes, mais plutôt des volumes micrométriques.

Le géologue peut ainsi définir pour un site donné, la nature des minéraux présents et le degré de métamorphisme subi par la roche. En procédant ainsi de proche en proche, à partir d'échantillons récoltés régulièrement sur le terrain, il peut déterminer la courbe d'évolution de la région.

Après avoir déterminé pour un échantillon de roche donné, la nature des minéraux constituants **(grille pétrogénétique)** et la structure de ses minéraux (***courbe d'évolution***), le géologue n'a plus qu'à superposer les différentes grilles pétrogénétiques correspondantes aux minéraux obervés et la courbe d'évolution obtenue pour lire le domaine de pression et de température subies par la roche mère.
Dans l'exemple de la Diapo 3 d'une roche schisteuse, principalement constituée de Al_2O_3-SiO_2-CaO-MgO-K_2O, sous différentes formes, la superposition des grilles pétrogénétiques des domaine d'existence du grenat, de la chlorite, de la staurotide et de la biotite avec la courbe d'évolution de la roche en fonction du degré de métamorphisme permet de déterminer les conditions PT subies par la roche.

Prenons un échantillon qui possèderait une structure très orientée et renfermerait des staurotides, des chlorites et des biotites, le positionnement d'un tel échantillon serait localisé à l'emplacement de la grande croix verte dans le diagramme PT. De proche en proche, le géologue positionne ainsi tous ces échantillons en fonction des minéraux présents et de leur structure

1.5 Isogrades

Il est d'usage de reporter sur les cartes topographiques les limites des régions géographiques dans lesquelles un minéral donné est présent. Ces limites sont appelées **isogrades**, isogrades positives (notées +) lorsqu'il s'agit de la limite d'apparition de ce minéral, et isogrades négatives (notées -) dans le cas de sa disparition.

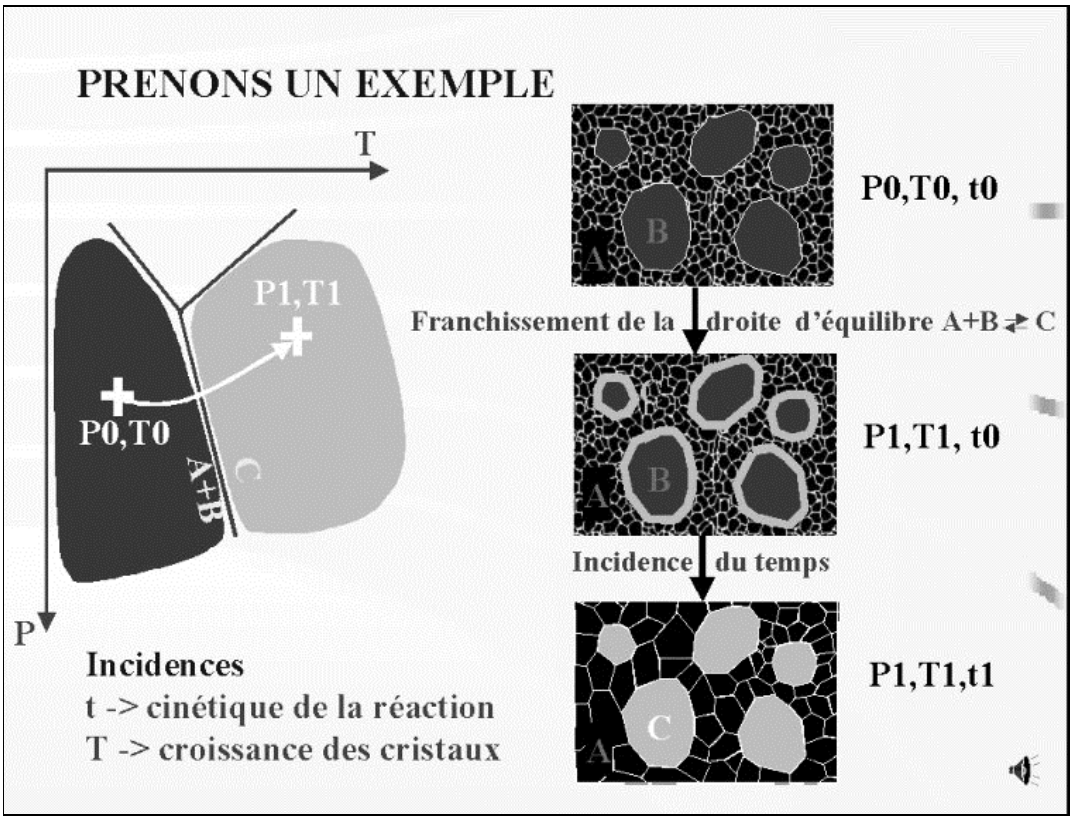


Figure 163 : Grille pétrogénétique et présentation des domaines d'existence de l'association de minéraux AetB et C

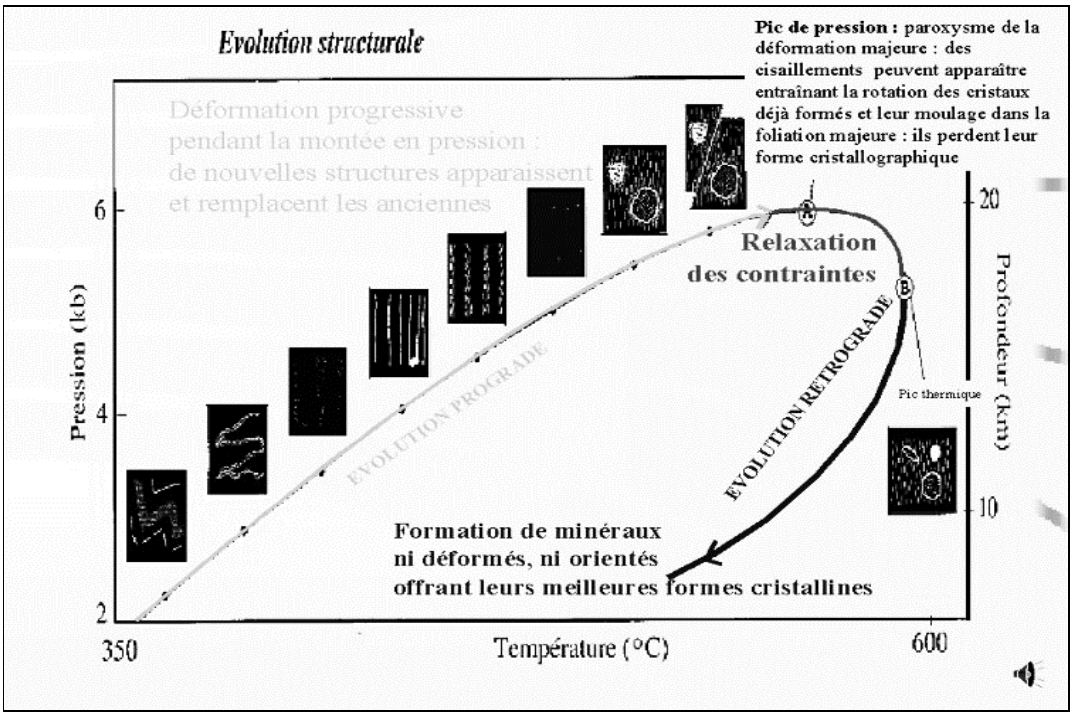


Figure 164 : Courbe d'évolution d'une roche lors d'un processus métamorphique
Déformation des minéraux en fonction du degré de métamoprhisme lors du parcours prograde
Formation et cristallisation de nouveaux minéraux lors du parcours rétrograde

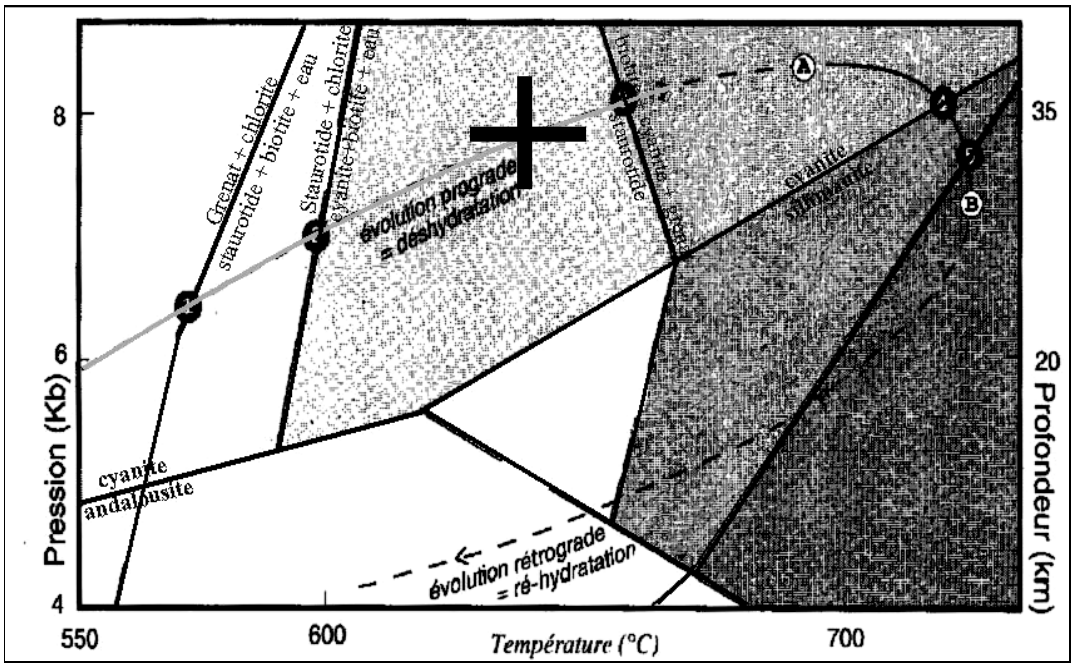


Figure 165 : Superposition de grilles pétrogénétiques et de la courbe d'évolution d'une roche
Exemple d'une roche schisteuse dans le faciès des amphiboles.
En fonction des compositions des minéraux et des déformations qu'ils ont subies au cours du métamorphism, il est possible de positionner un échantillon sur ce diagramme et de là de lire les pressions et température de sa formation. Ainsi, pour une association cyanite + biotite, on obtient des températures entre 585 et 670°C, pour des pressions comprises supérieures à 5 kbars. L'analyse structurale de proche en proche de plusieurs échantillons permettra d'affiner ces valeurs.

2. THERMODYNAMIQUE DE REACTION

2.1 Généralités

2.1.1. Définition

Pour simplifier, ***l'enthalpie libre ou Energie de Gibbs G***, est le potentiel thermodynamique qui nous permet de savoir si une réaction peut intervenir naturellement, sans interventions extérieures et sous quelles conditions physiques.
On exprime G par l'expression :

$$G = U + PV - TS \qquad \text{(Eq 1)}$$
$$= H - TS$$

Où

- U est l'énergie interne du minéral (chaleur, énergie de surface, énergie des dislocations, énergie de liaisons, etc…)
- H est l'enthalpie du minéral (l'entalpie de formation d'un composé a une valeur généralement bien connue), il s'agit d'une valeur d'état plus complète que l'énergie interne U, car l'enthalpie rend compte également des variations de volume du minéral soumis à une pression.
- S est l'entropie (elle définit le caractère ordonné ou désordonné du minéral), elle est directement corrélée à l'apport de chaleur reçue δQ par le minéral : pour une variation élémentaire

$$dS = \delta Q / T$$

P Pression V Volume T Température

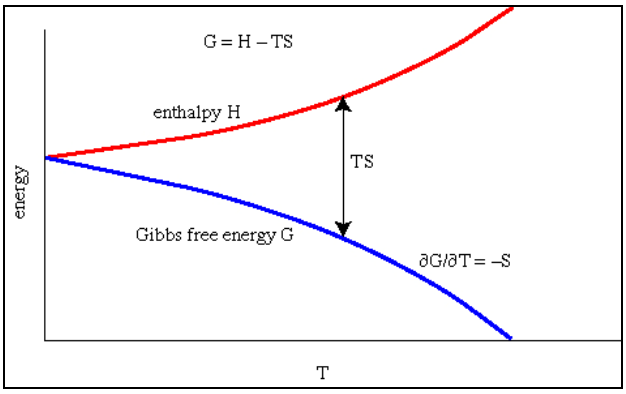


Figure 166 : Courbe de l'enthalpie libre déterminée comme étant la différence G = H-TS pour un minéral donné

2.2 Relations entre G, S et V

Si l'on différencie l'expression eq.1, nous obtenons

dG = dU + PdV + VdP – SdT – T dS

Or TdS = dU + PdV

D'où **dG = VdP – S dT** **(Eq 2)**

L'expression 2 fait ressortir les influences de la pression et de la température sur l'enthalpie libre.

Or $$dG = \left(\frac{\partial G}{\partial P}\right)_T dT + \left(\frac{\partial G}{\partial T}\right)_P dP$$

d'où $$\left(\frac{\partial G}{\partial P}\right)_T = V \quad \text{et} \quad \left(\frac{\partial G}{\partial T}\right)_P = -S$$ **(Eq 3 a) et b))**

2.3 Enthalpie libre de formation

De même qu'il existe des enthalpies de formation, il existe des enthalpies libres de formation :

G = H - TS

D'où $$\Delta_f G^o = \Delta_f H^o - T\,\Delta_f S^o$$ **(Eq 4)**

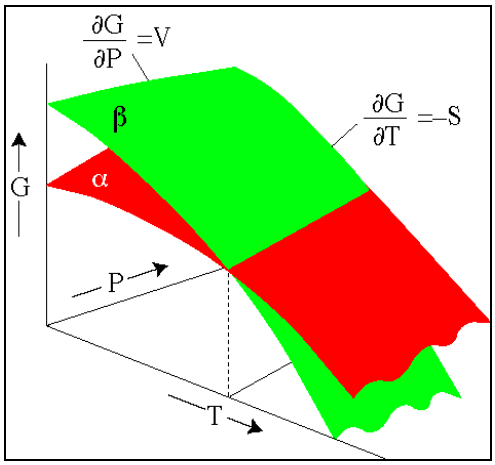


Figure 167 : Diagramme P-T-G montrant les surfaces d'énergie libre à partir de ces deux dérivées partielles respectivement par rapport à T, à P constante : –S, et par rapport à P, à T constante : V

2.4 Enthalpie libre de réaction

Il s'agit là de l'intérêt premier de l'enthalpie libre, car elle permet de dire si une réaction va avoir lieu ou pas, et permet de décrire les états d'équilibre thermodynamiques et chimiques.

Soit une réaction r : m A + n B = o C + p D , l'enthalpie libre de la réaction vaut :

$$\Delta_r G = \Delta_r H - T\,\Delta_r S \qquad \textbf{(Eq 5 a))}$$

$$= \Delta G_f^o \text{ produits} - \Delta G_f^o \text{réactifs}$$

$$= o\,\Delta G_f^o{}_C + p\,\Delta G_f^o{}_D - m\,\Delta G_f^o{}_A - n\,\Delta G_f^o{}_B \qquad \textbf{(Eq 5 b))}$$

Si $\Delta_r G = 0$, il n'y a pas réaction : les produits et réactifs sont en équilibre thermodynamique.
Si $\Delta_r G < 0$, l'enthalpie libre des produits est inférieure à celle des réactifs, il y a réaction dans le sens de formation des produits (de gauche à droite)
Si $\Delta_r G > 0$, l'enthalpie libre des produits est supérieure à celle des réactifs, la réaction se produit dans le sens contraire de celui écrit, les produits réagissent pour donner des réactifs (réaction de droite à gauche).

Une réaction aura toujours lieu thermodynamiquement dès que $\Delta_r G \neq 0$, de manière à diminuer l'enthalpie libre en valeur absolue jusqu'à zéro, et atteindre ainsi l'équilibre.

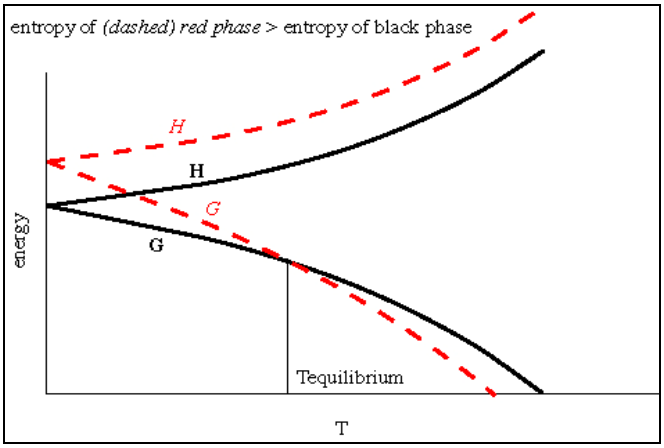


Figure 168 : Courbes des enthalpies libres pour deux phases distinctes
(Phase ou minéral A représenté par le trait plein et Phase ou minéral B représenté par le trait pointillé) , déterminées comme étant la différence G = H-TS
Il y a équilibre thermodynamique entre ces deux phases si l'enthalpie libre de la réaction ΔGr = ΔGA - ΔGB = 0

2.5 Relation de Clapeyron – Diagramme de phase

La relation de Clapeyron est un outil très intéressant qui relie l'enthalpie libre d'une réaction aux paramètres de conditions de formation d'une roche P et T. En effet :

$$\Delta_r G = \Delta_r H - T\,\Delta_r S$$

Or, en remplaçant $\Delta_r H$, on obtient :

$$\Delta_r G = \Delta V_r\,dP - \Delta_r S\,dT \qquad \textbf{(Eq 6)}$$

A l'équilibre $\Delta_r G = 0$, et donc $\Delta V_r\,dP = \Delta_r S\,dT$
Soit

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta_r S}{\Delta V_r} \qquad \textbf{(Eq 7)}$$

Relation de Clapeyron à l'équilibre

Ainsi, il est possible de tracer dans le diagramme PT, la courbe d'équilibre entre deux phases (ou minéraux).

Un diagramme de phase n'est autre qu'un diagramme d'enthalpie libre où les courbes sont définies par $G_\alpha = G_\beta$, et délimitent les domaines où $G_\alpha < G_\beta$ (ie le domaine d'existence de la phase α) et où $G_\alpha > G_\beta$ (ie le domaine d'existence de la phase β).

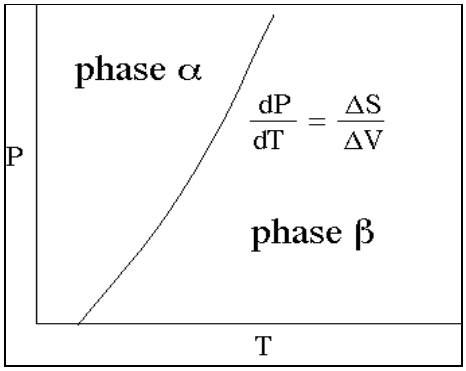


Figure 169 : Courbe d'équilibre entre deux phases
L'équation de Clapeyron décrit cet équilibre et permet de définir dans l'espace PT les domaines d'existence des deux phases en présence. C'est la définition d'un diagramme de phase

2.6 Constante d'équilibre

La constante d'équilibre est directement corrélée à l'enthalpie libre de la réaction par la relation :

$$0 = \Delta_r G^o + RT \ln K \qquad \text{(Eq 7)}$$

A l'équilibre $\Delta_r G^o = 0$, ie $K = 1$

Les géologues et les pétrologistes ont souvent l'habitude de tracer les droites lnK = …,-3, -2, -1, 0, 1, 2, 3,… dans les diagrammes PT, pour définir les couples PT de formation d'une roche.

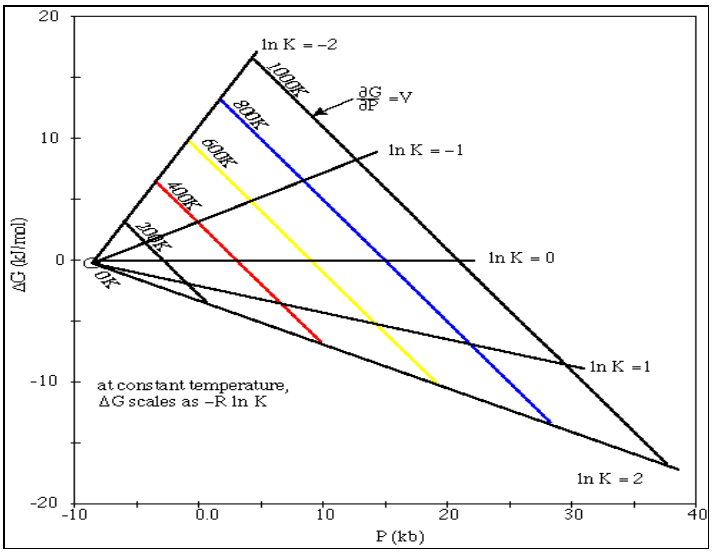


Figure 170 : Diagramme ΔrGo fonction de P,T et ln K
Les géologues ont l'habitude de tracer les droites à ln K constant. Pour des solutions idéales, pour lesquelles ai = xi, K représente la rapport des concentrations des produits sur celles des réactifs de la réaction en équilibre pondérés par leur coefficient stoechiométrique. A K donné, les compositions des minéraux sont fixes. Ces droites sont appelées isoplèthes.

NOTA

Ne s'agissant ici qu'une introduction à la thermodynamique, nous ne nous attarderons pas sur les termes de cette relation. Toutefois, il convient d'avoir à l'esprit que les constantes thermodynamiques sont généralement bien connues, ainsi l'erreur sur le valeur de $\Delta_r G^o$ peut parfaitement être négligée face à l'erreur sur lnK qui, elle, comme nous le verrons, atteint parfois des valeurs importantes.

2.7 Activité

Pour une réaction du type m A + n B = o C + p D, la constante d'équilibre vaut

$$K = \frac{a_C^o \cdot a_D^p}{a_A^m \cdot a_B^n} \qquad \text{(Eq 8)}$$

où a_i représente l'activité du composé i.

Or, ce que l'on connaît lors de l'étude d'une roche, ce ne sont pas les activités a_i mais les concentrations X_i des différents composés i. Il est donc indispensable d'avoir une relation entre activité et composition.

Pour cette raison, l'activité a_i a été décomposé en deux termes sous la forme

$$a_i = x_i \cdot \gamma_i \qquad \text{appelée relation a-x} \qquad \text{(Eq 9)}$$

où xi est l'activité du composé i dans un mélange idéal
γ_i est le coefficient d'activité du composé i dans le mélange réel

Les minéraux naturels ne sont généralement pas purs et se présentent le plus souvent sous la forme de solutions solides complexes (un grenat n'est jamais pur et peut être par exemple composé d'un mélange de grossulaire et de spessartine, autre exemple les Tschermakite dans les clinopyroxènes, etc…). Le coefficient d'activité γ_i est donc présent dans l'expression eq.10 pour prendre en compte la différence entre un état parfait de la matière, représenté par des minéraux purs, pour lesquel $a_i = x_i$ (γ_i =1), et la réalité.

Malheureusement, les solutions solides peuvent être très compliquées. De ce fait, les relations a-x ne sont que très rarement linéaires et nécessitent d'être modélisées pour fournir une estimation exploitable.

Prenons par exemple deux grenats almandin $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ et pyrope $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$. Compte tenu que les dimensions des cations Fe^{2+} et Mg^{2+} sont très voisines et que leurs charges sont égales, il peut y avoir substitution d'un cation par l'autre. Ce qui crée de fait, un mélange au sein du grenat entre almandin et pyrope. L'activité a_{Grenat} d'un grenat réel, intermédiaire entre ces deux minéraux limites, sera définie à partir des concentrations en Fe^{2+} (ou Mg^{2+} puisque $X_{Fe2+} + X_{Mg2+} = 1$), et du terme correctif qui sera défini par la modélisation choisie.

3. ENTROPIE DE MELANGE–RELATION ACTIVITE-COMPOSITION a-x

Le dessein de cet exposé n'est pas de vous montrer les calculs nécessaires à la détermination d'un modèle suffisamment fiable pour définir la relation activité-composition mais de vous montrer la complexité de ce travail.

3.1 Solutions solides minérales

Les minéraux sont des substances chimiques complexes qui se présentent sous différentes structures cristallines et qui occupent une énorme gamme de composition chimique. Cette grande variabilité dans la composition est le résultat de substitutions d'éléments dans la maille du cristal. En raison de ces variations de composition, les minéraux sont souvent désignés, lorsque cela s'avère possible, sous le nom des solutions solides cristallines entre leurs minéraux limites respectifs.

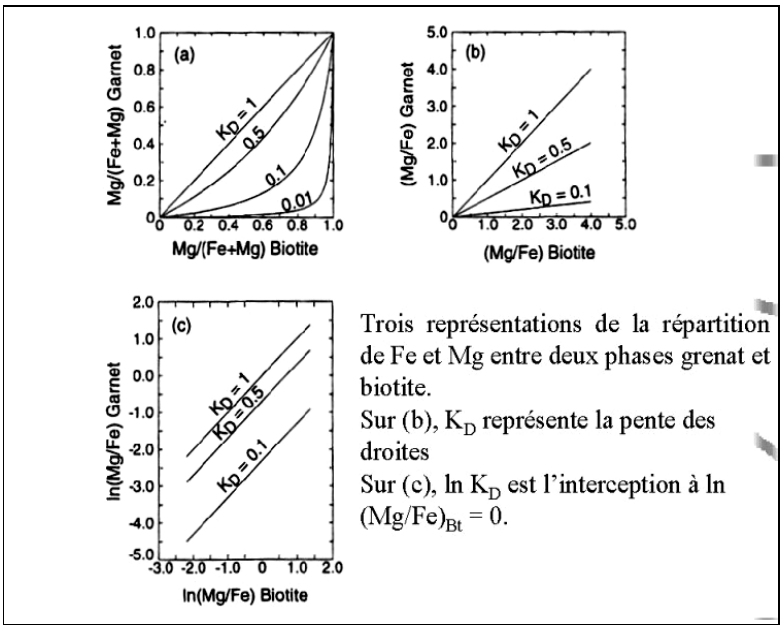


Figure 171 : Diagrammes de distribution d'éléments pour illustrer la division des éléments entre deux minéraux.

<u>NOTA :</u>
KD est définie par l'équation 8. Il s'agit de la constante d'équilibre associée aux minéraux purs : K = KD lorsque γi =1.
a) X_{Mg} dans les grenats fonction de X_{Mg} dans le clinopyroxène. Ce type de diagramme est appelé "diagramme de Roozeboom" et est probablement le diagramme le plus fréquemment utilisé pour documenter la distribution d'élément entre deux phases,
b) logarithmes des rapports de Mg/Fe. Les valeurs du lnK D sont indiquées par l'interception de l'axe des ordonnées à x = 0 (ligne verticale pointillée). Les lignes isoplèthes ont une pente constante de 45° si les deux minéraux se mélangent idéalement. Si l'un ou les deux minéraux ne se mélangent pas idéalement, si les cations de Fe et de Mg sont préférentiellement localisés dans un site particulier de la structure minérale, les pentes des lignes isoplèthes dévient alors de cette pente de 45°.
c) Il s'agit du "diagramme de Nernst", dans lequel les rapports de Mg/Fe des minéraux sont tracés l'un en fonction de l'autre. La pente des lignes isoplèthes correspond à la valeur de KD,

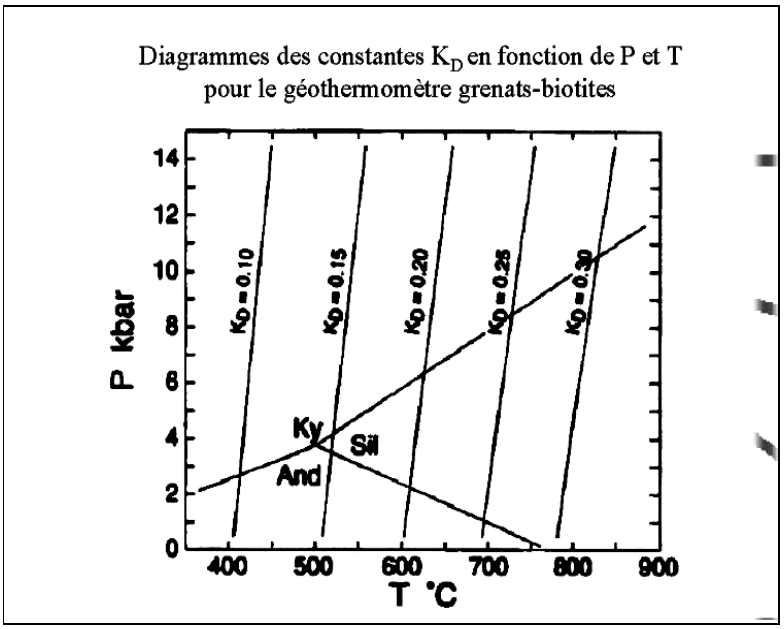


Figure 172 : Lignes isoplèthes pour les géomètres grenats-biotites

Définition

Dans tout cet exposé, nous entendrons **par minéral limite, ou pôle minéral**, un minéral pur qui représente un pôle du diagramme binaire, ternaire, ou quaternaire, d'une famille de composés. Ainsi les pyrope, almandin et spéssartine sont les pôles ou minéraux limites des grenats Pyralspites ; hédenbergite et diopside sont les minéraux limites où pôles des pyroxènes de compositions (Fe,Mg) SiO_3, etc.

L'ampleur avec laquelle la substitution peut se produire est essentiellement fonction de la température et à un degré moindre de la pression. Elle dépend également de la taille et de la charge des cations impliqués.
Par exemple, pour les alliages métalliques, les substitutions "faciles" sont possibles si les différences en diamètres des cations de substitution sont inférieurs d'environ 14 à 15 % (Hume-Rothery 1939). En géologie, dans les structures des oxydes et des silicates, les substitutions sont aisées, au moins à température élevée, dès que la différence en volume molaire des minéraux limites n'excède pas 5 à 6 % (Kerrick 1975).

La composition de l'olivine peut être représentée par la formule structurale générale X_2SiO_4, avec X représentant les cations bivalents de coordinence 8, comme Fe^{2+}, Mg^{2+}, Ca^{2+} ou Mn^{2+}. Dans le système chimique FeO-MgO-MnO-SiO_2 (FMMnS), il y a trois minéraux limites qui définissent l'espace compositionnel d'une solution solide d'olivine :

Minéral limite	site octaèdrique M	site tétraèdrique T		Rayon des cations (d'après Whittaker et Muntus 1970)
Fayalite	Fe_2	Si	O_4	Fe^{2+} = 0,86 Å
Forstérite	Mg_2	Si	O_4	Mg^{2+} = 0,80 Å
Tephroite	Mn_2	Si	O_4	Mn^{2+} = 0,75 Å

Compte tenu que les rayons des cations bivalents sont voisins, un échange entre le Mg^{2+} et Fe^{2+}, décrit comme vecteur d'échange $FeMg_{-1}$ (cf Thompson 1983), peut avoir lieu facilement dans l'olivine. Ce qui est conforme à l'observation de l'olivine réelle sous-solidus, qui peut avoir n'importe quelle composition entre les minéraux limites forstérite et fayalite. Une solution solide comme l'olivine, où une substitution est limitée aux mêmes sites dans la maille (ie sous-maille), s'appelle une **solution solide simple**. Une telle solution a le même nombre de phases chimiquement indépendantes (par exemple Fe_2SiO_4, Mg_2SiO_4, Mn_2SiO_4), qu'il y a de minéraux limites (dans ce cas, fayalite, forstérite et tephroite).

Cependant, ce n'est généralement pas vrai : comme par exemple dans le cas des grenats, dans le système CaO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3 (CFASO). La formule des grenats peut être écrite sous la forme $X_3^A\ Y_2^M\ Z_3^T\ O_{12}$ avec X = (Ca, Fe^{2+}), Y =(Al, Fe^{3+}) et Z = Si ; les exposants décrivant les sites dans la maille, les indices indiquant le nombre d'atomes sur les emplacements respectifs. Dans ce système, il y a quatre pôles ou minéraux limites :

Minéral limite	site pseudo-cubique A	Site octaèdrique M	site tétraèdrique T	
almandin	Fe_3^{2+}	Al_2	Si_3	O_{12}
grossulaire	Ca_3	Al_2	Si_3	O_{12}
skiagite	Fe_3^{2+}	Fe_2^{3+}	Si_3	O_{12}
andradite	Ca_3	Fe_2^{3+}	Si_3	O_{12}

Seulement trois des quatre phases limites sont linéairement indépendantes, la quatrième phase peut toujours être définie par la combinaison linéaire des trois autres. Par exemple,

$$Fe_3^{2+}\ Fe_2^{3+}\ Si_3O_{12} = Ca_3Fe_2^{3+}Si_3O_{12} + Fe_3^{2+}Al_2Si_3O_{12} - Ca_3Al_2Si_3O_{12}$$

Skiagite = andradite + almandin - grossulaire

Dans ce cas-ci, il y a davantage de minéraux limites existant que de phases indépendantes.

De plus, les solutions solides pour lesquelles les substitutions interviennent sur plus d'un site atomique sont appelées **solutions solides complexes.** Dans les grenats, la substitution $CaFe^{2+}_{-1}$ se produit sur les sites hexaédriques A, tandis que la substitution $AlFe^{3+}_{-1}$ ne se produit que sur les sites octaédriques M. Ces deux substitutions sont indépendantes l'une de l'autre.
De telles solutions solides complexes sont désignées sous le nom de **solution solide réciproque ou multi-sites.**

3.2 Substitutions : Quelques Remarques Générales

(cf § 4.2.2)

3.3 Thermodynamique des solutions solides

La manière dont un mélange a lieu dans un minéral est considérablement influencée par la taille et la charge des atomes mis en cause sur un emplacement spécifique, mais aussi par la géométrie de cet emplacement. La distribution des atomes dans le réseau cristallin affecte l'enthalpie libre molaire d'une solution totale et donc, les activités des minéraux limites purs *i* de cette solution. Les activités a_i sont primordiales pour tout calcul d'équilibre de phases puisqu'elles sont par la constante d'équilibre K, directement liées à l'équation thermodynamique fondamentale $0 = \Delta_r G^o + RT \text{ Ln } K$.

Ainsi, les activités des phases dans un minéral, par exemple ceux des minéraux limites grossulaire ou almandin dans une solution solide de grenats, dépendent de l'arrangement ou de la configuration des atomes et de leurs interactions énergétiques à l'intérieur même de la structure cristalline.

Il y a deux cas de limitation qui décrivent l'arrangement des atomes : premièrement, une distribution parfaitement ordonnée des atomes sur les sites dans la maille et, deuxièmement, une configuration complètement désordonnée ou aléatoire des atomes.
La plupart des minéraux naturels ont des états d'ordre intermédiaires. La distribution des atomes dans la structure cristalline a une influence sur l'entropie du mélange, $S_{mél}^{réel}$ ou sur l'enthalpie de configuration du minéral, S^{config}. A toute température donnée, les solutions solides totalement désordonnée (fig. a) ont une entropie configurationnelle maximale. Réciproquement, les solutions totales dont la distribution est parfaitement ordonnée (fig. b) ont une entropie configurationnelle nulle. Et les arrangements partiellement ordonnés ou désordonnés ont des valeurs d'entropie intermédiaires.

Une augmentation du désordre aura toujours comme conséquence une augmentation d'entropie de la solution. Si l'entropie du mélange d'une solution est connue en fonction de la pression P , de la température T , et de composition du minéral Xi , les activités des phases dans ce minéral peuvent être déterminées explicitement et par conséquent, la constante d'équilibre K peut être établie de manière non équivoque. Ce qui cependant, exige la connaissance de la distribution des atomes dans le réseau cristallin en fonction de ces variables.

Or, dans chaque mole d'une substance il y a 6,02. 10^{23} atomes (nombre d'Avogadro), et chaque configuration différente de ces atomes donne une entropie de mélange distincte et donc, à différentes activités des minéraux limites dans cette solution. Par conséquent, la formulation de l'entropie $S_{mél}^{réel}$ pour un minéral réel en fonction de P,T et Xi est, même pour des phases proche d'un mélange idéal, tout à fait approximative (Guggenheim 1966; Powell 1983) et impossible à déterminer pour un degré supérieur de non-idéalité. D'un point de vue microscopique c'est parce que $S_{mél}^{réel}$ est la conséquence directe du nombre de possibilités selon lesquelles les atomes peuvent être organisés dans un réseau. Comptabilisant le nombre faramineux de ces possibilités, il est impossible pour un minéral réel de déterminer $S_{mél}^{réel}$ si ce n'est par des hypothèses très restrictives (Powell et Holland 1993), parce ce qu'en fait l'organisation des atomes dans une structure est fortement influencée par la présence des effets locaux à courte distance et à grande distance. Les effets d'un ordre à grande distance agisse translationnellement à travers tout le cristal et c'est la dispersion des atomes sur les sites ou les sous-réseaux cristallographiques distincts, ie que l'ordre à grande distance peut être exprimé simplement par la fraction molaire de l'élément i sur le site S, noté Xi^S.

Ce type d'ordre est communément désigné comme étant un mélange indépendant ou aléatoire de 2 éléments sur un même site, comme par exemple le mélange Ca-Mg sur le site A du grenat, qui est totalement indépendant du mélange sur un site différent, comme le mélange Fe^{3+}-Al sur les sites octaédriques M de ces grenats

Les mélanges aléatoires produisent des cristaux complètement désordonnés dont l'entropie configurationnelle correspond à l'entropie configurationnelle idéale du mélange S^{id}_{mel}.

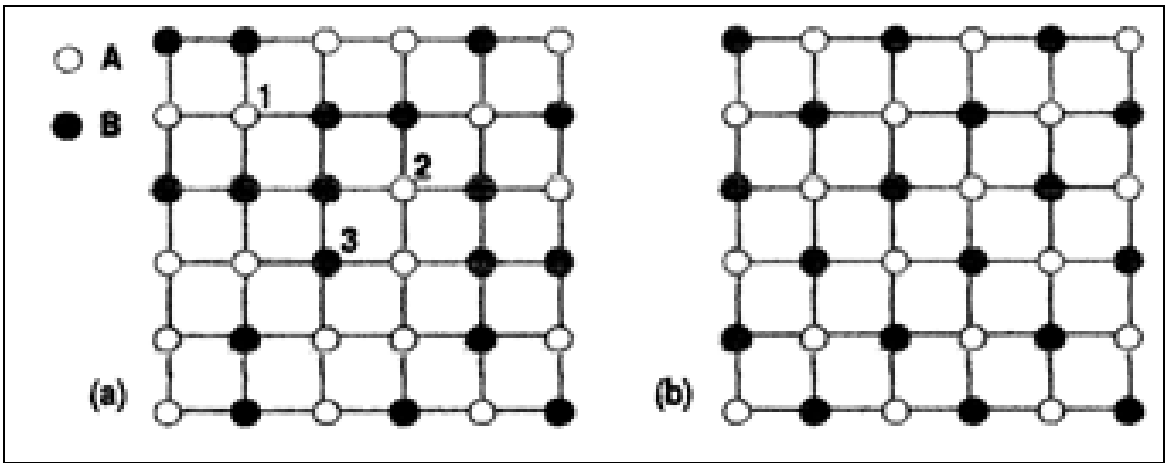


Figure 173 : Distribution d'un nombre égal d'atomes de A et de B dans un réseau cubique.

a) Distribution désordonnée : l'échange des deux atomes 1 et 2 de A ne change pas l'énergie du cristal, tandis que la substitution de l'atome 1 de A par l'atome 3 de B mènera à un nouvel état d'énergie.

b) Distribution totalement ordonnée des atomes de A et de B sur deux sous réseaux : chaque sous réseau est entièrement occupé avec des atomes de A ou de B, respectivement.

Le comportement d'un mélange non idéal d'un minéral peut ainsi être attribué aux processus d'ordonnancement local dans le cristal, pour lesquels, malheureusement, il est aujourd'hui impossible de prévoir la configuration des atomes dans la structure d'une manière satisfaisante. L'ordre à courte distance cause une préférence pour certains atomes autour de certains autres atomes particuliers. Ainsi, en faisant varier les conditions PT, l'ordre à courte distance est responsable de la variation d'état d'ordonnancement d'un cristal et de sa divergence par rapport à un mélange idéal. Par exemple, dans un système binaire, il y a une préférence pour un ordre A-A ou B-B plutôt qu'une répartition aléatoire de A et de B au sein du cristal. L'ordre à courte distance peut être observé s'il y a une différence importante de taille entre les cations et/ou s'il y a mélange de charge dans un sous-réseau. En outre, des substitutions couplées comme celle des plagioclases ($CaAlNa_{-1}Si_{-1}$) ou celle de Tschermak ($(Fe,Mg)SiAl^{VI}_{-1}Al^{IV}_{-1}$) sont fortement influencées par l'ordre à courte distance, puisque ces substitutions sont associées avec la préférence pour le plus proche voisin dans le cristal.

Puisque les effets de l'ordre à grande distance peuvent être exprimées par S^{id}_{mel}, les phénomènes d'ordre posent des problèmes considérables parce qu'ils sont non seulement difficiles à mesurer mais, aussi, il n'existe aucune manière standard d'exprimer l'entropie de mélange d'un minéral naturel en présence des effets d'ordre à courte distance. Ceci car le nombre de possibilités qu'a un atome d'être localisé dans la structure ne peut pas être prédit, justement à cause de cette préférence pour le plus proche voisin. Sans avoir un modèle physique réaliste pour décrire les effets de l'ordre à courte distance, il est impossible d'écrire une expression analytique pour $S^{réel}_{mel}$, et par conséquent pour l'activité a_i.

Pour résoudre ce dilemme, l'activité a_i est habituellement décomposée en deux facteurs

une activité de mélange idéal, x_i (Guggenheim 1966)

un coefficient γ_i, qui rend compte du mélange aléatoire, et ainsi de la non-idéalité d'un minéral

L'activité de mélange idéal, appelée également fraction molaire thermodynamique (Powell 1978), fraction molaire équivalente (Ganguly et Sazena 1987) ou activité configurationnelle (Ghiorso 1984, Price 1985), est due à l'ordre à longue distance, et le coefficient d'activité est la conséquence des effets à courte distance.
La décomposition de l'activité en ces deux facteurs est totalement arbitraire et n'est qu'un outil mathématique utilisé car il est difficile voire impossible de déterminer explicitement l'entropie de mélange d'une solution solide.

Voici donc l'origine de l'expression $\boxed{a_i = x_i \gamma_i}$

Par conséquent, formuler l'activité d'un composant i dans un minéral nécessite les expressions de l'activité d'un mélange idéal et du coefficient d'activité γi. La première peut être par obtenu par S^{id}_{mel}, et la seconde peut être écrite séparément.

3.4 Concept de solution solide idéale – non idéale

Une **solution idéale** est une solution dans laquelle il n'y a aucune interaction entre les deux types de cations et le mélange de minéraux limites qui constituent le minéral réel est aléatoirement réparti dans le cristal.

Cette non inter-dépendance conduit à ce que le coefficient d'activité soit égal à 1, ainsi, $a_i = x_i$.
Dans la réalité, il y a interaction entre les différents cations, ne serait-ce que par la différence de taille entre les deux cations. La substitution d'un cation d'une certaine dimension par un cation de taille supérieure va nécessairement modifier l'environnement de son site à l'intérieur du cristal et ainsi interférer sur les cations environnants (effet à courte distance).
Ainsi, dans une solution non-idéale, les coefficients d'activité ont des valeurs différentes de 1 (supérieures ou inférieures), et surtout ils sont dépendants des concentrations des différents composés, de la température, voire de d'autres paramètres.

L'influence de la température peut être montrée, par exemple en observant certains mélanges de minéraux dont les différences dans les dimensions des ions substitués sont assez conséquentes (>15%). Ces mélanges qui peuvent donner des solutions solides à haute température ne forment alors qu'un seul minéral (mélange des deux pôles), mais qui voient leur miscibilité chuter lorsque la température décroît et forment alors une association des deux minéraux limites aux basses températures.

3.5 Activités de Mélange Idéal

Clairement, la configuration des atomes dans la structure cristalline affecte les activités réelles et idéales des phases qui composent la solution solide. Dans ce paragraphe, nous allons nous limiter à l'étude des mélanges idéaux et discuter certains des modèles utilisés pour décrire le comportement de mélange idéal des minéraux.

3.6 Concepts Généraux

Un mélange entre deux pôles minéraux peut avoir lieu de plusieurs manières :

- le mélange intervient entre deux cations différents sur seulement un emplacement, par exemple, l'échange cationique $FeMg_{-1}$ entre les pôles almandin et pyrope dans les grenats. Dans cet exemple, le mélange est limité aux sites A.
- plus de deux cations se mélangent sur un même site, comme, par exemple, entre les grenats almandin, pyrope et grossulaire tous trois pôles dans le système CaO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3 (CFASO). Ici encore, le mélange se produit seulement sur les sites A.
- le mélange se produit indépendamment sur plusieurs emplacements. Ceci, par exemple, s'applique aux solutions solides dans les grenats de composition $(Ca,Fe)_3^A\ (Al,Fe^{3+})_2^M\ Si_3O_{12}$ dans le système CaO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3 (CFASO), dont les quatre pôles sont grossulaire, almandin, andradite et skiagite. Dans cette solution, Ca^{2+} et Fe^{2+} se substituent sur les trois sites hexaédriques A, indépendamment de Al^{3+} et Fe^{3+} qui se substituent sur les deux sites octaédriques M. De telles solutions sont généralement désignées sous le nom des **solutions réciproques ou multi-sites.**

Tous ces concepts décrivent un mélange d'atomes indépendant sur des sites distincts de la structure cristalline et sont appelées ***modèles MOS (« mixing on sites » ou mélange sur sites)***. Chacun de ces trois modèles de mélange impliquent l'absence de tout effet d'ordre à courte distance et décrivent ainsi, des solutions solides totalement désordonnées.
Maintenant, si l'on considère la solution solide des plagioclases entre les pôles albite $NaAlSi_3O_8$ et anorthite $CaAl_2Si_2O_8$.

- Dans la structure des plagioclase Na^+ et Ca^{2+} sont localisés sur de larges interstices (sites A) de coordinence 8 et Al^{3+} et Si^{4+} sur quatre sites tétraédriques T. La substitution d'un cation Ca^{2+} par un cation Na^+ sur le site A cause un déséquilibre de charge électrique. Pour satisfaire à la neutralité électrique de la matière, cela entraîne la substitution cocourante d'un Si^{4+} par un Al^{3+} sur les sites T (charge de Na^+-Si^{4+} = charge de Ca^{2+}-Al^{3+} = 5) : il s'agit donc **d'une substitution par équilibrage de charge** et elle est désignée par le nom **de substitution couplée,** car la substitution de Ca par Na exige strictement au sens numéraire une substitution simultanée de Si par Al.

Par conséquent, il est concevable que les atomes de Ca et d'Al aussi bien que ceux de Na et Si soient liés ensemble dans la structure des plagioclases et se comportent comme complexes ioniques tels que $(CaAl)^{5+}$

et $(NaSi)^{5+}$. On parle alors de **principe de préférence pour le plus proche voisin**, phénomène attribué à l'existence d'effets à courte distance.
Dans ce cas, il n'est pas possible d'exprimer l'entropie du mélange réel $S^{réel}_{mel}$ et donc l'activité a_i, pour le système binaire des plagioclases étudié.
Pour les substitutions couplées, le problème s'aggrave encore car il n'est que rarement possible d'exprimer explicitement l'entropie idéale de mélange S^{id}_{mel}, la fraction molaire Xi et finalement l'activité de mélange idéal x_i. D'un point de vue thermodynamique statistique, il n'y a aucun a priori ou même une meilleure solution à ce problème, mais il y a plusieurs possibilités pour approximer ou modéliser le comportement de mélanges idéaux de solutions solides (Kerrick and Darken 1975). De tels modèles sont basés sur des mélanges moléculaires, des mélanges aléatoires sur chaque site ou des mélanges aléatoires sur certains types de sites.

3.7 Modèles thermodynamiques pour les activités de mélange idéal

Les modèles thermodynamiques ont pour but de définir une relation exploitable entre les activités de mélange idéal du composé i x_i et sa concentration dans le mélange Xi.

Le **modèle de mélange moléculaire** est le modèle d'activité le plus simple. Il est basé sur le fait que le mélange a lieu entre la totalité des composants de phase, par exemple entre albite $NaAlSi_3O_8$ et anorthite $CaAl_2Si_2O_8$, et implique l'ordre à courte distance.
Pour ce modèle de mélange moléculaire, les relations x-X sont simplifiés au maximum puisque xi = Xi.
Un autre avantage de ce modèle est qu'il permet toujours de déterminer l'entropie configurationnelle d'une solution solide.

En revanche, la substitution des ions sur des sous-réseaux discrets dans la structure du cristal est décrite par **le modèle de mélange aléatoire**, qui est désigné généralement sous le nom de **modèle de mélange "ionique".** Dans le contexte de ce modèle il y a absence totale des effets de l'ordre à courte distance et par conséquent, les solutions solides décrites par le modèle de mélange aléatoire ont une entropie configurationnelle maximale.
Pour ce modèle, il est nécessaire de faire intervenir dans la relation xi-Xi, tous les cations du composé i de la manière suivante $xi = X_{cation\ 1}^{sur\ site\ 1} \ . \ X_{cation\ 2}^{sur\ site\ 2}$

Applications :

Exemple 1 : clinopyroxènes

Les conséquences de l'application du modèle moléculaire ou ionique pour les activités de minéraux limites d'une solution solide sont illustrées par leur exploitation pour étudier les solutions solides des clinopyroxènes entre les pôles hédenbergite $CaFe^{2+}Si_2O_6$ et acmite $NaFe^{3+}Si_2O_6$.
Dans la structure des pyroxènes, Na^+ et Ca^{2+} sont localisés sur les sites M2, Fe^{2+} et Fe^{3+} se substituant sur les sites M1 nettement plus petits que les sites M2. En appliquant le modèle moléculaire au clinopyroxène de composition $(Ca_{0,4}Na_{0,6})^{M2}$ $(Fe^{2+}_{0,4}Fe^{3+}_{0,6})^{M1}$ Si_2O_6, (ou pour simplifier 0,4 hédenbergite – 0,6 acmite) on obtient les activités de mélange idéal suivantes :

$x_{hed}^{MM} = X_{hed} = 0,4$
Et $x_{acm}^{MM} = X_{acm} = 0,6$

Noter que la somme des activités de mélange idéales est égale à 1. Toutefois, ce n'est valable que dans le contexte du modèle de mélange moléculaire.

Si la solution solide de pyroxène est décrite avec le modèle de mélange aléatoire, les activités de mélange idéal deviennent :

$x_{hed} = X_{Ca}^{M2} \ . \ X_{Fe2+}^{M1} = 0,4 \ . \ 0,4 = 0,16$
Et $x_{acm} = X_{Na}^{M2} \ . \ X_{Fe3+}^{M1} = 0,6 \ . \ 0,6 = 0,36$
Dans ce cas-ci, la somme des activités n'est plus égale à 1. Il devrait être évident que les différentes activités des minéraux limites, étant obtenues par deux modèles de mélange idéal puissent causer d'énormes différences dans l'évaluation de conditions PT si l'un de ces minéraux limites est employé comme géothermobaromètre.
Ces modèles représentent deux cas de limitation pour la description des activités de mélange idéal. Dans la nature, la plupart des minéraux ont des états d'ordonnancement intermédiaires entre les situations de ces

pôles. Ainsi, nous devons choisir lequel de ces modèles doit être employé pour décrire les activités de mélange idéal d'une manière la plus proche de la réalité.
Par suite des difficultés associées à la formulation des activités de mélange idéal en présence d'effets d'ordre à courte distance, les activités sont généralement décrites en termes de «mélange idéal sur sites» (ideal-mixing-on-sites (IMOS)), représentant une solution désordonnée, sauf si nous savons que le modèle moléculaire fournit une meilleure solution aux conditions PTX étudiées.

Pour formuler les activités de mélange idéal des minéraux limites, il faut également choisir, même dans le contexte du modèle IMOS, sur quel site du réseau cristallin les substitutions se produisent.

Exemple 2 : Comportement de mélange idéal du grenat dans le système Cao-FeO-MgO-Al2O3-Fe2O3-SiO2.

Considérons les substitutions Fe-Mg-Ca sur les seuls sites hexaédriques A. la formule structurelle du grenat peut s'écrire $(Fe,Mg,Ca)_3^A\ Al_2^M\ Si_3O_{12}$. De ce fait, les activités de mélange idéal pour le grenat désordonné (G) pour les minéraux limites valent simplement :

$$x_{alm}^G = (X_{Fe}^A)^3 \ ; \quad x_{py}^G = (X_{Mg}^A)^3 \ ; \quad x_{gr}^G = (X_{Ca}^A)^3$$

En cas de substitutions multisites, ie avec substitutions sur les sites octaédriques comme par exemple Fe^{3+} et Al se substituant l'un à l'autre sur les sites M des grenats, la formule structurelle dans ce cas s'écrit $(Fe,Mg,Ca)_3^A\ (Al\ Fe^{3+})_2^M\ Si_3O_{12}$ et les activités de mélange idéal sont :

$$x_{alm}^G = (X_{Fe}^A)^3 \,.\, (X_{Al}^M)^2 \ ; \quad x_{py}^G = (X_{Mg}^A)^3 \,.\, (X_{Al}^M)^2 \ ; \quad x_{py}^G = (X_{Mg}^A)^3 \,.\, (X_{Al}^M)^2$$

Les grenats sont un exemple de groupe minéral à multicomposants dans lesquels les sites des minéraux limites ne sont occupés que par un seul type d'atomes. Si, cependant, il y avait plus d'un élément sur chaque site (cf amphiboles, pyroxènes, feldspaths, etc…), l'activité de mélange idéal xi, tendrait vers la valeur 1 lorsque la composition du minéral tendrait vers la composition de l'un des pôles du système, ie xi $\rightarrow$1 lorsque Xi $\rightarrow$1. Ceci requiert une procédure appelée normalisation.

3.8 Cas de solutions solides non idéales

Dans le cas de solutions solides non idéales, on parle de :

- modèle de mélange régulier
- modèle de mélange sous-régulier
- modèle de mélange quasi chimique
- modèle de solutions réciproque
- de formalisme quadratique de Darken

qui ne seront que cités pour ne pas aborder des notions encore plus compliquées comme le montre la figure suivante.

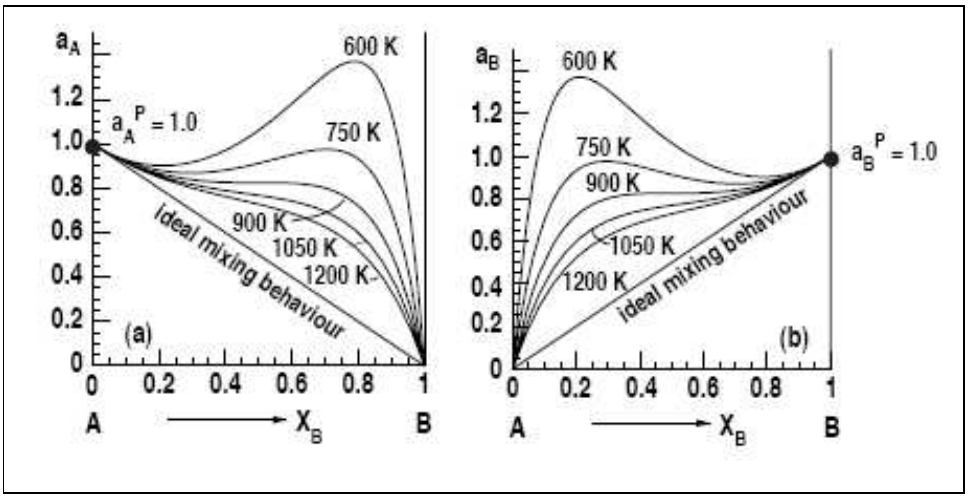


Figure 174 : Relations activité-composition (a-x) pour une solution binaire de pôles minéraux A et B
Le diagramme de gauche montre les relations pour le pôle A, celui de droite les relations du pôle B
Pour un mélange idéal, les relations a-x sont indépendantes de la température et sont représentées par deux droites.
Les autres courbes présentent le comportement des relations a-x pour des solutions régulières en fonction de la température, noter combien la différence entre le comportement du mélange réel diffère de celui du mélange idéal à mesure que la température augmente.
Les activités des corps purs ont été prises égales à 1 et le paramètre d'interaction à 15 kJ/mol

4. GEOTHERMOMETRIE ET GEOBAROMETRIE

Les roches métamorphiques localisées dans la plupart des axes montagneux, présentent des valeurs de température et/ou de pression différentes des données géothermiques normales, rencontrées habituellement dans la croûte terrestre en l'absence de relief. Or, une observation directe des processus qui mènent à cette déviation des valeurs géothermiques normales est généralement impossible car ils se produisent à des profondeurs qui restent inaccessibles. Cependant, en considérant qu'au moins une partie des minéraux et des associations de minéraux demeurent préservés dans les roches et reflètent quasiment les conditions d'équilibre, il devient alors possible de déterminer les pression et/ou température sous lesquelles les roches se sont formées.

Cette déduction peut être réalisée soit en employant des géothermobaromètres, soit à partir des diagrammes de phase. Ces deux outils sont basés sur les principes d'équilibre thermodynamique.

Ces pressions et températures estimées peuvent être exploitées pour déterminer un chemin ou du moins un segment du chemin de l'évolution suivie par la roche dans le diagramme PT, pendant l'histoire de son métamorphisme, et peut fournir des informations précieuses sur les processus tectonothermaux et delà sur la possibilité d'existence de gisements.

L'idée d'appliquer des concepts et des méthodes thermodynamiques aux roches métamorphiques est loin d'être nouvelle. Elle est basée sur le travail avant-gardiste de J.W. Gibbs dès la fin du 19ème siècle.
Considérant que le cadre théorique est connu depuis plus d'une centaine d'années, l'application efficace des méthodes d'équilibre thermodynamique aux minéraux et aux roches, a toutefois été entravée par le manque de données thermodynamiques concernant les minéraux limites et par la méconnaissance des relations activité-composition (a-x) dans les minéraux.
Bien que les relations *a-x* soient encore mal connues aujourd'hui et sont sujetes d'intenses recherches et soumises à discussions, les données thermodynamiques quant à elles, sont désormais bien connues pour nombre de minéraux limites grâce à l'attention accrue des pétrologues au cours des dernières décennies (par exemple Robie et Waldbaum 1968 ; Robie et al 1978 ; Helgeson et al 1978). Les calibrages de nombreux géothermomètres et géobaromètres sont ainsi apparus (Essene 1982, 1989 ; Spear 1989,1993) à partir des données thermodynamiques déterminées à cette époque (Berman et al 1985 ; Berman 1988 ; Holland et Powell 1985, 1990 ; Olbricht et al 1994 ; Gottschalk 1997).

Tous ont considérablement contribué à la préhension des roches métamorphiques, à leurs conditions de formation, et par conséquent à une meilleure compréhension des processus métamorphiques lors des processus tectoniques.

4.1 Principe de base de la Géothermométrie et de la Géobarométrie

Géothermomètres et géobaromètres sont des relations d'équilibres de réactions entre minéraux qui peuvent être utilisées pour déterminer respectivement, la température et la pression auxquelles une association (ou assemblage) de minéraux s'est formée.

Tous les calculs géothermobarométriques sont basés sur l'application de la condition d'équilibre

$$0 = \Delta G^o + RT \ln K \qquad \textit{rappel (}\textbf{Eq 8)}$$

L'enthalpie libre standard ou Energie de Gibbs pour les anglophones, ΔG^o dépend de la pression et de la température, et la constante d'équilibre *K* est fonction des compositions et des activités des minéraux.

4.2 Principaux critères

4.2.1. Approche PT

Les géothermomètres les plus appropriés sont ceux dont les équilibres sont indépendants ou quasi indépendants de la pression : l'évaluation de la température n'est alors que légèrement affectée par des données imprécises sur la pression. Ce qui se traduit physiquement par une pente raide dans le diagramme PT, et mathématiquement par une dérivée partielle $(\partial P/\partial T)_{\ln K}$ élevée.

En revanche, une réaction, exploitée comme géobaromètre doit avoir une pente douce dans le diagramme PT car elle doit être quasi indépendante de la température, ce qui se traduit par une dérivée partielle $(\partial P/\partial T)_{\ln K}$ faible.

Ces relations peuvent être démontrées en intégrant l'équation 11 exprimant les conditions d'équilibre pour une

$$P = \frac{-\Delta H_{PT} + T\,\Delta S_{PT} - RT\ln K}{\Delta V} + 1 \qquad \textbf{(Eq 11)}$$

Dans cette formulation, l'approximation $\int_{Po}^{P} \Delta V\, dP = (P-1)\ \Delta V$ est employée pour l'intégration du volume. Les termes pour les états de référence pour l'enthalpie $\Delta(\Delta_f H_{Po,To})$ et l'entropie $T\Delta S_{Po,To}$ ainsi que leurs termes correctifs représentant l'influence de la température T, $\int_{To}^{T} (\Delta C_P/T)\, dT$ sont combinés et écrits comme ΔH_{PT} et $T\,\Delta S_{PT}$.

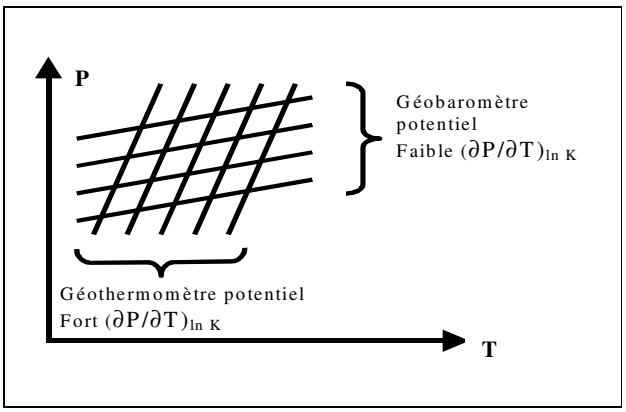


Figure 175 : Courbes schématiques des géothermomètres et des géobaromètres possibles dans le diagramme PT

En différenciant l'eq.12 par rapport à la température, et en laissant invariante la constante d'équilibre K, on obtient :

$$\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_{\ln K} = \frac{\Delta S_{PT} - R\ln K}{\Delta V} = \frac{\Delta H_{PT} + (P-1)\,\Delta V}{T\,\Delta V} \qquad (\textbf{Eq 12}\ \text{a))}$$

Pour les minéraux limites purs, la constante d'équilibre est égale à 1, soit ln *K* =0, et l'expression 12a s'écrit :

$$\left(\frac{\partial P}{\Delta T}\right)_{\ln K} = \frac{\Delta S}{\Delta V}$$ Relation de Clapeyron (cf 2.1.5) (Eq 12 b)

Une expression similaire est obtenue pour des minéraux dont les compositions sont fixes.

L'équation 12b est connue sous le nom **d'équation de Clausius-Clapeyron** et peut être exploitée pour déterminer la pente d'une réaction sur un diagramme PT. Les pentes de réaction sont dessinées pour des minéraux dont les compositions sont fixes, ie pour une constante d'équilibre à valeurs fixées … -2, -1 0, 1, 2,… : elles sont appelées **lignes isoplèthes.**

Une interprétation de l'eq. 14a montre que les géothermomètres doivent avoir des entropies et/ou enthalpies de réaction élevées par rapport à la variation de volume de la réaction,

En revanche, les géobaromètres potentiels doivent avoir un grand volume de réaction, comparé à ΔS et ΔH.

4.2.2. Approche ln K

Les dépendances de ln *K* en fonction de la pression et de la température peuvent être montrée de façon analogue, en intégrant puis en différenciant ln K, respectivement par rapport à T à pression constante, et par rapport à P à température constante.

$$\left(\frac{\partial \ln K}{\partial T}\right)_P = \frac{\Delta H_{PT} - (P-1)\Delta V}{RT^2} \qquad \textbf{(Eq 13 a))}$$

et

$$\left(\frac{\partial \ln K}{\partial P}\right)_T = -\frac{\Delta V}{RT} \qquad \textbf{(Eq 13 b))}$$

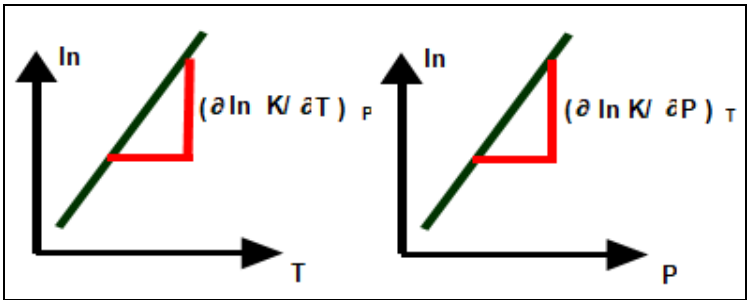


Figure 176 : Les équilibres minéraux employés comme géothermomètre ou géobaromètre Comportement en fonction de T ou P
Ceux qui sont employés comme géothermomètres doivent avoir des pentes raides dans le diagramme ln K= f(T) (à gauche) et les géobaromètres doivent avoir des pentes raides dans le giagramme ln K= f(P) (à droite).
Les erreurs sur ln K ne conduisent alors qu'à de faibles erreurs sur les estimations des températures et des pressions, respectivement.

L'équation 14a montre que l'estimation de la température est considérablement facilitée lorsque l'enthalpie de réaction est élevée car dans ce cas, ln *K* est très sensible à la température et les incertitudes sur la valeur de ln *K* ne répercutent que de faibles erreurs sur les températures estimées.
De manière analogue, l'eq. 14b montre que ln *K* est très sensible à la pression si la variation de volume de la réaction est élevée, et les incertitudes sur la détermination de ln *K* ne produisent alors que de faibles erreurs sur l'estimation de la pression.

La figure ci-dessus illustre schématiquement la dépendance de la constante d'équilibre par rapport à la pression et la température.

4.2.3. Sélection des Géothermomètres et Géobaromètres

Des réactions entre minéraux limites calibrées expérimentalement sont généralement les plus utilisées comme géothermomètres ou géobaromètres. Le tableau 1 en annexe reprend un certain nombre d'équilibres fréquemment appliqués. Pour une description et une discussion détaillées des géothermobaromètres, le lecteur intéressé pourra se diriger vers Essene (1982 ; 1989), Carswell et Harley (1990), et Spear (1993) qui n'a toujours pas répondu à mes mails.

Une autre possibilité pour calculer les conditions de la formation d'une association minérale est l'utilisation de données thermodynamiques « intrinsèquement compatibles ». Dans ce cas, des données calorimétriques fiables sont combinées avec des équilibres de phase déterminés expérimentalement pour définir des données thermodynamiques. Cette approche est basée sur les travaux de Helgeson et al (1978) et de Powell (1978) et a fourni des données fréquemment utilisées maintenant par Holland et Powell (1985, 1990) et Berman (1988, 1991). La base de données de Berman inclut des données thermodynamiques pour environ 80 minéraux et celle de Holland et Powell contient approximativement 130 minéraux limites. Cette différence résulte des critères légèrement plus restrictifs de choix employés par Berman. Les données thermodynamiques des minéraux qui sont communs aux deux bases de données coïncident raisonnablement bien.

5. GEOTHERMOMETRES

Les géothermomètres sont des réactions entre minéaux qui peuvent être utilisées pour obtenir par des calculs thermodynamiques une estimation de la température T de formation de la roche.

5.1 Conditions à remplir par un bon géothermomètre

La variation d'entropie de la réaction ΔS_r doit être élevée

La variation de volume ΔV_r doit être relativement faible

La réaction doit avoir pu être étudiée expérimentalement dans des conditions PT comparables à celles de la roche étudiée

La réaction doit ne pas être sensible aux éventuelles réactions chimiques qui interviennent dans la roche mère. Un bon géothermomètre est celui qui est applicable sur une large variété de roches avec différentes compositions

Le couple de minéraux en équilibre à la température T ne doit pas subir d'évolution lors du métamorphisme rétrograde pour représenter fidèlement l'avancement maximal du processus de métamorphisme supporté.

5.2 Types et exemples de géothermomètres

De nombreux équilibres réactionnels entre minéraux satisfont aux conditions énoncées ci-dessus. Néanmoins certains sont plus à même de fournir des réponses précises et justes sur leur température de formation. Ainsi, les réactions d'échange cationique sont particulièrement appréciées, telle la réaction d'échange Fe^{2+}-Mg^{2}, communément notée $FeMg_{-1}$.

5.2.1. Réactions d'échange cationique

La plupart des géothermomètres sont des ***réactions d'échange cationique***. En général, celles-ci sont des réactions à faible variation de volume ΔV mais à enthalpie ΔH et/ou entropie de réaction ΔS élevée.

Quelques géothermomètres sont basés sur l'échange entre le fer ferreux et le manganèse (Pownceby et al 1987) ou entre le nickel et le magnésium (Podvin 1988 ; Canil 1994), mais la majorité sont basés sur l'échange cationique $FeMg_{-1}$, entre le fer ferreux et le magnésium dans les minéraux ferromagnésiens.
Un bon exemple est le géothermomètre grenat-clinopyroxène (cf Råheim et Green 1974 ; Ellis et Green 1979 ; Pattison et Newton 1989) qui est fréquemment employé pour estimer la température de la formation des associations minérales dans les faciès des granulites et des éclogites :

$$\underset{\text{almandin}}{Fe_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{diopside}}{3\,CaMgSi_2O_6} = \underset{\text{pyrope}}{Mg_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{hédenbergite}}{3\,CaFeSi_2O_6}$$

Le caractère d'échange cationique Fe-Mg entre ces minéraux peut être mis en avant en ignorant tous les composants de système excepté le fer et le magnésium et en écrivant la réaction d'échange de la manière suivante :

$$3\ FeMg_{-1}^{G} = 3\ FeMg_{-1}^{Cpx}$$

où les exposant indiquent les minéraux grenat et clinopyroxène,

La constante d'équilibre pour cette réaction d'échange peut alors être écrite sous la forme :

$$\ln K = \left(\frac{a_{py}^{G} \cdot \left(a_{hed}^{Cpx}\right)^{3}}{a_{alm}^{G} \cdot \left(a_{di}^{Cpx}\right)^{3}} \right) \qquad \textbf{(Eq 14)}$$

où a_{py}^{G} est l'activité du pyrope dans le grenat,
a_{alm}^{G} est l'activité de l'almandin dans le grenat,
le grenat étant composé d'un mélange de pyrope et d'almandin
de même pour les clinopyroxènes
le coefficient stoechiométrique dans la réaction passe en exposant pour l'activité du minéral concerné.

Or, les activités des composants de phase dans les minéraux sont

$$a_{py}^{G} = (x_{Mg}^{G} \cdot \gamma_{py})^{3}, \qquad a_{alm}^{G} = (x_{Fe}^{G} \cdot \gamma_{alm})^{3}, \qquad \textbf{(Eqs 15)}$$
$$a_{di}^{Px} = x_{Mg}^{Px} \cdot \gamma_{di}\ , \qquad a_{hed}^{Px} = x_{Fe}^{Px} \cdot \gamma_{hed}\ ,$$

où x_i et γ_i sont respectivement les activités de mélange idéal du minéral limite i et le coefficient d'activité de i, la puissance représente le nombre d'atomes de l'élément en question dans la formule chimique du minéral (par exemple pour a_{py}^{G}, comme il y a 3 Mg^{2+}dans $Mg_3Al_2\ Si_3O_{12}$, la puissance est 3).
En remplaçant ces termes dans la relation de ln K, on obtient :

$$\ln K = 3\ \ln \left[\left(\frac{x_{Mg}^{G} \cdot x_{Fe}^{Px}}{x_{Fe}^{G} \cdot x_{Mg}^{Px}} \right) \cdot \left(\frac{\gamma_{py} \cdot \gamma_{hed}}{\gamma_{alm} \cdot \gamma_{di}} \right) \right] = 3\ (\ln K_D + \ln K_\gamma) \qquad \textbf{(Eq 16)}$$

Le coefficient de distribution K_D est formé par les activités des minéraux limites grenat et clinopyroxène dans un mélange idéal, et $K\gamma$ est le coefficient correcteur entre le mélange réel et le mélange idéal.

La distribution d'éléments entre les minéraux coexistants peut être graphiquement illustrée en exploitant le coefficient de distribution K_D. Quelques représentations les plus fréquemment rencontrées dans la littérature sont montrées en diapo. 4. Ces diagrammes peuvent être utilisés pour vérifier si les minéraux coexistants sont en déséquilibre ou pas. Ainsi, par exemple, si les compositions mesurées dans plusieurs couples grenat-clinopyroxène se trouvent toutes sur une ligne isoplèthe particulière, les minéraux ne sont probablement pas en déséquilibre. En revanche, des minéraux dont les compositions sont dispersées dans le diagramme K_D sont très probablement en déséquilibre.

Il est également possible que le comportement de mélange non-idéal des minéraux puisse conduire à la déviation d'une ligne isoplèthe particulière. Si c'est le cas, il y a cependant, généralement, une corrélation perceptible entre les valeurs de K_D et les compositions minérales.

Exemples

1- **Pôles olivine-orthopyroxène-spinelle-grenat**
La substitution $FeMg_{-1}$ entre deux ferromagnésiens peut être exploitée comme géothermomètre. La plupart des couples de pôles de minéraux issus de ces groupes de minéraux sont aujourd'hui parfaitement calibrés expérimentalement et peuvent être appliqués aux roches du manteau (ie les xénolithes du manteau, péridotites ou péridotites à grenat), ainsi que pour les roches de faciès à granulites ou à éclogites.

2- **Clinopyroxène-grenat : almandin + 3 diopside = pyrope + 3 hedenbergite**
Ce sont parmi les géothermomètres les mieux calibrés et les plus exploités. En particulier cette réaction (Ellis et Green (1979)) est très largement utilisée pour déterminer la température de formation des roches dans le domaine des éclogites, des péridotites à grenats et dans celui des granulites au-dessus des amphibolites d'origine métabasique.

3- **Grenat-biotite : almandin + phlogopite = pyrope + annite**
Ce géothermomètre est quasiment à l'origine de la géothermométrie. Il a subi depuis pas moins de 22 calibrations différentes, dont la plus reconnue est celle définie par Ferry et Spear (1979). Ce géothermomètre est particulièrement adapté aux métapélites à faciès amphibolite.

5.2.2. Réactions faisant intervenir une phase liquide ou réaction de solutés

Les domaines de miscibilité ou de soluté entre minéraux coexistants sont de temps en temps employés comme géothermomètres (par exemple clinopyroxène-orthopyroxène, feldspath plagioclase-alcalin, calcite-dolomite), lorsqu'une phase fluide intervient. Ils sont désignés sous le nom **de thermomètre de solutés.** Dans ce cas, on utilise les diagrammes de phase température-composition, et la température est simplement estimée en définissant la position de la température du soluté qui correspond à la composition minérale mesurée.

Ils sont principalement utilisés comme géothermomètre car ils ont une variation de volume ΔVr paticulièrement faible.
Thermodynamiquement, l'expression de l'équilibre s'écrit simplement :

$$\Delta G°_r = - RT\ln K + \Delta Vs\,(P-1) \qquad \textbf{(Eq 17)}$$

K peut alors être obtenu par le calcul des activités des pôles minéraux après analyse du composé et détermination des concentrations de ces pôles.
ΔVs peut être négligée car très faible.
La température T peut alors être déterminée.

Mais, attention l'erreur sur les températures estimées peut être grande car une faible incertitude sur la composition minérale mesurée peut mener à de grandes variations de température. Cela vaut particulièrement pour des solutés de pentes raides. De plus, la position d'un soluté ou d'un domaine de miscibilité peut changer avec la pression.

Les réactions ne sont généralement pas aussi exploitées en tant que géothermomètre que les réactions d'échange cationique, car la teneur en fluide des phases présentes ne sont généralement pas connues. En fait, c'est lorsque la température T de formation de la roche est connue par d'autres méthodes et qu'une réaction impliquant une phase fluide (par exemple déshydratation ou décarbonatation) est connue intervenir à la même température, que les coefficients d'activité des espèces fluides impliquées peuvent être déterminés.

D'un autre côté si la composition du fluide est connue (comme pour l'étude des inclusions fluides), alors la température T peut être déterminée. La relation utilisée dans les deux cas est :

$$\Delta G°_r = - RT\ln K$$

Nota

Pour les réactions de déshydratation et de décarbonatation, il est juste de poser $\Delta Vs = 0$.

Exemple : **Thermomètre magnétite - ilménite**
Dans le système ternaire Fe-Ti-O, il y a deux réactions :

$$Mgt + O_2 = Hm \qquad \text{sensible à la fugacité de l'oxygène } fO_2$$

$$Usp + Hem = Mgt + Ilm \qquad \text{sensible à la température}$$

Il est ainsi possible de calculer a_{usp} dans la solution solide de magnétite Mgt et a_{Hm} dans la solution solide d'ilménite à partir des analyses des deux phases et de déterminer T et fO_2 graphiquement à partir des isoplètes.

5.3 Précautions

1- Les géothermomètres ne doivent être utilisés que pour des roches formées sous des conditions PT comparables à celles pour lesquelles le géothermomète a été calibré expérimentalement.

2- La plupart des calibrations expérimentales ont été définies pour des minéraux purs (exemple : almandin, pyrope, diopside, hédenbergite, etc…). Cependant, les minéraux naturels sont souvent des solutions solides complexes qui peuvent inclurent d'autres composants (par exemple, grossulaire et spessartine en substitution dans un grenat mélange de pyrope et almandin, Tschermakite dans les clinopyroxènes, etc…). Puisque comme l'indique la relation $a_i = x_i.\gamma_i$, la connaissance de l'activité de mélange idéale "x_i" du composant étudié almandin ou pyrope dans l'exemple des grenats ci-dessus) est insuffisante pour déterminer l'activité de ce composant, puisque le coefficient d'activité "γ_i" reste indéterminé. Malheureusement, les valeurs de "γ_i" ne sont jamais connues, ce qui conduit de nombreux chercheurs a simplifié le problème en considérant que le comportement de ces minéraux naturels répondent aux modèles du mélange idéal ou du mélange sur sites (ce qui permet de poser $\gamma_i = 1$). Cette approximation ou plus exactement cette modélisation peut être la source d'erreur très importante sur la détermination de la température de formation de la roche étudiée. Il est donc nécessaire d'appliquer un géothermomètre à des minéraux dont les compositions sont aussi proches que possibles de celles des minéraux qui ont été utilisés dans la calibration. Par exemple, il n'est pas envisageable d'utilisé le géothermomètre d'échange Fe-Mg entre les grenats et les biotites si le grenat est trop riche en grossulaire.

3- Equilibre rétrograde
Il n'est pas rare que des minéraux voient leur composition évoluer après le pic de température du métamorphisme. Ces évolutions peuvent être dues soit à des réactions d'échange cationique comme cela intervient pour Fe et Mg dans les ferromagnésiens, soit à des réactions de transferts de masse. Dans le cas des grenats ce phénomène conduit à la zonation des grenats avec des zones plus riches en Fe et d'autres plus riches en Mg et à une zone superficielle dite rétrograde.
La réaction

$$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KAlSi_3O_8 + H_2O = Al_2SiO_5 + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 2\ SiO_2$$

se produit lors de l'évolution rétrograde. Grenat et biotite développent tous deux de nouvelles compositions conduisant à la zonation des grenats.

Pour minimiser les effets de ce rééquilibrage lors de l'évolution rétrograde et obtenir des valeurs de T aussi proches que possibles de la température du degré maximal de métamorphisme, il est préférable d'exploiter uniquement des échantillons riches en biotite et pauvres en grenat. La vitesse de diffusion de Fe^{2+} et de Mg^{2+} est nettement plus rapide dans la biotite que dans le grenat, rendant ainsi la biotite plus sensible aux variations de composition rétrogrades que les grenats. Mais si la roche est très riceh en biotite et pauvre en grenats, ces derniers ne pourront que faiblement venir « polluer » la matrice riche en biotite.

Alors qu'une roche riche en grenat et pauvre en biotite va voir sa composition fortement modifiée et rendre la roche inexploitable.

Géothermomètre à échange cationique

Réaction	Faciès	Calibrages et commentaires
grenat-biotite alm + phl = py + ann	amph, schistes verts	Ferry et Spear (1978), Hodges et Spear (1982), Perchuk et Lavrent'eva (1983), Ganguly et Saxena (1984), Indares et Martignole (1985), Williams et Grambling (1990), Dasgupta et autres (1991), Bhattacharya et autres (1992), Geesmann et al 1997
grenat-clinopyroxène alm + 3 di = py + 3 hed	Granulites, éclogites	Ellis et Green (1979), Powell (1985), Krogh (1988), Pattison et Newton (1989), Perkins et Vielzeuf (1992)
grenat-orthopyroxene py + 3 forstérite = alm + 3 enstatite	Granulites, éclogites	Sen et Bhattacharya (1984), Lee et Ganguly (1988), Bhattacharya et al (1991)
grenat-cordiérite 2 alm + 3 cd = 2 py + 3 fcd	granulites	Perchuk et Lavrent'eva (1983) Bhattacharya et al (1988)
grenat-amphibole 4 alm + 3 parg 3 = 4 py + 3 Fe-parg	Amph, éclogites	Graham et Powell (1984)
grenat-chlorite 5 alm 5 + 3 clin = 5 py + 3 daph	schistes verts, schistes bleus	Ghent et al (1987), Grambling (1990)
grenat-phengite alm + 3 cel = py + 3 Fe-cel	Amph, schistes bleus, éclogites	Krogh et Råheim (1978), Green et Hellman (1982)
grenat-olivine 2 alm + 3 fo = 2 py + 3 fay $(FeMg_{-1})$ $Mg_3Al_2Si_3O_{12} + Ni_2SiO_4 = Ni_3Al_2Si_3O_{12} + Mg_2SiO_4$ $(NiMg_{-1})$	Granulites, éclogites éclogites	Kawasaki et Matsui (1977), O'Neill et Wood (1979 ; 1980) Canil (1994)
olivine-orthopyroxene fo + fs = fay + en $(FeMg_{-1})$ $Mg_2SiO_4 + 2\ NiSiO_3 = 2\ Ni_2SiO_4 + MgSiO_3$ $(NiMg_{-1})$	éclogites	Podvin (1988)
grenat-ilménite alm + 3 py = spss de + 3 ilm	Amph, granulites	Pownceby et al (1987a, b)
biotite- mica blanc phl + mu = cel + east	schistes verts, amph	Hoisch (1989)
amphibole-plagioclase-quartz ed + 4 q = tr + ab parg + 4 q = hb + ab	amph	Blandy et Holland (1990 , 1992a, b), Hammarstrom et Zen (1992), Rutherford et Johnson (1992), Poli et Schmidt (1992), lHolland et Blandy (1994)
Oxydes Fe-Ti	Amph, granulites	Powell et Powell (1977a), Andersen et Lindsley (1988), Sack et Ghiorso (1991), Ghiorso et Sack (1991)

Géothermomètres à solutés		
Réaction	**Faciès**	**Calibrages et commentaires**
Clinopyroxène-orthopyroxene	Granulites, éclogites	Saxena (1976), Davidson et Lindsley (1985), Bertrand et Mercier(1985), Brey et Köhler (1990)
plagioclase-feldspath alcalin	Amph, granulites	Powell et Powell (1977b), Brown et Parsons (1981 ; 1985), Fuhrman et Lindsley (1988), Elkins et Grove (1990), Hovis et al(1991), Kroll et al (1993)
calcite-dolomite	schistes verts	Powell et al (1984), Anovitz et Essene (1987a)
muscovite-paragonite	schistes verts	Eugster et al (1972), Chatterjee et Flux (1986), Vance et Holland (1993)

Table 15 : Principaux couples Géothermomètres

6. GEOBAROMETRES

6.1 Généralités

Déterminer la pression est souvent plus difficile que le calcul de la température, ainsi les géobaromètres fiables sont sensiblement moins nombreux que les géothermomètres.

Un bon géobaromètre est celui qui est sensible aux variations de pression et relativement insensible aux variations de température.
En pratique, les réactions métamorphiques utilisées comme géobaromètres ont des variations de volume ΔV_r importantes puisque $\partial \ln K/\partial P = -\Delta V°_r/RT$, et une faible variation d'entropie ΔS_r puisque $\partial \ln K/\partial T = \Delta H°_r/RT^2$.
Les meilleures réactions qui répondent à ces critères sont des réactions solide-solide, en paticulier les réactions de transition polymorphique.

Toutefois, l'utilisation de ces réactions de transition polymorphique ne peuvent être exploitées que pour des types de roches aux compositions très particulières.

6.2 Géobaromètres usuels

Les réactions de transfert de masse, dans lesquelles les cations voient leur degré de coordination évoluer au cours de la réaction sont fréquemment utilisés comme géobaromètres car le ΔV de réaction qui leur est associé est souvent élevé :

Voici un exemple de géobaromètre fréquemment utilisé:

$$\underset{\text{2 cyanite}}{2\,Al^{[6]}Al^{[6]}SiO_5} + \underset{\text{grenat}}{Ca\,Al^{[6]}Al^{[6]}Si_3O_{12}} + \underset{\text{quartz}}{SiO_2} = \underset{\text{3 annite}}{3\,Ca\,Al^{[4]}Al^{[4]}Si_2O_8}$$

où les indices supérieurs indiquent les degrés de coordination des cations dans les tétraèdres [4] et octaèdres [6], AlO_4. Cette réaction est connue sous le nom de **géobaromètre GASP (Grossulaire-Aluminosilicate-SiO_2- Plagioclase)** et a été calibrée par plusieurs scientifiques (Gand 1976 ; Newton et Haselton 1981 ; Ganguly et Saxena 1984 ; Koziol et Newton 1988).

Nota

Ces réactions sont traditionnellement écrites avec à droite les minéraux de haute pression.

Autres exemples

1- **Anorthite = grossulaire + aluminosilicate + quartz**
C'est le géobaromètre le plus utilisé pour le domaine des métapélites. Il est basé sur la calibration de Ghent (1976) et les calculs de Newtone et Haselton (1981) et Perkins et al (1982).
Son principal inconvénient réside dans la faible teneur moyenne en grossulaire des roches métapélitiques, et impose d'extrapoler la valeur de $X_{grossulaire}$, alors beaucoup plus faible que les valeurs expérimentales

2- **Ilmenite + cyanite + Quartz = Almandin + Rutile (géobaromètre GRAIL)**
C'est l'un des géobaromètres les plus utilisés dans le domaine des métapélites depuis que Bohlen et al (1982) ont montré que la réversibilité de la réaction était très faible. Son intérêt premier réside dans le fait que le grenat dans les métapélites est très riche en almandin, permettant de s'affranchir de toute extrapolation, source d'erreurs.

Géobaromètres à transfert de masse

Réaction	Faciès	Calibrages et commentaires
Grenat-Al_2SiO_5- plagioclase-quartz 2 Al_2SiO_5 + gr + q = 3 an	amph, granulites	"baromètre " Ghent (1976), Newton et Haselton (1981), Ganguly et Saxena (1984), Hodges et Crowley (1985), Koziol et Newton (1988), McKenna et Hodges (1988)
grenat-plagioclase-biotite-mica blanc alm + gr + mu = 3 an + ann py + gr + mu = 3 an + phl	amph	« Baromètre Ghent et Stout » Ghent et Stout (1981), Hoisch (1991)
grenat-plagioclase-pyroxène-quartz 2 py + gr + 3 q = 3 an + 3 en (opx) py + 2 gr + 3 q = 3 an + 3 di (cpx)	granulites	Newton et Perkins (1982), Perkins et Chipera (1985), Moecher et al (1988), Eckert et al (1991)
grenat-plagioclase-rutile-ilménite-quartz gr + 2 alm 2 + 6 rt = 6 ilm + 3 an + 3 q	amph, granulites	« baromètre GRIPS" Bohlen et Liotta (1986), Anovitz et Essene (1987b)
Grenat-rutile-Al_2SiO_5- ilménite-quartz alm + 3 rt = 3 ilm + Al_2SiO_5 + 2 q	Amph, granulites	"baromètre de GRAIL" Bohlen et al (1983), Ghent et Stout (1984), Koziol et Bohlen (1992)
grenat-orthopyroxene-clinopyroxène-plagioclase-quartz py + di + q = 2 en + an alm + hed + q = 2 fs + an	granulites	Paria et al (1988)
Grenat–mica blanc-biotite-sillimanite-quartz mu + alm = ann + 2 sill + q	Amph, granulites	Holdaway et al (1988), Hoisch (1990, 1991)
grenat-plagioclase-hornblende-quartz 3 ab + 6 an + 3 tr = 3 parg + 2 gr + py + 18 q 3 ab + 6 an + 3 ftr = 3 parg + 2 gr + alm +18q 3 tr + 6 an = 3 hb + 2 gr + py + 6 q ftr 3 + 6 = un hb 3 + gr 2 + alm de + gra 6 q	Amph, schistes bleus, granulites	Kohn et Spear (1989) Kohn et Spear (1990)
grenat-cordiérite-sillimanite-quartz 3 cd = 2 py + 4 sill + 5 q 3 fcd = 2 alm + 4 sill + 5 q	Amph, granulites	Newton et Wood (1979), Harris et Holland (1984), Aranovich et PodlesskIII (1983)
pyroxène-plagioclase-quartz ab = jd + q an = cats + q	Schistes bleus, éclogites granulites	Holland (1980), Hemmingway et al (1981), Gasparik et Lindsley (1980) Gasparik (1984)
pyroxène-olivine-quartz 2 fs = fay + q	granulites	Bohlen et aL (1980), Bohlen et Boettcher (1981)
Mica blanc-pyroxène-cyanite Pa = jd+ ky + H2O	Schistes bleus, éclogites	Holland (1979)

Autres géobaromètres		
Réaction	**Faciès**	**Calibrages et commentaires**
sphalérite-pyrrhotite-pyrite	Schistes verts	Fe-contenu dans la sphalérite est en équilibre avec la pyrite et la pyrrhotite hexagonale Scott (1973 ; 1976), Hutcheon (1978), Banno (1988), Bryndzia et al (1988 ;1990), Toulmin et al (1991)
Baromètre à phengite Teneur en Al de la phengite Tenur en Si de la phengite	 Amph, éclogites, schistes bleus, schistes verts éclogites, schistes bleus,	 Velde (1967), le Powell et l'Evans (1983), Massone et Schreyer (1987) Massone et Schreyer (1989)
Baromètre à hornblennde Teneur en Na de la hornblende en présence d'épidote, de plagioclase, de chlorite et d'oxyde de fer Teneur en Al de la hornblende	 schistes verts, schsistes bleus, éclogites Roches granitiques	 Brown (1977) Hammerstrom et Zen (1986), Hollister et al (1987), Johnson et Rutherford (1989)
Baromètre aux Al -orthopyroxènes Teneur en Al dans l'orthopyroxene coexistant avec le grenat (dans le système CFMAS)	Granulites, éclogites	Harley (1984), Nickel et Green (1985), Finnerty et Boyd (1987), Brey et Köhler (1990)
Baromètre à la Ca-olivine Teneur en Ca dans l'olivine coexistant avec le clinopyroxène	éclogites	Köhler et Brey (1990)

RAPPELS

q :	quartz	an :	annite	alm :	almandin
py :	pyrope	sill :	sillimanite	rt :	rutile
ilm :	ilmnéite	tr :	trémolite	cd :	cordiérite
fcd :	ferro cordiérite	parg :	pargasite		hb : hornblende
ab :	albite	jd :	jadéide	fs :	forstérite
fay :	fayalite	cast :	pyroxène Ca de TSCHERMAK		$CaAl[SiAl]O_6$
ky :	cyanite				

Table 16 : Principaux couples Géobaromètres

3- **Calcite = aragonite**

Malgré les bonnes calibrations réalisées par Johannes et Puhan (1971) et Carlcon et Rosenfeld (1981), il n'est pas fréquemment utilisé pour les roches métamorphiques communes à cause de la facilité qu'a l'aragonite à se retransformer en calcite. Bref, même si pour des roches dont le métamorphisme est intervenu pour des pressions correspondantes au domaine d'existence de l'aragonite, celle-ci n'est que rarement préservée, remplacée par la calcite lors de son élévation vers la surface. On ne peut l'exploiter que lorsque la préservation de l'aragonite est plus favorisée comme dans les roches métamorphisées rapidement élevées sous de basses températures (au-dessous de 180°C d'après Carlson et Rosenfeld (1981)), c'est-à-dire dans le domaine basse température des schistes bleus.

4- **Albite = jadeite + quartz**
C'est l'un des géobaromètres les plus utilisés dans les domaines des schistes bleus et des éclogites. Les solutions solides dans les clinopyroxènes et les feldspaths plagioclases rendent ce baromètre facilement exploitable aussi bien dans les roches métabasiques, métapélitiques que dans les roches granitiques ou arkosiques.

6.3 Utilisation des géobaromètres pour estimer des pressions maximales ou minimales

Il arrive parfois que les phases qui interviennent dans une réaction géobarométrique ne soient pas toutes présentes dans la roche étudiée. Dans ce cas, les géobaromètres peuvent encore être utilisés, mais seulement pour estimer soit une pression maximale, soit une pression minimale, à température T donnée.
Par exemple, si une roche contenant de la jadéite donne du clinopyroxène et du quartz, mais pas d'albite, alors la composition du clinopyroxène (ou le composé qui renferme la jadéite) peut être utilisé pour déterminer un minimum de pression en calculant l'isoplète approprié pour la réaction Jadéite + Quartz = Albite. D'une manière analogue, si la roche contient du clinopyroxène et du plagioclase, mais pas de quartz, alors la même réaction peut être utilisée pour donner cette fois, la pression maximale du métamorphisme.

7. CALIBRAGE

7.1 Définition

Le calibrage est la détermination empirique d'une loi mathématique simple, qui relie la composition à la température dans le cas d'un géothermomètre, ou à la pression dans le cas d'un géobaromètre.

7.2 Différents types de géothermomètre-géobaromètre

Il existe deux types de calibrage basés sur la teneur en élément de référence. De même que l'on parle des colorations idiochromatiques lorsque l'élément colorant est l'un des composants de base du minéral, ou allochromatiques lorsque l'élément colorant n'est présent que sous la forme d'impuretés ou de traces dans le minéral hôte, on distingue les géothermomètres (ou géobaromètres) dont les éléments sont soit des éléments constitutifs du minéral étudié, soit des traces ou inclusions.
Dans le cas d'un géothermomètre ou géobaromètre constitutif du minéral, l'expression du calibrage fait traditionnellement intervenir la constante de distribution K_D. Par exemple dans le cas de la transition « $FeMg_{-1}$ », K_D s'exprime sous la forme $K_D = (Fe/Mg)_{produit}/(Fe/Mg)_{réactif}$.

Dans le cas d'un géothermomètre ou géobaromètre présent sous forme d'exclusions ou de traces, l'expression du calibrage fait intervenir directement la concentration en cet élément, le plus souvent exprimée en ppm (partie par million ou gramme par tonne). Par exemple dans ce type de géothermomètre, nous pouvons rencontrer :

- La pénétration de l'yttrium Y dans les grenats en présence de monazite qui est très sensible à la température (Pyle et al 2001)

- La teneur en zirconium Zr du rutile en inclusion dans les grenats et pyroxènes (Zack, Moraes et Kronz 2004)

Pour de telles inclusions, il est souvent préférable d'utiliser des grenats à croissance porphyroblastique, c'est à dire que le grenat a piéger au cours de sa formation des microminéraux présents antérieurement, car les coefficients de diffusion des éléments dans les grenats sont particulièrement faibles, même au-delà de 1150°C (Moraes et al). Les grenats sont donc des minéraux qui ont la faculté de figer les caractéristiques des minéraux qu'ils ont piégés lors de leur croissance.

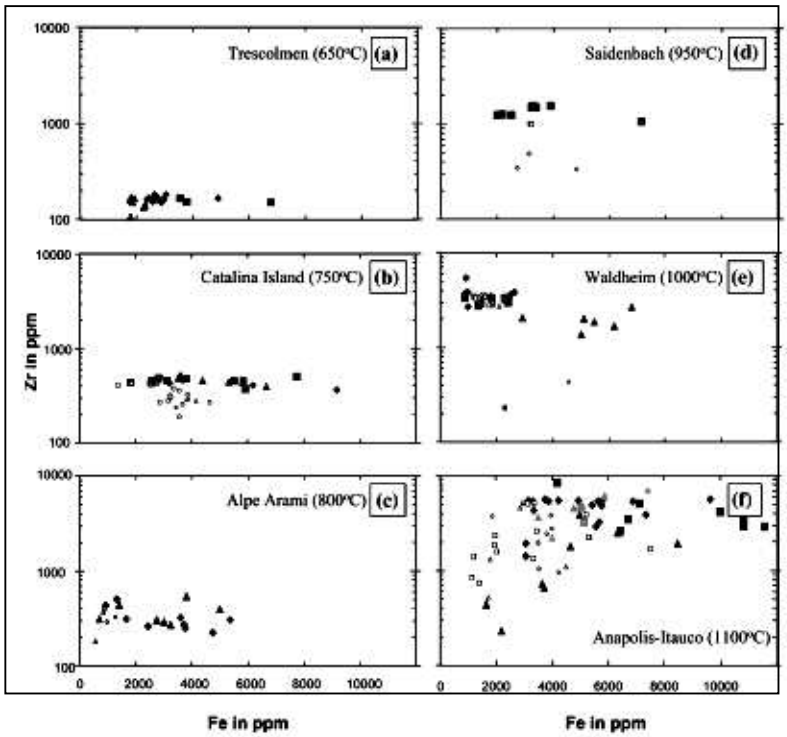


Figure 177 : Détermination de la composition d'un grand nombre d'échantillons issus de 6 localités différentes.

7.3 Détermination du calibrage

7.3.1. Etape 1 Echantillonnage

Le calibrage d'un géothermomètre (ou géobaromètre) est basé sur l'exploitation d'un grand nombre d'échantillons prélevés sur des terrains distincts etqui ont été particulièrement étudiés, ie dont les détails pétrographiques et thermobarométriques ont été publiés.

7.3.2. Etape 3 Exploitation des analyses

Exploitation de la zonation

L'exploitation de la zonation dans un minéral est particulièrement intéressante car nous pouvons considérer la température identique dans tout le minéral. Ainsi la zonation fournit à température donnée, une corrélation entre la composition (teneur en élément de trace, ou K_D) et la pression.

7.4 Exemples de calibrages

Comme nous pouvons le voir sur la diapo 7, un même géothermomètre ou géobaromètre (géothermomètre d'échange d'ions $FeMg_{-1}$ entre grenat et biotite et géobaromètre GASP dan s cet exemple), fournissent autant de droites qu'il y a d'auteurs. Or ces droites sont les expressions géométriques des calibrages mathématiques de ces réactions géothermobarométriques.

1- **Géothermomètre grenat-biotite**

a) $T°C = (2740 + 23,4P)/(\ln K_D + 1,56) – 273$

b) $\ln K_D = - 2109/T(K) + 0,782$ (Spear) diapo 6

avec $K_D = (Fe/Mg)_{Grt}/(Fe/Mg)_{Bt}$ et P en kbar

2- **Géothermomètre grenat-cordiérite**

$T°C = (2725 + 15.5P)/(\ln K_D + 0.896) - 273$

avec $K_D = (Fe/Mg)_{Grt}/(Fe/Mg)_{cd}$
et P en kbar

3- **Géothermomètre grenat-orthopyroxène**

$T°C = (1882 + 705X_{Ca} + 11.50P)/(\ln K_D + 0.986) - 273$

avec $K_D = (Fe/Mg)_{Grt}/(Fe/Mg)_{Opx}$ et $X_{Ca} = Ca/(Fe+Mn+Mg+Ca)$ dans le grenat
et P en kbar

4- **Géothermomètre aux deux pyroxènes**
Basé sur la distribution de $Mg_2Si_2O_6$ entre les ortho et les clinopyroxènes

$T°C = 7341/(\ln K + 3.355 + 2.44X_{Fe}) - 273$ (Wells 1977)

avec $X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$ dans les orthopyroxènes
$K = a_{(en,Opx)}/a_{(en,Cpx)} = (X_{(Mg,M2)}.X_{(Mg,M1)})_{Opx}/(X_{(Mg,M2)}.X_{(Mg,M1)})_{Cpx}$

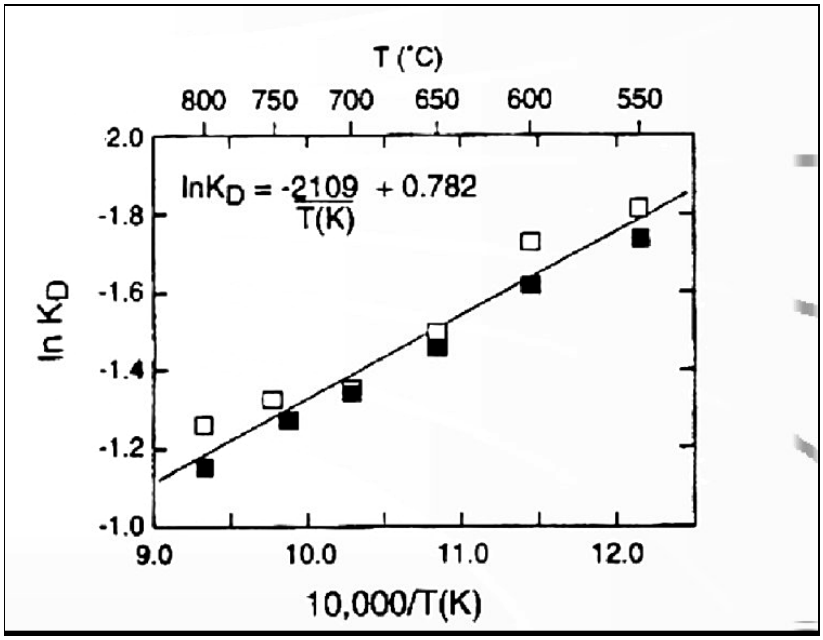


Figure 178 : Exemple de calibration du géothermomètre grenats-biotites (Ferry et Spear 1978)

8. SOURCES D'ERREURS

8.1 Précision et exactitude des géobaromètres

8.1.1. Exactitude

L'exactitude est la caractéristique qui indique si les résultats sont proches de la températur ou de la pression réelle du métamorphisme. Elle est généralement assez difficile à déterminer sans les expériences dont les géothermobaromètres sont parfaitement décrits, et les données thermodynamiques des phases présentes (ie activités, coefficients d'activité, entropie, enthalpie, ΔV… etc) parfaitement déterminées.

8.1.2. Précision

La précision est simplement la qualité de reproductibilité des résultats.

Par exemple, si vous appliquez un thermobaromètre à une roche en utilisant les compositions chimiques de deux minéraux adjacents dans l'équilibre texturant, vos résultats seront très précis dès que vous obtiendrez les mêmes valeurs en appliquant le même thermogéomètre à deux autres grains voisins dans la même roche. En général, la plupart des géothermomètres sont une précision de +- 50°C (voire +- 25°C pour le géothermomètre Grenat-Biotite appliqué dans les roches du faciès amphibolite). La plupart des géobaromètres ont une précision de +- 1 kbar.

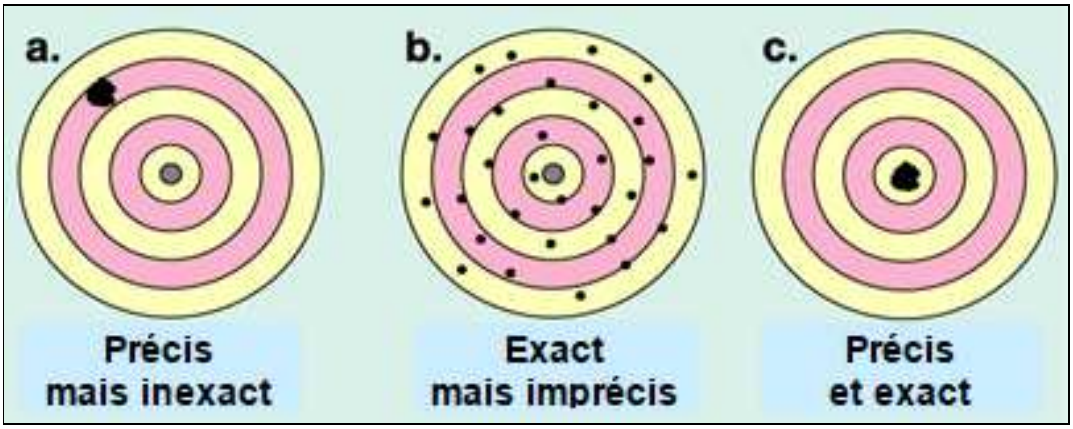


Figure 179 : Précision et exactitude

9. ERREURS ADDITIVES

En principe, l'application des géothermomètres et des géobaromètres est simple.

Les variables d'état thermodynamiques exigées telles que l'enthalpie, l'entropie, etc, sont raisonnablement bien connues pour la plupart des minéraux, et les compositions minérales peuvent être obtenues par analyse à la microsonde électronique, Néanmoins, il y a divers pièges qui peuvent considérablement affecter l'applicabilité des résultats géothermobaromètriques :

Les techniques géothermomètriques et géobaromètriques ne peuvent être appliquées aux roches que si les textures du minéral et les relations paragénétiques dans les roches sont bien comprises, et, de plus, s'il peut être démontrer que les associations de minéraux concernées ne sont pas en déséquilibre ;

l'application des méthodes géothermobaromètriques à des associations en déséquilibre non identifié est probablement la plus grande source d'erreur de toute évaluation du couple de conditions de formation PT.

Malheureusement, il n'est pas possible de prouver l'équilibre de manière incontestable, mais il existe toutefois quelques critères susceptibles de nous renseigner sur une éventuelle situation de déséquilibre (Seifert 1978 ; Lance et Paon 1989). Cette analyse doit toujours être faite avant toute étude géothermobaromètrique.
Dans le reste de ce chapitre nous considèrerons toujours que les associations de minéraux étudiées sont en équilibre.

En dépit du caractère quantitatif apparent de toutes les méthodes géothermobaromètriques, les résultats obtenus par ces études peuvent être tout à fait incertains, Et ce, pour diverses raisons :

- La première est liée au calibrage du géothermomètre ou du géobaromètre. Pour des raisons de temps, les recherches expérimentales sont fréquemment réalisées pour des conditions PT données, très différentes de celles pour lesquelles le thermomètre ou le baromètre ont été définis. Par exemple, le thermomètre grenat-biotite a été essentiellement calibré aux températures excédant 600°C (Ferry et Spear 1978). Mais il est souvent appliqué aux associations qui se sont formés à des températures beaucoup plus basses, par extrapolation sur un grand domaine de conditions PT, conduisant ainsi à de grandes incertitudes sur les résultats obtenus

- Les paramètres chimiques ou physiques du cristal peuvent avoir une grande influence sur les évaluations de la température et/ou de pression. Par exemple, Putnis et Holland (1986) ont démontré que la position PT de la réaction

$$\underset{\text{enstatite}}{Mg_2Si_2O_6} + 2\ \underset{\text{sillimanite}}{Al_2SiO_5} + \underset{\text{quartz}}{SiO_2} = \underset{\text{cordiérite}}{Mg_2Al_4Si_5O_{18}}$$

dépend fortement du degré d'ordre/désordre (Al, Si) sur les sites tétraédriques dans la cordiérite. Dans les conditions des facies des granulites aux alentours de 950°C, il peut y avoir une différence atteignant 3 kbar sur le positionnement de la réaction dans l'espace PT (flèche sur figure ci-après), ce qui correspond à une différence d'environ 10 kilomètres sur l'évaluation de la profondeur de formation de la cordiérite. Les degrés d'ordre, dans le feldspath, le pyroxène, la cordiérite, etc. , peuvent donc considérablement affecer les déterminations du couple PT. Avant toute application d'un thermomètre ou baromètre particulier, l'utilisateur doit tout d'abord estimer le degré d'ordre dans les minéraux.

- Beaucoup de minéraux contiennent simultanément du fer ferrique Fe^{3+} et du fer ferreux Fe^{2+}. La manière dont le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} est déterminé peut avoir une influence certaine sur les résultats de l'évaluation des conditions PT. Il est recommandé que le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} d'un minéral particulier soit toujours estimé en employant la même méthode afin de permettre au moins, la comparaison des évaluations des conditions PT d'une étude à l'autre.

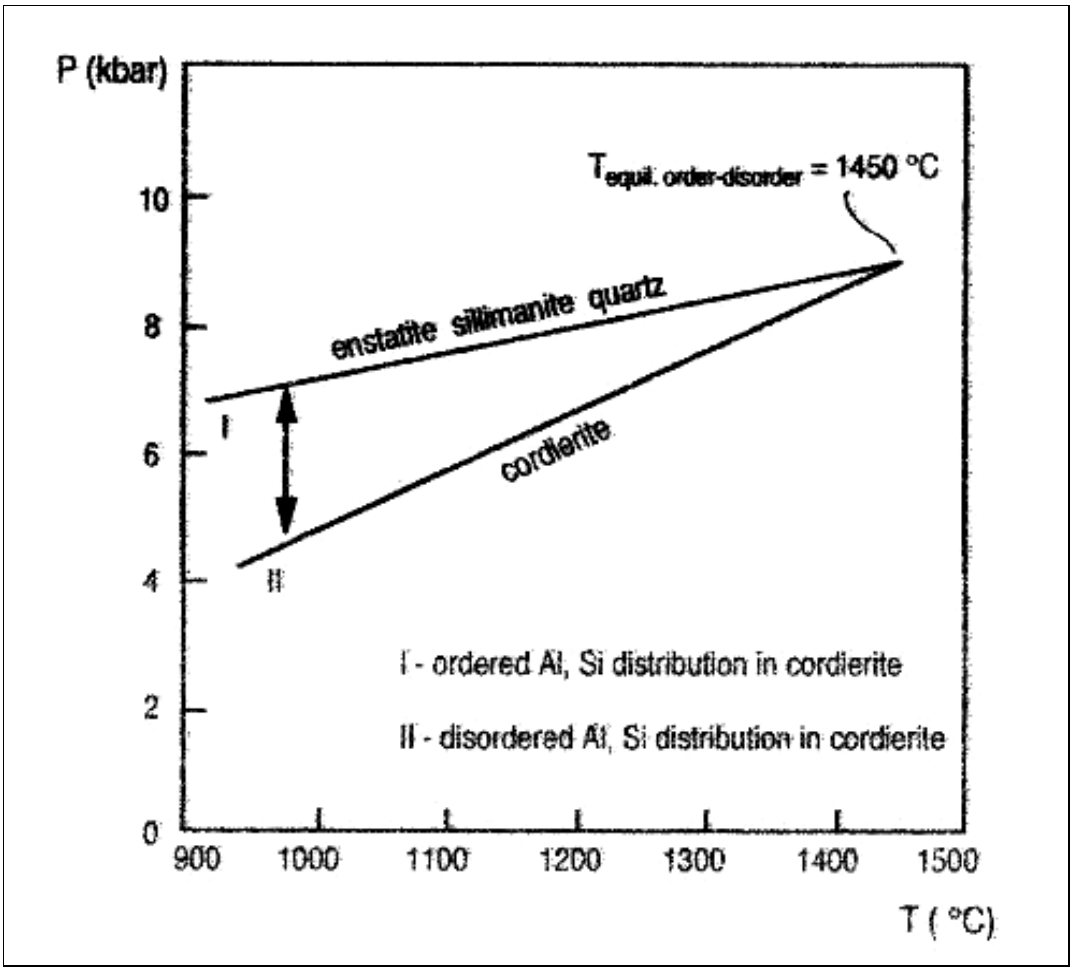


Figure 180 : Influence du degré d'ordre dans la cordiérite sur la position PT de la réaction enstatite +2 sillimanite + quartz = cordiérite dans le système MgO-Al 2O3 - SiO2 d'après Putnis et Holland 1986)

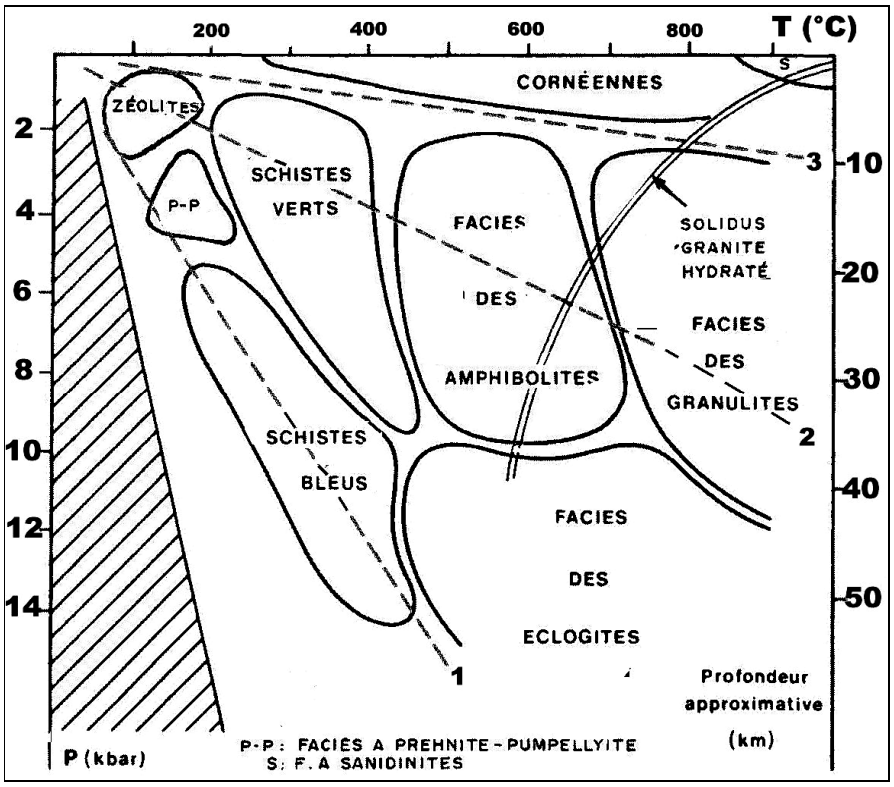


Figure 181 : Différents faciès métamorphiques en fonction de la pression et de la température
Les couples géothermobarométriques et leurs calibrations doivent être choisis en fonction du domaine de formation de la roche étudiée.

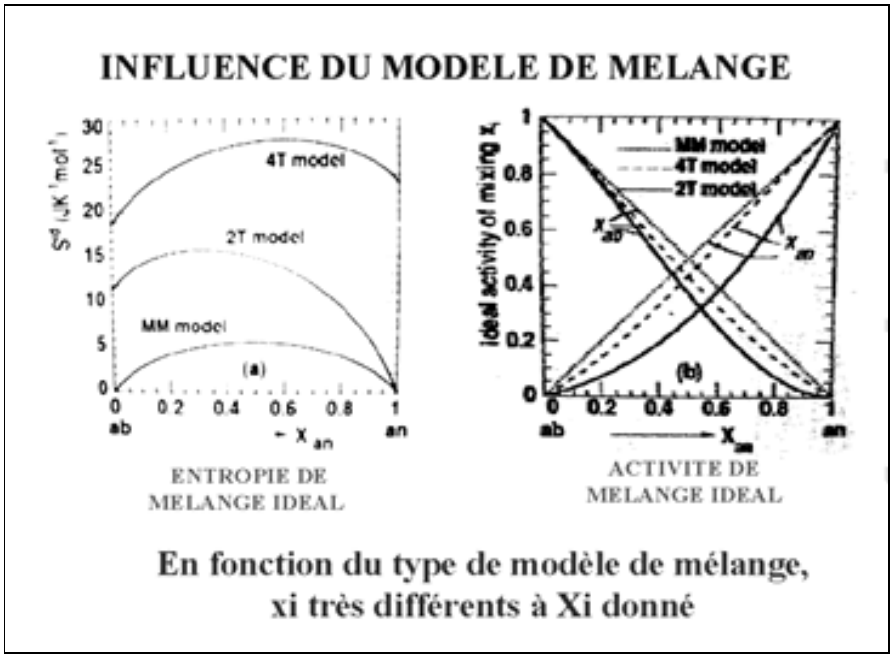


Figure 182 : Influence du modèle sur la détermination des données thermodynamique en fonction de la composition
Le modèle et la calibration doivent être choisis de manières judicieuses pour bien respecter le cas réel et fournir des valeurs de PT les moins erronées possibles

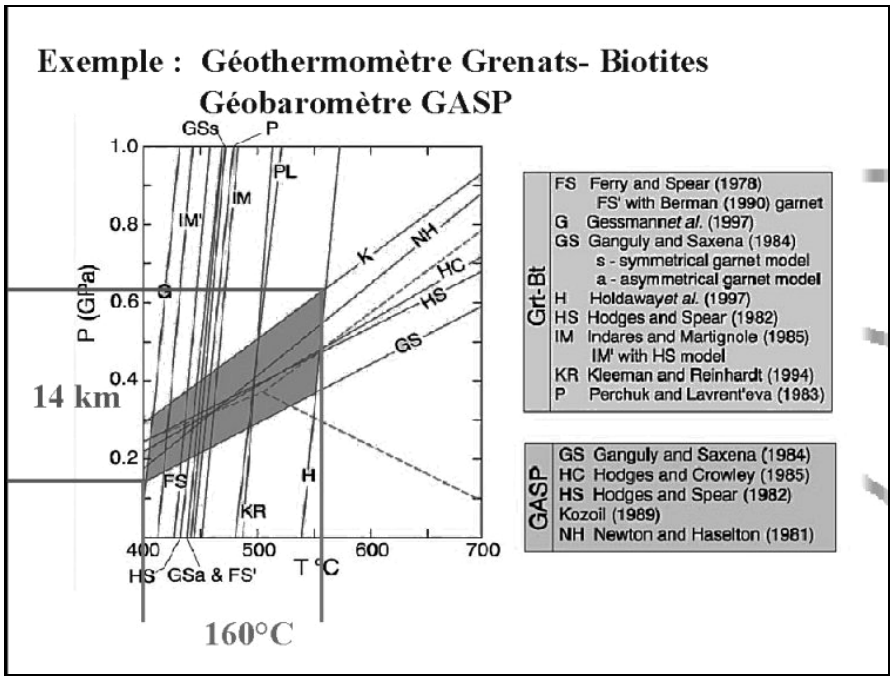


Figure 183 : Influence des erreurs dues aux calibrations sur la détermination des conditions PT

La forme des relations a-x dans les minéraux peut également avoir une forte influence sur le résultat d'une évaluation de conditions PT (diapo 8). Pour la plupart des minéraux, il n'y a généralement pas d'accord sur les modèles a-x. Parfois, plusieurs interprétations différentes peuvent conduire à des estimations de pression et de température très éloignées. Ceci résulte du fait que la plupart des déterminations des paramètres d'interaction sont empiriques et proviennent de l'expérience. Il est souvent possible d'adapter des données expérimentales à différentes équations de modèles, comme les modèles de mélanges. Ainsi, les enthalpies excessives dans le système binaire grossulaire-almandin déterminées par Geiger et al (1987) et utilisées par Berman (1990) pour un mélange quaternaire de grenat peut, en termes d'incertitudes expérimentales, être décrit avec comme type de
modèles,le modèle de mélange sous régulier, le modèle de mélange régulier voire le modèle de mélange idéal (cf fig, 3a dans Berman 1990),

En l'absence des critères absolus pour le choix d'un modèle particulier *a-x,* il est suffisant de choisir le modèle du mélange le plus simple qui décrit les données expérimentales d'une manière satisfaisante. Pour des calculs thermodynamiques, il est recommandé d'employer toujours la même relation a-x pour un minéral donné, à moins que des études plus récentes ne prouvent qu'un modèle ancien devienne critiquable. Ceci, au moins, a l'extrême avantage de permettre une comparaison directe des résultats obtenus. La forte dépendance des résultats de la plupart des méthodes géothermobaromètrique à l'égard des relations a-x choisies dans les minéraux est illustrée en paragaphe 3.

En raison de ces derniers points et de quelques autres aussi, il est évident que les évaluations PT puissent être très dépendantes des modèles. Par conséquent, il est certainement trop optimiste de compter qu'une évaluation des conditions PT pour une association minérale donne la pression et la température exactes auxquelles l'association s'est formée. Au mieux, les méthodes géothermobaromètrique sont capables de délimiter un certain domaine PT dans lequel une association minérale s'est probablement formée.
S'il s'avère qu'un tel domaine est très étroit, il est clair que peu de problèmes ne viendront ternir l'interprétation des résultats.
Néanmoins, il est possible que des incertitudes sur une évaluation des conditions PT puisse être de l'ordre de 100°C et/ou de quelques kilobars, et rendent l'histoire tectonique ou métamorphique d'une roche ou d'une région donnée plutôt ambiguë. Il est donc souhaitable d'estimer la probabilité des conditions calculées de formation d'une association minérale. C'est un problème de cumul d'erreurs.
En dépit des pièges potentiels des investigations géothermobaromètriques, une étude soigneuse comme, par exemple celle effectuée par St-Onge (1987), peut, avec une recherche structurale détaillée, fournir une quantité substantielle d'informations sur l'histoire tectonométamorphique d'une région.

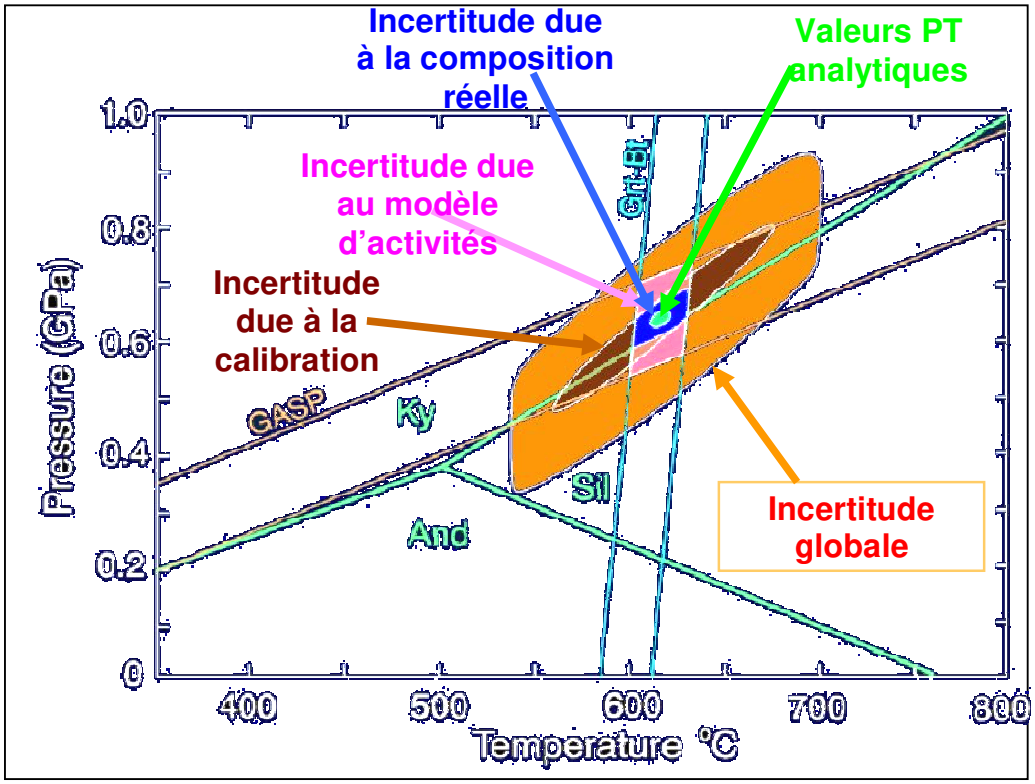


Figure 184 : Récapitulatif des sources d'erreurs sur la détermination des conditions PT
Courbe d'exactitude à un écart type 1 σ.

En résumé et par ordre croissance d'importance sur leurs effets, les différentes sources d'erreurs sont :

- 1- Imprécision sur les analyses à la microsonde
- 2- ERREUR sur les déterminations des variations de volume ΔrV
- 3- Incertitude sur les compositions étalons de la microsonde et sur les facteurs de correction
- 4- INEXACTITUDE SUR LES CALIBRATIONS EXPERIMENTALES (diapo 9)
- 5- INCERTITUDES SUR LES MODELES D'ACTIVITE DES MINERAUX
- 6- "INCERTITUDE GEOLOGIQUE" à partir d'hétérogénéité des compositions

10. DETERMINATION DES PARAMETRES PT

En reprenant tout ce qui a été précédemment énoncé, voici comment un géologue peut déterminer les conditions de formation d'une roche. Vous remarquerez que cette démarche est à quelque détails près la même que pour la détermination d'un calibrage.

1- Tout d'abord il effectue un prélèvement sur le terrain et pratique à un échantillonage. Au sens scientifique, un échantillonnage est le choix d'un élément (association minérale dans notre cas) représentatif de l'ensemble. Pour remédier à l'inexactitude d'un échantillonnage, on peut prélever un grand nombre d'échantillons et, soit moyenner sur l'ensemble, soit éliminer les échantillons qui s'avèrent erronés.

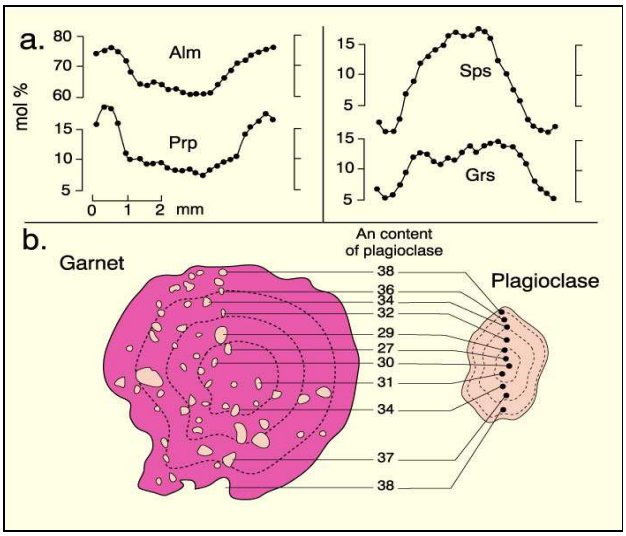


Figure 185 : Le but est de déterminer les différentes conditions P-T de formation d'un grenat porphyroblastique contenant des cristaux de plagioclases. Les plagicolases sont suffisamment petits pour être considérés comme homogènes. En revanche, le grenat présente une zonation que l'on souhaite étudiée.

On mesure donc les concentrations du coeur vers la surface du grenat

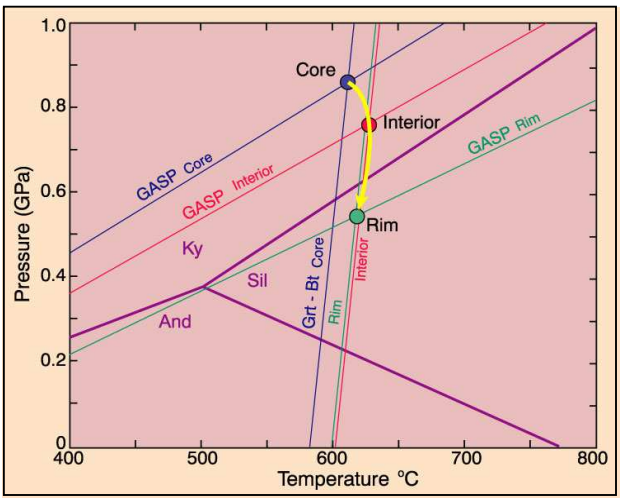


Figure 186 : L'utilisation du géothermomètre grenat/biotite et du géobaromètre GAS permet de définir les conditions PT pour chacune des zônes du grenat et ainsi définir l'évolution du couple PT au cours de la cristallisation du grenat.

On constate dans le cas de cet exemple, une forte augmentation de la pression pour un faible échauffement (qui peut être dû à la simple présence de l'augmentation de pression). Il s'agit donc vraisemblablement d'une collision de plaque sans enfouissement.

2- Le géologue, à partir du domaine de faciès dans lequel il a fait ses prélèvements et à partir des minéraux qu'il a indentifiés, choisira un couple géothermomètre/géobaromètre approprié. Dans notre exemple ont été retenus le géothermomètre grenat/biotite et le géobaromètre GASP.

3- Le géologue mesure ensuite à la sonde électronique les différentes concentrations relatives en éléments correspondants aux géothermomètre et géobaromètre sélectionnés. Il a ainsi les relations de compositions en Xi.

4- A partir de ces mesures et du choix de type de mélange qu'il aura également choisi, il passera des relations en Xi à celles en xi et ai, fonction des activités des différents minéraux. Il peut alors déterminer la valeur de la constante d'équilibre K_D.

5- Il ne lui reste plus qu'à introduire les relations qu'il a ainsi obtenues dans le calibrage de ses géothermomètre et géobaromètre pour obtenir P et T de formation de la roche.

11. QUELQUES EXEMPLES

11.1 Grenats : indicateurs de pression et température

Nous avons pu constater au cours de l'étude de différents sites métamorphiques qu'en fonction des paramètres P-T- composition, les minéraux rencontrés étaient différents. Or la pression et la température sont directement corrélés aux événements subis par la roche mère et à la métasomatose, où l'intrusion d'éléments métallifères est responsable de la modification des constituants élémentaires de la roche.

Figure 187 : Exemple de métasomatose, n°256
pistacite (épidote) à droite et grenats grossulaire à gauche : falaises au droit de Guernehué (56)

Ainsi, en faisant une réflexion rétrograde, à partir de l'étude des minéraux présents dans une roche, on peut connaître les conditions physico-chimiques qui ont régnées lors de la formation de ces minéraux, et de proche en proche, déterminer le faciès de toute une zone géographique pour définir précisément l'histoire géologique de cette région.

Les grenats qui sont très fréquents, dans de nombreux faciès métamorphiques, et dont le domaine d'existence dans les diagrammes P-T sont relativement restreints, sont de bons indicateurs de conditions physiques de formation, pour des roches qui ont subi des températures moyennes à élevées et des pressions élevées.

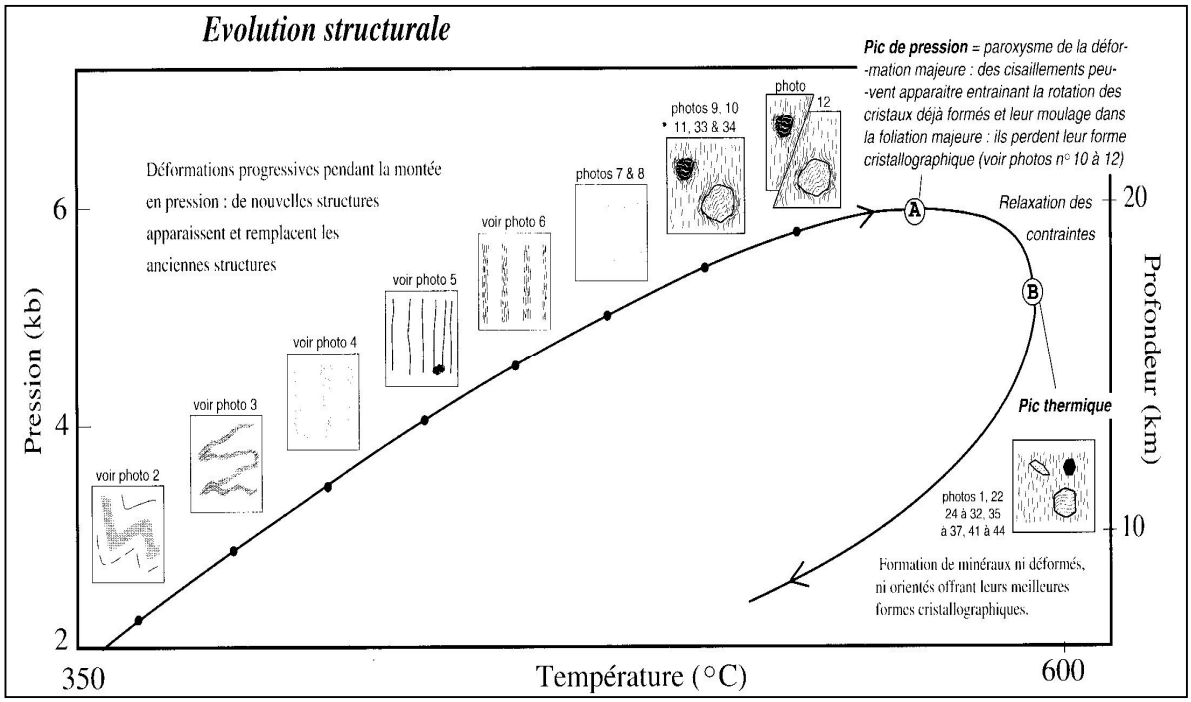


Figure 188 : Evolution des déformations possibles dans une roche lors de la montée en température et en pression lors du métamorphisme.

A partir du point A, la roche pénètre dans le domaine magmatique, il y a alors fusion partielle et recristallisation de minéraux.
Lors de la relaxation des contraintes (abaissement de la pression, il peut y avoir également réhydratation (et donc disparition des grenats éventuellement présents).

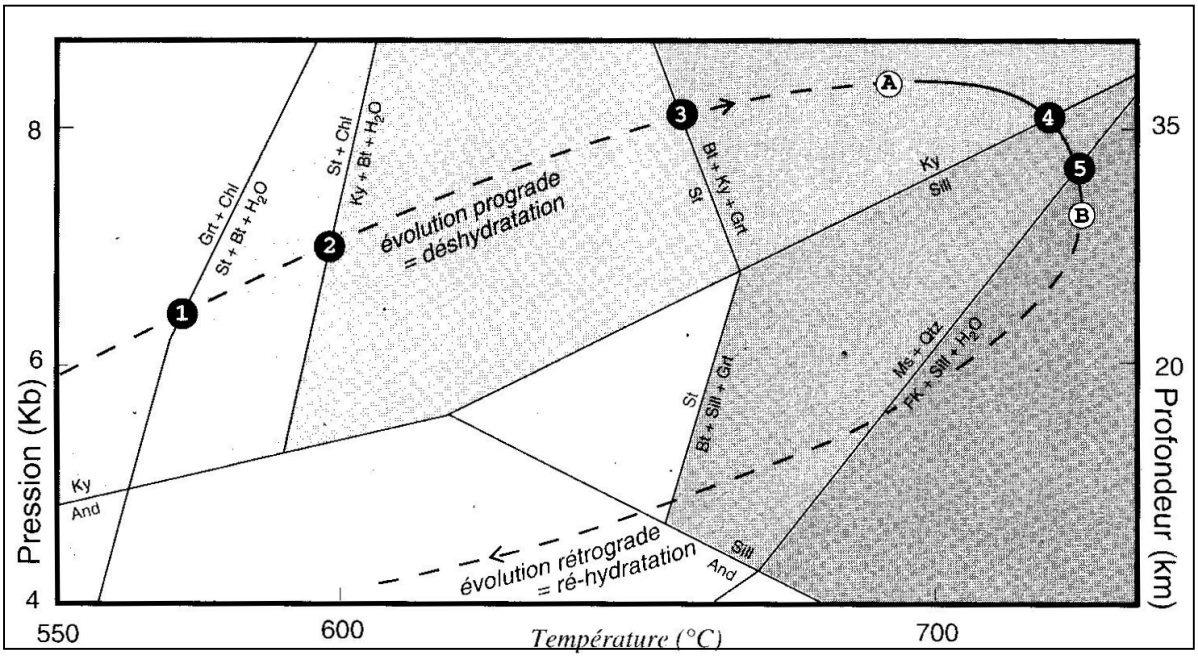


Figure 189 : Evolution d'une roche schisteuse qui traverse le domaine HT-MP (faciès amphibolites)

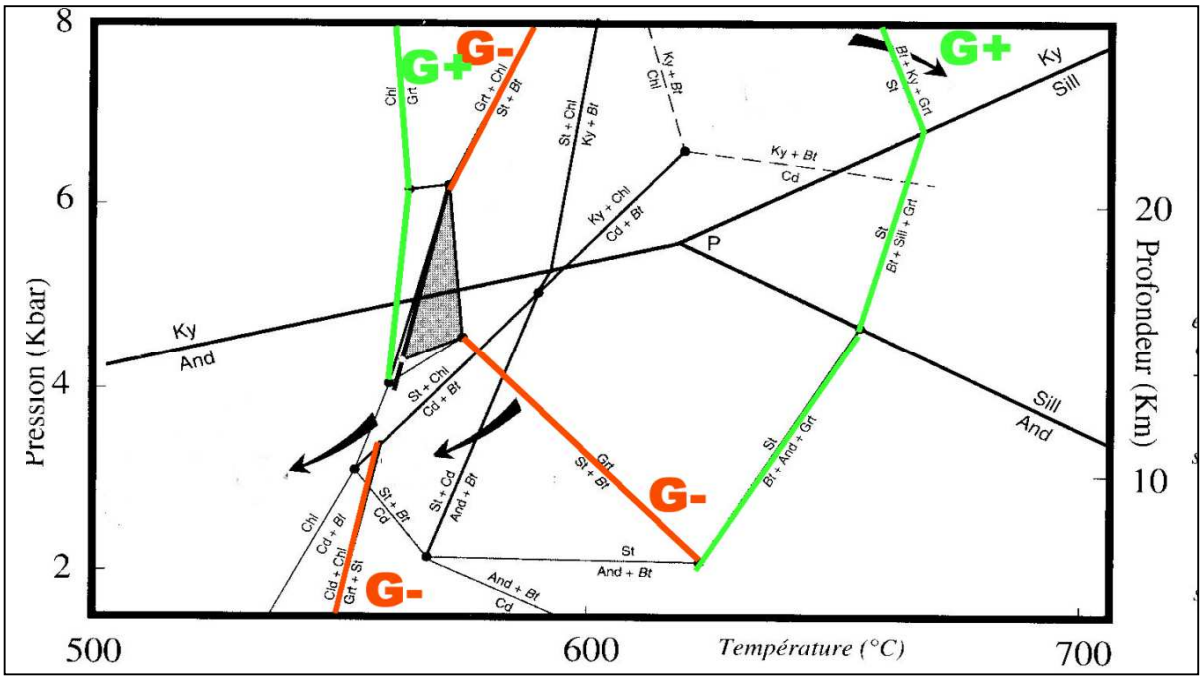


Figure 190 : Evolution d'une roche schisteuse et micaschisteuse (pélitique) traversant le domaine HT-MP (faciès amphibolites)
Indication des domaines d'existence des minéraux et des réactions présentes dans la roche au cours de son évolution.
Indication des domaines isogrades des grenats

11.2 Evolution métamorphique

Au cours du métamorphisme, les roches subissent en fonction de la température et de la pression, ce que l'on nomme des degrés de métamorphisme : de la simple compression ou diagénèse au premier degré, jusqu'à des conditions bien supérieures. Pour des pressions et températures plus élevées, apparaissent des déformations dues au métamorphisme et voir le cas échéant, si la température augmente encore, fusion et recristallisation. On parle de **métamorphisme prograde** lors de l'enfouissement et de **métamorphisme rétrograde** lorsque la roche voit ses contraintes relaxées lors de l'érosion de la roche environnante..

Au cours de son évolution, une roche traverse différents domaines d'existence de minéraux. On parle **d'isogrades.** Les isogrades sont des lignes limites de présence d'un minéral donné, observées sur le terrain. Lorsque l'on se déplace de la roche mère non métamorphisée vers le bloc intrusif dans le cas d'un métamorphisme de contact, on parle **d'isograde positif** lorsqu'il s'agit de la limite à partir de laquelle on trouve le minéral en question, et **d'isograde négatif** lorsque ce minéral disparaît au profit de d'autres minéraux.
Il en est de même en ce qui concerne les domaines thermodynamiques P-T d'existence d'un minéral. La roche mère, lors de ses déformations traverse les domaines d'existence de minéraux.

Sur le terrain, il convient de recueillir différents échantillons représentatifs. En fonction des minéraux présents, ces échantillons indiquent les conditions maximales de pression et de température subies par la roche, c'est à dire le degré de métamorphisme. Ces informations complétées par la localisation précise du lieu de récolte permettent de définir l'histoire du métamorphisme local.

En particulier, les grenats sont des indicateurs très intéressants pour les roches qui ont subies des conditions HP-MT et HP-HT (faciès des éclogites) et MT-BP (cornéennes).

11.3 Exemple : thermobarométrie des gneiss migmatiques de l'unité de Filali

(massif de Beni Boussera : rif interne)

Ces gneiss migmatiques comportent un assemblage complexe de minéraux. L'étude du milieu a permis de définir que la roche a été affectée par une première phase de migmatisation syn-pic thermique dans domaine de stabilité de la sillimanite par la réaction :

biotite + sillimanite + quartz ⟶ grenat + feldspath potassique + liquide.
$K(Mg,Fe)_3(OH,F)_2(Si_3AlO_{10})$ Al_2SiO_5 SiO_2 $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$ $KAlSi_3O_8$

Les conditions P-T du paroxysme thermique estimées par usage de plusieurs calibrages du thermomètre GARB et du baromètre GASPQ sont de 710-810°c et 6,6-9 kbars.
Une évolution métamorphique décompressive presque isotherme aboutit ensuite au développement de la cordiérite par le biais des réactions:

grenat + sillimanite + quartz + H_2O ⟶ cordiérite
et biotite + sillimanite + quartz (+- plagioclase) ⟶ cordiérite + feldspath potassique + liquide

Cette dernière réaction amène les gneiss à subir une deuxième phase de migmatisation à basse pression qui s'est toujours manifestée dans le domaine de stabilité de la sillimanite sous des conditions P-T de 640--740°C et 4,5-5 kbar. La décompression isotherme précitée et la nature soustractive du contact tectonique séparant l'unité de Filali de l'unité granulitique sous jacente attribuent l'exhumation des gneiss à la tectonique extensive d'âge Miocene manifestée dans le domaine d'Alboran suite à la collision Afrique-Ibérie.

Les gneiss subissent finalement un refroidissement à pression constante ayant donné lieu aux développements de la biotite et la sillimanite et/ou micas blancs au détriment de la cordiérite par la mise en jeu des réactions:

cordierite + feldspath potassique + H_20 ⟶ biotite + sillimanite + quartz
et cordierite + sillimanite + feldspath potassique + H_20 ⟶ phengite + quartz

et ce en cours de l'évolution thermique rétrograde qui s'achève dans le faciès schistes verts.

11.4 Exemple : granulites de TIDJENOUINE (HOGGAR, ALGERIE)

Les granulites à pyroxène-fayalite-quartz de la région de Tidjenouine (Hoggar, Algérie) présentent des compositions très particulières. Elles sont très riches en fer (Fe_20_3 = 25 wt%, X_{Fe} = 0.75-0.80), en titane (1.6 à 2.5 wt%) et en P_20_5 (0.70 à 1.70 wt%). L'allure relativement plate des terres rares normalisées aux chondrites ($(La/Yb)_N$ = 1,2 à 4) et les teneurs en éléments en traces qui sont en général de 10 à 30 fois celles du manteau primitif les rattachent à une lignée magmatique tholéitique intra-continentale dont les autres composants sont également présents dans la région.

Leur minéralogie, qui est très rare au Hoggar est remarquable par l'association primaire à grenat (X_{Fe} = 0,82, X_{Grs} = 0,25) - clinopyroxène (X_{Fe} = 0,45) - hornblende (X_{Fe} = 0.65) - Qtz qui se déstabilise au profit de symplectites à orthopyroxène (X_{Fe} = 0,70 à 0,77) -plagioclase (X_{An} = 0,95) -fayalite (X_{Fe} = 0,86 à 0,92). La fayalite et l'orthopyroxène, peuvent également être en couronne autour du quartz ou en symplectites avec des opaques.

Ces roches présentent ainsi une minéralogie idéale pour la détermination des conditions P-T-fO_2 traversées par ces granulites. En effet, la présence de la fayalite autour du quartz peut s'expliquer par une réaction de type :

3 quartz + 2 magnétite = 3 fayalite + 02 (tampon QFM)

alors que le déclenchement des réactions qui permettent de passer de la paragenèse primaire à la paragenèse secondaire et qui sont, entre autres, les suivantes :

Grt + Cpx = Opx + Fay + Pl
Grt + Cpx + Qtz = Opx + Pl
Quartz + 2 Ulvspl = 2 Ilm + Fay
2 Quartz + Ulvspl = Ilm + Opx

permettent d'estimer les conditions rétrogrades qui sont de 800 - 700°C et 4 - 3 kbar. Les conditions du pic du métamorphisme sont quant à elles de 875 + 50°C et 7,5 kbar. Ces résultats sont en conformité avec ceux obtenus sur l'encaissant métapélitique migmatisé de ces granulites.

Livre 6 - Les grenats des dykes diamantifères

1. INTRODUCTION

Les diamants sont certainement les gemmes les plus recherchées à la surface du globe. Malheureusement, ils ne peuvent se former que sous des conditions de pression-température extrêmes, entre 150 et 250 kilomètres de profondeur à plus de 900°C.
En surface, on ne peut les rencontrer que dans des cheminées volcaniques par lesquelles la kimberlite ou la lamproïte (sont recensés 10 dykes de kimberlite contre 1 de lamproïte) a joué le rôle de vecteur lors d'éruptions volcaniques. C'est alors que des **xénocristaux,** des minéraux arrachés au manteau où ils se sont formés, ont été propulsés jusqu'à la surface.

Un certain nombre de minéraux tels que le diopside chromifère, la picroilménite ainsi que les grenats de haute pression, plus précisément, les pyropes de type G9 et G10, sont utilisés comme **minéraux indicateurs**. Ils permettent de confirmer par leur présence, que les xénocristaux présents dans le dyke se sont bien formés sous les conditions de formation du diamant et que le dyke puisse permettre l'exploitation des diamants.

Figure 191 : Kimberlite : Exemples de minéraux indicateurs de qualité gemmes
Kimberlites diamantifères Slaon 1 et 2, Colorado. En rose : pyropes en vert : diopside chromifère

L'utilisation de réactions minérales entre les grenats et d'autres minéraux appelées géothermobaromètres, permettent d'aller plus loin et de déterminer non pas seulement si les conditions de formation des diamants étaient remplies pour les xénocristaux remontés par les kimberlites mais de déterminer quantitativement ces conditions PT.

2. LA GENESE DU DIAMANT

2.1 Deux types de diamants

Le diagramme de phase diamant/graphite indique que le diamant ne peut exister que sous des pressions énormes, supérieures à 1 GPa. De plus, d'après les minéraux présents en inclusions dans les diamants, ils se forment dans le manteau supérieur, à des profondeurs comprises entre 150 et 250 km de profondeur, et sous des températures comprises entre 900 et 1 400°C.

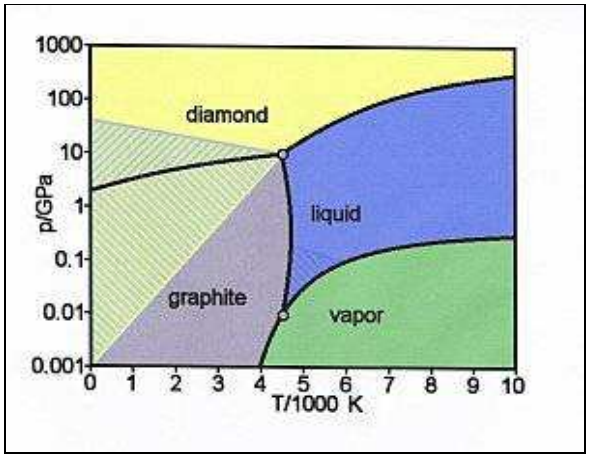


Figure 192 : Kimberlite : Diagramme de phase du carbone

Les analyses isotopiques du carbone montrent des disparités selon les sites d'extraction des diamants. Toutefois, il est possible de les répertorier en deux grands groupes :

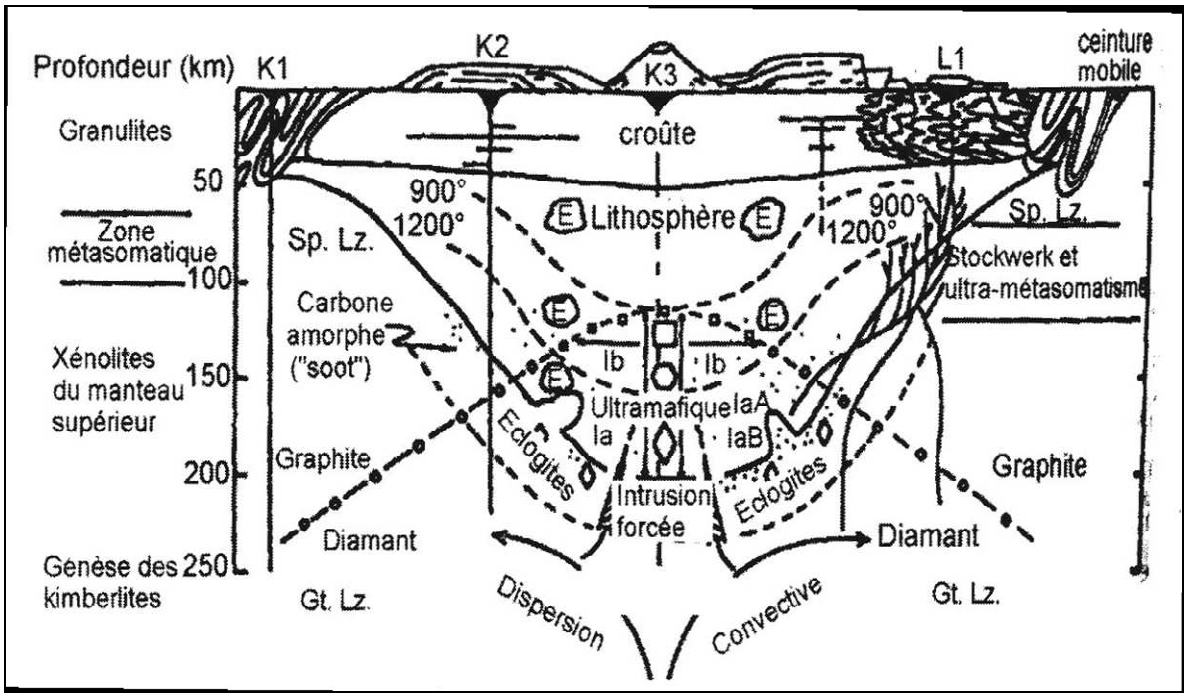
Les diamants de type P : de la suite péridotique
Ces diamant présentent des teneurs rapprochées en $\delta^{13}C$ avec une moyenne aux alentours de -5‰, ce qui correspond exactement à la moyenne du manteau supérieur juvénile (Cartigny et al, 1998).
Le carbone, matériau structurel des diamants, proviendrait de l'oxydation partielle du méthane CH_4, ou d'autres hydrocarbures. Compte tenu que la fugacité de l'oxygène est très faible dans le manteau, l'oxydation de ces hydrocarbures ne forme que du carbone et non du CO ou du CO_2. De même, cette faible valeur de la fugacité de l'oxygène permet la stabilité du carbone diamant au cours du temps, sur des millions d'années.
Leurs inclusions sont principalement des grenats riches en Cr, diopsides chromifères, forstérite et enstatite.

Les diamants de type E : de la suite éclogitique
Ces diamants présentent des teneurs en $\delta^{13}C$ nettement plus dispersées entre -35 ‰ et 5 ‰, ce qui reflète l'existence d'un nombre conséquent d'origines diverses.
Le carbone, dans ce cas, proviendrait de matériaux subductés dont les compositions dépendraient par conséquent des zones géographiques. Il proviendrait de magmas basaltiques de haute pression ou bien d'anciennes roches basaltiques de croutes océaniques subductées. D'autres éclogites peuvent provenir d'une transformation de péridotites à grenats par augmentation de la pression (Helmstaedt et Schulze 1988).

2.2 Coupe d'un craton

Les travaux de Mitchell (1991) ont permis de concevoir la coupe d'un craton de formation des diamants.

Le principal élément de cette coupe est l'existence de la **Limite Asthénosphère-Lithosphère, appelée LAB (Lithosphere Asthenosphere Boundary),** à une profondeur de 200-250 km. Cette zone serait le lit de diverses réactions entre magmas et fluides ainsi qu'une zone de stagnation des matériaux subductés.
Le matériel subducté que l'on retrouve à la limite LAB montre des éclogites.



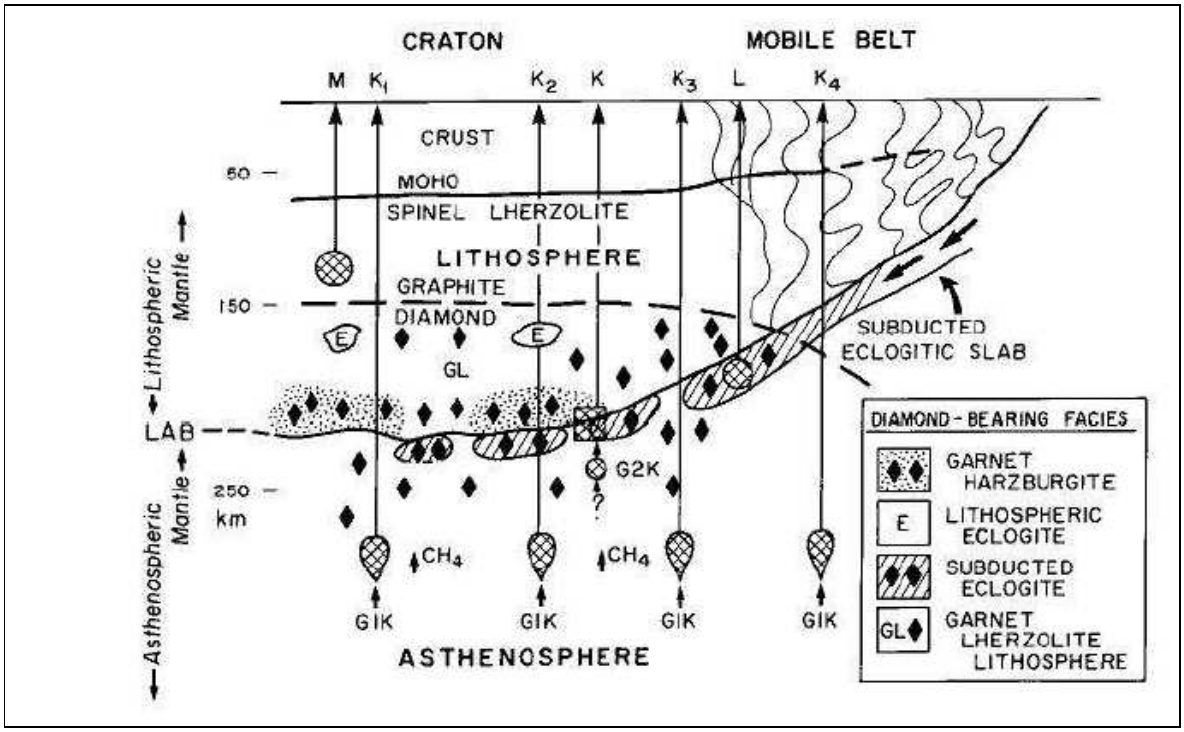


Figure 193 : Kimberlite : Coupe d'un craton: Afrique du sud situation des grenats dans la cheminée 1 selon Mitchell (1991)

Figure 194 : Kimberlite : Pyropes
Nodule de grenat lherzolitique provenant de la kimberlite Aultman, Wyoming
Pyropes arrondis de qualité gemme et quelques diopsides chromifères dans une matrice de serpentine
Mégacristal de pyrope-almandin du complexe kimberlitique de Schaeffer, Wyoming, 10 cm

Figure 195 : Kimberlite : Pyrope dans harzburgite, Kimberley, South Africa, Kaapval Craton

Figure 196 : Kimberlite : Pyrope dans kimberlite, Iron Mine, Wyoming, USA

2.3 Diamants de Papouasie Nouvelle-Guinée

A l'est de la Papouasie Nouvelle-Guinée, dans l'île de Malaita, l'équipe austro-américaine dirigée par **K. Collerson** à découvert des roches provenant de la base du manteau supérieur (400 à 670 km de profondeur). La présence dans les échantillons récoltés de **micro-diamants et de majorite**, une variété de grenat stable à ultra haute pression, a permis de calculer des pressions initiales de plus de 22 GPa soit près de 250 000 fois la pression atmosphérique.

Les régions profondes du globe, inaccessibles à l'observation directe, ne sont connues que par l'intermédiaire des ondes sismiques qui les traversent et par la mesure du champ gravimétrique. Cette première découverte de roche d'origine aussi profonde, a permis de mieux connaître les variations chimiques et cristallographiques qui ont lieu à la transition des manteaux supérieur et inférieur et de mieux les reproduire par modélisation informatique.
Le processus de remontée de ces roches reste encore à élucider, mais l'on sait déjà que ce phénomène a été très rapide et s'est déroulé il y a 34 Ma.

S'appuyant sur le modèle des kimberlites, K. Collerson envisage l'action d'une cataclysmique éruption volcanique qui aurait ramené à la surface des enclaves de roches profondes.

3. LA KIMBERLITE DE BEERS

Clément et al., (1984) proposent la définition suivante :

"La kimberlite est une roche ignée ultrabasique potassique riche en éléments volatils qui se manifeste en pipes volcaniques de petites dimensions, en dykes et plus rarement en sills. Elle a une texture non équigranulaire du fait de la présence de macrocristaux dans une matrice à grain fin. Cette matrice contient comme phénocristaux primaires et/ou constituants du fond de la roche de l'olivine et plusieurs minéraux parmi les suivants : phlogopite, carbonates (généralement calcite), serpentine, clinopyroxène (généralement diopside), monticellite, apatite, spinelles, pérovskite et ilménite.

Les macrocristaux sont des minéraux ferromagnésiens dérivés du manteau, sans formes cristallines, qui comprennent olivine, phlogopite, picroilménite, spinelle chromifère, grenat magnésien, clinopyroxène (généralement diopside chromifère) et orthopyroxène (généralement enstatite). L'olivine est extrêmement abondante par rapport aux autres macrocristaux, tous n'étant pas nécessairement présents. Les macrocristaux et les minéraux précoces de la matrice sont généralement altérés par des processus deutériques, principalement serpentinisation et carbonatation. La kimberlite contient très généralement des enclaves du manteau supérieur provenant de roches ultramafiques. Des quantités variables de xénolithes et xénocristaux provenant de la croûte peuvent aussi être présents. Enfin la kimberlite peut contenir des diamants, mais ce n'est qu'un très rare constituant. La différence principale entre les deux groupes de kimberlite tient dans la teneur en phlogopite, très importante dans le groupe II micacé, très faible dans le groupe I *(groupes dus à la distinction de Smith et al (1983 : groupe I : kimberlites 'basaltiques », non désuet aujourd'hui, groupe II : kimberlite micacées lamprophyriques).*
En outre les kimberlites du groupe II contiennent beaucoup plus de calcite et d'apatite en matrice ainsi que du diopside, tout à fait rare dans les kimberlites du groupe I. Par contre la picroilménite est beaucoup plus rare dans les kimberlites du groupe II. Des lamprophyres non diamantifères accompagnent parfois les kimberlites du groupe II."

Les éruptions kimberlitiques, sont des éruptions anciennes très violentes, qui ont percé la croûte de façon explosive, laissant des cheminées cylindriques étroites ou « pipes » remplies d'une lave carbonatée et d'enclaves du manteau supérieur ramonées sur le parcours.

NOTA :
Les lamproïtes à olivine diamantifères d'Australie ressemblent beaucoup aux kimberlites micacées du groupe II: ainsi la kimberlite diamantifère de Prairie Greek (Arkansas) serait un lamproïte. Ils sont essentiellement moins riches en CO_2, ce qui se traduit par une mise en place moins explosive avec des laves jusque dans le cratère en surface. Autres différences : les lamproïtes contiennent du verre ; ils sont plus riches en TiO_2, à la fois dans les micas, le diopside et l'amphibole (K-richtérite), en SiO_2 et P_2O_5, mais plus pauvres en Al_2O_3, et Cr_2O_3 car ils ne contiennent pas de grenats.

4. LES MINERAUX INDICATEURS DES KIMBERLITES

4.1 Général

Depuis des décennies, les géologues et les prospecteurs ont exploité avec succès des associations minérales en tant que traceurs pour rechercher et surtout identifier les kimberlites. Ces minéraux ne sont pas des minéraux endémiques des kimberlites, mais des xénolithes du manteau, capturés par la kimberlite et ses roches associées. Ainsi, par exemple la picroilménite, cristalliserait directement à partir du magma kimberlitique, et d'autres intrusions non kimberlitiques, mais néanmoins originaires du manteau supérieur, peuvent contenir ces minéraux indicateurs.

4.2 Méthodologie

4.2.1. Intérêt

Le but de la recherche et de l'analyse des minéraux indicateurs est de déterminer si les conditions PT de leur formation correspondent au domaine d'existence ou de stabilité du diamant.

4.2.2. Descriptif

La chimie de nombre de ces minéraux indicateurs provient de la kimberlite diamantifère et de la lamproïte qui parfois ne contiennent qu'un unique enrichissement en minéraux traceurs provenant des conditions de pression extrême de leur formation.

Il est difficile d'échantillonner directement les roches massives. La méthodologie d'identification et de repérage des kimberlites diamantifères exploitent donc les filons alluvionnaires. Des échantillons d'alluvions sont analysés en laboratoire et leur site de récolte reportés sur une carte. De proche en proche, de l'aval vers l'amont, la présence et l'absence de minéraux indicateurs sont relevées, de manière à identifier la source originaire kimberlitique de ces minéraux.

A l'approche de cette source, des échantillons sont également prélevés le long des pentes au-dessus du drainage.
Le gisement est alors précisément défini et peut être étudié non plus qualitativement mais quantitativement pour définir ses moyens d'exploitation et sa rentabilité.

4.2.3. Difficultés

Bien que cette méthodologie paraisse relativement simple, en pratique, elle peut s'avérer complexe, notamment à cause des effets de terrain, de son histoire géologique, de son érosion, qui peuvent avoir fortement modifié le paysage depuis l'intrusion du pipe ou du dyke. De plus, les rapports des laboratoires sur la géochimie et la minéralogie des échantillons requièrent du temps, car les échantillons doivent être concentrés, examinés minéralogiquement puis géochimiquement ; l'ensemble de ces étapes pouvant durer de plusieurs semaines à plusieurs mois.

En outre, cette méthodologie ne prend pas en compte les durées des prospections proprement dites, avant la découverte de minéraux indicateurs et cette recherche peut s'avérer longtemps infructueuse et peut durer, à celle seule, plusieurs mois, voire plusieurs années.

4.2.4. Minéraux traceurs

Les minéraux traditionnellement utilisés comme traceurs diamantifères dans les kimberlites sont la picroilménite (ou ilménite de Mg), les grenats pyrope, le diopside au chrome, et la chromite.

Ces minéraux font partie d'une association de minéraux communément rencontrée dans les kimberlites tels que le grenat pyrope chromifère (type G9), le pyrope chromifère à basse teneur en calcium (G10), l'almandin de magnésium (G5), les grenats (G3) et (G6), le spinelle chromifère, les pyropes titano-chromifères (G1 et G2), l'ilménite magnéso-chromifères, le diopside chromifère et l'enstatite chromifère.
La picroilménite est un des composants de base de la kimberlite puisqu'elle représente de 1 à 10 %pds de la masse totale de la kimberlite.

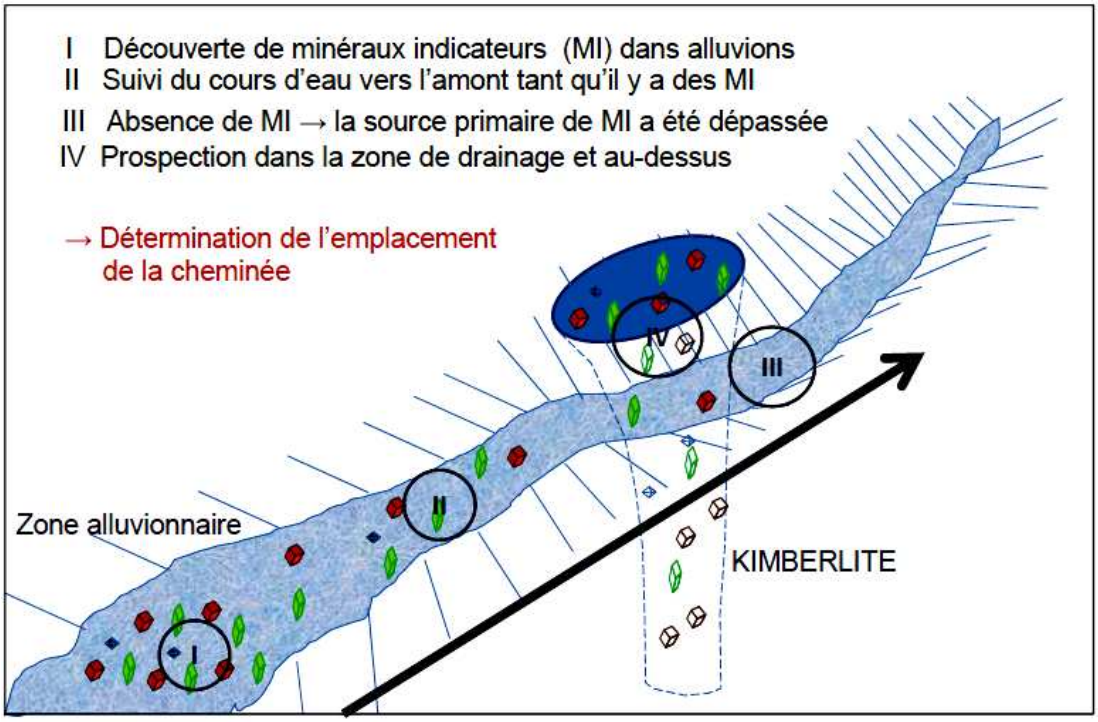


Figure 197 : Kimberlite : Méthode de prospection et de localisation des dykes

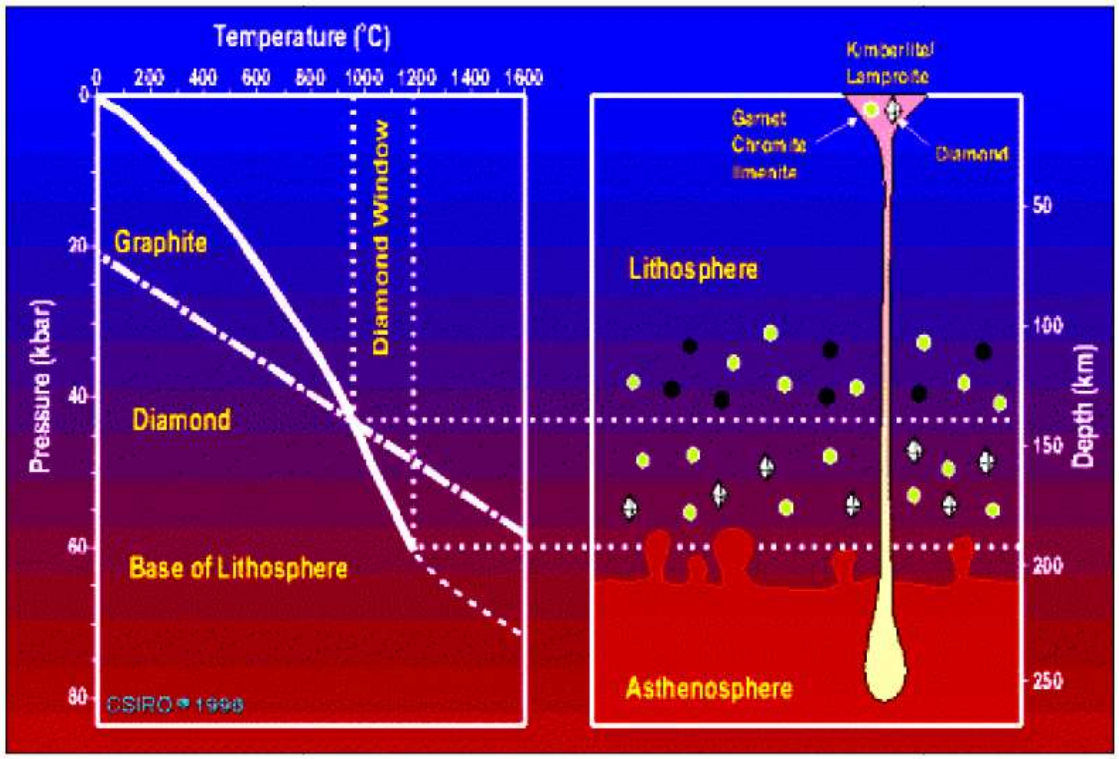


Figure 198 : Schéma montrant un géotherme typique et domaine de stabilité diamant-graphite
Géotherme en ligne pleine – domaine de stabilité en ligne de points-tirets
Noter le domaine de stabilité du diamant qui est relié à la profondeur dans la lithosphère ; les minéraux indicateurs (grenat, chromite, ilménite) prélevés dans ce domaine de profondeur (et avec T(Ni) dans la fenêtre de diamant) ont pu avoir coexisté avec le diamant.

4.3 Les Grenats

Un géobaromètre, pour que sa calibration soit correcte, doit être choisi pour un domaine P-T donné. Ainsi, les almandins, qui sont plus fréquemment rencontrés lors de métamorphisme de collision, MT-MP à MT-HP, ne sont pas aptes à fournir des informations fiables pour le domaine de stabilité des diamants HT-HP. Par conséquent, tous les grenats ne sont pas exploitables pour la recherche de gisements diamantifères.

Dawson et Stephens définirent dès 1975, une classification des grenats des kimberlites ; d'autres chercheurs précisèrent cette classification par la suite : Grütter et al, 2004.

Les grenats sont parmi les traceurs les plus utilisés dans la recherche de kimberlite. D'une part, ils sont relativement communs dans la plupart des kimberlites et, d'autre part, ils sont facilement identifiables sur site. Malheureusement, les grenats ne sont pas abondants dans les lamproïtes et lamprophyres.

Les grenats se présentent dans les kimberlites sous la forme de mégacristaux et de xénocristaux, en tant que composés des xénolites et nodules capturés par le magma de la kimberlite. Cinq groupes de xénolithes, nodules, et mégacristaux ont été répertoriés comme étant les sources principales des xénocristaux de grenats découverts dans la kimberlite :

- (1) les péridotites (wehrlites, lherzolites, harzburgites et dunites)
- (2) Les pyroxénites à grenat (les xénocristaux de grenat provenant des pyroxénites ne peuvent généralement pas être distingués des grenats des péridotites).
- (3) les éclogites
- (4) certaines xénolithes crustales
- (5) des mégacristaux de grenat pauvres en Cr

Les xénocristaux de grenats découverts dans les kimberlites incluent les grenats pyrope-almandin éclogitiques à Na-Ti de couleur jaune-orangé, ainsi qu'une large gamme de pyropes péridotiques allant du rouge clair à la couleur lavande en passant par le pourpre ; les pyrope-uvarovite-knorringites verts ; et les grenats almandins de couleur rose, rouge brun voire orange rouge.

Localement, certains grenats peuvent être transparents voire de qualité gemme.
Les cristaux de grenat bien formés sont particulièrement absents des séries de grenats pyropes kimberlitiques car ils ont tendance à s'arrondir lors de leur transport du manteau jusqu'à la surface. Le pyrope ne possède pas de clivage, a une fracture conchoïdale, et une dureté de 7,25. D'après Sinkakas (1964), la densité du pyrope est comprise entre 3,65 et 3,84 et leur indice de réfraction compris entre 1,73 et 1,76. L'almandin, grenat métamorphique abondant dans les terrains de degré de métamorphisme du domaine des amphibolites a un indice de réfraction supérieur à 1,76. C'est donc cet indice de réfraction qui est utilisé pour différencier les deux types de grenats.

Les groupes G11 (péridotique à haute teneur en TiO_2) et G1 ont été classifiés les premiers.

Aucun grenat G11 n'a, à ce jour, été répertorié.
Comme les grenats des groupes G1, G6, G7 et G8 sont d'origine crustale, ils ne sont pas représentés dans le diagramme.
Le groupe G1 de mégacristaux (parallélogramme en pointillés) chevauche les groupes G3, G4, G5, G9 et G12 pour des teneurs supérieures en TiO_2. Les grenats des groupes G5 et G9 sont différenciés par leur teneur en Mg.
Tous les grenats appartenant au domaine au-dessus de la ligne pointillée de séparation des domaines de stabilité diamant/graphite sont considérés s'être formés sous les conditions du domaine de stabilité du diamant. Les grenats au-dessous de cette ligne de séparation peuvent être considérés comme faisant partie du groupe G10D (Diamant) si leur teneur en Mn, MnO < 0,36%pds (Correia et Laiginhas, 2005)
De nombreux grenats pauvre en Chrome (Cr_2O_3 < 2%) sont désignés comme grenats éclogitiques (Type E) ou de source crustale plus basse et sont par conséquent des xénocristaux.

Les pyropes riches en chrome (Cr_2O_3 > 2%) sont attribués aux péridotites.

Groupe	Désignation / Composition	TiO_2	Cr_2O_3	FeO	MgO	CaO
1	Pyrope titanifère	0,60	1,30	9,30	20,00	
2	Pyrope à haute teneur en Ti	1,10	0,90	9,80	20,30	
3	Pyrope – almandin au calcium	0,30	0,30	16,50	13,40	6,50
4	Almandin au Ti-Ca-Mg	0,90	0,08	18,00	10,00	9,40
5	Almandin au magnésium	0,05	0,03	28,00	8,00	2,50
6	Pyrope-Grossulaire-Almandin	0,25	0,25	10,80	10,00	15,00
7	Uvarovite-Grossulaire au Fe-Mg	0,30	11,5	5,00	8,50	21,50
8	Grossulaire au Fe-Mg	0,25	0,04	7,00	5,00	25,00
9	Pyrope chromifère	0,20	3,50	8,00	20,00	5,00
10	Pyrope chromifère basse teneur en Ca	0,04	8,00	6,00	23,00	2,00
11	Pyrope-Uvarovite titanifère	0,50	9,50	7,50	16,00	10,00
12	Pyrope-Uvarovite-Knorringite	0,18	16,00	7,50	15,50	9,50

Table 17 : Classification des grenats de kimberlite (selon Dawson et Stephens 1975)

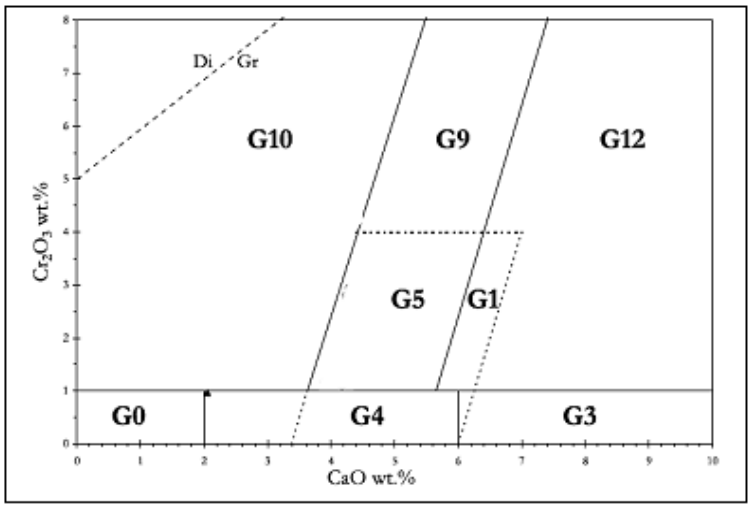


Figure 199 : Kimberlite : Diagramme de classification des grenats en fonction de leur teneur en Cr_2O_3 et CaO (Grütter et al, 2004), en repère pointillé, la séparation des domaines de stabilité du diamant et du graphite Di/Gr G0 : non classé, G1 : mégacristaux à basse teneur en Cr, G3 : éclogitique, G4 : pyroxénitique à basse teneur en Cr/webstéritique/éclogitique, G5 : pyroxénitique, G9 : lherzolitique, G10 : harzburgitique, G12 : wehrlitique.

Certains des grenats péridotiques les plus exploités pour les explorations sont les grenats pyropes de type (G9) et (G10). Les premiers (G9) sont des pyropes de calcium et de chrome provenant de péridotites lherzolitiques, les seconds (G10) sont des pyropes de chrome pauvres en calcium provenant de péridotites harzburgitiques.

Les grenats originaires des harzburgites ont des signatures géologiques semblables à celles des grenats à inclusions de diamants qui sont désignés comme (G10). Ainsi, la présence de grenats de type (G10) indique généralement que la roche intrusive subissait les conditions de stabilité PT de formation des diamants avant d'être extraite du manteau supérieur.

Plus la signature de (G10) est forte, plus la probabilité de découvrir des diamants est élevée. Toutefois, elle ne permet pas de déterminer quelle est la qualité des diamants, en matière de préservation, de qualité gemme et de dimension.

Les inclusions de grenats péridotiques (Type P) dans le diamant ont des teneurs en Cr_2O_3 supérieure et en CaO inférieure à celle des grenats qui cristallisent dans le domaine de stabilité du graphite. La majorité des grenats de type P, du domaine de stabilité du diamant (Type G10) proviennent de harzburgites, bien que certains grenats de type G9 provenant de la décomposition de lherzolites se sont aussi formés sous les conditions du domaine de stabilité du diamant, mais dans une moindre mesure. Les grenats de type P du domaine de stabilité des diamants contiennent typiquement des concentrations de MgO ≥ 14 %pds et Cr_2O_3 ≥ 4 %pds. La teneur en calcium est également significative par sa faible valeur CaO ≤ 5 %pds, même s'il existe des grenats de paragenèse lherzolitique formés sous les conditions PT de stabilité du diamant qui possèdent une teneur en calcium supérieure.
Les grenats du domaine de stabilité des diamants des paragenèses éclogitiques contiennent généralement des teneurs en sodium NaO> 0,7 %pds (Gurnay 1985).

Les grenats almandins au Mg (G5) ont parfois été utilisés comme traceur dans l'exploration de lamproïte avec les grenats (G9), puisque les grenats de type G10 ne sont pas présent dans cette roche. Ces grenats sont de couleur allant du rose au pourpre ou de l'orange pâle au brunâtre, et ont tendance à avoir un aspect brisé ou anguleux. Leurs compositions sont FeO (24,96-29,94%), TiO_2 (<0,35%), Cr_2O_3 (<0,13%), MgO (5,26-10,9 %), et CaO (1,07-5,66 %). Bien que les grenats (G5) puissent être utilisés dans certaines régions de prospections de minéraux lourds pour localiser des lamproïtes et des kimberlites, ils ne permettent pas de distinguer les zones stériles et les sources diamantifères. Ils sont aussi facilement pris pour des grenats de région métamorphique (Fipke 1994).

Les grenats mégacristaux pauvre en chrome forment des mégacristaux simples, larges, arrondis, fortement fracturés et de couleur brun rougeâtre. Ils ont parfois tendance à paraître orangés comme les grenats éclogitiques lorsqu'ils sont trouvés sous la forme de petits fragments. Certains grenats mégacristaux découverts dans les kimberlites au Wyoming, USA atteignaient les 13 cm d'arêtes. De mégacristaux analogues ont été trouvés en intercroissance avec de mégacristaux d'ilménite dans certaines kimberlites (Dawson et Stephens 1975). Les mégacristaux se distinguent des pyropes de type P de couleur rouge à pourpre au gris lavande, et ils ont des teneurs plus élevées en FeO et TiO_2 et une teneur moindre en Cr_2O_3 que les grenats lherzolitiques et harzburgitiques.
Certains chercheurs interprètent l'existence de ces mégacristaux comme étant les représentants de phénocristaux de la kimberlite qui se seraient formés à des profondeurs comprises entre 150 et 200 km, sous hautes températures, par cristallisation fractionnée et donc à une profondeur à laquelle le magma de kimberlite capture initialement des xénolithes. La plupart des scientifiques pensent qu'il n'y a donc pas de corrélation avec la formation des diamants (Schulze 1995).

Kostrovitsky et al (1997) ont précisé que les mégacristaux découverts dans les kimberlites stériles contiennent des teneurs relativement élevées en FeO et faibles en TiO_2 et Cr_2O_3 comparées aux kimberlites diamantifères.

Sur le diagramme ternaire Mg-Fe-Ca, les compositions des mégacristaux des kimberlites diamantifères suivent l'axe Mg-Fe car ils ont des concentrations en Ca relativement constantes, alors que celles des grenats provenant de la kimberlite stérile suivent l'axe Mg-Ca car leurs compositions sont relativement constantes en Fe.

Les grenats mégacristaux avec les teneurs en MgO et Cr_2O_3 le plus élevées ont des compositions compatibles avec les agrégats diamant-grenat.

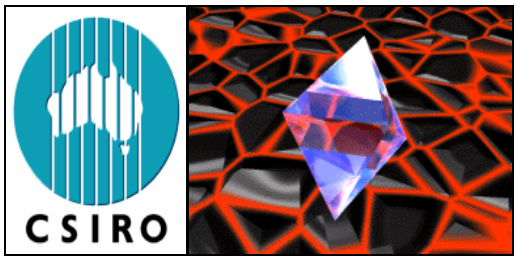
Certains grenats pyrope-almandin peuvent également provenir de schistes soumis à des hautes pressions ou de matériau mantellique transporté au cours de la tectonique. Par exemple, un grenat almandin (avec une teneur en pyrope <30%) et de l'omphacite acmitique sont communément associés avec des schistes à glaucophane et aux péridotites serpentinisées dans les ceintures orogéniques d'environnement métamorphique basse température-haute pression (Carmichael, Turner et Verhoogen 1974). Bien que ce genre de conditions de métamorphisme de haute pression ne soit pas fréquent dans les environnements cratoniques, ils peuvent exister dans les zones de collision.

5. GEOTHERMOBAROMETRIE

Les méthodes géochimiques d'exploration des zones diamantifères se fondent sur l'identification de la présence de minéraux indicateurs qui se sont formés dans le manteau supérieur, sous des conditions de pression et de température analogues à celles du domaine de stabilité du diamant.
Le diamant n'est stable que sous de très hautes pressions. Par conséquent, la prospection des diamants se limitent à la présence ou non dans les roches de minéraux haute pression, tels que pyropes à basse teneur en Ca et à haute teneur en Cr (G10) ou chromites à haute teneur en Cr, semblables aux inclusions présentes dans les diamants. Cependant, cette méthode n'est pas infaillible : par exemple, il existe quelques pipes riches en grenats (G10) mais stériles de diamants, alors que de tels grenats sont extrêmement rares dans la pipe d'Argyle, le plus grand producteur du diamant du monde.

La géothermobarométrie est une technique d'analyse de réactions minéralogiques qui va plus loin : elle permet de chiffrer les valeurs de pression et température de ces réactions, à partir de la composition des minéraux mis en jeu. Il est ensuite aisé de comparer les valeurs obtenues à celles du domaine d'existence du couple diamant/graphite, pour déterminer si ces valeurs coïncident avec le domaine de stabilité du diamant, et donc si la roche mère, siège de ces réactions, peut ou non contenir du diamant.

Prenons pour illustration de cette méthode, les travaux de prospection diamantifères de la société australienne CSIRO.



5.1 Géothermomètre à Oligoélément

Griffin et al ont montré que la répartition du nickel Ni entre le grenat Cr-pyrope et l'olivine est fortement sensible à la température, mais peu à la pression et à la composition en grenat (Xgnt). D'ailleurs, les analyses à la microsonde électronique confirment effectivement que la teneur en Ni de l'olivine péridotite est constante. Ceci permet de définir un géothermomètre simple (T(Ni)), basé sur la teneur en Ni des grenats Cr-pyrope, et la prise en considération de l'olivine comme référence.

$$Mg_3Al_2Si_3O_{12} + Ni_2SiO_4 \Leftrightarrow Ni_3Al_2Si_3O_{12} + Mg_2SiO_4$$
$$(NiMg_{-1})$$

Pyrope olivine

La teneur en Ni des grenats est déterminée par la microsonde PIXE pour des enclaves de péridotite. Ensuite, la valeur de la température de formation de ces minéraux est déterminée par la substitution de FeMg-1 entre le grenat et l'olivine selon la calibration du géothermomètre FeMg-1 de Neill et de Wood, géothermomètre largement étudié et considéré aujourd'hui comme référence.
Il est alors possible de corréler la température de formation des différents échantillons à leur composition, non plus par rapport à la teneur en fer et magnésium mais par rapport à la teneur en nickel, et d'établir ainsi la calibration entre teneur en nickel et température.

En première approximation, il est possible de calibrer cette réaction d'échange par la relation

$$T(K) = 1000 / (1{,}506 - 0{,}189 \ln (Ni))$$

À partir de laquelle et de la teneur en nickel, il est possible de déterminer la température de formation des minéraux.
D'autres calibrations sont venues depuis, affiner cette relation.

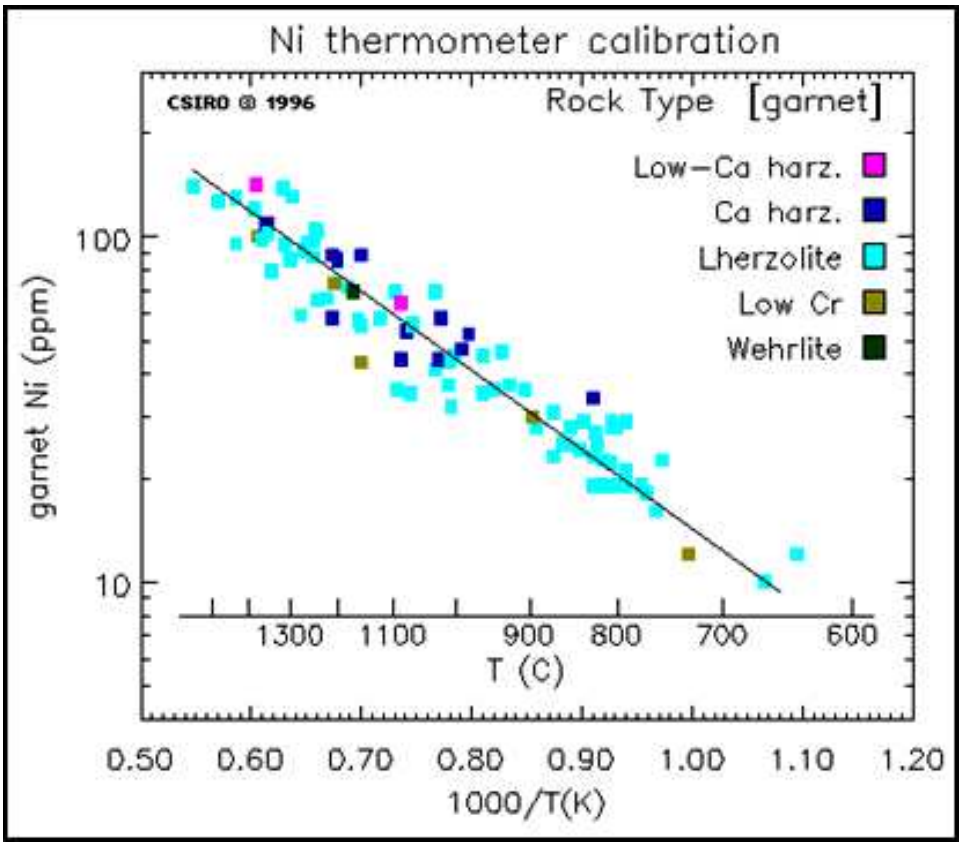


Figure 200 : Kimberlite : Calibration du géotherme Ni
La teneur en Ni des grenats est déterminée par la microsonde PIXE pour des enclaves de péridotite.
La valeur T est déterminée par la substitution de Fe/Mg entre le grenat et l'olivine selon la calibration du géothermomètre $FeMg_{-1}$ de Neill et de Wood
La ligne solide est un ajustement de régression linéaire donnant la nouvelle calibration du géotherme Ni

NOTA
L'exploitation des teneurs en Zn dans les chromites peut également donner une bonne estimation de la température de formation des minéraux.

5.2 Géobaromètre grenat

Le géobaromètre grenat est basé sur la dépendance de la solubilité du Cr en coexistence dans le grenat et l'orthopyroxène (opx) en fonction de la pression. Ryan et al ont employé ce baromètre grenat et les concentrations Xopx, à partir du travail expérimental et des relations empiriques pour Cr(opx) déduits des xénolithes de grenat+chromite, pour déterminer la pression P(Cr).

$$(Mg,Cr)_3Al_2Si_3O_{12} \Leftrightarrow (Mg, Cr)_2Si_2O_6$$
$$\text{Cr (pyrope)} \Leftrightarrow \text{Cr (diopside)}$$

dont une calibration est :
$P(kbar) = 13,5 + 5\ Cr_2O_3$

5.3 Géothermobaromètre

Supposant qu'il y ait saturation en Chrome, et que les grenats soient prélevés le long du conduit d'un magma éruptif, la pression P(Cr) et la température T(Ni) sont déterminées pour des zones de présence de grenats hors du géotherme local à l'heure de l'éruption.
Si seulement un sous-ensemble des grenats provenait des roches saturées en Cr, le géotherme serait défini par la zone où P(Cr) est maximum pour chaque T(Ni) ; les géologues de Sciro ont considéré ce lieu comme géotherme grenat.

A la base de la lithosphère, l'interaction forte avec les roches en fusion asthénosphèritiques produit une élévation rapide de la pression relative à une température. Cet effet est connu pour les géothermes des xénolithes ; ils ont considéré que la pente dP/dT est la même pour extrapoler au géotherme grenat.

5.4 Complément : Base de la lithosphère

La chimie des grenats reflète l'exposition du manteau supérieur à la métasomatose par l'infiltration de roches fondues et de fluides. La signature des roches fondues asthénosphéritiques est en ordre croissant Ti, Ga, Y et Zr, comme observé dans des zones superficielles de surcroissance sur des grenats de xénolithes lherzolitiques, cisaillées à haute température. L'infiltration dominante des roches fondues est évidente dans les grenats tanzaniens. Les roches initialement réduites, indiquées par le grenat à faible teneur en Y (Y10 ppm), montrent une coupure à haute température qui marque la base effective de la lithosphère. Au-dessus de cette température la plupart des roches acquièrent une composition asthénosphéritique.

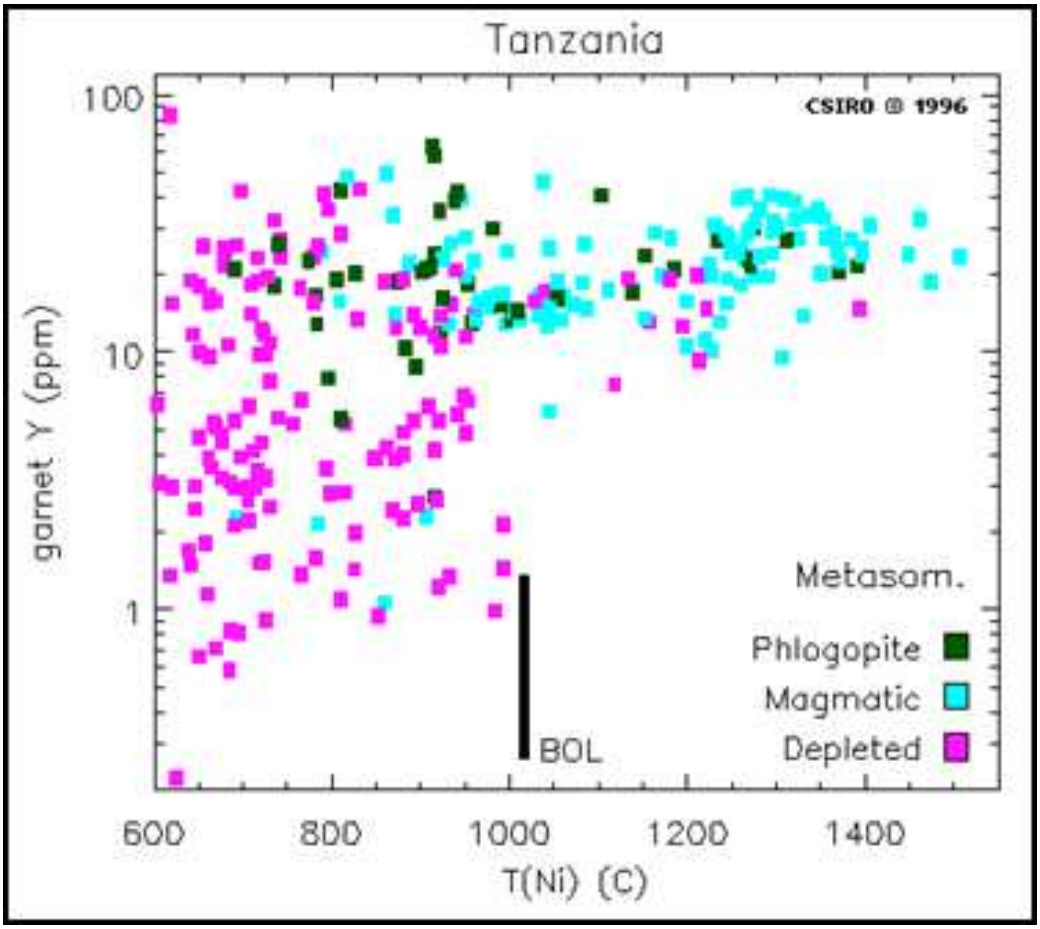


Figure 201 : Diagramme Y (ppm) en fonction de T(Ni), pour des grenats des kimberlites tanzaniennes. Les symboles montrent des grenats affectés par des roches asthénosphéritiques fondues ("magmatique" ; TiO2 > 0.3 % en poids) et grenats de phlogopite métasomatisés ("hydrous" ; Zr > 40 ppm pour des basses teneurs en Ti) par-dessus des roches réduites ("depleted").

Notes :

(1) le composant fort des roches fondues indique une infiltration dominante des roches fondues asthénosphéritiques dans la lithosphère sous la Tanzanie,

(2) la limite (Y10 ppm) des grenats réduits à 1000°C.

6. PT ETRE BIEN QU'ON VA TROUVER DES DIAMANTS

6.1 Exemple d'application I : gisement de Daldyn, Sibérie

Considérant des échantillons prélevés dans le gisement de kimberlite de Daldyn, Sibérie, la détermination des températures et des pressions de formation des grenats puis le positionnement de ces valeurs pour les roches environnantes correspondantes, dans le diagramme géothermobarométrique P(Cr)-T(Ni) permet de déterminer l'intérêt des différentes roches quant à leur potentialité de renfermer ou non des diamants.

Ainsi, dans ce gisement, il apparaît que seules les harzolites, et plus particulièrement celles à faible teneur en calcium ont subi des conditions PT en accord avec le domaine de stabilité du diamant.
Par conséquent, les études suivantes puis éventuellement l'exploitation pourront être limitées à cette seule roche, limitant ainsi considérablement les champs d'investigation et les frais de prospection et d'exploitation aux seules zones potentiellement dignes d'intérêt.

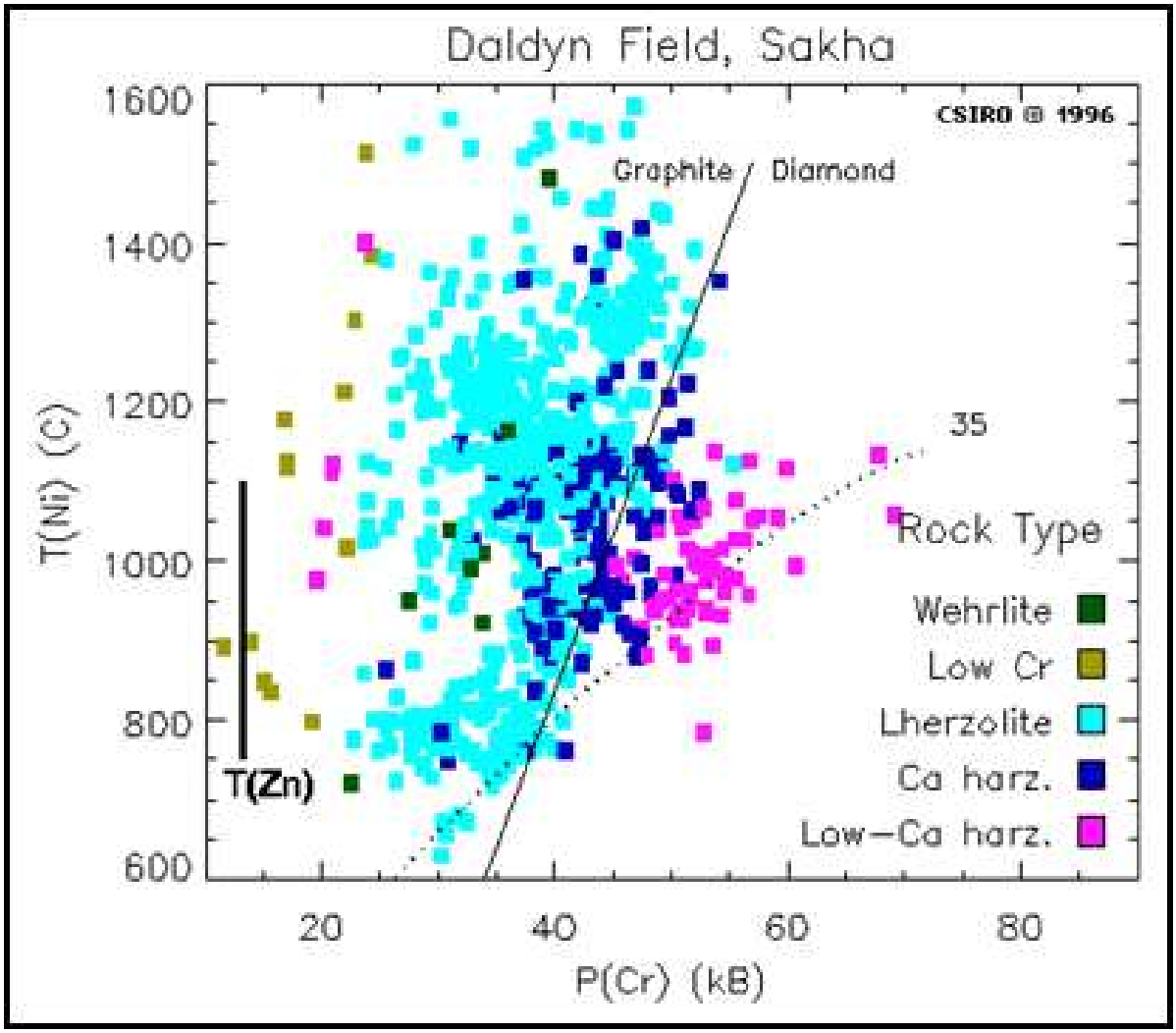


Figure 202 : Diagramme P(Cr)-T(Ni) pour les grenats du gisement de kimberlite de Daldyn, Sibérie
Les courbes indiquent la frontière du domaine d'existence des phases de diamant-graphite (ligne solide) et les géothermes de conduction (courbes pointillées, exprimées en flux de chaleur en mW/m^2). Les chromites de Daldyn enregistrent les températures de T(Zn) qui s'étendent jusqu'à ~1100 °C (barre verticale), indiquant qu'au moins certains des grenats ont coexisté avec la chromite jusqu'aux alentours de cette température. Le lieu de P(Cr) maximum pour un T(Ni) donné, définit le géotherme grenat, conformément à un modèle de conduction de 34 mW/m ^{2}.

6.2 Exemple d'application II : gisement d'Afrique du sud

Le géotherme détermine le champ de température qui correspond au domaine de stabilité du diamant Ceci définit la "fenêtre du diamant" (diamond window), qui s'étend de la température de transition diamant-graphite jusqu'aux températures à la base de la lithosphère ; les grenats qui ont enregistré ces températures ont pu avoir coexisté avec des diamants. La figure montre des histogrammes de T(Ni) de trois kimberlites d'Afrique du sud, ainsi que le géotherme grenat estimé pour le groupe de kimberlite I et II dans le cratère de Kaapvaal. Les concentrations de grenat des pipes à haute teneur en diamant montrent des histogrammes de T(Ni) avec de nombreuses valeurs dans la fenêtre du diamant, indicatifs de la richesse du manteau dans le domaine de stabilité du diamant. Les pipes de qualité inférieure présentent des prélèvements faibles dans la fenêtre de diamant, et une abondance en grenats affectés par des fusions haute température. Le pipe zéro est quant à lui totalement stérile puisque son géotherme ne croise pas le champ de stabilité de diamant.

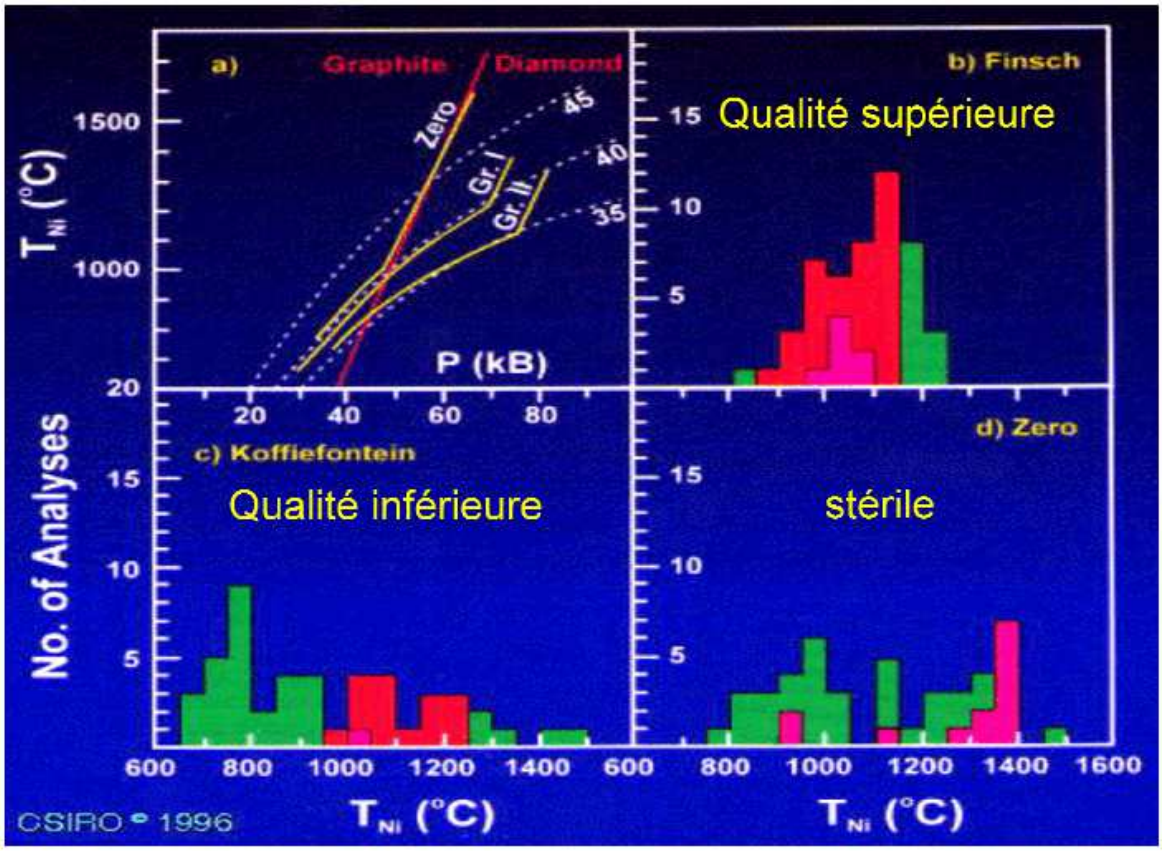


Figure 203 : Géothermes grenat déterminés pour le pipe zéro et pour les groupes de kimberlites I et II sur le cratère de Kaapvaal, Afrique du sud (courbes pleines).
Les géothermes suivent un comportement de conduction à la base de la lithosphère (1000, 1100 et 1150°C respectivement). D'autres courbes indiquent la frontière du domaine de stabilité des phases diamant-graphite (en trait plein) et les géothermes conducteurs (courbes pointillées marquées dans débit calorifique, mW/m2).

Les histogrammes de T(Ni) de b-d) pour le grenat se concentrent du Finsch (b ; catégorie élevée de diamant), Koffiefontein (c ; qualité inférieure) et zéro (d ;) pipes stériles de kimberlite. Secteur ombragé : la fenêtre de diamant. La hachure montre les grenats "G10".

Livre 7 - Les grenats des pegmatites

Très fréquemment, les grenats sont associés au métamorphisme, en particulier de moyenne à haute température et haute pression. Toutefois, cette image est quelque peu limitative, il convient en effet de ne pas négliger les grenats des pegmatites. Ils sont souvent très bien cristallisés car non soumis à la rétromorphose, et se présentent en belles associations avec albite et quartz notamment, voir béryl et tourmaline.

1. LES GRENATS DES PEGMATITES

1.1 Morphologie

Les grenats sont des minéraux isomorphes, du **groupe 4/m32/m du système cubique**, avec des formes dérivées en **dodécaèdre rhomboïdal** (ou rhombododécaèdre) (surtout dans les roches métamorphiques) et trapézoèdre : **Tétragonotrioctaèdre** (plutôt dans les pegmatites).

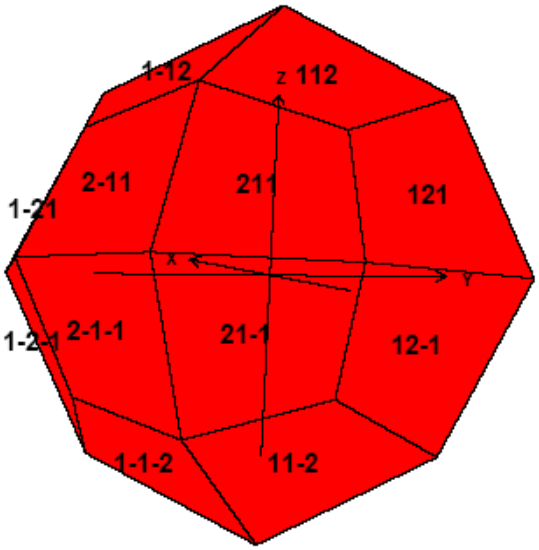


Figure 204 : Pegmatite : Morphologie du Tétragonotrioctaèdre fréquemment rencontré pour les grenats de pegmatites

1.2 Composition

Dès 1938, Wright a décrit les compositions de grenats d'origine magmatique, comme étant :

- grenat des granites : Almandin 60-64 % en % moléculaire
  Spessartine 36,0 %
  Grossulaire qqs %

- grenat des pegmatites : Spessartine 47,1 % en % moléculaire
  Almandin 45-52 %
  Grossulaire qqs %

2. PEGMATITES – GENERALITES

2.1 Définition

La pegmatite est une roche ignée à gros cristaux, de taille supérieure à 20 mm (et pouvant atteindre plusieurs mètres).

2.2 Genèse

Dans ce paragraphe relatif à la formation des pegmatites, nous ne présenterons que des généralités, les cristallisations des pegmatites avec en particulier la formation des grenats sera présentée dans un paragraphe ultérieur.

La formation des pegmatites est particulièrement complexe. De sorte que, même aujourd'hui, il n'existe pas de modèle de genèse des pegmatites, qui soit unanimement reconnu et représentatif de l'ensemble des pegmatites.

Toutefois, la théorie selon laquelle les pegmatites seraient issues de fluides résiduels provenant de la cristallisation de plutons granitiques obtient la faveur d'un grand nombre de chercheurs.

La cristallisation des éléments constitutifs du granite provoque par ségrégation, la concentration dans la phase liquide du magma résiduel de constituants volatils : H_2O, CO_2, F, Cl, B, ainsi que d'éléments rares Th, U, Nb-Ta, Zr, Ti pour des pegmatites profondes (7-11 km), Be, Li, Cs pour des pegmatites intermédiaires (4-7 km).
La présence de ces éléments dans cette phase liquide dont la température de cristallisation est plus basse, provoque une diminution du taux de nucléation, une diminution de la viscosité, tout en augmentant les cinétiques de diffusion et la solubilité. Ils sont responsables de la genèse de cristaux macroscopiques, voire de cristaux géants de plusieurs tonnes (béryl de 8 m de haut).

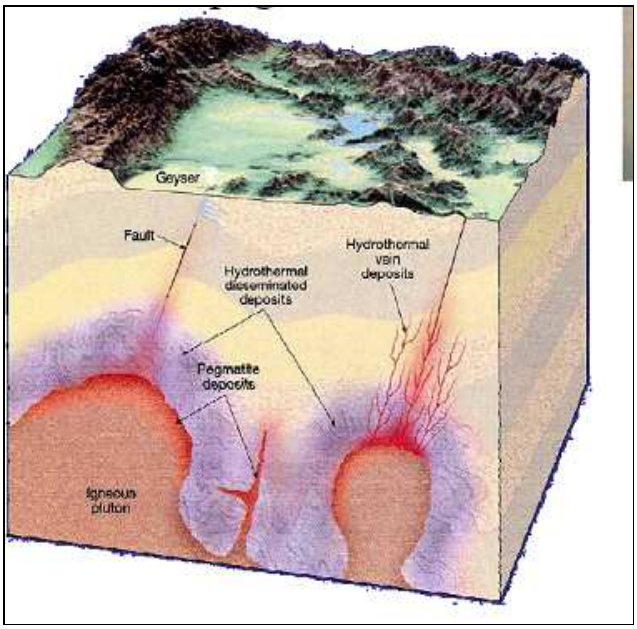


Figure 205 : Coupe d'intrusions magmatiques avec genèse de pegmatites

Par le passé, il était admis que pour obtenir des cristaux de telles dimensions, le temps de refroidissement devait être très long. Mais, depuis quelques années, suite notamment à la création de modèles thermiques de refroidissement, il est reconnu que la cinétique de refroidissement des pegmatites, en particulier de celles formées près de la surface, est bien plus rapide que ce qui avait été pressenti auparavant.
London a ainsi créé un modèle de cristallisation des pegmatites qui a montré, en accord avec les découvertes sur le terrain, que cette cristallisation résultait du déséquilibre d'une phase liquide en surfusion.

Les études expérimentales sur les phases liquides riches en éléments volatils et celles sur les inclusions des fluides ont démontré que des silicates fondus riches en éléments volatils, pouvaient rester liquides jusqu'à des températures bien en deçà de 500°C, fréquemment jusqu'à 350°C.

2.3 Localisation

Les pegmatites se rencontrent soit en poche, soit en veine ou filon, à l'intérieur même ou à proximité de plutons granitiques. La notion de proximité est ici tout à fait relative puisque, par exemple, à Madagascar, certaines pegmatites sont distantes de près de 100 km du pluton qui leur est associé.

Elles peuvent se trouver en surface aussi bien qu'en profondeur (pegmatites abyssales dont la profondeur est supérieure à 11 km).

2.4 Classification des pegmatites

Nous ne considérerons dans cet exposé, que les pegmatites dites granitiques, en accord avec leur composition. Elles sont composées principalement de quartz, de feldspath et de mica. D'autres minéraux sont également rencontrés, leur conférant un intérêt économique certain, comme des gemmes destinées à la joaillerie: tourmaline, topaze, béryl (émeraude), grenat, apatite ou des minerais d'éléments rares (tungstène (wolframite), niobo-tantalates, uranium, lithium…).

3. RAPPELS SUR LES GRANITOIDES

3.1 Compositions

Généralement les massifs granitiques sont composés de roches pétrographiquement variées : granodiorites, granités monzonitiques (adamellites), granités (s.s.) et granités à feldspaths alcalins (appelés souvent abusivement granités alcalins). Ces roches variées sont souvent appelées granitoïdes ou même, encore une fois abusivement, granités sensu lato.

Minéralogiquement les granitoïdes sont constitués de quartz, plagioclase (< An40), feldspath potassique et minéraux ferromagnésiens (biotite, hornblende et même parfois pyroxène et olivine, muscovite, grenat, cordiérite...) en quantités subordonnées.

Les compositions chimiques (en éléments majeurs) des granitoïdes sont relativement restreintes :

- SiO_2	60 - 75 %		
- Al_2O_3	16,5-12,5%		
- MgO	< 2,5 %	- CaO	< 4,5 %
- Fe_2O_3	< 5,0 %	- Na_2O	3-4%
- MnO	< 0,1 %	- K_2O	3-6%
- TiO_2	< 1,0 %		
- P_2O_5	< 0,4 %		

Lors de la cristallisation fractionnée, Fe, Mg, Ga, Mn, Ti et P sont des éléments dont la teneur tend vers zéro, de sorte que le granité final **serait un granité idéal dit "haplogranite" formé seulement de quartz et de feldspaths alcalins.**

Les données expérimentales de **Tuttle et Bowen (1958)** montrent qu'il existe un point de fusion minimum dans le système ternaire quartz-albite-orthose en présence d'eau, dont la composition est approximativement celle de cet haplogranite, et souvent très proche de celle de beaucoup de granités. Remarquons toutefois que ce point de fusion minimum n'est pas un véritable eutectique puisque la cristallisation à ce point, produit non seulement un solide mais aussi une phase fluide qui s'échappe. D'autre part ce système ternaire quartz-albite-orthose n'est qu'une approximation très grossière des granitoïdes réels puisque ceux-ci contiennent de plus, nombre d'éléments (Fe, Mn, Ti, Zr...) qui ne sont pas pris en compte dans ce système et dont la présence influe considérablement sur l'évolution par cristallisation fractionnée des magmas.

3.2 Classification

Il existe plusieurs classifications des granitoïdes selon les paramètres désignés.

3.2.1. A partir de leur teneur en alumine

La saturation de l'alumine par rapport aux alcalins permet une distinction fondamentale parmi les divers granitoïdes (comme dans les autres roches magmatiques). En effet ce sont les feldspaths qui sont les

principaux porteurs d'alumine et d'alcalins dans les granitoïdes et un excès d'alcalin ou d'alumine se traduit par la présence de minéraux caractéristiques ; on distingue ainsi :

- des granites peralumineux ($Na_2O + K_2O + CaO < Al_2O_3$)
  caractérisés par la présence de minéraux alumineux (muscovite, cordiérite, grenat, andalousite, sillimanite) traduisant l'excès d'alumine sur les alcalins.
- des granites métalumineux ($Na_2O + K_2O < Al_2O_3 < Na_2O + K_2O + CaO$)
  où les minéraux ferromagnésiens sont juste saturés en alumine (biotite, hornblende);
- des granites alcalins ($Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$)
  où l'excès d'alcalins se traduit par la présence de minéraux ferromagnésiens alcalins (amphiboles, pyroxènes sodiques, zircono- ou titano-silicates...) ;

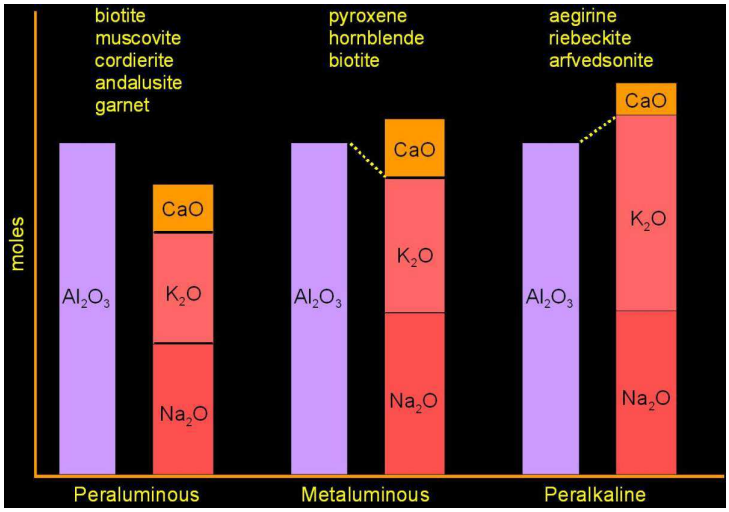


Figure 206 : Représentation graphique des rapports A/CNK et A/NK et transposition minéralogique, d'après Winter, 2002

Les séries magmatiques dans les granitoïdes sont :

- des séries alcalines
- des séries subalcalines au sein desquelles on peut distinguer :
  - des séries calcoalcalines relativement communes dans les granitoïdes ;
  - des séries subtholéïtiques se distinguant des précédentes par des rapports fer/magnésium plus élevés ;
  - des séries potassiques magnésiennes ;
  - des plagiogranites/trondhjémites (rattachés par certains aux MORB, par d'autres aux séries tholéïtiques d'arcs insulaires).

Notons que l'on peut rencontrer dans une même série magmatique des roches métalumineuses et des roches peralumineuses. En effet la cristallisation de minéraux sous-saturés en alumine enrichit le liquide en alumine de sorte qu'un même magma, initialement méta-alumineux peut produire par cristallisation fractionnée (par exemple d'amphibole ou de pyroxène) des magmas évolués (et des roches) peralumineux. Parmi les séries potassiques, certaines sont essentiellement méta-alumineuses et apparaissent ainsi voisines des séries volcaniques shoshonitiques, d'autres sont exclusivement peralumineuses.

3.2.2. A partir de leur composition

Les roches magmatiques sont nommées, en fonction de leur composition, selon la classification de Streckeisen (1976), dont la représentation globale est située en fin de livre.

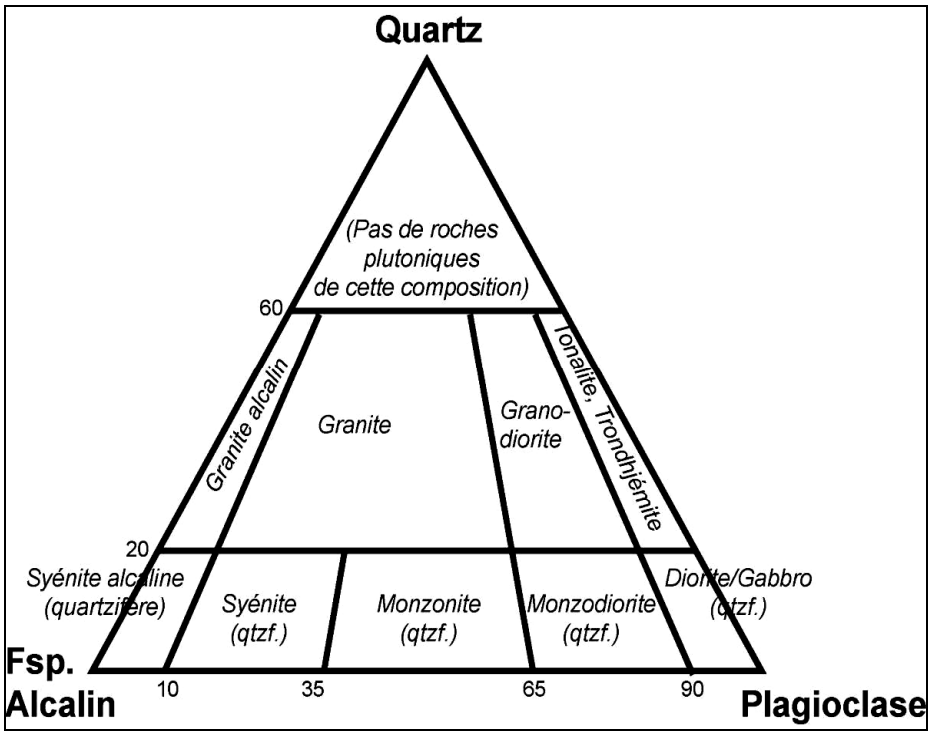


Figure 207 : Classification des roches magmatiques de Streckeisen – Diagramme QAP
FSP : feldspath

3.2.3. A partir de leur genèse

L'établissement des séries magmatiques dans les granitoïdes est souvent délicat car leur discussion doit tenir compte non seulement de la cristallisation fractionnée et des phénomènes d'accumulation mais aussi de l'assimilation/contamination. La notion même de série magmatique dans les granitoïdes est même parfois niée. Aussi certains auteurs ont-ils présenté des classifications - d'ailleurs sous-tendues d'hypothèses génétiques - d'application beaucoup plus simples : **les lignées I et S de Chappell et White**.

Chappell et White (1974) opposent deux grandes familles de suites granitiques sur des critères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques tiré de **Charoy (1979)** (complété en fonction de White et Chappell, 1977). Les granites I correspondent approximativement aux granités méta-alumineux et les granites S aux granités peralumineux.
L'originalité de ces auteurs est de systématiser ces notions et de leur donner une interprétation génétique. En effet, pour ces auteurs, **les granitoïdes résulteraient du mélange d'un haplogranite, formé par fusion à "l'eutectique" et de deux types principaux de matériaux :**

- d'une part des matériaux ignés (I), amphibolites de la croûte continentale inférieure, basaltes de la croûte océanique subductée ;
- d'autre part des séries métasédimentaires (S), issues de roches détritiques quartzo-feldspathiques (shales et grauwackes) accumulées sous forme de sédiments de type flysch sur les marges continentales.

Notons également qu'ils existent d'autres nomenclatures comme celle basée sur la série à magnétite et la série à ilménite de **Ishihara (1971,1977, 1981),** basée essentiellement sur une différence de niveau dans les teneurs en magnétite aisément décelables au magnétomètre.

TYPE I	TYPE S
- hornblende et sphène (+ biotite) (± ilménite) - xénolites de roches basiques à hornblende et pyroxènes	- Muscovite Silicate d'alumine, grenat, cordiérite (monazite) - xénolites métasédimentaires (métashales en particulier)
- Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO) < 1,1 (en moles, roches sous-saturées ou juste saturées en alumine) - présence de diopside dans la norme CIPW ou si corindon < 1% - large éventail de composition, d'intermédiaire à acide - plus riche en CaO (diagramme ACF)	- Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO) > 1,1 (en moles, sursaturation en alumine) - présence de corindon dans la norme > 1% - composition essentiellement fortement acide (silice) - plus pauvre en CaO
Na_2O > 3,2 dans variétés claires > 2,2 dans variétés mafiques	Na_2O < 3,2 pour 5 % de K_2O < 2,2 pour 2 % de K_2O
- minéralisations W, Ca, Mo, (porphyre)	- minéralisation Sn

Table 18 : Caractéristiques principales des deux types granitiques, d'après Green et Ringwood (1974)

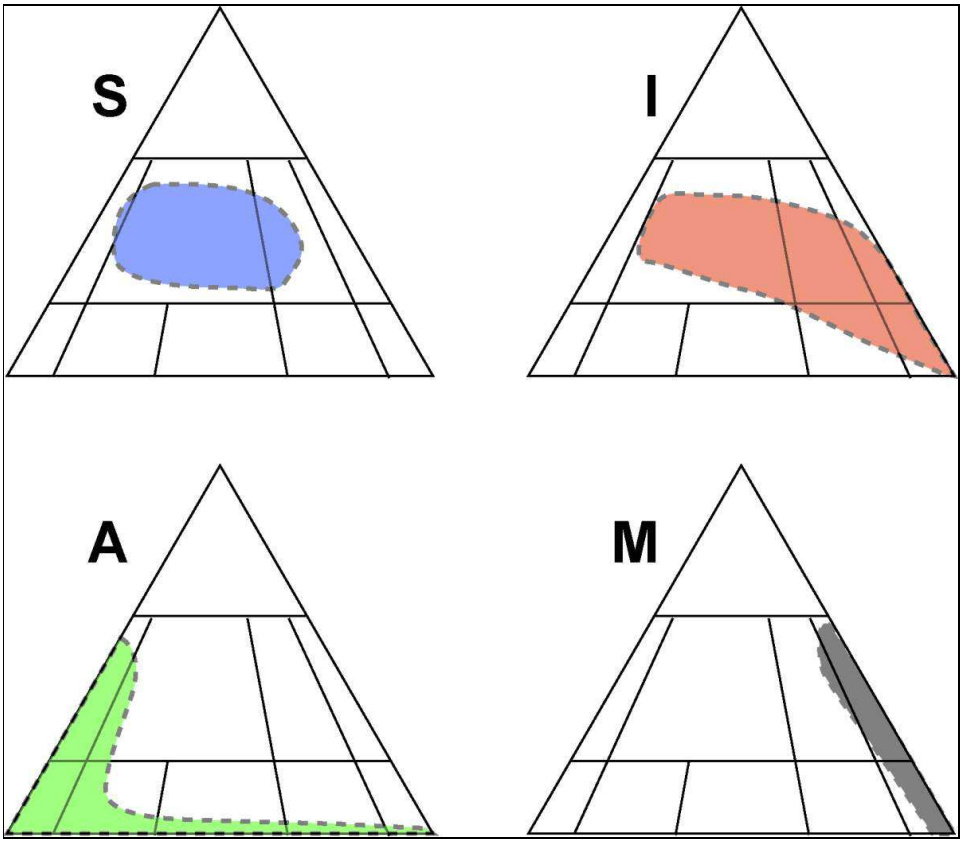


Figure 208 : Domaine de composition des quatre types de granites dans le diagramme QAP

Cette classification a par la suite été complétée par les granites de type A et de type M.

- les granites d'origine alcaline (A) qui auraient pour origine la différenciation poussée de basaltes alcalins (de type magmas intraplaques, point chaud par exemple), ou de liquides qui se sont formés par fusion de la croûte inférieure, anhydre.
- Les granites d'origine mantellique (M), associés aux basaltes des rides océaniques et donc aux ophiolites.

4. MORPHOLOGIE DES PEGMATITES

Bien que chaque veine ou poche ait sa propre histoire, voici quelques éléments fréquemment rencontrés. Les caractéristiques texturaux et structuraux des veines ou poches permettent de les décomposer en trois secteurs principaux :

- le plancher d'aplite
  que l'on peut à son tour décomposer en :
- un niveau inférieur constitué d'une aplite d'albite non stratifiée
- un niveau supérieur constitué d'aplite stratifiée.

L'interface entre ces deux niveaux est constituée d'une couche dense de grenats (avec un peu de tourmaline), et les différentes strates dans l'aplite du niveau supérieur sont séparées par des couches fines, riches en grenats.
Des cristaux de feldspath potassique effilés sont orientés perpendiculairement à ces niveaux avec un élargissement vers le cœur de la veine.

- le cœur ou la poche
  Le cœur est enrichi en quartz et peut renfermer **des poches miarolitiques** dans lesquelles on peut récolter divers minéraux tels que tourmalines, quartz, grenats, micas et feldspaths.
- le plafond
  Il est caractérisé par une abondance de cristaux de feldspath potassique **perthitiques** (anguleux) qui vont en s'élargissant vers le cœur de la poche.
  Ces cristaux peuvent former des figures d'intercroissance avec le quartz dans la partie supérieure du plafond. Puis, ces deux minéraux forment deux phases clairement distinctes dès lors que l'on se rapproche du cœur de la poche.

5. CRISTALLISATION ET PETROLOGIE DES PEGMATITES

La cristallisation des minéraux des pegmatites est complexe car plusieurs mécanismes simultanés et difficilement dissociables apportent chacun leur contribution à la formation globale des pegmatites.

5.1 Thermodynamique de la cristallisation des pegmatites

La théorie de la cristallisation est basée sur la création de surface et la minimisation de l'enthalpie libre de formation de cette surface. La cristallisation se décompose en trois phases principales:

- **Nucléation ou germination**
  de nouveaux cristaux appelés germes ou nucléi se forment par association de quelques molécules. On distingue germination primaire homogène (pure) et hétérogène (sur des poussières ou impuretés), et secondaire (sur des cristaux existants)
- **Croissance**
  A partir des nucléi, il y a croissance des cristaux, les molécules du soluté viennent préférentiellement se fixer, là où la dépense d'enthalpie libre pour créer une nouvelle surface est la plus faible, c'est-à-dire au contact de cristaux existants.
- **Mûrissement d'Oswald**
  phase au cours de laquelle il y a redissolution des petits cristaux au profit des plus gros

La nucléation intervient lorsque la concentration en soluté est égale au seuil de solubilité, c'est-à-dire physiquement lorsqu'il y a plus de molécules dans la phase liquide que celle-ci ne peut en accepter.

Or, il y a deux manières pour que la concentration du soluté atteigne ce seuil : soit par augmentation de la concentration en soluté (par élimination du solvant (ex : évaporation du solvant)), soit par refroidissement puisque la solubilité d'un composé décroît avec la température.

Toutefois, il est possible que la nucléation interviennent avec un certain « retard », la solution est sous des **conditions métastables** : on parle de **sursaturation,** l'excédent de concentration entre la concentration réelle et la concentration du seuil de solubilité dans le cas d'une cristallisation par concentration et de **surfusion,** l'excédent de température entre la température réelle du soluté et la température du seuil de solubilité correspondant, dans le cas d'une cristallisation par refroidissement. Il existe néanmoins dans ces deux cas un seuil limite qui caractérise le seuil de cristallisation.

Ces phénomènes de sursaturation et de surfusion sont caractérisés par des cinétiques de cristallisation bien plus rapides que les cristallisations définies comme « normales », exercées au seuil de saturation.
On a vu des animaux (canards en particulier), être littéralement pris au piège par la glaciation quasi instantanée de plans d'eau en surfusion, l'eau étant déstabilisée par leur amerrissage et cristallisant aussitôt.

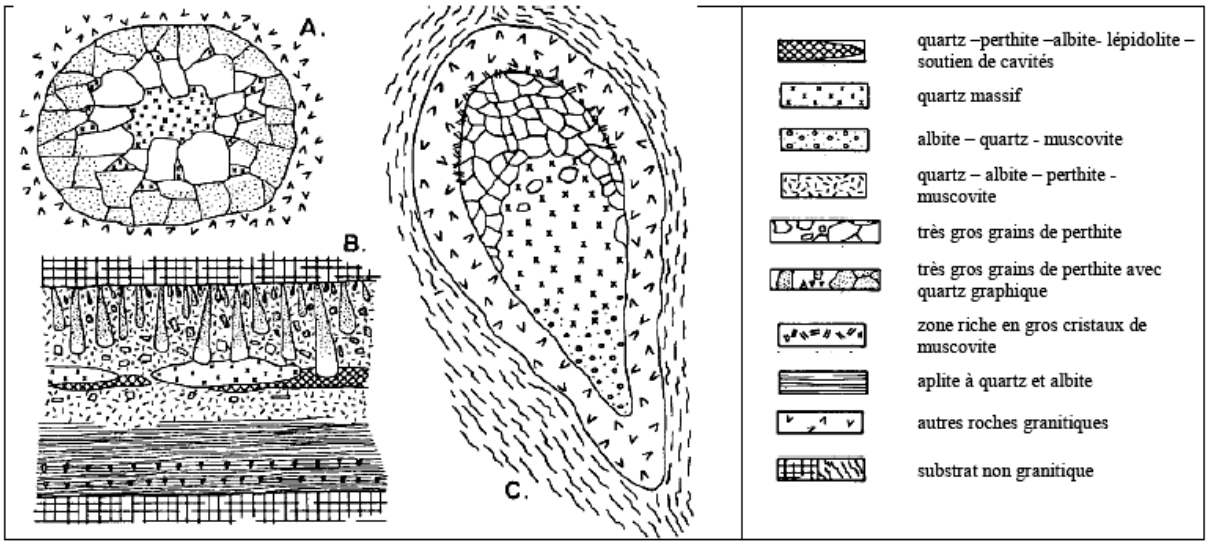


Figure 209 : Pegmatite : Coupes des trois types principaux de dépôts en phase liquide, d'après Jahns et Burnham (1969)

A. Poche miarolitique dans du granite
Typiquement quelques cm de diamètres
B. Filon de pegmatite zonée asymétrique avec un plancher d'aplite
Typiquement quelques dizaines de cm de long
C. Pegmatite zonée asymétrique avec un mur constitué de granitoïde
Typiquement plusieurs mètres de diamètres de long

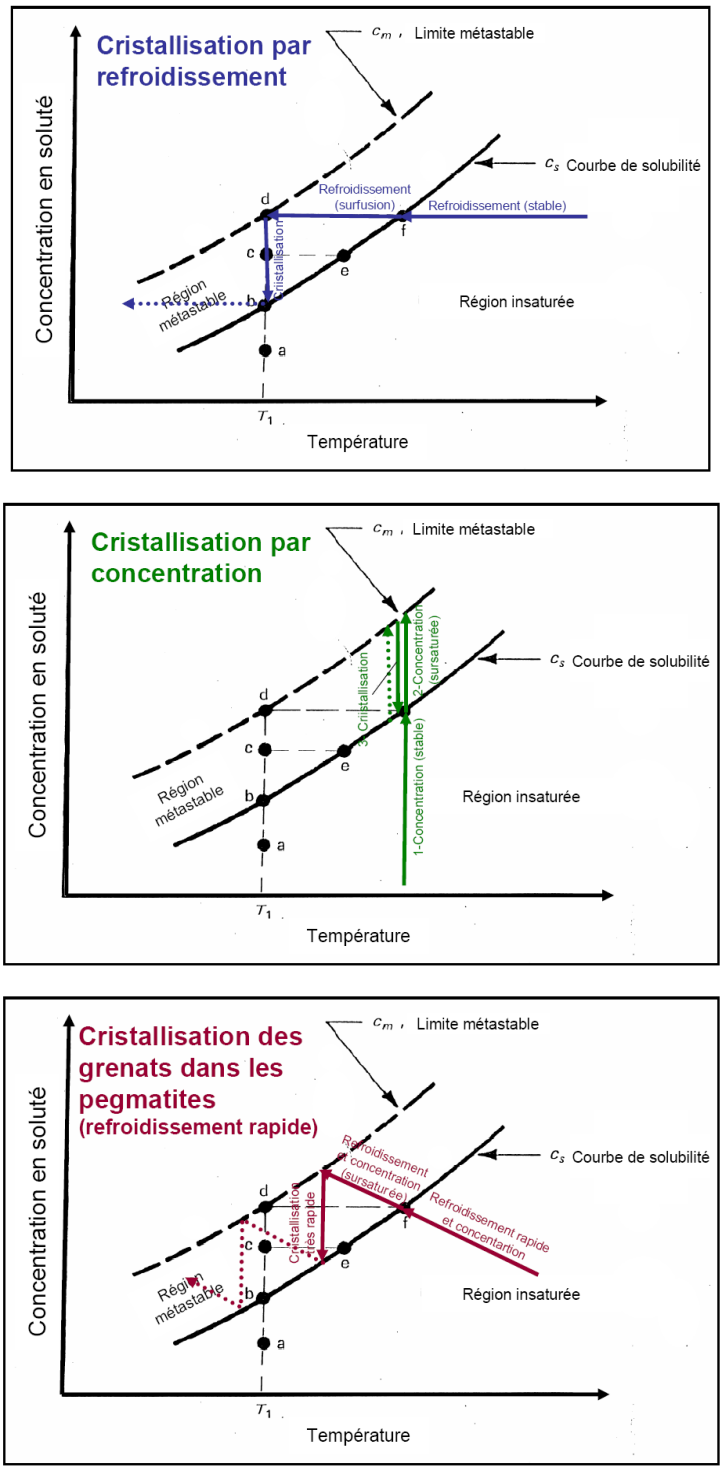


Figure 210 : Pegmatite : trajets des cristallisations dans différents cas

0 - cas de cristallisation sans sursaturation, la concentration en soluté suit la courbe de solubilité Cs
1 - cristallisation simple dans le cas d'un refroidissement- il est à noter que la cristallisation est exothermique et tend à ralentir le refroidissement pendant la phase de cristallisation
2 - cristallisation simple dans le cas d'une augmentation de la concentration (ex : évaporation du solvant)
3 - cristallisation mixte des grenats des pegmatites

5.2 Cinétique de la cristallisation des pegmatites

Nous savons aujourd'hui que la cristallisation des pegmatites est infiniment plus rapide que ne l'annonçaient les théories anciennes qui présentaient la taille des cristaux des pegmatites comme la conséquence d'une croissance des cristaux due à un refroidissement lent des pegmatites.

Un modèle thermique, appliqué à 4 dykes du comté de San Diego (USA), basé sur les équations de refroidissement par conduction prenant en compte la chaleur latente de cristallisation, a ainsi montré qu'à partir d'une phase liquide mise en place à 650°C dans une roche gabbroïque fracturée de 150°C, à une profondeur de 5 km, et avec une teneur initiale en H2O estimée à 3%pds, le refroidissement en deçà de 550°C était atteint au cœur des dykes en 9 ans pour le dyke Stewart de 25 m de diamètre, 340 jours pour le dyke George Asley de 8 m de diamètre, 22 jours pour le dyke Mission de 2 m de diamètre et seulement 5 jours pour le dyke Himalaya de 1 m de diamètre.

A partir de ces résultats, la cinétique de croissance des minéraux présents dans ces pegmatites tels que les cristaux de tourmaline de 10 cm de long du dyke Himalaya, a été estimée à 10^{-5} cm/s, et la distribution de taille des grenats des aplites stratifiées à conduit à une cinétique de 10^{-6} cm/s.

Ces valeurs montrent que les dykes refroidissent et cristallisent rapidement, avec des vitesses de nucléation variables mais avec une vitesse de croissance d'ensemble élevée. Les cinétiques de nucléation initiales élevées et une surfusion forte sont en accord avec les granulométries millimétriques des aplites. Des vitesses de nucléation plus faibles couplées avec des vitesses de croissance élevées peuvent expliquer les dimensions décimétriques des minéraux rencontrés sur les murs, dans la poche centrale, ou dans les cavités miarolitiques des pegmatites.

5.3 Cristallisation du plancher

Lors du refroidissement du magma « appauvri » présent dans les poches à pegmatites, les seuils de solubilité des minéraux quartz et albite vont être atteints, puis dépassés : il y a alors surfusion de ces minéraux. Lorsque la courbe limite de solubilité est atteinte à son tour, il y a nucléation multiple de germes de quartz et d'albite ; la nucléation du feldspath potassique est, quant à elle, limitée (Fen (1977), Swanson et Fen (1986), London et al (1989)).
Cette multitude de germes va former une couche d'aplite sur le plancher de la poche.

La nucléation et la croissance rapides de l'albite et du quartz, accompagnée d'un peu de muscovite et de feldspath potassique, produisent le développement d'un enrichissement localisé sur le front de cristallisation de composés ségrégés (non inclus dans ces minéraux) : initialement Mn et Fe.
L'accumulation de ces éléments permet d'atteindre localement le seuil de saturation et ainsi fournit les conditions de cristallisation des grenats.
La nucléation de quartz et d'albite se poursuit tout le long de ces étapes.

Par la suite, il y a succession de couches d'aplite exemptes et de couches riches en grenats.

La dernière couche en surface de la poche terminale est souvent constituée d'une quantité importante de grenats avec plus ou moins de tourmalines. Ces dernières ne se forment quasiment que sur le pourtour de la poche centrale, lorsque la majeure partie du liquide a cristallisé, permettant ainsi d'accroître substantiellement la concentration du bore ségrégé. La cristallisation des grenats va alors permettre, par diminution de la teneur en magnésium et en fer, l'augmentation relative des teneurs en H2O et en bore B. La teneur en bore peut alors être suffisante pour qu'il y ait cristallisation de tourmalines (Rockhold et al (1987)).

Cette stratification aplite-grenats, alors que la nucléation de quartz et albite se poursuit tout au long de la cristallisation de la pegmatite, ne peut s'expliquer que par un mécanisme de cristallisation fractionnée en régime de sursaturation cyclique.
Certaines couches ne sont constituées que par des lits de grenats, quasiment sans interstices. Or, les nucléations du quartz et de l'albite sont rapides. La prolifération exagérée des grenats ne peut par conséquent, s'expliquer que par une cristallisation extrêmement rapide, encore plus rapide que la germination du quartz et de l'albite, ce qui ne peut intervenir que par la déstabilisation de la solution en état de sursaturation et/ou surfusion.
Le seuil de solubilité des grenats est atteint lors du refroidissement du magma appauvri et par l'enrichissement de ce magma en Mg et Fe, mais au lieu d'y avoir nucléation de cristaux de grenats, il y a encore enrichissement de la phase liquide en Mn et Fe par la poursuite de la cristallisation de l'aplite : il y a alors sursaturation de la phase liquide en Fe et Mn, ce qui revient encore à dire que la température est inférieure à la température pour laquelle il devrait y avoir cristallisation des grenats : le système est alors métastable en état de sursaturation et de surfusion. Dès qu'un événement particulier intervient, il y a alors

déstabilisation du système et cristallisation extrêmement rapide des grenats.

L'intervention du mécanisme de sursaturation/fusion est également mise en avant par le fait que les grenats ne sont présents dans les pegmatites, qu'en couches discrètes :

- Si la nucléation des grenats était rapide (par rapport à la nucléation des quartz et albite), les concentrations en Mn et Fe se stabiliseraient au niveau du seuil de saturation : les surplus de Mn et Fe présents dans la phase liquide par rapport à la saturation, et dus à l'augmentation de la concentration en Mn et Fe par cristallisation de quartz et d'albite, seraient au fur et à mesure de leur formation, consommés pour donner de nouveaux germes de grenat. Il y aurait alors uniformité dans le temps de nucléation de cristaux de grenats et répartition homogène de ces cristaux. Or ce n'est pas le cas, puisque les grenats se rencontrent en strates.
- Si la croissance des grenats était rapide (par rapport à la cristallisation des quartz et albite), les surplus de Fe et Mn seraient au fur et à mesure de leur apparition consommés pour aller faire croître les grenats de première génération présents en limite de l'aplite non litée. Là encore, il n'en est rien.

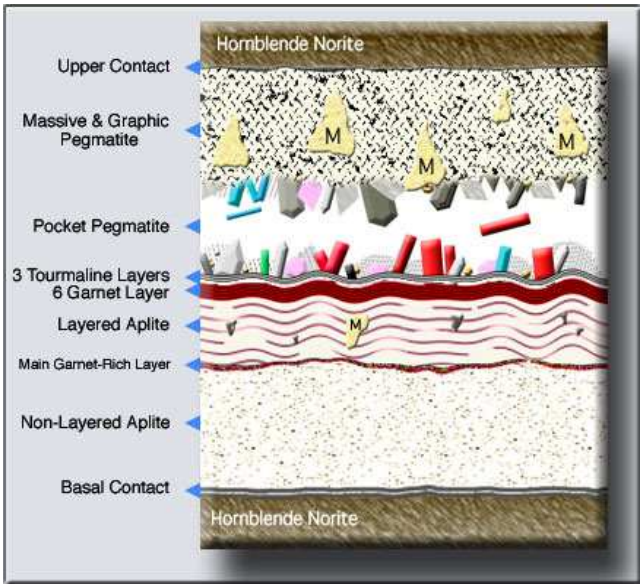


Figure 211 : Pegmatite : cristallisation secondaire de grenats spessartine disséminés sur la matrice formée de cristaux de quartz, albite et plagioclases (d'après Wegbber, Simmons et Falster)

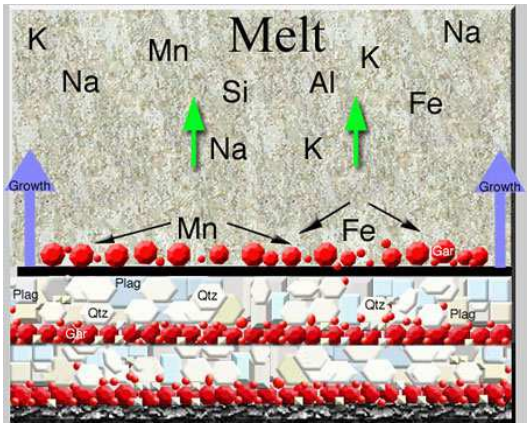


Figure 212 : Pegmatite : coupe d'une pegmatite zonée asymétrique avec un plancher d'aplite (d'après Wegbber, Simmons et Falster)

Ceci montre qu'il y a enrichissement de la phase liquide en Mn et Fe au-delà du seuil de solubilité, que le système est dans un état métastable de sursaturation/surfusion et dès qu'il y a un événement déclencheur, les surplus de Mn et Fe provenant de la différence de concentration entre le niveau saturé et le niveau sursaturé provoquent une cristallisation de nombreux grenats éparses sur les cristaux de quartz et d'albite.

5.4 Cristallisation du plafond

La cristallisation rapide du liquide sur le plancher conduit à une distribution verticale en éléments volatils, inhomogène. Lorsque le plafond commence à cristalliser, il y a déjà une épaisseur non négligeable d'aplite à albite sur le plancher et ainsi, les couches frontières en bas et en haut de la poche n'ont pas la même composition.

Au plafond, il y a croissance de cristaux qui vont former finalement une matrice bidimensionnelle (couche) denses de quartz et d'albite, parsemée de longs et imposants cristaux de plagioclases qui sont orientés parallèlement à la direction de cristallisation de la pegmatite et évasés en direction du centre de la pegmatite.

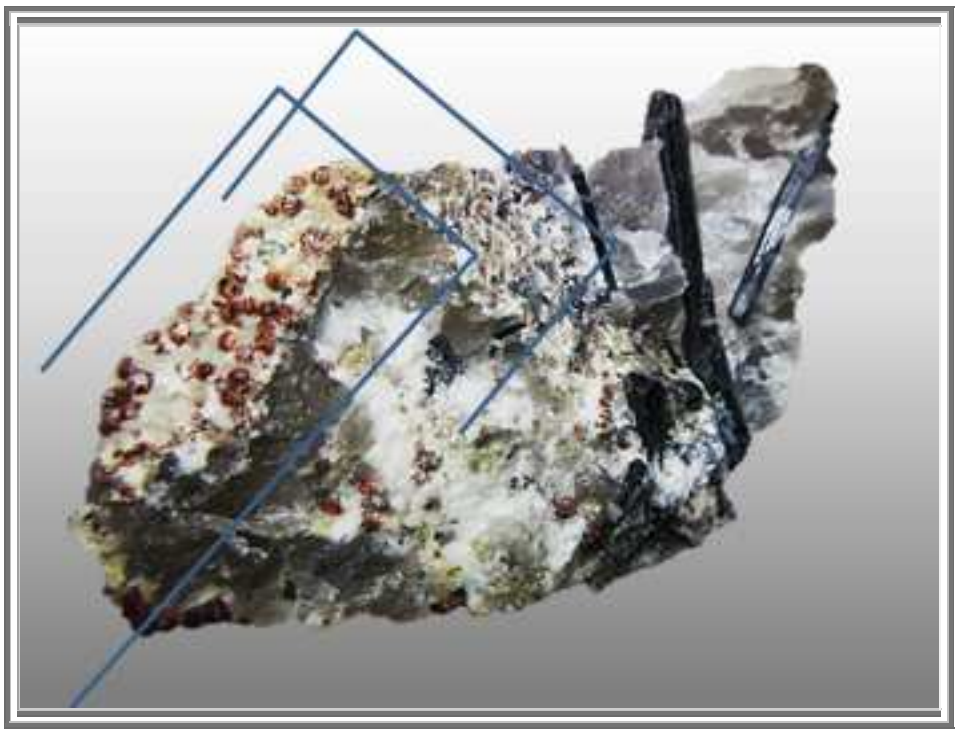


Figure 213 : Pegmatites : cristallisation par couches des grenats lors des sursaturations 50 mm, St Salvy de la Balme (81), n°1159

6. SPESSARTINE ET/OU MUSCOVITE

La cristallisation des grenats dans les pegmatites n'a pas été étudiée très intensément car ils ne représentent pas le même intérêt économique que les gemmes (tourmalines, émeraudes) ou les terres et éléments rares (Ta, Nb, U etc .). C'est pourquoi ce paragraphe est plus une interrogation, une réflexion sur les coexistences entre muscovite et grenats dans les pegmatites, plus qu'un réel exposé.

6.1 Syn-cristallisation muscovite-grenats

Gindy (1956) a proposé à partir de ses études sur les occurrences en Donegal (Ulster) et en Egypte, que les grenats, ainsi que la muscovite, cristallisaient comme une alternative à la biotite pour des magmas enrichis en composés volatils. Ce qui fut confirmé en 1981 par Calvin F. Miller and Edward F. Stoddard, en Californie.

Les grenats issus de granites ou de pegmatites contiennent habituellement une substantielle teneur en manganèse, et Ramkana et Sahama (1950) ont attribué l'occurrence de minéraux manganifères dans les roches acides à la forte proportion de manganèse par rapport au fer dans les derniers produits de cristallisation fractionnée. Cependant, la présence de manganèse n'interdit pas nécessairement une origine par contamination, puisque les grenats de métamorphisme de contact (excepté les grossulaires) sont aussi manganifères (Tilley (1926)).

Ces compilations révèlent qu'une écrasante majorité des grenats trouvés dans les granitoïdes contiennent plus de 10% de spessartine.
En outre, les analyses disponibles des biotites qui coexistent avec des grenats spessartines sont plus riches en MnO, avec 0,75 %pds (par ex. Leake 1967; Joyce 1973; Bradfish 1979), contre 0,2 à 0,5 %pds habituellement pour les biotites ignées sans grenat (Deer et al. 1962; Nockolds en 1947).
Les études expérimentales (Hsu, 1968; Green 1978a) montrent que le manganèse améliore la stabilité du grenat dans les magmas, lui permettant de cristalliser en tant que minéral de roche primaire sous des pressions inférieures à 3 kbar, et moi-même je défends la thèse qui décrit le manganèse comme étant le précurseur à la cristallisation des grenats dès qu'il est présent (cf. livre 1 paragraphe cristallisation).

Les grenats cristallisés dans les roches granitiques felsiques, fortement peralumineuses de Old Woman-Piute, sont dus à un enrichissement en Mn. Avec pour preuves principales:

(1) le grenat est restreint aux roches les plus récentes et les plus différenciées des plutons;

(2) la biotite est plus abondante dans les roches sans grenat. Elle est présente de manière clairsemée, en grains et en lambeaux, aux bords des muscovites pour les roches pauvres en grenat, et est absente des roches riches en grenats, davantage felsiques,

(3) le ratio Mn/(Fe +Mg) de roches entières a augmenté de manière drastique avec la différenciation lors de la cristallisation des pegmatites;

(4) les grenats sont très riches en Mn, et même les biotites sont devenues de plus en plus riches en Mn avec la différenciation.

Nous interprétons ces éléments de preuve pour montrer que le magma a évolué progressivement vers un ratio Mn/(Fe + Mg) plus élevé lors de la cristallisation de la biotite et de la muscovite jusqu'à ce qu'un niveau de concentration critique soit atteint, alors il y a formation du grenat par la réaction:

$$\text{biotite} + \text{liquide riche en (Mn, Al)} \longrightarrow \text{grenat} + \text{muscovite.}$$

La plupart des grenats de granitoïdes ont cristalisé à partir de magmas peralumineux, riches en Mn.
La plupart des grenats analysés sont beaucoup plus riches en manganèse que tout autre minéral mafique présent dans les roches ignées (à l'exception des ilménites manganifères), et les biotites coexistantes sont généralement exceptionnellement riches en Mn.

D'après les lois de substitution de Goldsmith, l'ordre de préférence des ions dans les sites octaédriques de la muscovite est Al^{3+}- Fe^{3+}- Mg^{2+}- Fe^{2+}- Mn^{2+}. Ainsi, la muscovite ne peut accepter au mieux que 3,5 % de MnO (Hirowatari, 1957). Mais en réalité, il y a une ségrégation quasi-totale du manganèse hors de la muscovite (A. HALL 1965). Lorsque la muscovite cristallise, le magma résiduel va donc s'enrichir en manganèse relativement au fer et au magnésium qui eux vont être consommé par la cristallisation du mica.

NOTA
Micas blancs : phengite dont les pôles sont la muscovite et la céladonite, dont la formule est K(Mg,Fe)(Fe,Al) $[(OH)_2|Si_4O_{10}]$: pôle ferromagnésien.

Christophe-Michel-Lévy (1951) a montré que sous une pression d'eau de 500-700 bars (0,05-0,07 GPa) à une température de 700°C, l'almandin pur ne pouvait pas être synthétisé à partir de ses constituants, mais que si les constituants de la spessartine étaient également présents (Mn), alors un grenat pouvait être formé.

L'enrichissement du magma en manganèse dû à sa ségrégation hors de la muscovite conduit donc à la formation de grenat, même si le taux de manganèse réel est si faible qu'il pourrait être facilement assimilé par la muscovite.
L'idée que la muscovite et le grenat formerait une alternative à la biotite sous certaines conditions de pression-température est improbable car la proportion de grenat par rapport à la muscovite dans les granites où les deux sont présents, est si faible que si tous les grenats et toute la muscovite étaient combinés, le minéral qui en résulterait aurait encore la composition d'une muscovite plutôt que d'une biotite [6].

Le rapport de manganèse par rapport au fer et au magnésium dans les roches ignées est très élevé dans les roches les plus acides, ainsi, la plus probable occurrence de grenats dans les granites à muscovite plutôt que dans les granites à biotite résiderait dans la plus grande probabilité que le rapport Mn/(Fe+Mg) soit suffisant pour atteindre le niveau requis pour la formation du grenat au cours de la cristallisation du magma.

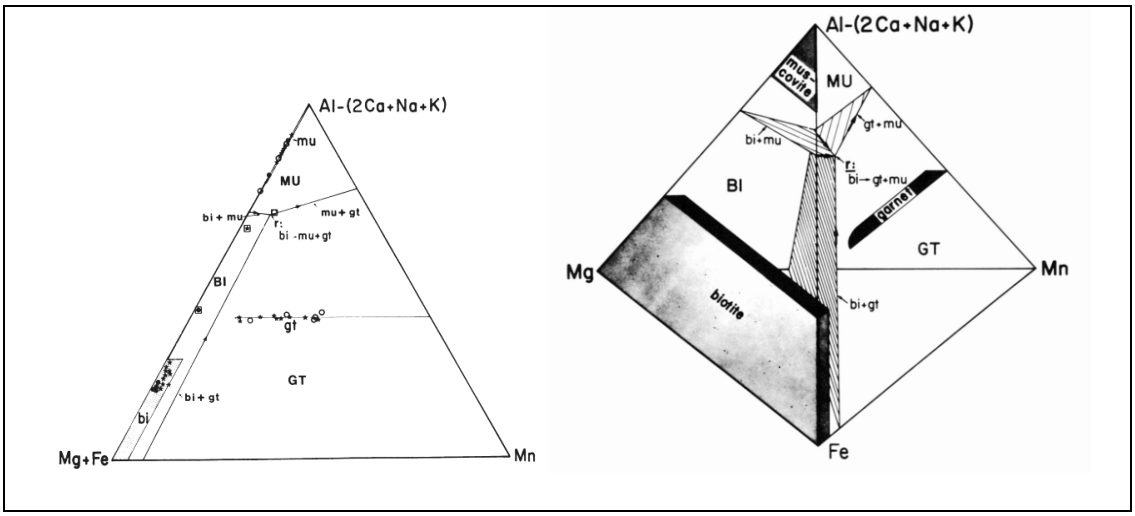


Figure 214 : Diagramme de phase schématique grenat, biotite et muscovite dans les magmas granitiques peralumineux:

(A) Diagramme ternaire; noter la réaction entre la biotite et le liquide pour produire du grenat et de la muscovite au point triple « r ». Les carrés ouverts sont les compositions moyennes calculées des roches mères à partir des données du tableau 3. Les flèches sur les cotectiques indiquent la direction d'une baisse de la température.

B) Figure A étendue à quatre composants, avec Fe et Mg traités séparément; notez que la réaction biotite + liquide ⟶ muscovite + grenat suit la courbe en « r ».
Le champ de cristallisation primaire de hornblende peut empiéter sur la partie inférieure du tétraèdre; celle de la cordierite qui occuperait une région riche en Mg et Al a été omise. Sillimanite ou andalousite se produirait à P inférieure et/ou T supérieure. MU, BI, et GT dans les deux diagrammes indiquent les régions de cristallisation primaire de muscovite, biotite et grenat respectivement.

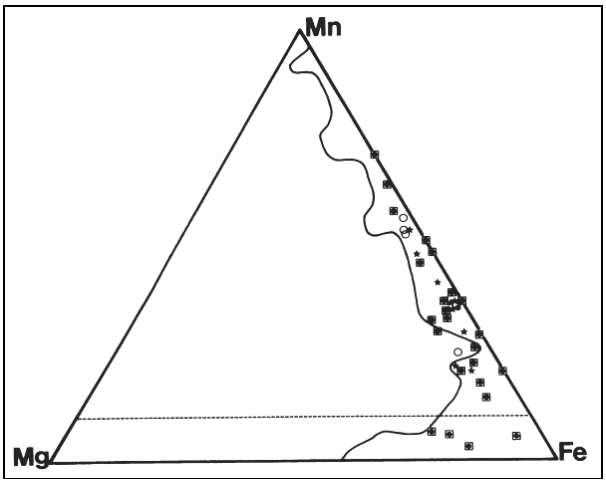


Figure 215 : Compilation de compositions de grenats d'origine plutonique en Mn, Fe et Mg (concentrations atomiques)

Les points carrés représentent des compositions moyennes de grenats provenant de 21 plutons, représentatives de 57 analyses à la mircosonde provenant de sources relativement récentes.
Des données compilées par Wright (1938) et Troger (1959) comprenant 115 analyses qui se trouvent du côté droit de la ligne courbe. La ligne pointillée correspond à 10 mol% de spessartine.
Des sources de données supplémentaires sont : Anderson et coll. (1979); Becker (1978 et communication personnelle, 1978); Bizouard et coll. (1970); Brad-fish (1979); Bryant (1975); Cocker (texte en préparation); Ghent et coll. (1979); Green et Ringwood (1968); Hall (1965); Harris (1974); Joyce (1973); Leake (1967); Lopez et Garcia (1975); Lyons et Morse (1970); Neiva (1975); Parskevopoulos et coll. (1972); Vennum et Meyer (1979); Warren (1970); Stoddard (non publié).

6.2 Faible coexistence muscovite-grenats

6.2.1. Dans le métamorphisme

En suivant des conditions métamorphiques de plus en plus sévères (P et T augmentant), il se produit les réactions de recombinaison minéralogique suivantes :

- Dans les roches pélitiques :

Schistes verts

Chlorite	+	muscovite	→	biotite	+	grenat almandin
$(Mg,Al)_6\ (OH)_8\ [(Si,Al)_4O_{10}]$		$KAl_2(OH,F)_2\ (AlSi_3O_{10})$	P	$K(Mg,Fe)_3\ (OH,F)_2(Si_3AlO_{10})$		$Fe_3Al_2[SiO_4]_3$
Densité : 2,7		2,9		2,8		4,1
agrégats feuilletés		feuillets		tabulaire ou prisme court		agrégats foliacés

- Dans les roches siliceuses

1- Schiste argileux (illite)

H2O, cristallisation

phyllades ou séricitoschistes ↓ → (kaolinite avec du potassium et départ d'eau)

Chlorite muscovite micaschiste à mica blanc
schistes à deux micas ↓
biotite biotite + almandin

2- mica + quartz → grenat + muscovite → staurotide → andalousite → anatexie
450°C 500°C 550°C
(niveau pélitique)

Dans les roches métamorphiques, il existe en effet un domaine de température pour lequel il y a coexistence de muscovite et de grenats. Le grand nombre de sites présentant de superbes grenats almandins dans des micaschistes blancs (Collobrières, l'hermitain (79), Autriche) attestent de l'existence de cette associations. Néanmoins, ce domaine est très restreint, de l'ordre d'une cinquantaine de degrés. Au-dessus de 500°C la muscovite tend à se recombiner en almandin et en biotite.

Le grenat almandin apparaît donc comme une alternative à la muscovite.

6.2.2. Pegmatites de Madagascar

L'étude des pegmatites à pierres fines de Madagascar a révélé un indice intéressant sur la présence ou non de gemmes au cœur des poches présentes dans ces pegmatites.

La diversité des pegmatites malgaches a conduit les géologues à les différencier selon divers critères. A. Lacroix les a classés selon deux groupes principaux : le groupe potassique et le groupe sodolithique, H. Besairie est allé plus loin et a décomposé le groupe potassique de Lacroix en trois types différents : type trois zones, type deux zones et type non zoné, en accord avec leurs morphologies et leurs structures. Enfin, et nous en resterons la, P. Cerny (1991) a formulé une classification, plus moderne, basée davantage sur les intérêts économiques des pegmatites en distinguant celles à LCT (lithium, caesium, tantale) et celles à NYF (niobium, yttrium, fluor)…

Mais intéressons-nous davantage aux grenats : voici donc quelques informations relatives aux grenats des pegmatites malgaches.

- Les pegmatites de type béryl (LCT)
- Les pegmatites du sous type Béryl-columbite, sont les plus communes à Madagascar, et regroupent la plupart des pegmatites à trois zones, deux zones et non zonée décrites par H. Besairie. Le feldspath potassique y est beaucoup plus abondant que le plagioclase, et la muscovite est présente dans la plupart des pegmatites, les autres minéraux accessoires sont rares.
- Les pegmatites du sous type chrysobéryl contiennent, comme le nom l'indique, un grand nombre de chrysobéryls en plus des béryls. Les autres minéraux sont rares à l'exception de la tourmaline qui peut apparaître en poches ou incluse dans le quartz. Le grenat almandin peut aussi former de grands cristaux bien développés dans le quartz. La biotite est dominante par rapport à la muscovite.
- Les pegmatites du type complexe (LCT) correspondant au groupe sodolithique
  Elles sont constituées de masses à grains fins, riches en albite et de formation tardive, associées à des minéraux accessoires rares.
  Elles sont riches en minéraux contenant lithium, césium, tantale, et généralement renferment une grande quantité de bore. Les minéraux caractéristiques sont donc la tourmaline polychrome à rouge (dont la composition varie de l'elbaïte à la liddicoatite), ainsi que le béryl rose et la spessartine relativement pure.

  Les pegmatites du Sous-type Danburite sont caractérisées par la présence (parfois en quantité très importante) de danburite de formation précoce. Les minéraux associés sont spessartine, tourmaline et spodumène, en abondance. Dans quelques filons, l'apatite bleu vif est commune.
  Les micas sont inexistants ou présents en quantité extrêmement limitée à l'intérieur, ou à proximité des miaroles.

Les pegmatites de ce type apparaissent dans des marbres ou dans des séquences métamorphiques constituées de marbres, quartzites et schistes..

La présence de muscovite conduit à la formation de poches semblables à des septarias pleines avec des fractures remplies de quartz alors que les poches exemptes de muscovite sont sources de cristaux de tourmaline et de béryl
Les pegmatites malgaches, riches en muscovite apparaissent pauvres en minéraux secondaires. Il semble donc qu'il y ait une opposition entre la muscovite et les autres minéraux secondaires des pegmatites, dont la muscovite.
Est-ce que la structure complexe des phengites permet par substitution, la capture des éléments chimiques secondaires ? D'après hall, ce n'est pas le cas…

Classification A. LACROIX		Minéral prépondérant	Minéraux secondaires	Classification H. BESAIRIE				Classification P. CERNY
Groupe potassique	Grandes dimensions	Feldspath potassique	Béryl bleu Tourmaline noire Muscovite Uranium Terres rares					
				3 zones	Dykes larges 100-300 m long x 20-40 m ep			Type béryl (LCT) Plupart appartenant au Sous type béryl-colombite : Feldspath potassique + muscovite : Peu de minéraux secondaires Sous type chrysobéryl : chrysobéryl + tourmaline + almandin
				2 zones				
				Non zonée				
					Zone I : cœur	Cristaux géants		
					Limite zones I et II		Q+ perthite, Béryls géants	
					Zone II, peu épaisse	Petits cristaux	Q + perthite +muscovite, colombite	
					Zone III : murs	Grains moyens	Muscovite, grenat magnétite, colombite, béryl, Ta , Nb	
Groupe sodolithique		albite	+li : spodumène, tourmaline rose lépidolite, béryl rose					Type complex (LCT) Tourmaline polychromes, spessartine

Table 19 : Pegmatites : Principales classifications des pegmatites et occurrences des grenats (pour information, les pegmatites à terres rares de type NYF et abyssales selon P. Cerny n'ont pas été traitées)

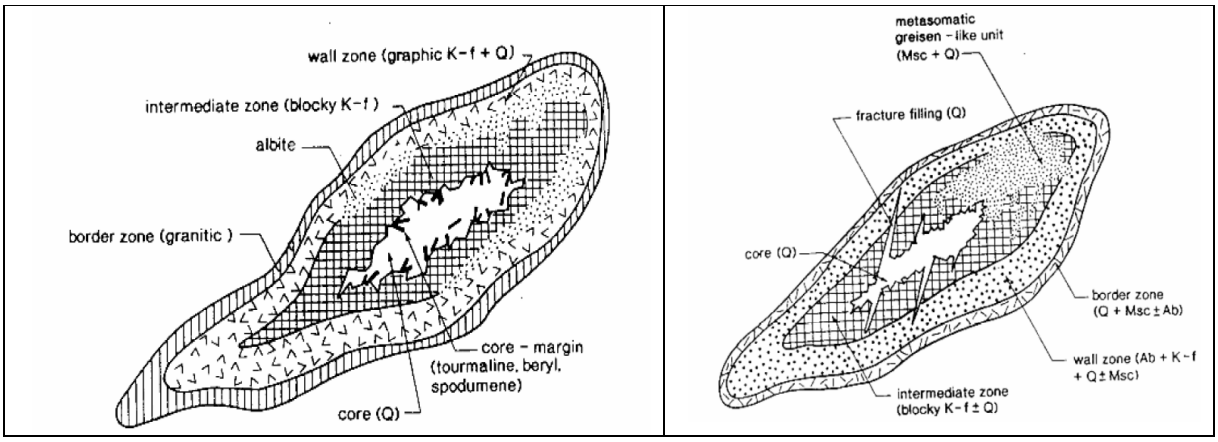


Figure 216 : Pegmatites : structures des pegmatites malgaches

Il ne reste donc que deux possibilités, soit les pegmatites riches en muscovite ne contiennent pas à l'origine de manganèse ou de bore, soit les conditions de cristallisation du cœur de quartz des pegmatites: pression, température, cinétique sont telles que la cristallisation des grenats et autres tourmalines est impossible, les éléments chimiques secondaires constituants des grenats et tourmalines restant dispersés dans le cœur de quartz.

Comme le cœur des pegmatites contenant des grenats et des tourmalines est également constitué de quartz, que celui-ci cristallise en dernier, il n'y a pas de raison pour que la cristallisation du quartz entre les deux types de pegmatites n'ait quelque influence sur la cristallisation ou non des spessartines et des tourmalines.

6.3 Discussion

Il est connu que la rodingitisation des ophiolites du Québec est due à une perte du sodium Na du granite, provoquant la métasomatose des feldspaths plagioclases. Ces derniers, sous l'action d'une métasomatose inversée, au cours de laquelle, le sodium déficient a été remplacé par un apport extérieur de potassium K, ont formé des feldspaths potassiques.
Peut-être en est-il de même dans le cas des pegmatites. La présence prononcée d'albite (Na) au cœur de la pegmatite en lieu et place de muscovite (porteuse de potassium), serait l'indice révélateur d'un échange complexe d'ions entre le granitoïde dont est issue la pegmatite et cette dernière. Ces échanges permettraient alors un enrichissement supérieur de la pegmatite en éléments « nobles » (terres rares, Mn, Be, Fe) et par conséquent la cristallisation des béryls, tourmalines et autres grenats.
En l'absence d'échanges conséquents entre le granitoïde et la pegmatite, seule la muscovite pourrait cristalliser.

Il semblerait donc que les pegmatites plus riches en muscovite, c'est-à-dire en potassium K, relativement à l'albite, c'est-à-dire en sodium Na, soient moins riches en manganèse et en bore et formeraient donc peu ou pas de spessartine et de tourmaline.

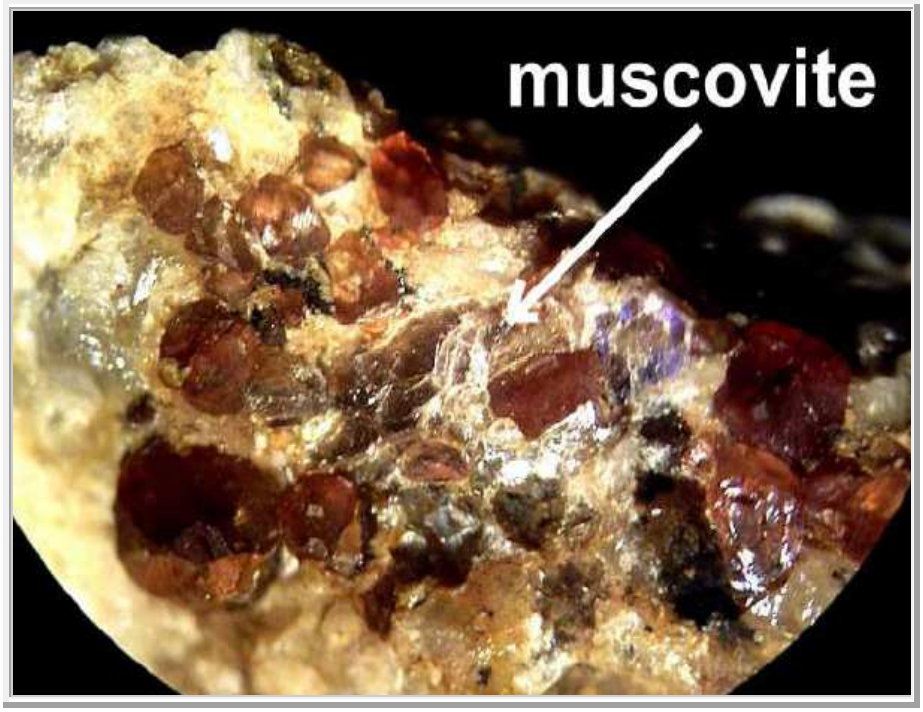


Figure 217 : Crêt de l'Oeillon : grenat et mica
le cristal central émerge de la muscovite dont sont issus ces almandins

7. GRENATS DES PEGMATITES DITES ABYSSALES

Bien que nous ayons vu que les pegmatites contenant des grenats puissent se trouver aussi bien en profondeur que proches de la surface, les études d'il y a quelques années, avant l'étude approfondie des pegmatites, étaient basées sur le fait que les grenats sont des minéraux qui se forment à haute température et à relative haute pression (T>450°C – P>1,2 GPa)). On pensait donc qu'ils ne se formaient que dans les pegmatites subcrustales, proches du manteau et de zones d'anatexie.
L'asthénosphère (manteau supérieur convectif) – la pyrolite, modèle proposé par Green et Ringwood 1963) – est de nature péridotite : olivine (70%) , orthopyroxène (20%), clinopyroxène (5%) avec 5% d 'un minéral alumineux dont la nature grenat, spinelle ou plagioclase, dépend des conditions de pression

	Plagioclase	→	spinelle	→	grenat	
	$CaAl_2Si_2O_8$		$MgAl_2O_4$		$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	ou $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$
Densité :	2,8		3,6		3,6	3,6-3,9

Les grenats présents dans ces pegmatites sont essentiellement des almandins (voire des pyropes) et des grossulaires. En effet, si l'on considère les deux types de granites présentés précédemment :

Les granites de type S sont riches en silicates d'alumine, la base des tétraèdres et octaèdres dans les grenats. De plus les pegmatoïdes peuvent avoir de 4 à 5% de Fe_2O_3 et donner dans ce cas des grenats almandin. Ils peuvent également avoir 4-5 % de CaO et alors donner partiellement des grenats grossulaires. C'est pourquoi, Green et Ringwood ont indiqué la présence de grenats dans ces granites.
Les grenats de type I sont riches en biotite. Or, comme indiqué dans de recueil, la biotite peut donner au cours de la longue cristallisation des pegmatites, du grenat almandin à température moyenne. En outre, les feldspaths présents dans le granitoïde sont également instables à haute température et peuvent donner des grenats essentiellement de type grossulaire.

Dans ces deux cas, les roches mères des grenats d'origine pegmatitique profond ont pris naissance soit à la base de la croûte terrestre, soit dans le manteau supérieur qui lui est sous-jacent. Aux très hautes pressions qui règnent dans ces milieux, les feldspaths sont instables ; ils sont décomposés et leurs éléments sont recombinés pour donner des grenats comme le pyrope ou le grossulaire comme on a pu le démontrer en laboratoire :

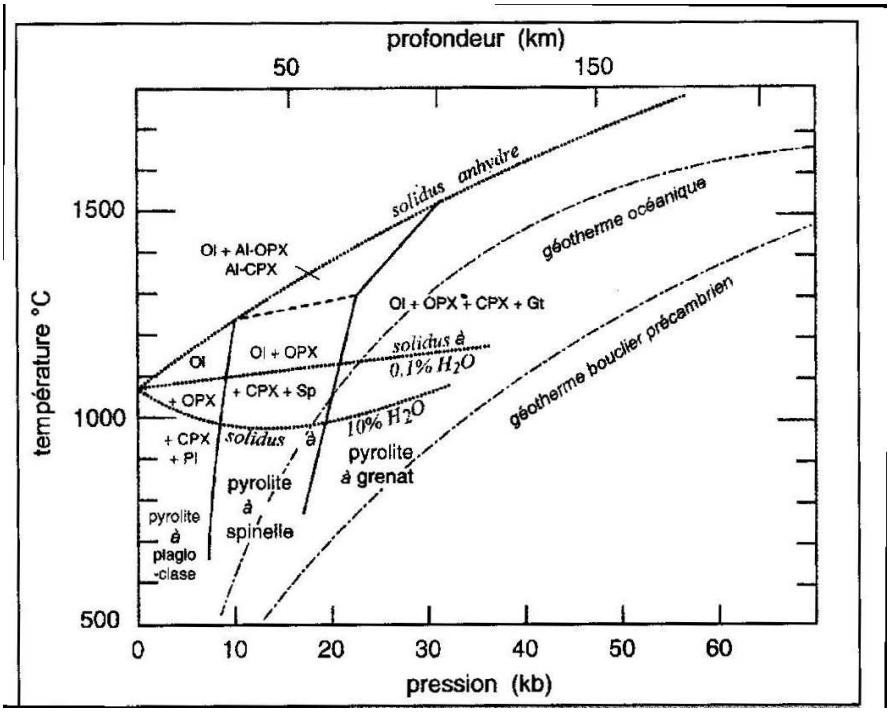


Figure 218 : Pegmatites : Diagramme expérimental avec limites de stabilité de la pyrolite et des grenats d'après Green et Ringwood (1967) et Green (1971)
Ol :olivine, Opx : orthopyroxène, Cpx : clinopyroxène ; Sp : spinelle ; Ga : grenat
Orthopyroxènes : enstatite $MgSiO_3$ → hyperstène → ferrosilite $FeSiO_3$
clinopyroxènes : diopside $CaMgSi_2O_6$ → augites → hedenbergite $CaFeSi_2O_6$

dans le manteau

$$3\ CaAl_2Si_2O_8 \xrightarrow[1000°C/2,2\ GPa]{} Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 2\ Al_2SiO_5 + SiO_2$$

anorthite → grossulaire + sillimanite + quartz

$$4\ MgSiO_3 + MgAl_2O_4 \xrightarrow[1200°C/2,5\ GPa]{} Mg_2SiO_4 + Mg_3Al_2(SiO_4)_3$$

enstatite + spinelle → forstérite + pyrope

8. FIGURES DE CORROSION DES SPESSARTINES « ETCHED »

8.1 Spessartine

Ceci est un résumé des principales caractéristiques de la spessartine décrite de manière plus complète dans le livre deux.

Composition $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$
Elle fut analysée pour la première fois par Klaproth. Elle contient 36 à 37% de SiO_2, 20 à 21% Al_2O_3, 30 à 40% de MnO, 2 à 14% de FeO, l à 4% de CaO.
Elle peut également inclure jusqu'à 2% d'Y_2O_3.
Généralement, la spessartine est pure à 97 % ; les 3 % restants étant de l'almandin et du grossulaire.

Propriétés
Densité : 4,12-4,25
Dureté : 7- 7,5

Indice de réfraction : 1,79-1,81 ; dispersion de 0,027 avec quelques anomalies de polarisation
transparente à translucide,

Inattaquable aux acides ;
mélangée en poudre avec du borax elle fond lors de l'essai au chalumeau ; s'altère en biotite.
Elle contient presque toujours des inclusions. Couleur jaune si est elle pure elle adopte le plus souvent une nuance rouge-orange, rougeâtre, brun-jaunâtre, parfois violette découlant de la présence d'almandin.

Cristaux dodécaédriques ou trapézoiques pouvant atteindre 10 centimètres.

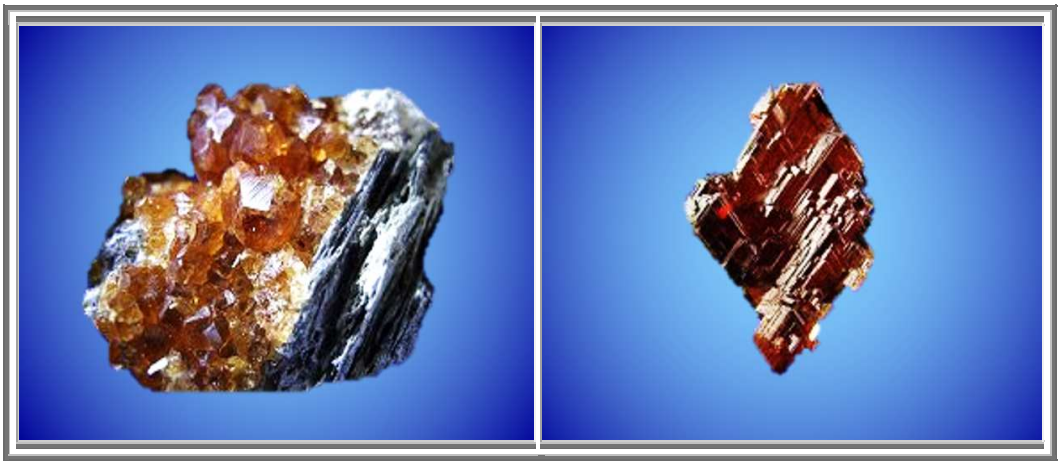


Figure 219 : Spessartine et muscovite, Californie, n°510

Figure 220 : Spessartine, Navegador, Minas Gerais, Brésil n°1117 Présentant une figure de dissolution

8.2 Théorie de David London

Certaines spessartines, souvent en provenance du Brésil présentent un faciès en escalier, non sans rappeler des stries de croissance. Toutefois, les marches sont plus prononcées que des stries de croissance habituellement rencontrées sur les grenats et notamment sur les rhodolites.
David London, School of Geology & Geophysics, University of Oklahoma a définitivement levé le doute sur la nature, sur l'origine de ces faciès suite à l'étude d'échantillons provenant du Brésil et de Californie: **Il s'agit en fait de figures de corrosion/dissolution.**

D. London a étudié des échantillons provenant d'une pegmatite appelée Navegador, découverte à Conselehiro Pena, à Minas Gerais, Brésil, de laquelle ont été sortis plus de 100 kg de spessartine corrodées de la masse d'albite, avec des cristaux atteignant les 10 cm, en association avec des cristaux d'helvite (5-8 mm) contenant de l'oxyde de manganèse. Ses résultats sont venus compléter ses études antérieures sur les spessartines de la pegmatite de Little Three, Ramona, Californie (Morgan et London, 1999) et d'affirmer sa théorie de corrosion des spessartines.

8.2.1. Homogénéité - Composition

Les analyses pratiquées par David London sur ses échantillons provenant de Little Three (Morgan and London, 1999) ont montré que les spessartines, surtout les grands grenats orange des cavités miarolitiques, étaient particulièrement homogènes. Les grenats sont très sensibles à la zonation. Ils ont tendance à enregistrer dans leur structure, toutes les variations environnementales telles que pression, température, ainsi que la composition du milieu dans lequel ils ont grandi à travers leur zonation provenant des variations des solutions solides sur les sites A^{2+} et B^{3+}.

Les sections polies à travers deux cristaux de spessartines provenant de la pegmatite Navegador n'ont montré aucun contraste de masse discernable par électrons rétrodiffusés, et l'analyse par dispersion d'énergie des rayons X n'a révélé aucune variation de composition supérieure à l'incertitude analytique; autrement dit, les grenats sont complètement homogènes du cœur jusqu'en surface.

Puisque les dernières étapes de l'évolution d'une pegmatite subissent communément un afflux de Fe et de Ca des sources liquides externes, London s'attendait à observer un accroissement de la teneur en almandin et en grossulaire dans le grenat du cœur vers la surface du cristal. Et si la zonation chimique était parallèle aux faces existantes, alors cela signifierait que les surfaces présentes sont bien des figures de croissance.
Dans une certaine considération, l'homogénéité des grenats, surtout ceux des cavités miarolitiques, est plus surprenante et énigmatique que les formes des cristaux elles-mêmes. Le stade miarolitique des pegmatites est celui dans lequel les systèmes chimiques à l'origine fermés, deviennent ouverts aux liquides provenant, d'autres régions de la pegmatite solidifiée et de la roche hôte. La tourmaline, une autre phase réputée pour sa zonation chimique, enregistre également ces fluctuations, ainsi que quelques autres minéraux tels que béryl et apatite.
Si les faces {110}, lisses et en escalier avec des faces brillantes étaient les produits de croissance secondaire, alors la composition du liquide et les conditions qui ont produit les couches externes des grenats (après dissolution) doit avoir été identique à la chimie originale de poche – un scénario extrêmement improbable dans les derniers stades de cristallisation des poches des pegmatites.

Au contraire, l'homogénéité des grenats étudiés montre qu'ils se sont formés sous des conditions stables dans le temps. Ceci ne peut s'expliquer que par le fait que les faciès des spessartines de ces pegmatites ne sont pas des figures de croissance, mais le résultat d'une corrosion prononcée qui n'a préservé que le cœur du cristal initial de spessartine, qui lui, est homogène.

8.2.2. Morphologie

Des spessartines de la pegmatite Navegador ont été observées en imagerie électronique d'électrons secondaires et d'électrons rétrodiffusés. L'une (désignée comme « brillante ») montre des faces, lisses, brillantes, sous un faible grossissement de magnitude optique, la seconde (désignée comme « mat ») apparaît mat sous le même grossissement.

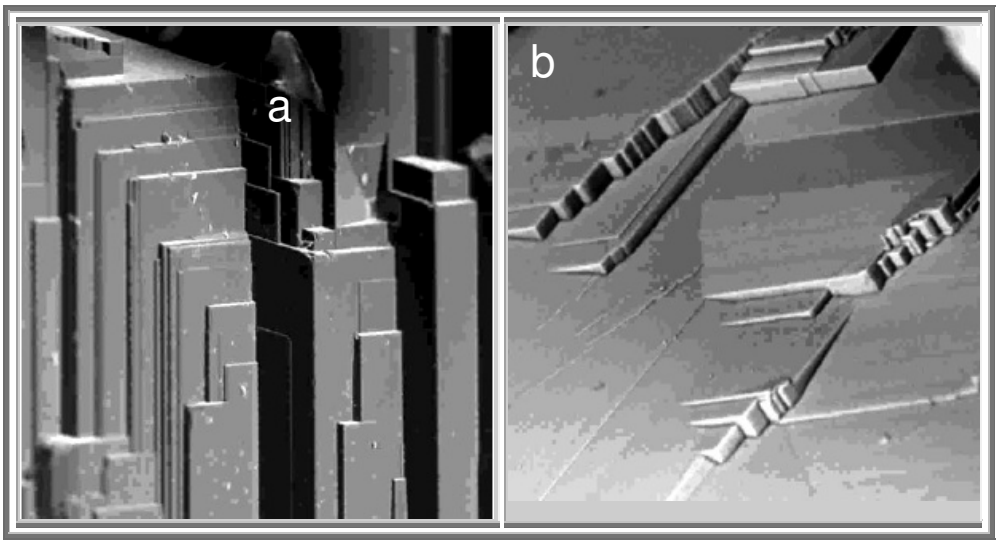


Figure 221 : Pegmatites : Spessartines corrodées : Images en électrons secondaires du grenat « brillant », spécimen de Franck Melanson (Hawthorneden) dimensions du champ de l'image a) : 250 x 250 µm, b) : 130 x 130 µm

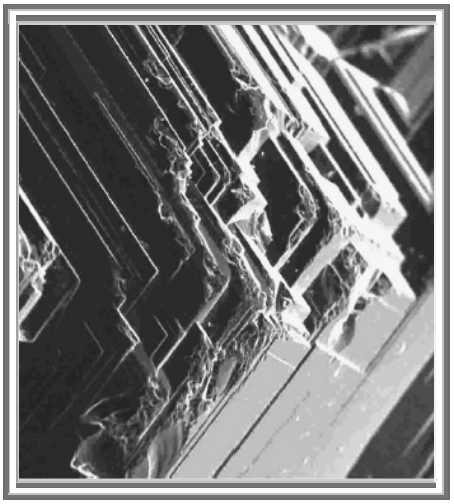


Figure 222 : Pegmatites : Spessartines corrodées : image en électrons secondaires d'angle ébréché du grenat "brillant" dimensions du champ de l'image : 395 x 395 µm

Figure 223 : Pegmatites : Spessartines corrodées : Images en électrons secondaires du grenat « mat », spécimen de Franck Melanson (Hawthorneden) dimensions du champ de l'image : 317 x 317 µm

L'image révèle des fractures, des angles creusés et une intense piqüration de la surface.

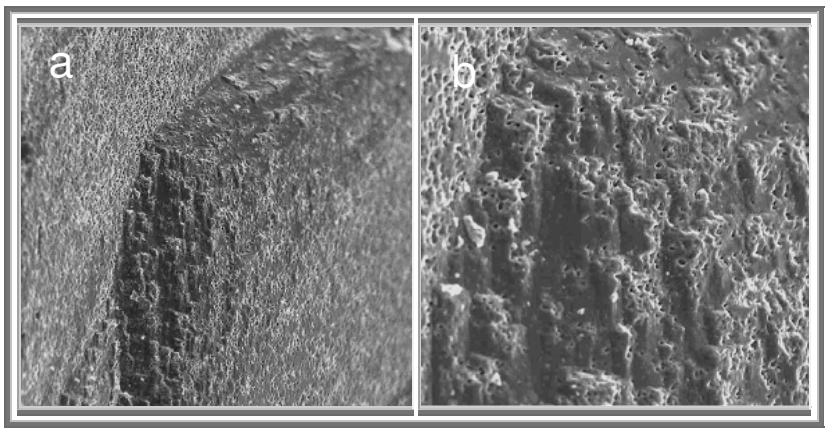


Figure 224 : Pegmatites : Spessartines corrodées : Images en électrons secondaires d'un angle arrondi et son détail du grenat « mat », spécimen de Franck Melanson (Hawthorneden) dimensions du champ de l'image a) : 451 x 451 µm b) 158 x 158 µm

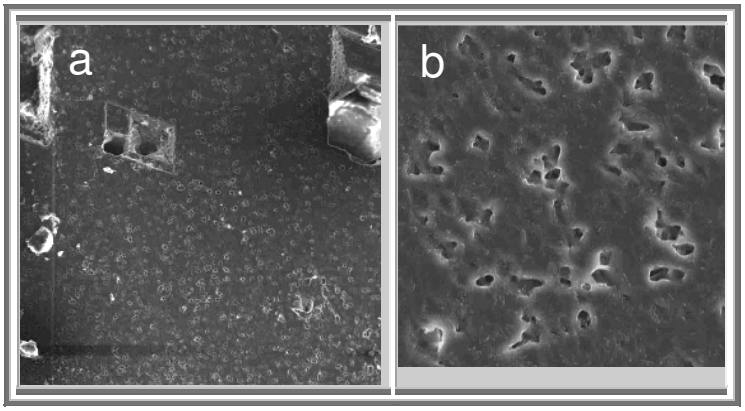


Figure 225 : Pegmatites : Spessartines corrodées : Images en électrons secondaires de la surface piqürée du grenat « mat », avec le détail des cavités en forme de cristaux négatifs dimensions du champ de l'image a) : 395 x 395 µm b) 52,6 x 52,6 µm

Figure 226 : Pegmatites : Spessartines corrodées Spessartine et tourmaline sur albite, Little Three mine, Ramona, collection David London

Le grenat arrondi présente des faces en escalier, brillantes, il est logé dans une aspérité originelle de forme dodécaédrique, de 1 cm de diamètre environ.

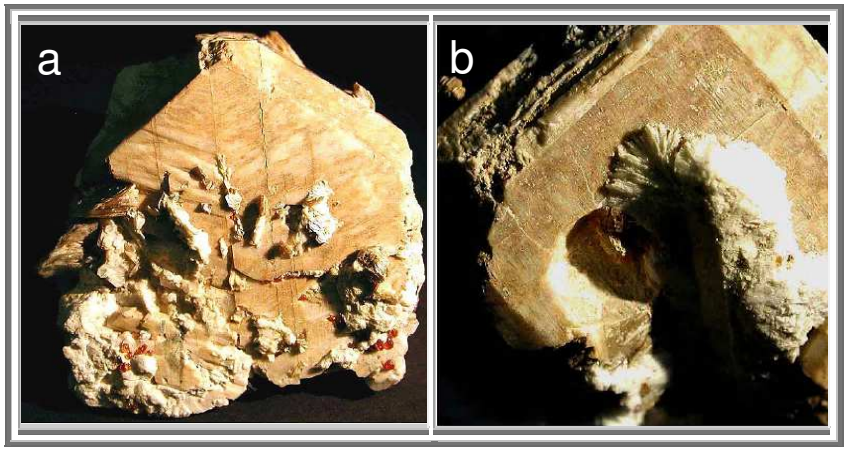


Figure 227 : Pegmatites : Spessartines corrodées : microcline, macle de Manebach de 7 cm avec muscovite et spessartine, Little Three mine, Ramona, collection David London
a) les petits cristaux de spessartine sont arrondis mais possèdent un faciès en escalier et sont brillants
b) cavité de forme dodécaédrique parfaite, de 1,3 cm de diamètre, présentant quelques reliquats de spessartine corrodée

Les faces du grenat brillant apparaissent toujours lisses avec des arêtes vives, même pour un grossissement de magnitude habituel en microscopie électronique. Les angles de nombreuses arêtes sont picotées et certains apparaissent avoir été ébréchés, mais sinon les figures sont apparues parfaitement intactes.
Le grenat mat, au contraire, présente un nombre important d'aspérités arrondies, quel que soit le grossissement, caractéristiques d'un mécanisme de dissolution. Les morphologies de certaines de ces aspérités se rapprochaient fortement de la forme de « cristaux négatifs » ou d'empreintes négatives de cristaux.

Les grenats dodécaédriques de Little Three sont rares; la plupart des cristaux de grenat sont de forme irrégulière, avec des faces {110} en escalier, vives et brillantes, très similaires à celles des grenats de la mine Navegador. Les deux échantillons, présentés en photographie, possèdent néanmoins des empreintes de grenat avec des formes pénétrantes en dodécaèdre très nettes, et qui contiennent des reliques de spessartine.

8.2.3. Piqüration

Ce qui est problématique au sujet de l'origine des faces {110} par dissolution devient évident au regard des images électroniques du grenat "mat". Cet échantillon présente effectivement des faciès très semblables à ceux obtenus dans des expériences de dissolution, contrairement au grenat « brillant ». Dans les expériences de dissolution, celle-ci produit de la piqüration arrondie, comme présentée sur ces images, lorsque le minéral et le liquide sont loin de l'équilibre et la réaction rapide.

Après un temps suffisant et des conditions satisfaisantes, les surfaces irrégulières du cristal ont toujours tendance à recicatriser par "effet de col", les inclusions adoptent progressivement les formes polyédriques régulières de la phase hôte (par ex., Roedder, 1984).

L'analogie au cas de grenat reste toutefois imparfaite puisque le processus implique la précipitation le long des surfaces et cela devrait produire un grenat de différente composition. London en déduisit cependant, que les faces {110} sont devenues brillantes et lisses par la dissolution, lorsque le processus a ralenti et que les constituants de la poche se sont approchés d'un état permanent, proche de l'équilibre, avec les liquides provenant de la roche hôte.

Un tel scénario postdaterait la cristallisation finale dans les poches (ou au moins celle du grenat), ce qui est en accord avec le fait que les empreintes des grenats de la mine de Little Three sont exemptes de dépôts minéraux ultérieurs.

8.2.4. Clôture de la discussion

David London a par la suite observé un échantillon de spessartine sur quartz, provenant de Lucio Alvarez (*Lucio Alvarez Minerals*). Les masses de cristaux de grenats bien qu'isolés, possèdent tous les mêmes orientations cristallographiques, comme on peut le discerner par réflexion des faces parallèles.
Enfin, les échantillons présentés par "Baiano" C.M. Coeho (*Cristalina Ltda*), consistant en une albite massive blanche avec des masses éparses de spessartine au faciès en escalier et des cristaux anguleux de quartz dans les cavités. Où la corrosion de l'albite a été négligeable, les cavités ont conservé les formes des dodécaèdres des grenats originaux ainsi que quelques fragments de spessartine, tous avec les mêmes orientations cristallographiques et des cristaux anguleux de quartz.

8.2.5. Conclusion

Il est donc définitivement acquis que les spessartines au faciès en escalier des pegmatites sont le résultat d'une part de la cristallisation tardive de ces grenats puis, d'autre part de la redissolution de ces grenats.
Lorsqu'un équilibre chimique s'établit dans les poches et plus particulièrement lorsque ce sont des cavités miarolitiques entre la solution présente dans la poche et les fluides provenant de la roche hôte, les cristaux corrodés de spessartine peuvent cicatriser pour former des cristaux aux faces brillantes.

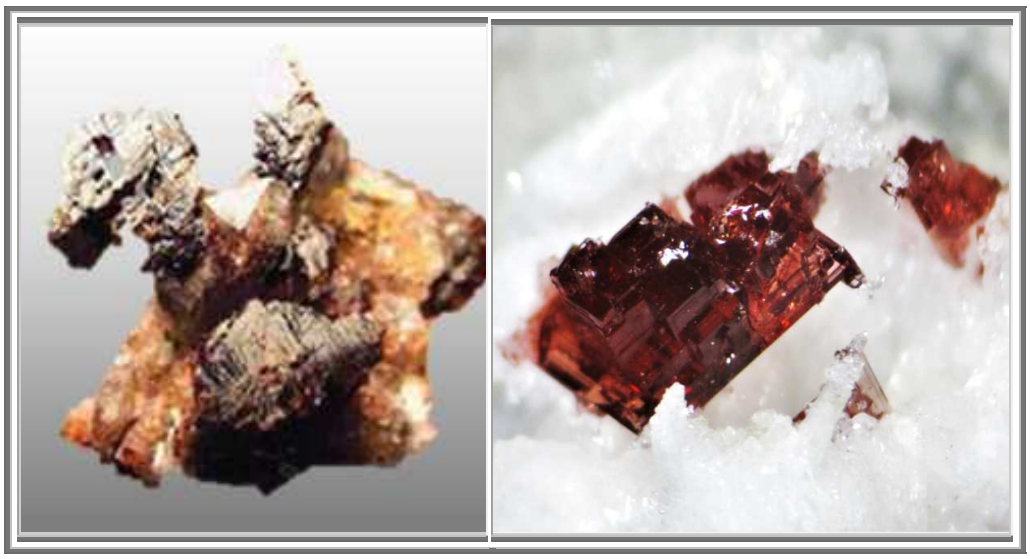


Figure 228 : Pegmatites : Spessartines corrodées
spessartine et quartz, collection Lucio Alvarez, spessartine sur albite, coll. Perso n° 651
Navegador, Minas Gerais, Brésil,

Les différents « cristaux », bien que séparés, ont néanmoins les mêmes orientations cristallographiques : ce sont les fragments d'un seul et même cristal originel.

Figure 229 : Pegmatites : Spessartines corrodées : spessartine et quartz,
Navegador, Minas Gerais, Brésil, collection cristalina Ltd
La pegmatite présente une cavité dodécaédrique de 7-8 cm de diamètre dans l'albite.

8.3 Théorie de l'influence du manganèse

Nous avons pu constater lors d'échanges sur géoforum (grenats discussion pp 48 et 90), que les grenats qui pouvaient être corrodés et présenter une figure « etched », étaient zonés avec du spessartine au cœur et un mélange rhodolite-spessartine en surface.
Cette hypothèse a bien été confirmée pour les spessartines des pegmatites (cf ci-avant).

Je vous propose la théorie suivante :

Certitudes (cf David London)

- Cristallisation tardive des grenats
- Zonation des grenats avec spessartine pure au cœur et spessartine/rhodolite en surface
- Pénétration d'un fluide secondaire dans les pegmatites "ouvertes" (dont la surface peut laisser entrer de nouveaux fluides)
- Présence d'oxyde MnO_2, après dissolution

Théorie personnelle

David London explique que la solution secondaire vient dissoudre la surface du spessartine jusqu'à ce qu'il y ait équilibre en manganèse entre le grenat et la solution.
Il peut même y avoir obturation de la porosité ouverte (cavités miarolitiques) sur les faces des grenats par cristallisation de spessartine dans ces pores.

Je ne m'oppose pas à cette théorie, mais je la considère comme incomplète.
Les figures de dissolution ne semblent apparaître que dans des pegmatites et quelques granites, dans lesquelles ont cristallisés des grenats hessonites.
Les grenats comme ceux de l'Ardèche qui présent ce faciès « etched » sont probablement des mélanges rhodolite-spessartines avec un cœur très orangé.

Un paramètre constant semble relier tous ces grenats « etched », le manganèse.

Je m'étais penché sur la possibilité d'ions permanganates ou approchants, MnO^{4-} dont les propriétés oxydantes sont réputées. En particulier, il est capable d'oxyder le Fer II en Fer III, et qu'il se décompose en MnO_2 au dessus de 250°C.

- $(Fe^{2+} = Fe^{3+} + e^-) \times 5$
- $(MnO_4^- + 8\ H^+ + 5\ e^- = Mn^{2+} + 4\ H_2O) \times 1$

d'où $MnO^{4-} + 8\ H^+ + 5\ Fe^{2+} = Mn^{2+} + 4\ H_2O + 5\ Fe^{3+}$

Mais, il est plus probable, car plus simple, que la solution secondaire qui entre dans le système ouvert, soit en fait riche en manganèse, avec une sous-saturation en fer. Ainsi cette solution va venir dissoudre les cristaux de spessartine jusqu'à atteindre le cœur uniquement composé de manganèse et exempt de fer.

Une question reste toutefois en suspend. Comment se fait-il que cette seconde phase liquide, après dissolution des cristaux de spessartine en place, ne crée-t-elle pas les conditions d'une cristallisation secondaire ?

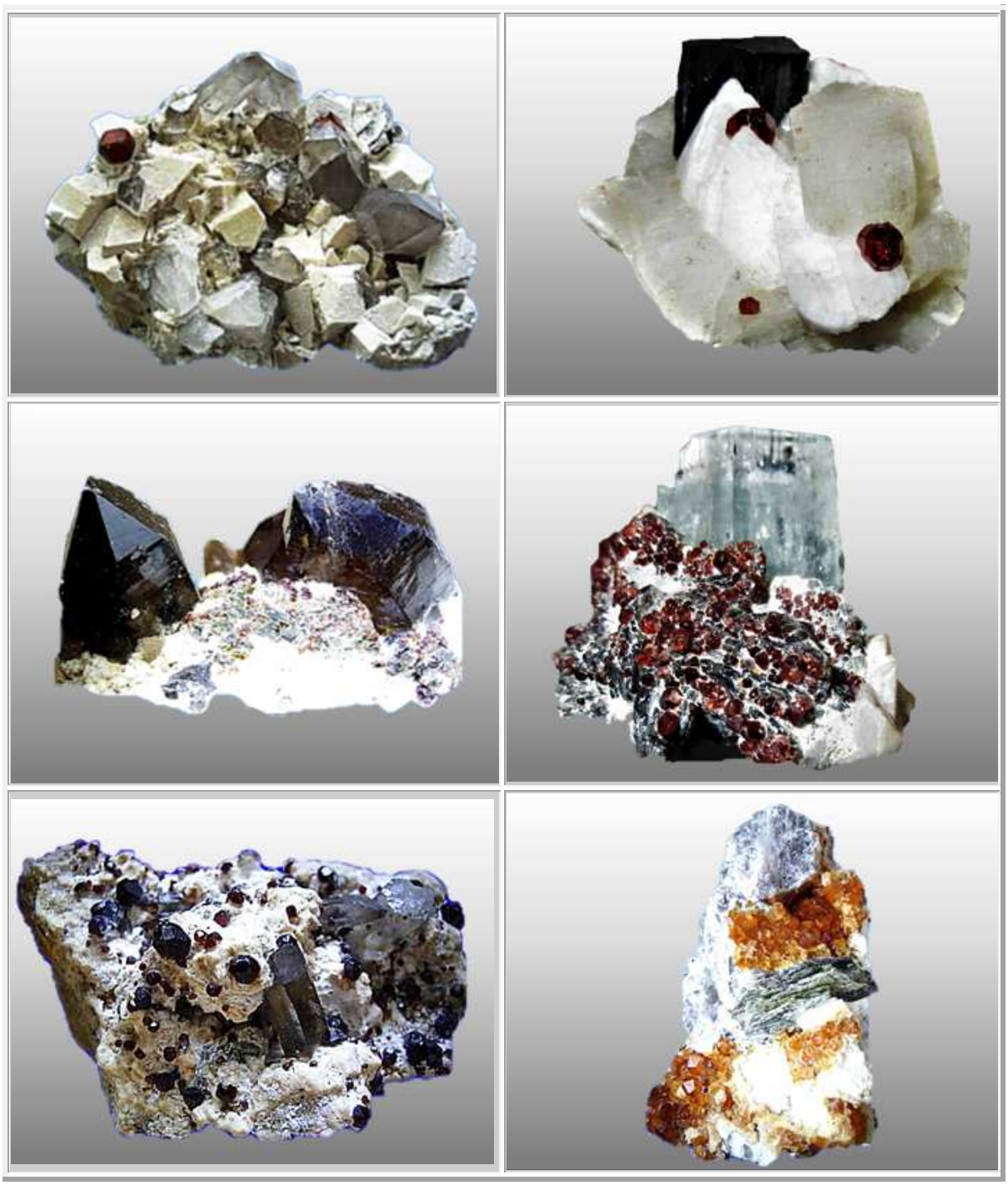


Figure 230 : Pegmatites : Divers grenats spessartine de pegmatites

Grenat sur quartz et orthose, Tongbai, Fujian, Chine, n°538
Grenat, quartz et muscovite sur aplite, USA, n°478
Grenat et quartz sur aplite, Guang dong, Chine, n°153
Grenat et tourmaline sur albite, Pakistan, n°542
Grenat et aigue-marine sur aplite, Pakistan, n°522
Grenat et muscovite, Californie, n°510

Figure 231 : Pegmatites : Divers grenats

Carrière du Mas Barbu, Bessines (87)
(cristaux de 6 mm)
Photo et collection LEMORION

carrière de la Villate-Haute, Chanteloube
(de 2 à 3 mm)
rohantic pres elliant (29)
Photo et collection 1frangin

La Montagne Noire secteur Massif du Carroux.
Photo et collection Robert R

Travaux routiers de l'autoroute A20 à Bessines (cristaux de 5 mm)
Photo et collection LEMORION

Le Grugeron 63
Photo et collection 1frangin

Grenats, wolframs et apatites
Vilatte Haute trouvés en 2007
Photo et collection Francoisa Alluau

Figure 232 : Pegmatites : Divers grenats de pegmatites

Lamastre (7)
(almandin, cristaux centimétriques)
Photo et collection Alain69

Autun (cristaux de 6 mm)
Photo et collection geolmania2

Soulcem Auzat (cristaux de 8 mm)
Photo et collection Jerome09

Carrière de la Villate-Haute, Chanteloube (de 2 à 3mm)
Photo et collection LEMORION

tunnel de Fix en Haute Loire
Photo et collection Alain69

Grenat et Apatite
Pakistan coll. Perso n°650

9. GRENATS DU LIMOUSIN

Qui dit pegmatites françaises, pense Limousin, et réciproquement.
Du moins pour moi, natif de l'autre flanc du massif central. C'est pourquoi je vous présente les grenats du Limousin dans ce livre relatif aux pegmatites. Mais s'il est vrai qu'on a pu récolter des spessartines dans les pegmatites de la région du Mas Barbu, près de Bessines sur Gartempe, notamment sur le chantier de l'A20, il n'en demeure pas moins vrai qu'on peut trouver des grenats dans d'autres types de roche. Par exemple, dans le seul massif de Sauviat dans le haut Limousin, on peut trouver des grenats dans des roches aussi différentes que roches basiques, éclogites, grenatites, amphibolites gabbros et péridotites (M. CHENEVOY 1955 et 1957).

9.1 Géologie du Limousin

Ne connaissant pas cette région, je me limiterai à des informations basiques.
Situé à l'ouest du massif central, le Limousin s'étend sur trois départements, la Haute Vienne, la Corrèze, et la Creuse.

Les roches observables y sont :

- Magmatiques :
  - des diorites
    - au sud de Saint-Jean-Ligoure (Haute-Vienne) en suivant la route D57 pendant 3 kilomètres, sur la gauche de la route juste avant le petit pont enjambant la Ligoure et l'embranchement à droite vers "Le Goulet" et "Babaud", à l'est de Saint-Barbant (Haute-Vienne), sur la colline entre la D26 et la D4,
  - des granites
    - autour d'Aureil (Haute-Vienne),
    - près du château de Crozant (Creuse),
  - des pegmatiques,
    - au sud de Bessines (Haute-Vienne), à l'est de l'ancienne RN20,
    - à l'Est de Compreignac (Haute-Vienne) à Venachat sur la route D28 qui près du lac de Saint-Pardoux, relie Compreignac à Razès.
  - des serpentinites
    - à La Roche-l'Abeille (Haute-Vienne) sur la Lande de Saint-Laurent (route de Janailhac).

- Métamorphiques :
    - de beaux schistes ardoisiers à Travassac à l'Est de la commune de Donzenac (Corrèze)
    - des gneiss œillés au barrage EDF de Saint Marc dans la vallée du Thaurion à la limite des communes de Saint-Laurent-les-Églises et de Saint-Martin-Terressus (Haute-Vienne) au nord-est de Limoges).

9.2 Grenats

9.2.1. Pegmatites de Vilatte Haute

La particularité du Limousin réside principalement dans les pegmatites du nord de la région, qui a fourni de nombreuses spessartines.
Il s'agit de grenats de forme tétragonotrioctaèdre, de petites tailles (2-4 mm).
Ils peuvent être associés à des matériaux métalliques comme la wolframite, ou le wad (oxyde de manganèse).

RM HS 2008: "Dans la carrière de la Vilatte-Haute, ont été trouvées des masses de cristaux décimétriques (Grenatites) associées à la Wolframite, à l'Apatite et à la Lollingite"

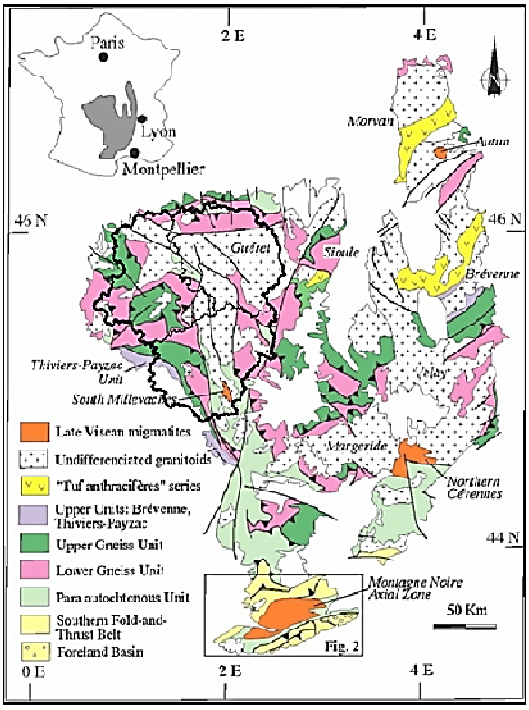


Figure 233 : Limousin : Carte géologique simplifiée du Limousin et localisation géographique

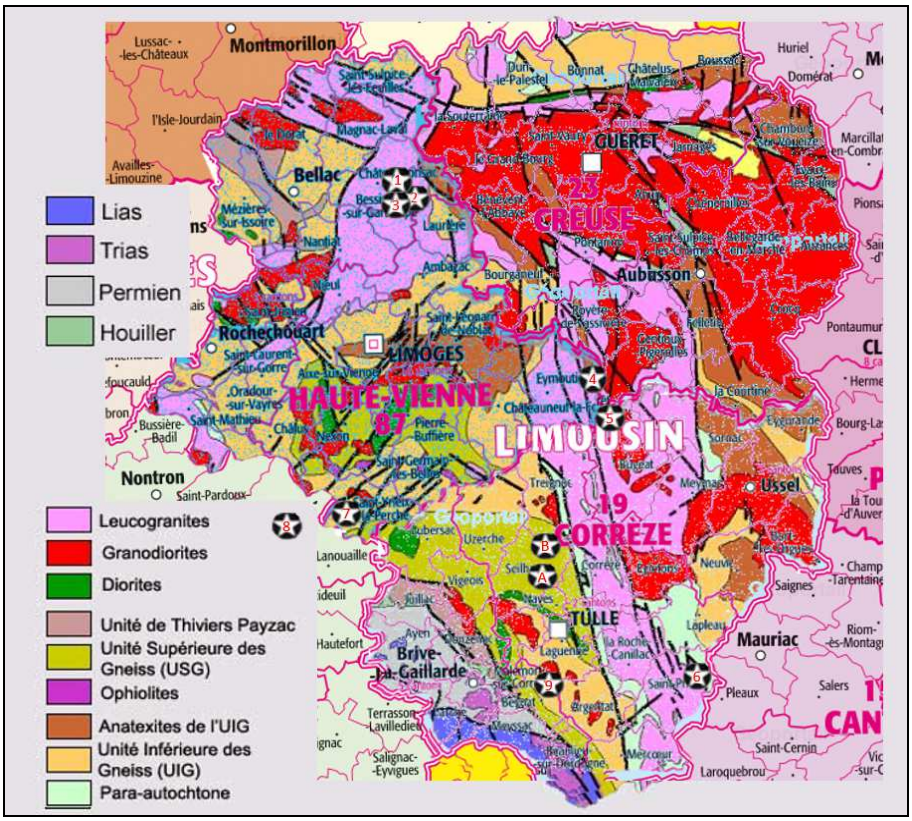


Figure 234 : Limousin : Localisation des sites grenatifères
1: Bessines sur Gartempe (le mas barbu), 2 : La Vilatte haute, 3: Le Mazataud, 4 : Nedde, 5 : Viam, 6 : Le Puy Murat, 7 : St Yrieix, 8 : Saint-Paul-La-Roche, 9 : Aubazine en Corrèze
Eclogites : A : Seilhac, B : Le Lonzac

9.2.2. Pegmatites De Marcognac

Les minéraux des pegmatites peuvent aussi se décomposer pour former de la kaolinite, roche recherchée car elle a l'origine de la préparation des barbotines pour la manufacture de la porcelaine.
Ainsi à Marcognac près de St Yrieix, dans l'ancienne carrière Alluaud père acquise en 1785, il a été trouvé par M. Juvigny des spessartines brunes.
Sa collection a été achetée aux enchères en 2015, En 2019, la société ABijoux les commercialisent, à des prix défiant toute concurrence (3 à 4 fois le prix que j'estime juste).

Site : http://www.routes-porcelaine-limoges-hautevienne.fr
En France, c'est au XVIIIe S., sous le règne de Louis XV que furent menées les premières recherches sur cette roche blanche argileuse que l'on ne trouvait pas partout.
C'est en 1768 que les premiers filons de kaolin furent découverts sur la commune de Saint-Yrieix offrant alors à la manufacture de Sèvres la possibilité de créer des porcelaines dures et solides, à l'opacité laiteuse et surtout pouvant supporter des liquides chauds.
A partir de ce moment, l'exploitation du kaolin dans la région s'intensifia et le commerce en devint lucratif, d'autant plus que le kaolin de Saint-Yrieix était recherché un peu partout en Europe pour sa grande finesse et sa belle qualité. Le kaolin rentre à 50% dans la fabrication de la porcelaine dure, le reste étant constitué par du quartz et du feldspath.

Les terres de La Grande Vergne furent achetées dès 1786 par une riche lignée familiale de Limoges qui en exploita les filons de kaolin durant 200 ans dans trois carrières qui sont aujourd'hui noyées. Les bâtiments servant au triage, au nettoyage puis au séchage de la roche, eux, sont encore présents sur ce site abandonné par les ouvriers, ainsi que l'écurie qui abritait les bœufs et les chevaux servant au transport des sacs de roche depuis le fond de la carrière.

On y voit aussi le petit hameau dans lequel s'activaient un menuisier, un forgeron, un charron qui par leur travail étaient indispensables à l'entretien des bâtiments et des outils. Certaines familles vivaient là à plein temps dans sept logements et le puits, le four à pain et l'atelier de couture témoignent encore de cette petite cité ouvrière où les femmes et les adolescents à partir de 14 ans travaillaient aussi durement que les hommes.

Vers 1976, l'activité du site prend fin et la dernière carrière en activité s'arrête, le site de Marcognac est alors acheté par la commune de Saint-Yrieix-la-Perche puis ensuite par la communauté de communes qui y créé un conservatoire du patrimoine Limousin. Depuis 2002, le site est classé Monument Historique en Archéologie Industrielle. Les visites y sont toujours guidées et sur réservation auprès de l'office du tourisme de Sant-Yrieix dont la responsable, très aimable et très efficace vous fournira les renseignements. Nous remercions et saluons Mme Nicole Delage pour sa participation bénévole à travers laquelle, elle fait connaître aux touristes de passage une ancienne activité industrielle étonnante qu'elle sait rendre fort intéressante par l'étendue de son savoir et la façon de le transmettre.

9.2.3. Aplites du Mas Barbu

"... Alluaud signale le grenat dès 1812. Didier (1926) cite la spessartine comme provenant uniquement de la Villate-Haute... Dans les carrières du Pécout, du Mas-Barbu, la zone aplitique a livré de beaux échantillons de grenats parfois bien exprimés allant jusqu'à un centimètre de diamètre... Patureau (1982) qui a analysé des échantillons du Mas-Barbu, les situe dans le pôle almandins (21,3% de FeO pour 15% de MnO)..."

Ainsi, si l'on se réfère à la nomenclature qui précise que l'on doit appeler un grenat selon le nom de son pôle majoritaire, ces grenats sont des almandins.
Mais cette dénomination ne reflète pas la réalité de ces grenats. Si l'on regarde les concentrations relatives en fer et en manganèse, les deux métaux sont en quantités voisines (en masse comme en atomes), il conviendrait donc plutôt d'écrire la formule de ces grenats du Mas Barbu ainsi, $(Fe, Mn)_3Al_2[SiO_4]_3$.

La présence du manganèse est aussi probablement responsable de la cristallisation en tétragonotrioctaèdre très marquée.

Les grenats du mas barbu ne dépassent guère les 3-4 mm.

Les grenats sont de couleur rose à brune, avec une nette prédominance du brun. Leurs couleurs font donc pencher vers le pôle almandin, plutôt que vers les spessartines davantage oranges.
Des grenats ont été ramassés lors du chantier de l'A20, mais également dans les déblais de la carrière. Les aplites à grenats étaient, quand on fait face aux déblais, plutôt sur la partie droite de ceux-ci.

9.2.4. Gneiss d'Aubazine

Ne faisant pas partie du sujet des pegmatites, citons néanmoins, rapidement le sud gneissique de la région, où il est également possible de trouver des grenats, notamment à Aubazine.

9.3 Conclusion

Les roches mères du Limousin sont des contextes géologiques très différents :

- Pegmatites complexes (La Vilatte et peut être Mazataud)
- Pegmatite simple (Bessines et Mas Barbu, éventuellement certaines pegmatites de l'Est Millevaches)
- Granites clairs à grenats dans le Millevaches
- Patchs centimétriques des kinzigites (granulites de haute température) du Millevaches
- Micaschistes à grenats (St Paul la Roche, Aubazine, on pourrait rajouter Jumilhac)
- Eclogites rétromorphosées (Seilhac et le Lonzac).

Tous ces grenats sont des almandins. Toutefois, l'éventail de composition est conséquent. Ainsi les grenats des pegmatites ont des compositions de l'ordre de 30% Al_2O_3 – 20% de MnO, proche d'une parité almandin-spessartine. Et les grenats des éclogites ont des comositions entre almandin et pyrope.

Spessartine
Cristaux : arêtes 10 mm
La Vilatte haute
Collection : la pioche

Spessartine
Cristaux : arêtes 10 mm
La Vilatte haute
Collection : la pioche

Spessartine
Cristal : 7 mm
La Vilatte haute
Collection : la pioche

Spessartine
Cristaux : arêtes 7 mm
La Vilatte haute
Collection : la pioche

Spessartine, wolframite et Apatite
20 x 16 x 10 cm, 5kg !
La Vilatte haute
Collection : la pioche

Spessartine, wolframite et Apatite
Piece : 100 mm
La Vilatte haute
Collection : Otto lidenbrock
Spessartine en cristaux brun-orange, Wolfram 'tantalifère" noir, Apatite, Zircon 'malacon' (sur une autre face), feldspath, mica

Spessartine, wolframite et Albite
Piece : 60 mm
La Vilatte haute
Collection : Otto lidenbrock

Spessartine, wolframite et Albite
Piece : 4 0 mm
La Vilatte haute
Collection : Otto lidenbrock
Face coupée et polie : on voit nettement la 'réticulation' du Wolfram cristallisé et le remplissage secondaire de grenat

Spessartine
Cristaux : 5-10 mm
La Vilatte haute
Collection : lapioche

Spessartine
Cristaux : arêtes 7 mm
La Vilatte haute
Collection : la pioche

Spessartine
Cristal : 10 mm
La Vilatte haute
Collection : lemorion

Figure 235 : Limousin : Spessartines de la vilatte haute

Figure 236 : Limousin : Spessartines du chantier de l'A20, Mas barbu, Bessines sur Gartempe

Almandin - Spessartine
Le Mas Barbu, Bessines sur Gartempe
Dans aplite
Collection : Mica87

Almandin - Spessartine
Cristal : 8 mm
Le mas, travaux A20
Bessines sur Gartempe
Collection : Benj

Almandin - Spessartine
recouvert d'oxyde de manganèse
Cristal : 3 mm
Le mas, travaux A20
Bessines sur Gartempe
Collection : Lapioche

Almandin - Spessartine
Recouvert d'oxyde de manganèse
Cristal : 3 mm
Le mas, travaux A20
Bessines sur Gartempe
Collection : Lapioche

Figure 237 : Limousin : Spessartines, Mas barbu, Bessines sur Gartempe

Almandin - Spessartine
Le mas barbu, Bessines sur Gartempe
Cristal : 10 mm
Collection : lemorion

Almandin - Spessartine
Le mas barbu, Bessines sur Gartempe
Cristal : 3 mm
Collection : l'ourso

Almandin - Spessartine
Le mas barbu, Bessines sur Gartempe
Cristal : 3 mm
Collection : l'ourso

Almandin - Spessartine
Bessines sur Gartempe
Cristal : 3 mm
Collection : perso n°915

Figure 238 : Limousin : Spessartines, Bessines sur Gartempe

Almandin - Spessartine
Bessines sur Gartempe
Cristal : 8 mm
Collection : Nathael Bejean

Almandin - Spessartine
Bessines sur Gartempe
25 x 20 mm
Collection : Jordan-moldavite

Almandin - Spessartine
Bessines sur Gartempe
Cristal : 11 mm
Collection n°1143

Almandin - Spessartine
Bessines sur Gartempe
Cristal : 10 mm
Collection n°1144

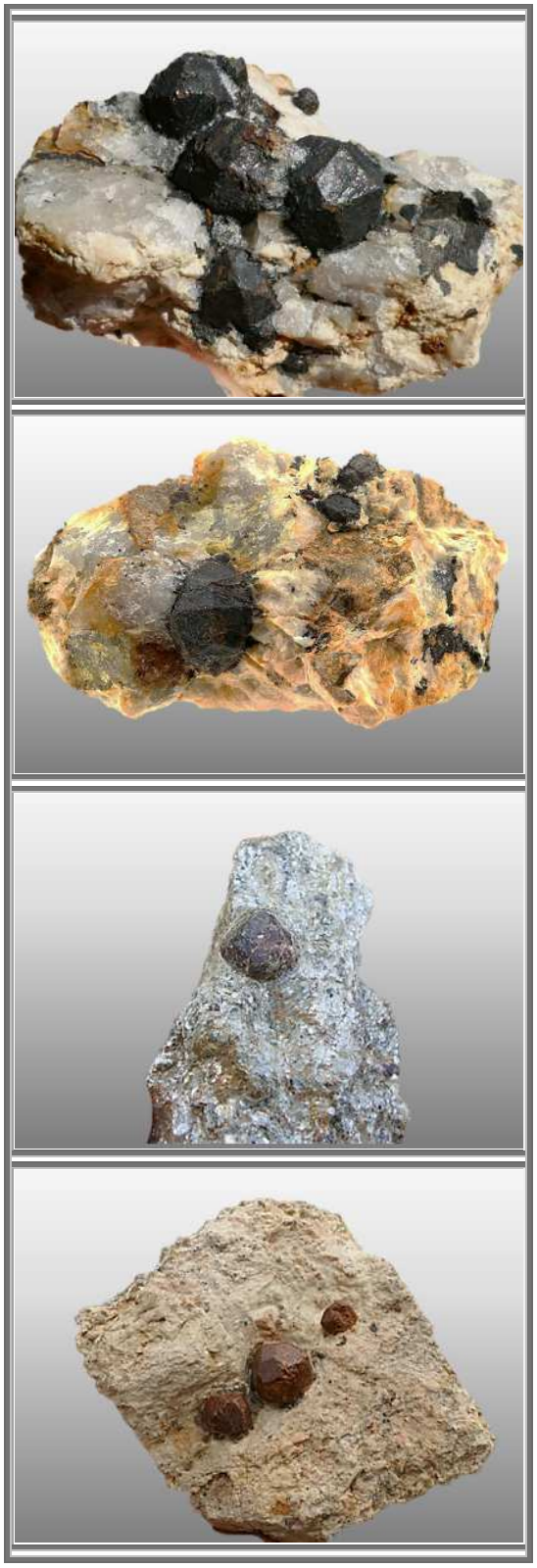


Figure 239 : Limousin : Grenats d'origine diverse

Almandin – Spessartine ?
Marcognac
Cristaux : 3 mm
Collection : l'Ourso, ancienne collection Juvigny

Grenats d'une autre carrière de pegmatite et de kaolin, celle de Marcognac prés de St Yrieix, ancienne carrière Alluaud père acquise en 1785

Almandin – Spessartine ?
Marcognac
Cristal : 8 mm
Collection : ancienne collection Juvigny

Almandin
Aubazine, 19
Cristal : 4 mm
Collection : lemorion

C'est dans des micaschistes, pas de pegmatite cette fois-ci !

Almandin dans aplite
Mazataud
Cristal : 18 mm
Collection : l'ourso

Figure 240 : Limousin : Grenats divers

Grenat (spessartine?), béryl et apatite
Pécout
Collection : trenen23

Almandin
Cristal : 15 mm
Le puy Murat, 19
Collection : L'Ourso

Almandin dans aplite
la Malessinge, Nedde, 87
Cristal : 3 mm
Collection : Benj

Almandin, quartz et feldspath
Sirieix-la-Croix, Viam, 19
Collection : Mica87

10. GRENATS DE St JACUT DE LA MER (22)

Voir livre sur les grenats du massif armoricain

11. SPESSARTINE DU PUY BEZIN

Jean Christophe Desaphy, au fil de ces recherches, a été le découvreur d'une poche pegmatitique sur la commune de Saint-Yrieix-le-Déjalat, Corrèze (cf Le regne Minéral n°113, pp23-30).

Les grenats découverts par J-C Desaphy ont été analysés au centre de Recherches pétrographiques et géochimiques de nancy par G. Giuliani.
Ces analyses qui n'ont malheureusement portés que sur un seul cristal, ont confirmés que le grenat issu de cette pegmatite était bien une spessartine (avec 60%mol de spessartine, 36%mol d'almandins et 4%mol de pyrope).
Les anlayses au microscope électronique ont confirmés que le grenat était homogène du cœur à la surface, et qu'il contenait de nombreuses inclusions microscopiques de gahnite, rutile et d'un phosphate de fer et manganèse.

Les cristaux de grenats sont pourtant particulièrement abondants.
De couleur rouge à rouge bruns, ils sont très bien cristallisés sous l'abitus de tétragonotrioctaèdre {211}, mais ils ne se trouvent tronqués en « demi-sphères » et mesurent de 1 à plus de 10 mm.

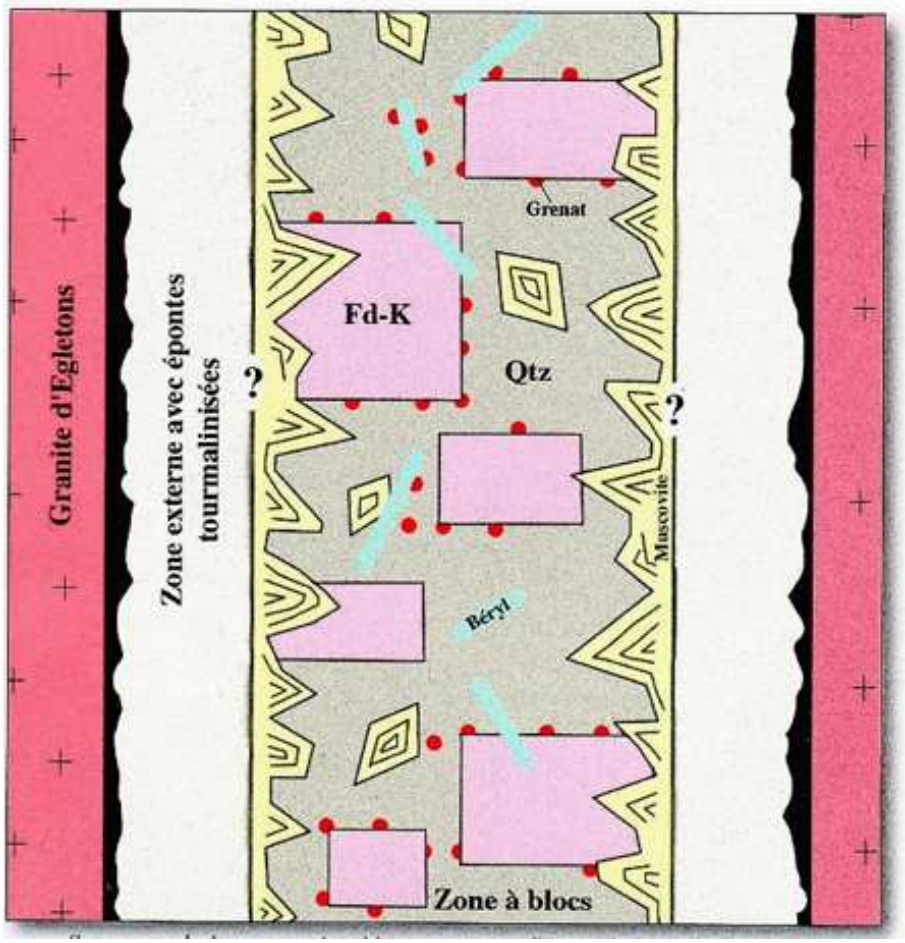


Figure 241 : Puy Bezin : Schéma de la pegmatite d'après les observations de terrain de Julien Lebocey

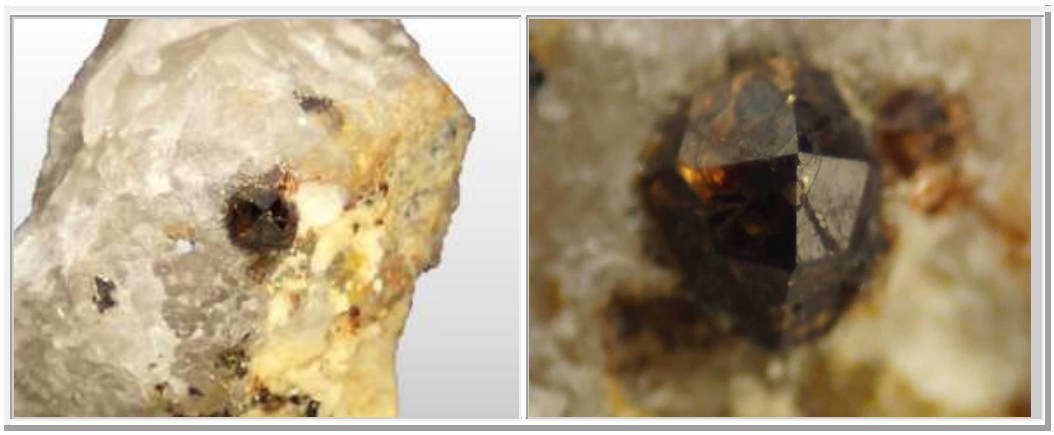


Figure 242 : Puy Bezin : Spessartine (3 mm) : coll et photo grenadorf

12. CONCLUSION

L'intérêt économique des pegmatites pour les gemmes ou les éléments des terres rares qu'elles renferment a permis de mieux appréhender la formation des pegmatites en finançant des recherches poussées sur ce domaine.
Il apparaît néanmoins que les pegmatites diffèrent fortement les unes des autres et qu'aucun modèle ne peut aujourd'hui être considéré comme une généralisation de la genèse des pegmatites et de la cristallisation des grenats en leur sein.

De même, la cristallisation des grenats, essentiellement des spessartines, interviennent rapidement par phase séquentielles probablement due à une double condition de sursaturation en Fe et Mn et de surfusion due au refroidissement rapide des pegmatites.

Mais qu'en est-il de la relation entre muscovite et grenat ? En métamorphisme, il est commun de trouver des grenats rhodolites d'origine métamorphique insérés dans des phengites (de formule comprise dans l'intervalle KAl_2 $[(OH)_2|AlSi_3O_{10}]$ – $K(Mg,Fe)(Fe,Al)$ $[(OH)_2|Si_4O_{10}]$). Les micaschistes à deux micas perdent peu à peu leur biotite au profit de muscovite et d'almandin lorsque la température dépasse 500°C. Dans les pegmatites, il se pourrait que certaines conditions de pression-température ne permettent pas la formation de l'association grenat spessartine ou almandin – muscovite. Est-ce avéré et pourquoi ?
Malheureusement les grenats des pegmatites ne sont pas suffisamment rémunérateurs et nous ne connaîtrons peut être pas avant longtemps la réponse à ces questions…

Figure 243 : Beauchaud (63) : cristaux de grenat de 1 cm dans quartz, n°151

Cf livre sur le Velay

Livre 8 - Les grenats du métamorphisme

1. RAPPELS DE METAMORPHISME

1.1 Définitions

1.1.1. Métamorphisme

Le **métamorphisme** désigne l'ensemble des transformations subies par une roche quelconque, qu'elle soit sédimentaire, magmatique ou métamorphique, sous l'effet de variations de température, de pression, de nature des fluides ou de composition chimique de la roche.
Ces transformations, qui peuvent être minéralogiques, texturales, chimiques ou encore structurales, amènent à une recombinaison des éléments chimiques de la roche et à la cristallisation de nouveaux minéraux, à l'état solide.

1.1.2. Exemple d'une intrusion magmatique dans une roche sédimentaire (exemple de Flamanville)

Lors de l'intrusion d'une masse granitique dans une roche sédimentaire, celle-ci subit simultanément des contraintes de pression, une augmentation de température et parfois l'infiltration de fluides hydrothermaux chargés de minéralisation. Les roches sédimentaires sont alors affectées de modifications texturales, chimiques et minéralogiques autour du massif intrusif de granite : **c'est le métamorphisme.** Autour de ce massif apparaît donc une zone métamorphisée que l'on nomme **auréole de métamorphisme.**

- Dans la majorité des cas, les roches métamorphiques de l'auréole ont globalement la même composition chimique que celle des roches sédimentaires dont elles proviennent. Il y a eu un simple réarrangement minéralogique, éventuellement accompagné de départ d'eau et de CO2 : **métamorphisme isochimique (ou topochimique).**
- L'apparition de minéraux nouveaux traduit les modifications des conditions physiques régnant au voisinage de l'intrusion. C'est principalement la chaleur dissipée par le corps magmatique en cours de refroidissement qui est responsable des modifications, c'est un thermométamorphisme, la pression joue peu ainsi que le montre la texture isotrope des cornéennes.

On ne peut pas dire que la pression ne joue aucun rôle car l'injection de la masse granitique produit aussi une augmentation locale de pression, et, dans quelques rares affleurements, on a pu décrire, immédiatement au contact du granite, quelques mètres de roches foliées rappelant les micaschistes ou les gneiss.

- Dans quelques cas, on rencontre également dans l'auréole, des roches dont la composition suppose une migration d'éléments chimiques à partir de la masse granitique intrusive **(métasomatose)** (exemple des skarns). De même la digestion des roches sédimentaires par le magma granitique peut modifier la composition de celui-ci (endométamorphisme).
  La digestion d'un banc calcaire se traduit par un enrichissement en chaux (granite à amphibole, voire même diorite). Des parties non digérées peuvent demeurer à l'état d'enclaves à l'intérieur de la masse intrusive.
- La nature et l'importance de ces transformations dépendent donc de deux facteurs :
  la distance par rapport au granite (influence de la pression et de la température)
  la nature de la roche sédimentaire originelle (influence des éléments et de leurs structures minéralogiques)
- Sous exemple d'une couche schisteuse
  A partir d'une couche schisteuse, en se rapprochant du granite, on observe les roches suivantes :
  - **Schistes** à texture finement orientée (roche sédimentaire non transformée) ;
  - **Schistes tachetés** (les taches correspondant à des petits nodules d'un minéral nouveau : la cordiérite) ;
  - **Schistes noduleux et micacés** : la roche perd alors sa texture orientée régulière et il y a développement de micas et d'andalousite ;

- A proximité du contact, on passe à des roches dures, massives, à grains fins, isotropes (sans orientations préférentielles) avec des minéraux de cordiérite et d'andalousite dispersés dans toute la masse. On les nomme **cornéennes** car leur aspect rappelle celui de la corne.

Cette zonation traduit bien le rôle du corps granitique : les transformations sont d'autant plus importantes qu'on s'approche de celui-ci.

La nature de la roche sédimentaire primitive a également une importance notable.
Les grès ordoviciens sont moins transformés que les schistes, on observe une simple recristallisation en quartzites.
De même les calcaires dévoniens donnent par recristallisation des cipolins (marbres) à minéraux.
On peut d'ailleurs remarquer que l'auréole de métamorphisme est plus étendue dans les faciès schisteux que dans les faciès gréseux.

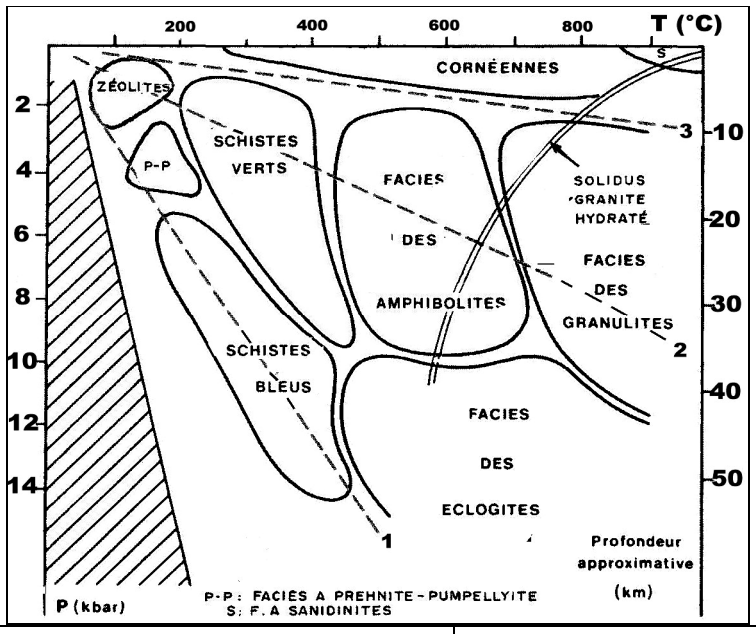
1.2 Les faciès métamorphiques

Une classification d'une application universelle où pression et température sont nettement explicitées, quelle que soit la profondeur, a été proposée par **Eskola**. Ce sont les faciès de métamorphisme définis non plus à partir de la série alumineuse, mais de la série basique où la variété minérale est plus grande. Il regroupe ainsi, dans un même faciès, des roches qui ont subi le métamorphisme dans des conditions physiques voisines, quelle que soit leur composition.

On distingue alors :

- **faciès des zéolites** (à laumonite, défini par la cristallinité de l'illite), qui marque la transition entre diagenèse et métamorphisme (anchimétamorphisme, température inférieure à 300 °C) : grès éocènes du massif de Platé (Savoie) ;
- **faciès à prehnite-pumpellyite** (température un peu plus élevée, 350 à 400 °C, et pression toujours modérée) : grauwackes du Champsaur, où ces deux premiers faciès sont représentés ;
- **faciès des cornéennes** (à amphibole, à pyroxène), caractéristique du métamorphisme de contact (température élevée, faible pression) ;
- **faciès des schistes verts** (zoïsite-épidote-albite) : basse température et faible pression (nappe des schistes lustrés alpins) ;
- **faciès des schistes bleus** à jadéite, glaucophane et lawsonite : basse température et haute pression (métamorphisme alpin, zones internes) **;**
- **faciès à disthène et sillimanite** : moyenne température et moyenne pression (massif des Maures) appelé encore faciès barrovien (en hommage au géologue écossais Barrow) ;
- **faciès à andalousite et sillimanite** : haute température et faible pression (massif du Canigou)
- **faciès à andalousite et staurotide**, intermédiaire entre les deux précédents (Haut Limousin) ;
- **faciès des amphibolites à homblende et plagioclases** : pressions élevées (2 à 3 kilobars) et températures de 600 à 700 °C, voisines de la fusion ;
- **faciès des granulites** (absence de micas, pyroxènes, sillimanite, disthène, grenat) pressions et températures élevées atteignant le domaine de l'anatexie ;
- **faciès des éclogites**, où gabbros et basaltes se transforment en une roche à pyroxène et grenat : température élevée et pression considérable ;
- **faciès des sanidinites, à sanidine, corindon et formes de haute température de la silice comme celles qu'on trouve** dans les briques et les poteries. C'est un faciès de haute température instantanée et pression très faible, guère supérieure à la pression atmosphérique, qui concerne les roches au contact des laves ou en enclaves à l'intérieur (métamorphisme de «cuisson » ou thermométamorphisme).

Un faciès correspond donc à un domaine défini de température et pression mais il faut bien souligner que l'appartenance d'une roche métamorphique à un faciès de ce système n'implique pas que la roche ait la composition de la référence basique. Ainsi un basalte porté sous 6 kbar à 550 'C devient une amphibolite, ce qui donne le nom au faciès, mais un gneiss à deux micas, plagioclases, quartz, feldspath potassique appartient aussi au faciès amphibolites bien qu'il ne contienne pas d'amphiboles.



	Roches basiques	Roches pélitiques
Schistes verts	Chlorite, albite, actinote, épidote	Biotite, muscovite, chlorite, chloritoïde
Amphibolites	Plagioclases, hornblende	Biotite, muscovite, staurotide, grenat, Al_2SiO_5
Granulites	Plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène	Biotite, grenat, cordiérite, Al_2SiO_5
Schistes bleus	Glaucophane, épidote, chlorite, lawsonite	Muscovite, chlorite, chloritoïde, grenat
Eclogites	Grenat, omphacite	Grenat, muscovite, disthène

Figure 244 : Différents faciès métamorphiques en fonction de la pression et de la température

Orthopyroxènes : enstatite $MgSiO_3$ → hypersthène → ferrosilite $FeSiO_3$
Clinopyroxènes : diopside $CaMgSi_2O_6$ → augites → hédenbergite $CaFeSi_2O_6$

1.3 Les « climats » métamorphiques

Cette classification, qui représente un apport capital à la compréhension du métamorphisme, a été élaborée par **Miyashiro** au cours des années soixante, à partir de l'étude des ceintures métamorphiques.
Les variations relatives de la pression et de la température permettent de définir des « climats » métamorphiques qu'il ne faut pas confondre avec des intensités de métamorphisme car dans chaque climat on peut rencontrer tous les degrés de métamorphisme.
Suivant les gradients différents de pression et température on distingue :

- **Le climat BP-HT** (basse pression-haute température)
  Le gradient géothermique est fort : la température croît très vite même pour une faible profondeur. Ce climat aboutit à une série dite de **type Abukuma-Rioké** (du nom du plateau japonais) ou encore à « andalousite-sillimanite » (du nom des minéraux caractéristiques). Ce climat conduit souvent à l'anatexie.

- **Le climat MP-MT** (moyenne pression-moyenne température)
  Le gradient géothermique est moyen. C'est le **type barrovien** (en l'honneur de M. BARROW). Il aboutit souvent à l'anatexie. Les minéraux caractéristiques en sont le disthène et la sillimanite.

- **Le climat HP-BT** (haute pression-basse température)
  Le gradient géothermique est faible : la pression croît sans élévation notable de la température. Les schistes bleus (à lawsonite et glaucophane, amphibole bleue) se forment sous ce type qui n'aboutit jamais à l'anatexie.

Une roche évoluera différemment suivant le climat : par exemple, un basalte deviendra successivement schiste vert puis amphibolite, puis granulite en climat MP-MT. Il deviendra schiste bleu puis éclogite en climat HP-BT.

Nous rappellerons que les zones de subduction se caractérisent par deux ceintures métamorphiques :

- une ceinture externe de type basse température-haute pression (à glaucophane),
- une ceinture interne de type haute température-basse pression (à andalousite et sillimanite).

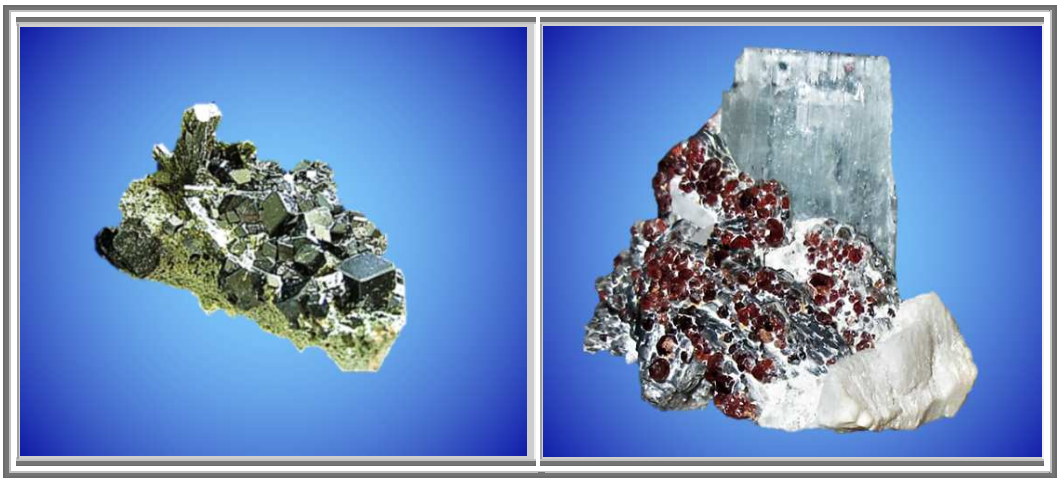


Photo 55 : Mélanite et Epidote, Mali, n°519 **Photo 56 : Grenat et aigue marine, Pakistan, n°522**

1.4 Réactions au cours du métamorphisme

Nous avons pu constater les évolutions suivantes pour un métamorphisme croissant :

- Roches pélitiques

Schistes verts

	Chlorite	+	muscovite	→	biotite	+	grenat almandin
	$(Mg,Al)_6\ (OH)_8\ [(Si,Al)_4O_{10}]$		$KAl_2(OH,F)_2\ (AlSi_3O_{10})$	P	$K(Mg,Fe)_3\ (OH,F)_2(Si_3AlO_{10})$		$Fe_3Al_2[SiO_4]_3$
Densité :	2,7		2,9		2,8		4,1
Morphologie :	agrégats feuilletés		feuillets		tabulaire ou prisme court		agrégats foliacés

- Roches siliceuses

Schiste argileux (illite)

↓ →

H2O, cristallisation

phyllades ou

séricitoschistes (kaolinite avec du potassium et départ d'eau)

↓

Chlorite muscovite micaschiste à mica blanc

↓ ↘ ↙

biotite biotite + almandin

} schistes à deux micas

MINERAUX	Evolution des roches pélitiques		Evolution des roches basiques	METAMORPHISME CROISSANT
Auteurs Apparition/disparition	Jung et Roqies (1936)	Grubenmann et Higgli (1924)	Eskola (1939)	
+ biotite - chlorite - épidote + sillimanite - muscovite - biotite + cordiérite + orthopyroxène	Chloritoschiste Y2	Epizone	Schistes verts à chlorite et biotite	
	Micaschiste Y1	Mésozone	Faciès des amphibolites	
	Gneiss à deux micas Z2		Faciès des amphibolites (à hornblende brune et verte)	
	Gneiss inférieur Z1	Catazone		
	Ultragneiss U	Ultrazone	Faciès des granulites	

	Faciès pétrographique	Equilibre	Minéraux indicateurs
Y2	Séricitoschiste	Muscovite + chlorite	Muscovite et chlorite
Y1	Micaschiste	biotite + grenat	Muscovite et biotite
Z2	Gneiss à deux micas	Muscovite + quartz	Chlorite instable
Z1	Gneiss à biotite et sillimanite	Orthose + sillimanite Biotite + sillimanite + quartz	Biotite et sillimanite Muscovite instable
U	Leptynite à cordiérite	Cordiérite + orthose	Biotite instable

Figure 245 : Evolution des roches lors du métamorphisme et minéraux indicateurs
Quelques exemples de réactions de formation de grenat

- <u>Roches siliceuses</u>

mica + quartz $\xrightarrow[450°C]{}$ grenat + muscovite $\xrightarrow[500°C]{}$ staurotide (niveau pélitique)

$\downarrow$ 550°C

Andalousite $\longrightarrow$ anatexie

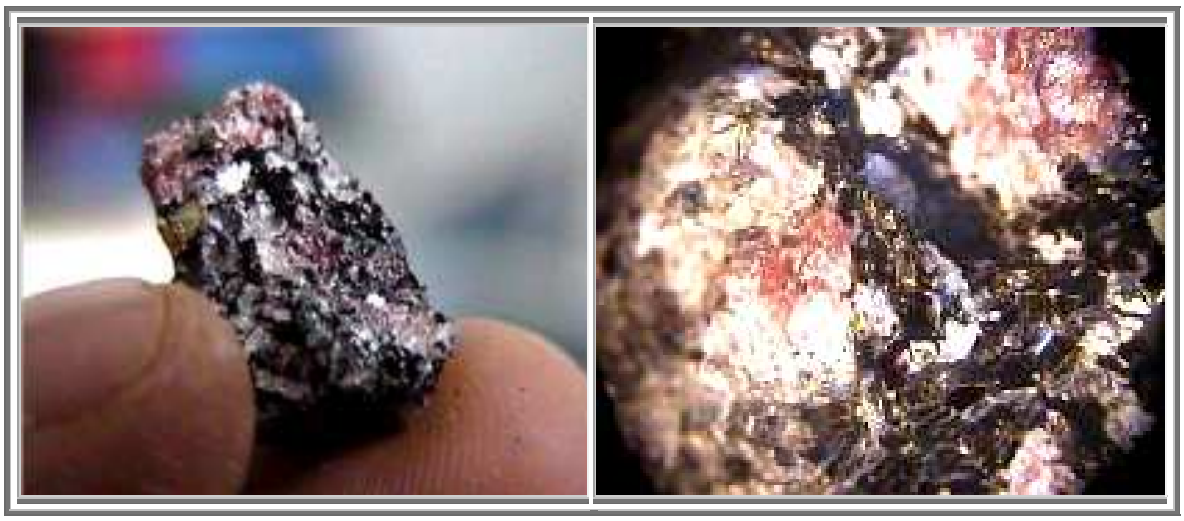


Figure 246 : Grenats et biotite dans un granite du Velay St Didier, en Velay (43) , 30 mm, n°475

Figure 247 : Métamorphisme du Conquet : Différents degrés de métamorphisme et isograde n°782 à 793
micaschiste → grenat → staurotide → andalousite

- <u>Roches basiques</u>

albite – anorthite → diopside + hédenbergite + andradite → diopside + grossulaire
(Na,Ca) $AlSi_3O_8$ — $CaMg(SiO_3)_2$ — $CaFe(SiO_3)_2$ — $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$ — $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$
2,6-2,8 — 3,3 — 3,3 — 3,9-4,1 — 3,7
(plagioclases)
magnétite-hornblende

albite – anorthite → andalousite ou disthène → grenat → staurotide
(Na,Ca) $AlSi_3O_8$ — $SiAl_2O_5$ — 500°C
2,6-2,8
(plagioclases)

- <u>Réaction d'éclogitisation</u>

Elle se produit dans les parties de la croûte soumises à de fortes pressions. En particulier, elle tend à se généraliser à la limite de la lithosphère, à une profondeur où l'eau n'est pas présente :

enstatite + anorthite → pyrope + diopside + quartz
4 $MgSiO_3$ — $CaAl_2Si_2O_8$ — $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$ — $CaMgSi_2O_6$ — SiO_2

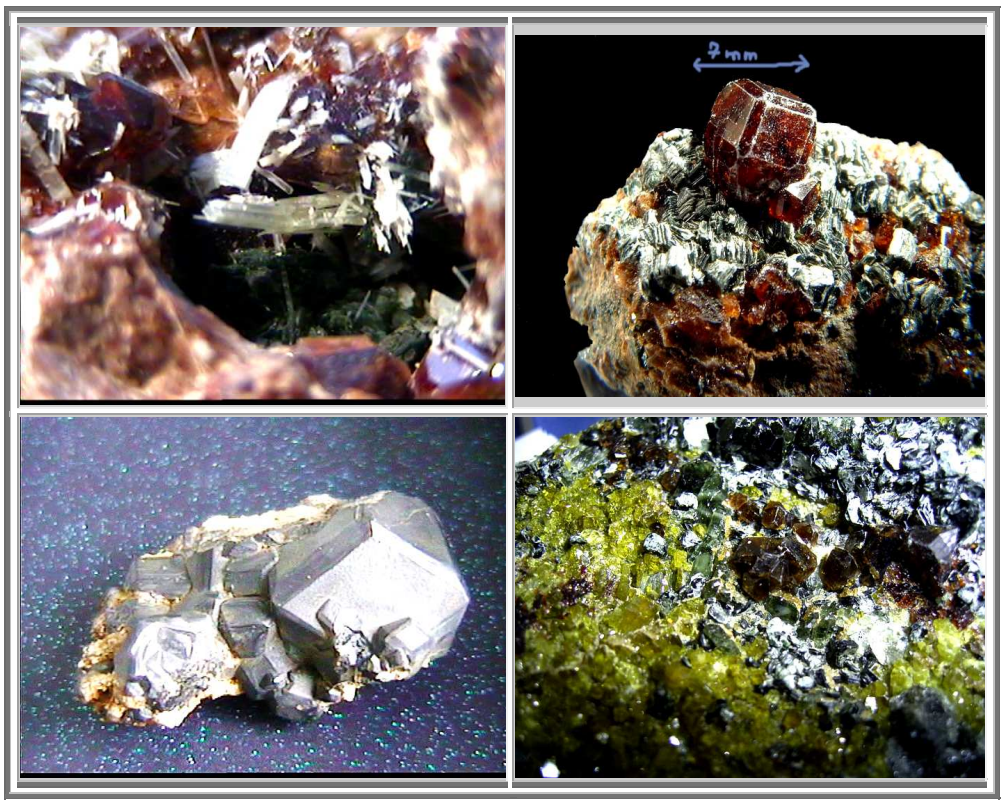


Figure 248 : Grenats de métamorphisme
Grossulaire + diopside sur chlorite, (Val d'Ala, Italie), n°234
Hessonite sur chlorite (Madagascar), n°244
Andradite, (Imilchil, Maroc), n°243 Andradite, clinochlore, diopside et forstérite, (Brésil), n°537

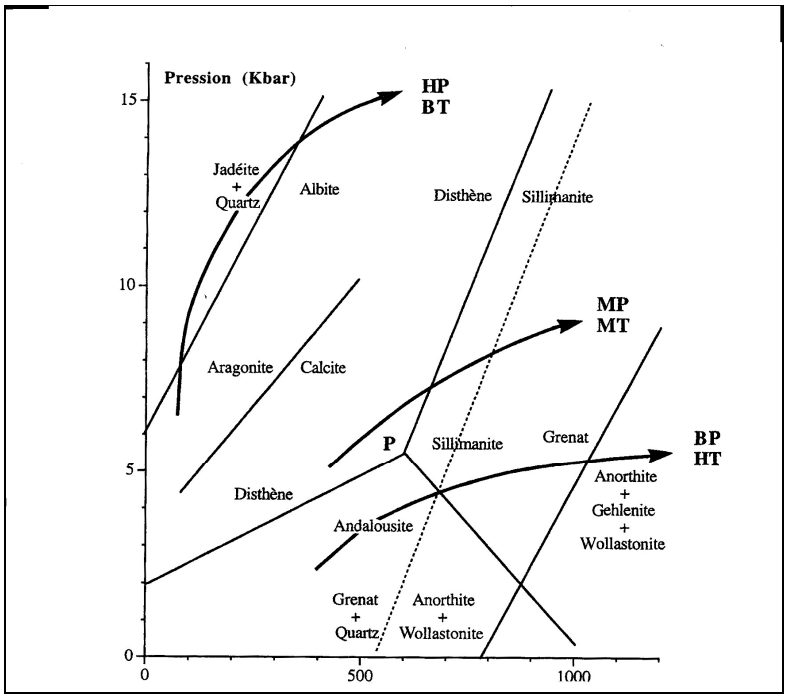


Figure 249 : Modifications minéralogiques lors de variations physico-chimiques subis par ces minéraux. Parcours HP- BT ; parcours MP- MT ; parcours BP- HT

2. METAMORPHISME DE CONTACT : Granodiorite de Flamanville

Qu'il est dommage que le site de Flamanville, joyau géologique répertorié dans bon nombre de livres de référence ait été choisi pour l'implantation d'une centrale nucléaire, alors que nous sommes en présence d'une auréole de métamorphisme de contact très représentative du phénomène, avec de surcroit présence d'une ancienne mine de fer, conséquence directe d'une minéralisation métallique abondante.

Figure 250 : Flamanville : Plage et port de Diélette

Figure 251 : Flamanville : Cornéennes et granodiorite – Havre Jouan

Figure 252 : Flamanville : Différentes cornéennes – plage de Diélette

2.1 Les éléments géologiques

2.1.1. Le Massif ancien

La presqu'île du Cotentin se situe à la frontière de deux grandes unités géologiques : une architecture plissée appartenant au Massif Armoricain à l'ouest, et une architecture tabulaire le Bassin Parisien à l'est.

L'histoire géologique du Cotentin se déroule sur une durée de plus de 2 milliards d'années. Le massif ancien dit icartien date du Précambrien (-2600 à –595 Ma). Il se compose d'un socle cristallophyllien : le Pentévrien, et d'un système sédimentaire datant du Briovérien. Le Pentévrien (défini en baie de Saint Brieuc) n'est connu que dans le Nord du Cotentin où il constitue le tréfonds du cap de la Hague (Jobourg et Jardeheu). Cette ride sarniènne représente une prolongation Sud-ouest du bouclier baltique.

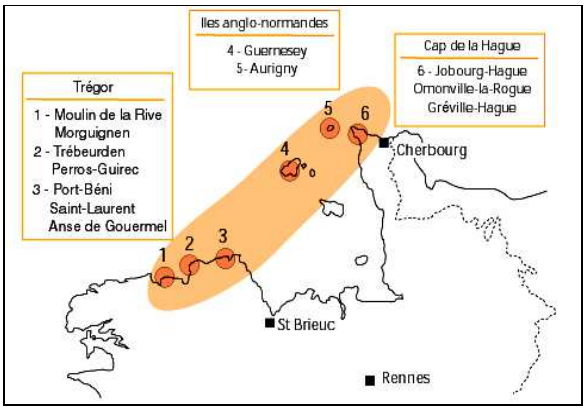


Figure 253 : Flamanville : Restes icartiens en Bretagne et Normandie

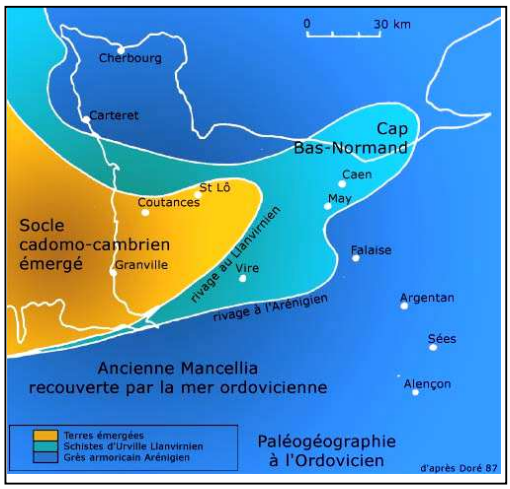


Figure 254 : Flamanville : Transgression et dépôts ordoviciens (- 450 Ma)

Puis se sont produites des alternances de dépôts de roches volcaniques, de grès et de schistes plus ou moins ardoisiers qui appartiennent au Briovérien. Ces terrains précambriens ont été plissés et injectés de venues granitiques lors de la surrection de la chaîne Cadomienne vers - 540 Ma.

Sur cette chaîne érodée se sont déposés près de 3500 mètres de séries sédimentaires schisteuses, carbonatées et surtout gréseuses lors des transgressions marines du Paléozoïque (du Cambrien au Permien inférieur).

Intercalées entre les formations précambriennes et cambriennes, des roches volcaniques témoignent des derniers soubresauts de la chaîne cadomienne.

2.1.2. L'orogenèse hercynienne

Toutes les séries paléozoïques ont été déformées lors de l'orogénèse d'une nouvelle chaîne de montagnes : la chaîne varisque ou hercynienne (- 420 à - 290 Ma). Elle fut responsable de la création de grandes structures plissées qui s'étendent du sud du Portugal jusqu'en Pologne.

La surrection de cette chaîne s'est accompagnée d'une activité magmatique représentée par un cortège filonien de roches acides et basiques et plus tardivement par l'injection des granodiorites de Flamanville et Barfleur.
Le Corre et al (1991) ont décomposé l'orogenèse hercynienne en quatre étapes majeures :

- Une phase de distension cambro-ordovicienne, caractérisée par le développement de rifts NE-SO au voisinage d'une marge limitant un domaine océanisé méridional. Les granodiorites précoces pourraient être associés à ce contexte
- Une phase de convergence ordovi-silurienne caractérisée par un régime de subduction active vers le nord, accompagné par un métamorphisme de haute pression au dépens de la coûte océanique méridionale. Une phase de collision dévonienne suite à cette convergence de plaques tectoniques, caractérisée par le contact entre la plaque du supercontinent Gondwana au sud et la plaque nord-américaine au nord, cisaillant par la même la plaque armorique entre ces deux supercontinents. Les

effets se traduisent par une tectonique tangentielle généralisée, entraînant un épaississement crustal et un métamorphisme de haute température allant jusqu'à l'anatexie.

- Une phase intracontinentale carbonifère caractérisée par l'individualisation de bassins subsidents globalement E-O, par le fonctionnement des grands cisaillements transcurrents dextres E-O, à ONO-ESE et par la mise en place de nombreux granitoïdes syntectoniques.

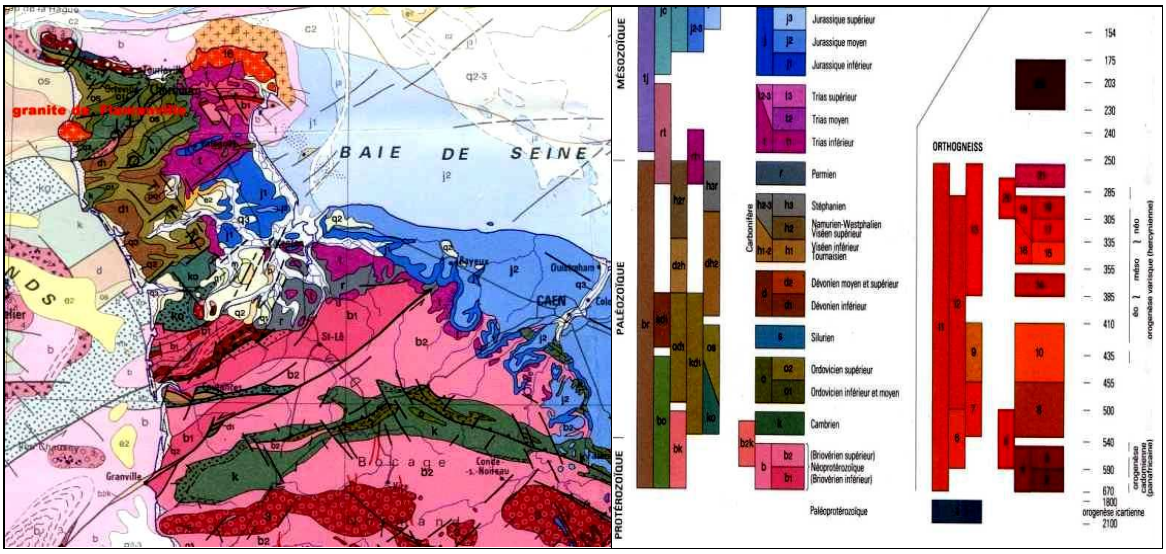


Figure 255 : Flamanville : Carte géologique du Cotentin : Visualisation du granodiorite de Flamanville

Après une longue période d'évolution continentale, il y eut transgression marine du jurassique inférieur au jurassique supérieur qui s'est traduit par le dépôt de sédiments carbonatés puis argilo-calcaires.

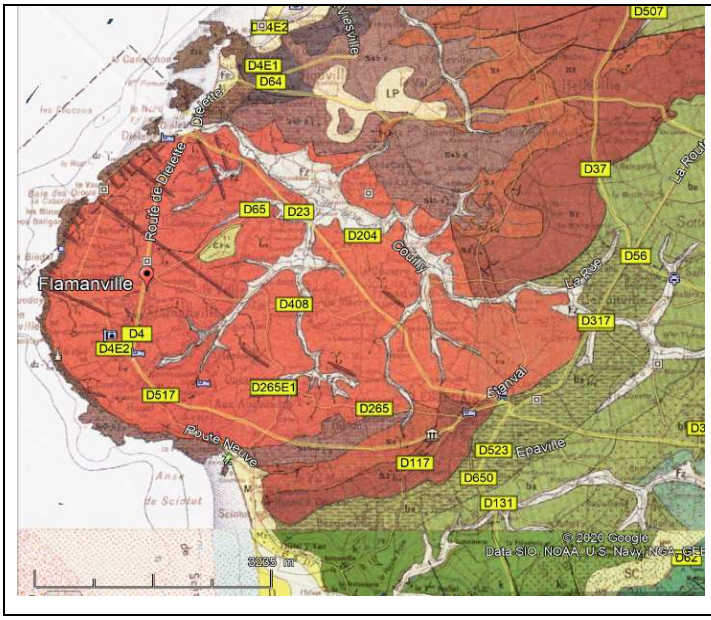
La fin du mésozoïque verra une ultime transgression, avec dépôt de calcaires biodétritiques. Il est important de remarquer que le Cotentin est la seule région de France où sont conservées les traces de trois chaînes de montagnes anciennes (Icartienne (-2500 à -2600 Ma), Cadomienne (– 540 Ma), et Varisque (-420 à -290 Ma).

2.2 Diapirisme du Granodiorite de Flamanville

La chaîne hercynienne est issue du rapprochement de deux supercontinents, le Gondwana et le continent Euro-américain. Leur collision au Dévonien s'est produite avec résorption de deux zones océaniques, l'océan rhéique et Galice-Massif Central par subductions opposées.

Cette orogenèse de la chaîne hercynienne a été accompagnée d'une subduction-collision continentale qui a engendré la fusion crustale de granodiorites issus de la fusion humide de la partie moyenne de la croûte lors de l'épaississement crustal (- 350 à - 310 Ma), et également comme ce fut le cas à Flamanville, de granodiorites et granodiorites plus tardifs issus de la fusion sèche de la croûte profonde plus basique formés lors du désépaississement crustal. Ces granodiorites ont par la suite migré vers la surface lors de la rupture des dalles de subduction (-280 Ma).

Le magma chaud étant partiellement liquide, il s'est frayé un passage vers la surface au travers de dykes, et a atteint la couverture sédimentaire de l'ordovicien, froide et déformable, dans laquelle il s'est mis en place selon un mécanisme de diapirisme entre le cambrien et le dévonien ; en effet, le matériau liquide étant moins dense que l'encaissant, il a tendance à le repousser. Toutefois, pour des raisons d'ordre mécanique et tectonique (failles), ce magma n'a dû subir qu'un diapirisme de faible ampleur et profiter des failles NNW-SSE pour se répandre.



γ/e : Granodiorite de Flamanville ;
ba : Schistes et grès (Cambrien) ;
S2 : Grès armoricain (Ordovicien inférieur) ;
S3 : Schistes (Ordovicien moyen) ;
S4 b-a : Schistes et grès (Ordovicien supérieur) ;
S5 : Schistes et grès (Silurien);
d2 : Calcaires et schistes (Dévonien) ;

L'auréole de métamorphisme de contact est représentée par un figuré de tirets horizontaux en surcharge et par l'association du sigle γ/e à celui du terrain (S2 γ/e = S2 métamorphisé).

Figure 256 : Flamanville : Carte du granodiorite et zones de métamorphismes (Extrait de la carte Cherbourg 1/50 000).

On notera, notamment au nord du massif, que l'étendue de l'auréole est beaucoup plus réduite dans les grès (S2) que dans les formations schisteuses.

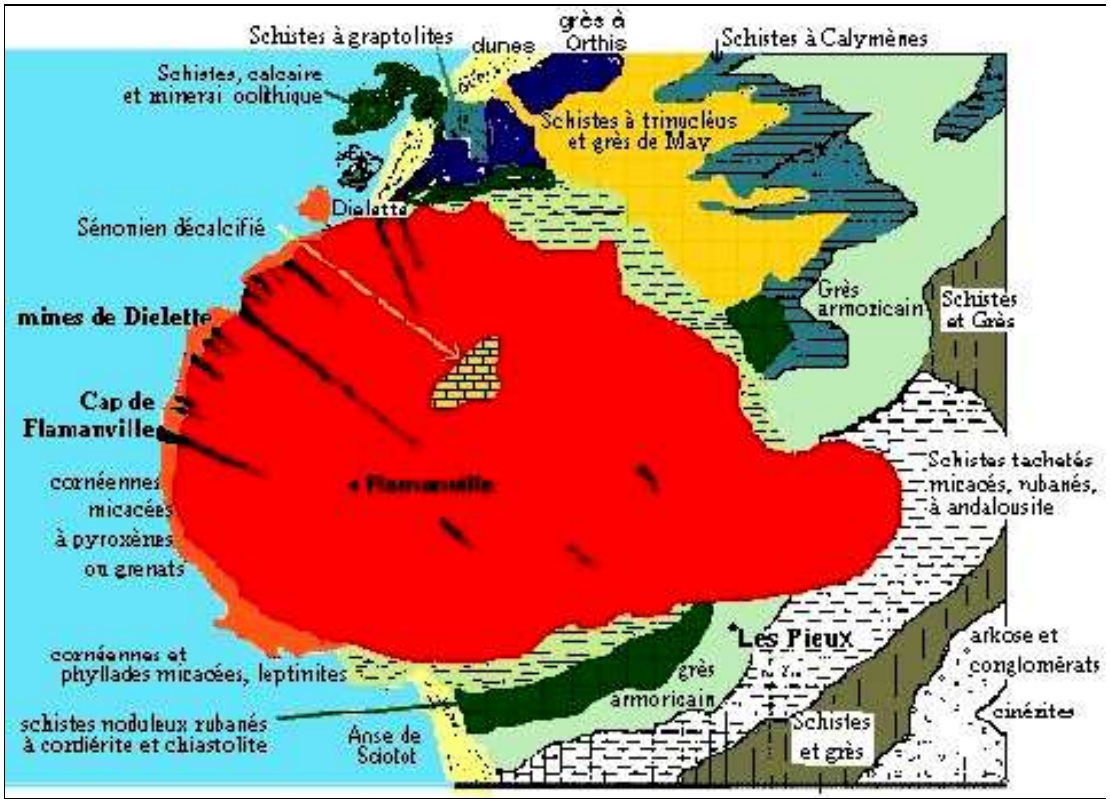


Figure 257 : Flamanville : Carte du granodiorite et zones de métamorphismes (DUSSART Ophélie, LAGRANGE Marine)

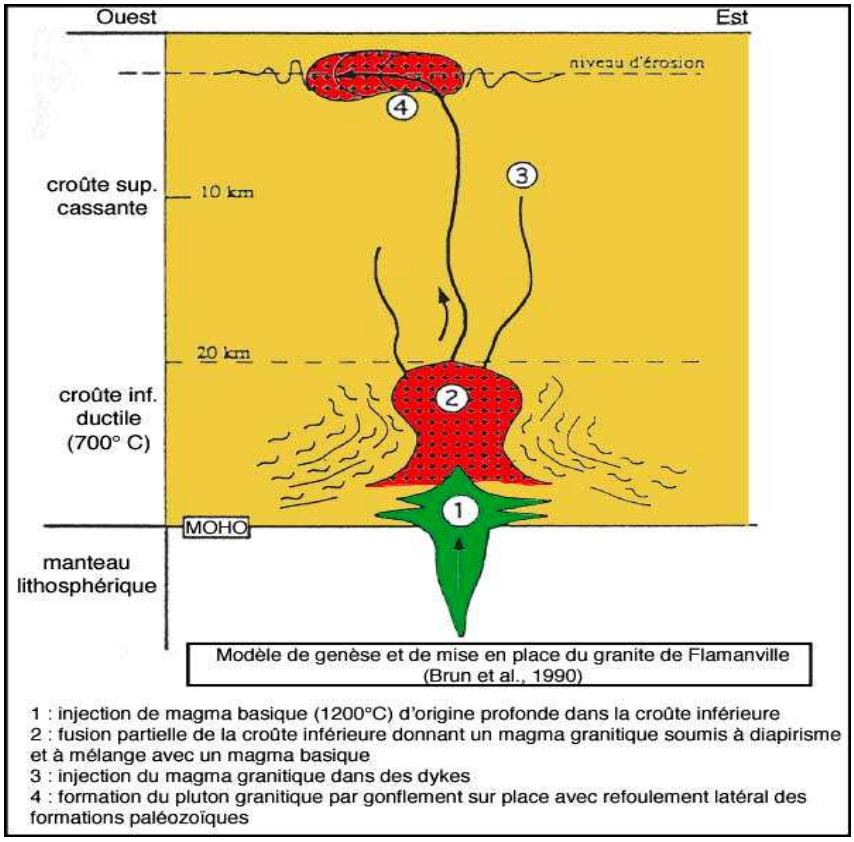


Figure 258 : Flamanville : Schématisation de l'intrusion plutonique sous un massif sédimentaire encaissant

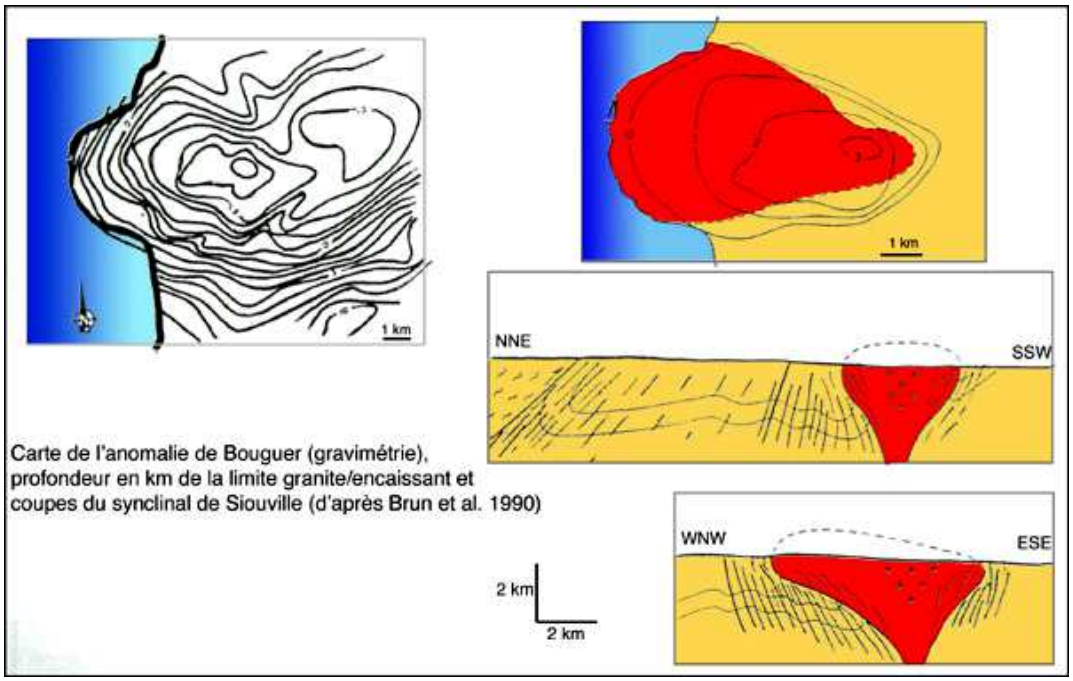


Figure 259 : Flamanville : Carte de l'anomalie de Bouguer (gravimétrie), profondeur en km de la limite granodiorite/encaissant et coupes du synclinal de Siouville (d'après Brun et al. 1990)

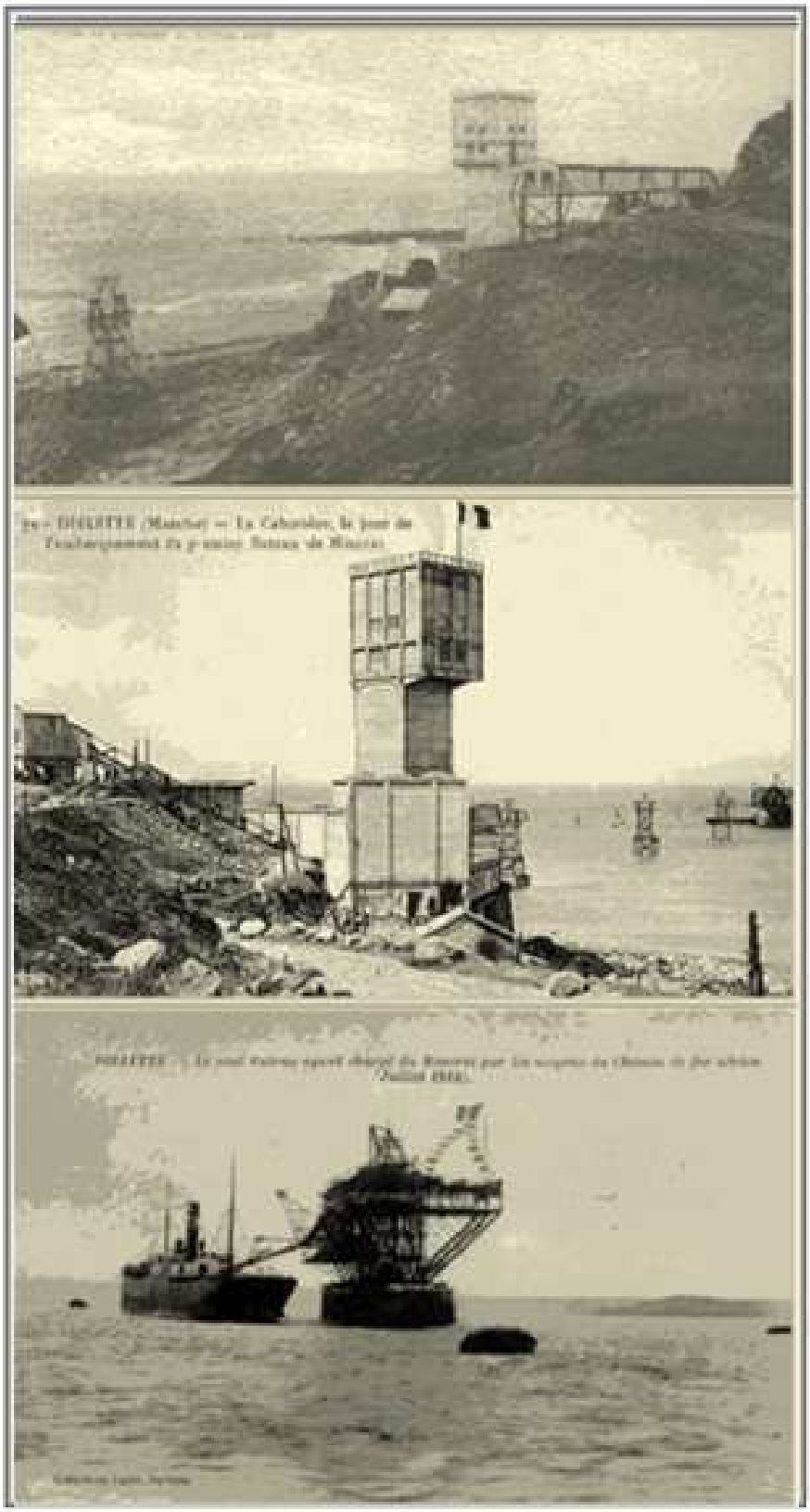


Figure 260 : Flamanville : Mine de Diélette : Cartes postales d'époque

A partir du dyke localisé quasiment à l'extrémité est du pluton, celui-ci a exercé une pression suffisante sur l'encaissant, le synclinal de Siouville, de l'est vers l'ouest, pour le plisser et ainsi créer son propre espace.

2.3 La mine de Diélette

Curiosité technologique et épopée humaine, les mines de Diélette sont des anciennes mines de fer sous-marines, le gisement suivant le pourtour du pluton granitique.

La teneur exceptionnelle du minerai, qui pouvait atteindre les 62% de fer, a poussé des investisseurs, des mineurs et toute leur famille à la quête du précieux minerai malgré les difficultés inhérentes à sa localisation, et ce dès le milieu du XIXème siècle. Les mines de fer de Diélette sont composées d'un réseau de galerie de 15 km de long à quelques 150 m sous le niveau de la mer et nécessitaient un pompage permanent.

Le premier puits fut ouvert en pleine mer en 1855. Mais les infiltrations d'eau s'élevant à 14 m^{+} dans l'intervalle de deux marées, il était impossible de faire travailler les ouvriers pendant la haute mer et l'épuisement de l'eau à la basse mer laissait trop peu de temps. Le travail fut suspendu en octobre 1862 après avoir fourni 150 à 160 tonnes de minerai. L'extraction du fer fut repris par intermittence par différentes sociétés, notamment par l'industriel allemand Thyssen (créateur de la Société Métallurgique de Normandie), qui en 1907, y construisit de très importantes installations (transbordeur aérien de 642 mètre de longueur monté sur pylônes) pour une extraction de 200 000 à 300 000 tonnes par an. En août 1951, la nouvelle société des mines de Diélette, sous la gérance de la Société des Mines et Produits chimiques de May-sur-Orne, entreprend un difficile dénoyage des puits et des galeries et exploite la mine qui employait 150 ouvriers jusqu'à sa fermeture définitive en juillet 1962.

Le minerai était transporté soit par camions jusqu'au port de Cherbourg avant son chargement sur des navires à destination de la Grande-Bretagne pour la quasi-totalité, soit par téléphérique. Les cargos devaient accoster près de la plate-forme et le minerai, entreposé à terre dans de vastes silos, était acheminé jusqu'aux cales du navire par une noria de godets mus par des câbles à environ 700 mètres du rivage. Toutefois, les bateaux ne pouvaient accoster qu'à marée haute, par temps calme et fort coefficient, à cause de leur tirant d'eau. Les tempêtes hivernales retardaient les chargements et il fallait parfois plusieurs jours pour remplir les cales, lorsque le bateau ne repartait pas à vide faute d'une météo appropriée. Malgré la qualité et la haute teneur en fer, l'exploitation du minerai transformé par des hauts-fourneaux suédois et anglais cessa en 1963 pour cause de coûts d'exploitation trop élevés.

Excepté quelques vestiges de la plateforme à plusieurs centaines de mètres de la côte, il ne reste aucune trace visible de l'ancienne exploitation minière. Le gisement de fer sous-marin est malgré tout loin d'être épuisé, avec pour preuve les perturbations magnétiques toujours ressenties à l'approche du gisement.

La série métamorphisée se distingue par l'omniprésence de fer. Le minerai des mines de Diélette apparaît sous la forme de couches, dont les épaisseurs varient entre quelques décimètres et 8 mètres. C'est une roche très dense, 4,6 avec une dureté variable selon la nature de la gangue (siliceuse, à minéraux calciques ou calcaires) qui a généré d'importants problèmes de marinage lors du creusement des rejets 1 et 2 de la centrale nucléaire EDF.

Le minerai est constitué principalement d'oligiste et de magnétite dans une structure oolithique. La teneur de la minéralisation est très variable (entre 38 et 62%), avec une moyenne de 49%. Les autres constituants du minerai sont essentiellement des sulfures (pyrite, marcasite, pyrrhotine) et des oxydes (ilménites, rutile), avec des concentrations locales en blende et galène.

Les teneurs en magnétite peuvent atteindre la valeur exceptionnelle de 50%. Cette concentration est si importante que le champ magnétique est perturbé aux alentours du port de Diélette et la déclinaison magnétique est déviée de 2°.

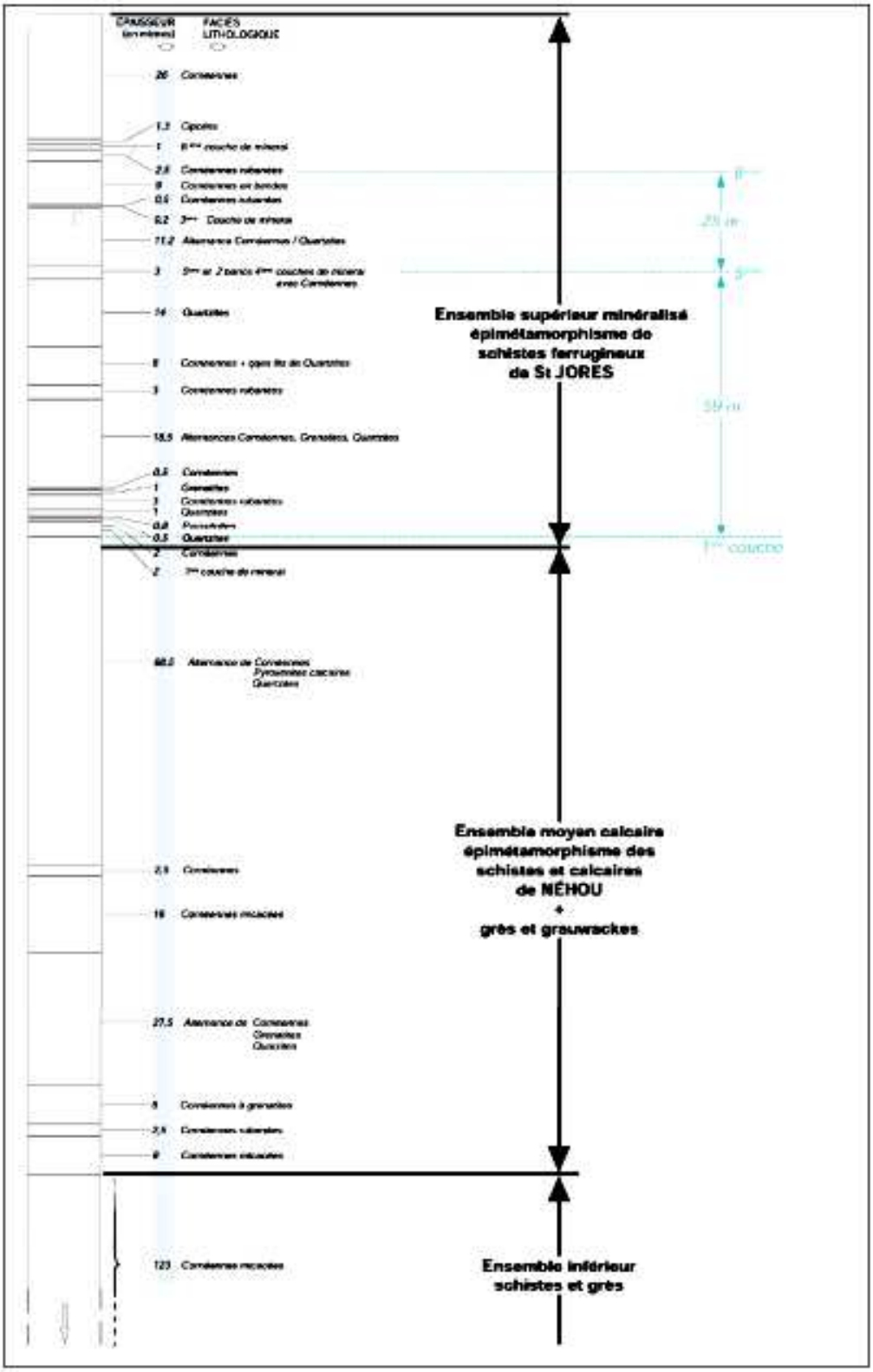


Figure 261 : Flamanville : Stratigraphie à l'ouest du pluton

Ce minerai peut contenir des entroques, des brachiopodes, et autres oolithes, fossiles qui démontrent l'origine sédimentaire de ce minerai. Le fer serait primaire mais le thermométamorphisme aurait provoqué une magnétisation et une hématisation du métal. C'est pourquoi le gisement de Diélette est situé au contact des cornéennes sur le pourtour du pluton granitique.

Figure 262 : Flamanville : Minerai de fer oolithique – Magnétite + Hématite, 40 mm, n°1205

Les couches exploitées concernent les premières centaines de mètres du massif métamorphisé (environ 400 m au droit des ouvrages de rejet EPR, jusqu'à 600 m plus au nord).
Le niveau supérieur de la mine (situé à - 70 GNF) a été vidangé et visité en mars 1980. Un relevé topographique a été réalisé à cette occasion, ce qui permet de superposer avec une précision relative estimée à quelques mètres, le plan de fond de la mine et le plan de masse de l'EPR.

2.4 Pétrographie

La mise en place du batholite granitique s'est également accompagnée de transformations minéralogiques des roches encaissantes, atteignant des stades de métamorphisme HT-BP (cornéennes à pyroxènes).

Ces transformations sont très complexes et ont vraisemblablement affecté la série en plusieurs phases. L'imprégnation de la série par des fluides riches en fer est un point important de ces minéralisations. Elle affecte la totalité de la série, au moins jusqu'à 400 m du rivage. Cet enrichissement en fer a donné, vraisemblablement dans les couches contenant déjà une notable quantité de fer, des teneurs en fer qui ont justifié une exploitation minière sous-marine jusqu'en 1962.
D'après Gresselin (1962), les terrains susceptibles d'être rencontrés dans la zone de rejet appartiennent vraisemblablement aux formations du Siégénien (dévonien inférieur) des « schistes et calcaires de Néhou », plus ou moins intensément métamorphisés.

Il convient donc de distinguer les terrains originels de la série sédimentaire et ces mêmes terrains lorsqu'ils sont affectés par le métamorphisme. On comprend aisément que le degré du métamorphisme étant décroissant avec l'éloignement à la bordure du batholite, les modifications minéralogiques, tout comme les modifications structurales s'estompent progressivement.

2.4.1. Série sédimentaire originelle

Cette série originelle correspond à une série sédimentaire de plateforme carbonatée, installée au Dévonien. Ces « schistes et calcaires de Néhou » se présentent sous la forme de packstones (roches carbonatées à grains fins et jointifs) siltoquartziques (quartz et limon) à matrice calcaréo-argileuse, parfois riches en péloïdes (boues). De rares wackstones (roches carbonatées à grains fins non jointif renfermant moins de 10% de boue) et calcaires sillicités sont identifiés. Les terrains également susceptibles d'être rencontrés sont les grès à Platyorthis Monnieri d'âge geddinien (dévonien inférieur antérieur au siégénien). Ce geddinien est uniquement connu sous la forme d'écailles tectoniques, notamment celle jalonnant le grand accident de St Germain le Gaillard. Il s'agit de grès fins à ciments chloriteux, parfois micacés et bioturbés.

2.4.2. Série métamorphisée

Lorsqu'ils sont métamorphisés, ces terrains sont abusivement dénommées « cornéennes ».
Au sens strict, les cornéennes sont des roches très dures, non fissiles, à patine et à cassures d'aspect corné, à cristaux fortement engrenés et enchevêtrées, avec parfois des porphyroblastes automorphes. Ce sont des roches totalement recristallisés (quartz, cordiérite, sillimanite, andalousite, plagioclases, biotite et tourmaline).

Saleeb-Roufaiel distingue les cornéennes à micas, à pyroxènes et à amphiboles, selon la nature originelle (respectivement schistes silico-alumineux, calcaires et grauwackes plus ou moins calciques.
Ces cornéennes sont le faciès le plus représenté, au moins dans les 300 mètres à partir du contact avec le granodiorite. Localement, elles contiennent des intercalaires de quartzites, des cipolins et des pyroxénites.
La description lithographique de la série proposée sur la figure précédente est issue de la thèse de Saleed-Roufaiel. Elle a été établie à partir d'observations à l'intérieur de la mine de Diélette. Elle est donc valable sur environ 300 premiers mètres à partir du rivage.

Les cornéennes sont décrites comme des roches massives, de couleurs très sombres, à grains fins, qui ont été entièrement recristallisées lors du métamorphisme. Leur structure rubanée se manifeste par des variations de couleur de bandes micacées, pyroxéniques, épidotiques et amphibolitiques. L'épaisseur de ces bandes est généralement comprise entre 2 et 10 cm, mais de vastes variations locales peuvent être observées.

Les cornéennes peuvent être grenatifères, et quelques lits de grenatites sont connus. Avec des épaisseurs pouvant atteindre 3 m. Saleeb Roufaiel distingue trois types de cornéennes selon le minéral mafique (riche en Mg et Fe) dominant :

- Cornéennes micacées à dominante de biotite : composées de quartz, feldspaths potassiques et biotites ; ces roches présentent une teneur moyenne en SiO_2 de 67% et une teneur moyenne en oxydes de fer (Fe_2O_3 + FeO) de 8%.
- Cornéennes amphiboliques à dominante de hornblende ou de trémolite/actinote : composées de quartz, feldspaths plagioclases et amphiboles, ces roches présentent une faible teneur moyenne en SiO_2 (34%) et une importante teneur moyenne en fer (Fe_2O_3 + FeO) de 51%.
- Cornéennes pyroxéniques à dominante de diopside, contenant quartz, feldspaths plagioclases et pyroxènes ; ces roches présentent une teneur en silice SiO_2 très variable entre 40 et 86% et une teneur moyenne en fer (Fe_2O_3 + FeO) entre 3 et 28%.
- Quartzites

Figure 263 : Flamanville : Cornéennes au Havre-Jouan, avec vue sur l'anse de Sciotot

Figure 264 : Flamanville : Cornéennes micacées, à pyroxènes, et à amphiboles

NOTA

- Les quartzites sont des roches à grains fins très bien soudés entre eux ; composées de quartz et de feldspaths, elles représentent des teneurs en silice SiO_2 très élevées de l'ordre de 95% et des teneurs en fer très faibles (Fe_2O_3 + FeO) de 1%. La roche sédimentaire originelle est un grès siliceux.
- Les cipolins sont des calcaires métamorphiques à texture saccharoïde, essentiellement composés de calcite et par conséquent très pauvres en silice (33%) et en fer (Fe_2O_3 + FeO : 33%). La roche sédimentaire originelle est un calcaire pur.
- Les grenatites sont des roches très lourdes, à structure granoblastique, se présentant en bancs pouvant atteindre jusqu'à 3 m d'épaisseur. Leurs teneurs en silice (33%) et en fer (Fe_2O_3 + FeO) (33%) sont moyennes.

Les épidotites sont très peu répandues, sous forme de fines bandes intercalées dans les cornéennes.

2.4.3. Métamorphisme de contact

Le granodiorite de Flamanville, sur la côte nord-ouest du Cotentin est souvent pris en référence comme un cas typique de granite intrusif. Il s'agit d'un granodiorite à amphibole, très intéressant par lui-même puisqu'il renferme des feldspaths pluri-centimétriques bien cristallisés, souvent d'un rose soutenu.

Mais surtout, dans le contexte qui nous intéresse, gîtologie et genèse des grenats, l'intrusion de ce massif plutonien au cœur d'une série sédimentaire, constituée de schistes et de calcaires du Silurien (-440 à -415 Ma) et du Dévonien (-415 à -360 Ma) affleurant au nord (synclinal de Siouville-Diélette) et de schistes et grès de l'ordovicien au sud (Havre-Jouan)(-490 à -440 Ma), a provoqué un **métamorphisme de contact** typique, à savoir un métamorphisme de climat de basse pression et de haute température BP-HT, c'est-à-dire sous les conditions métamorphiques des cornéennes.

Au contact du granodiorite, sur environ 300 m seulement, les roches sédimentaires ont été affectées thermiquement par cette intrusion, et par la migration d'éléments chimiques à partir de la masse granitique intrusive : on parle alors de **métasomatose.** Ces roches sédimentaires du cambrien au dévonien, ont été métamorphisées pour donner naissance à des andalousites (chiastolites).

A partir d'une couche schisteuse, et en se rapprochant du granodiorite, on peut observer la transition suivante :

- Schistes sériciteux
- Schistes à texture finement orientée
  Ils sont composés de chloritoïdes, à allure schisteuse à cause de l'orientation des micas
- Schistes tachetés
  Ils ont une structure argileuse, parfois finement litée, où se distinguent des cristaux typiques du métamorphisme : cordiérite et andalousite.
- Schistes noduleux et micacés
- Cornéennes à proximité du contact
- Veines de cipolin formées au contact calcaire – auréole de métamorphisme…

De plus, à proximité des grands accidents associés au diapirisme granitique, la circulation tardive de fluides a pu entraîner un métamorphisme, avec modification locale de la minéralogie du terrain (quartz, biotite muscovite et hydro micas.

Au-delà des schistes tachetés, c'est-à-dire plus au large, aucune information sur la nature pétrographique des roches, validée par sondage-carottage, n'est disponible. Par conséquent, l'évolution pétrographique de la série vers le large n'est donc pas clairement déterminée.
Gresselin (1992) indique la présence d'une paragenèse typique de l'isograde de la chlorite à 2500 m de l'intrusion granitique, toujours au sein des schistes et calcaires de Néhou. Dans cette hypothèse, la totalité des ouvrages de rejet en mer se situerait dans l'auréole métamorphique.

Saleeb Roufaiel (1962) mentionne l'apparition de schistes tachetés dans les couches en travers bancs à environ 600 m du contact avec le granodiorite. Dans ce cas, il est possible que la partie terminale des ouvrages de rejet en mer se situe hors de l'auréole de métamorphisme.

Il y a également des schistes et des cornéennes qui furent métamorphisés lors de la fusion partielle des roches encaissantes. Elles se trouvent à l'intérieur du granodiorite où elles ont été piégées. Il existe des filons d'aplite mis en place dans des fissures présentes à ces endroits, créées pendant la formation du massif granitique.
On peut également aller aux hameaux de Percaillerie et de Déhus. On y trouve dans leurs environs, un petit monticule situé sur le flanc ouest du massif plutonien. Ce monticule est constitué de gneiss lepynoïde gris, de hornfels et de leptynolites grisâtres et noirâtres, ainsi qu'une grenatite massive, à aspect résineux et de couleurs variées, recouvertes de petits grenats dodécaédriques, associés à de la pyrite et de l'épidote.

Figure 265 : Flamanville : Site de Diélette
1) massif granitique à Diélette 2) granodiorite rose riche à phénocristaux de feldspath et hornblende verte
3) morceau de granodiorite 4) la plage et les galets où l'on peut ramasser des blocs de cornéennes
5) Grenatite, Port Diélette, 120 mm

2.5 Les grenats

2.5.1. Le Granodiorite de Flamanville

Le granodiorite de Flamanville est particulièrement complexe. D'origine mantellique et donc principalement basique, il a vu sa composition quelque peu évoluer par la dissolution d'éléments crustaux acides lors de l'anatexie de la partie inférieure du manteau au cours de sa genèse, et/ou s'est enrichi d'enclaves acides qui sont remontés en son sein.

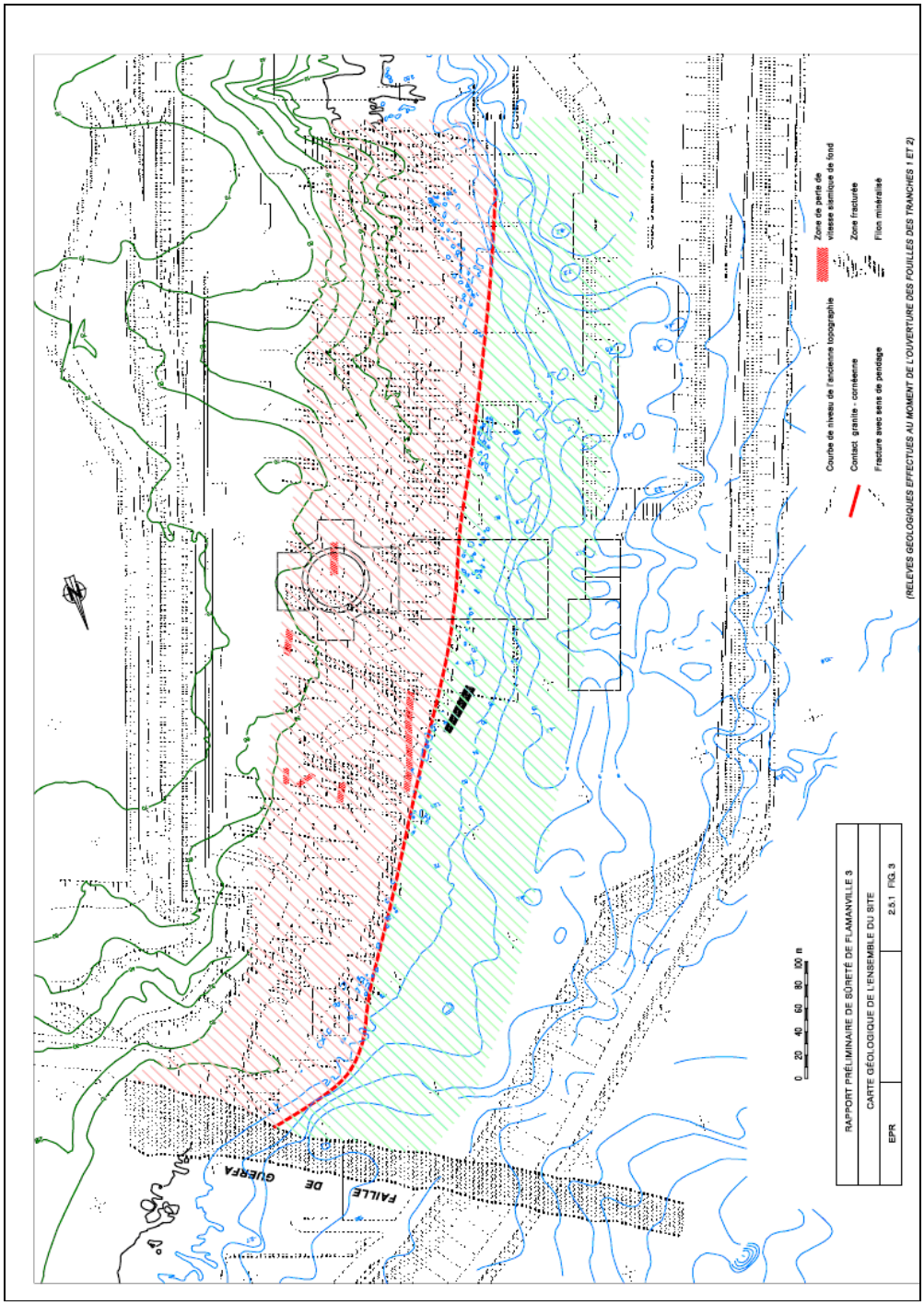


Figure 266 : Flamanville : Site de la centrale EPR : limite pluton - cornéenne (ligne rouge)

La bibliographie indique que le granodiorite de Flamanville a une structure grenue et une texture porphyroïde. Il est constitué de :

		EDF	Bibliographie
Macrocristaux			
	Orthose (essentiel. rose)	30 – 32	29
	Biotite	5 – 11 Parfois altéré en chlorite	
	Amphibole : hornblende verte	1 -14	
Microcristaux			
	Plagioclases Oligoclase et albite	14 – 27 (parfois séritisée)	30
	Quartz xénomorphe	28 - 36	31
Minéraux accessoires			
	Sphène	Parfois altérée en xantitane	
	Apatite		
	Zircon		
	Magnétite		

Table 20 : Flamanville : Composition minéralogique du granodiorite

D'après la classification de Streckeisen, il s'agit d'un monzogranite d'affinité sub-alcaline avec : 68% de SiO_2; 15% d'Al_2O_3 ; 2,3% de CaO et 8% d'alcalins (Na_2O et K_2O).
De mon côté, j'ai effectué une étude statistique de la composition du granodiorite de Flamanville, basée sur une étude de mesure des grains, et donc forcément moins précise, mais qui s'avère proche des résultats cités dans la bibliographie.

Composition	Granodiorite de Flamanville			plages des granitoïdes
	EDF	bibliographie	personnel	
SiO_2	65 %	68 %	61 %	60-75 %
Al_2O_3	15 %	15 %	16 %	16,5-12,5%
K_2O	2,7%	8 %	6 %	3-6 %
Na_2O	4,0%		4 %	3-4 %
FeO			9 %	< 6 %
MgO	2,2%		5 %	< 2,5%
CaO	2,9%	2,3%		

Table 21 : Flamanville : Composition chimique du granodiorite

La comparaison de la composition ainsi obtenue avec les compositions reconnues pour les granitoïdes, permet de définir qu'il s'agit d'un granodiorite peralumineux car le taux d'alumine est supérieur à celui des alcalins.
On constate qu'il est particulièrement pauvre en silice, et notamment en quartz, ce qui est en accord avec son origine essentiellement mantellique et donc basique.

2.5.2. Les grenats

Une ballade sur le port de Diélette, à marée basse, permet d'observer des cornéennes érodées par la mer desquelles émergent des grenats plus résistants à l'érosion. Ces grenats ne sont certes pas très esthétiques, mais de par leur nombre et leur dimension (> 1 cm), ils sont les premiers indices, voire les premiers révélateurs de l'intérêt tout particulier de l'auréole de métamorphisme de Flamanville, pour les amateurs de grenats. Avant d'aller à la pêche aux grenats, une visite sur les falaises au nord de l'anse de Sciotot s'impose. Les cornéennes immédiatement au contact du pluton de teinte claire, persuaderont tous les sceptiques et raviront les connaisseurs par la multitude de grenats.

La richesse des grenats présents sur le site de Flamanville provient de la diversité des couches sédimentaires schisteuses, carbonatées, mais essentiellement gréseuses de l'encaissant et des apports métalliques important, notamment du fer (pyrite, et surtout hématite et magnétite massive (Caillère et Kraut 1965, Graindor, 1998) à Diélette) par l'intrusion d'un magma relativement pauvre en silice, mais à la fois alcalin, alumineux et donc ferritique.

Comme les grenats ne sont jamais purs, mais systématiquement constitués d'une solution solide de grenats par substitution entre cations de valence +II d'une part (Fe^{2+}, Ca) et des cations de valence +III (Al, Fe^{3+}), les couleurs des grenats récoltés dans l'auréole de métamorphisme de Flamanville présentent une grande diversité, ainsi que leur aspect, très mat à gemme, brun à rouge vif, clair à très sombre, aux faces lisses ou présentant des stries de croissance.

L'analyse des grenats récoltés, ainsi que celle de leur roche mère a permis d'identifier au moins sept types distincts de grenats à Flamanville, en accord avec la classification des cornéennes précédentes :

Grenats bruns bien formés dans du cipolin

Les grenats grossulaire-andradites sont des rhombododécaèdres bien cristallisés.
Des nuances de teinte du brun clair eu brun moyen apparaissent à l'intérieur des grenats mais il ne s'agit pas clairement de zonation ; seule apparaît une tendance à ce que le cœur d'amas soit plus clair.

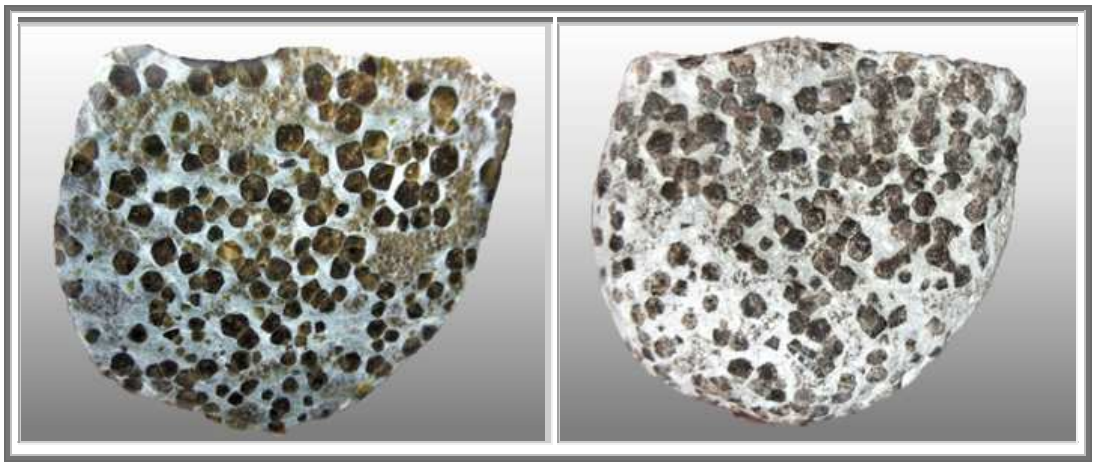


Figure 267 : Flamanville : Grossulaire-andradites dans cipolin, faces polie-brute, 70 mm, n°1173

Grenats bruns en grenatites dans cornéennes micacées (Havre-Jouan)

Cette cornéenne, de couleur claire, est composée de quartz, feldspaths potassiques et biotites ; cette roche présente une teneur moyenne en SiO_2 de 67% et une teneur moyenne en oxydes de fer (Fe_2O_3 + FeO) de 8%.

Figure 268 : Flamanville : Grenatite et grenat du Havre Jouan – cornéenne claire à mica
Les veines sont parallèles à la frontière granodiorite – cornéenne

Ces cornéennes résultent du métamorphisme des dépôts de schistes et calcaires de Néhou (dévonien).
Les grenats sont de couleur brune, xénomorphes, et mesurent de l'ordre de 1 cm. Ils sont principalement situés en veine à l'intérieur des cornéennes.

Grenats Grossulaire-Andradite dans les cornéennes à amphiboles (Port de Diélette)

Ces cornéennes amphiboliques sont à dominante de hornblende ou de trémolite/actinote ; elles sont composées de quartz, feldspaths plagioclases et amphiboles, et elles apparaissent donc d'une couleur bleue très marquée. Ces roches présentent une faible teneur moyenne en SiO_2 (34%) et une importante teneur moyenne en fer (Fe_2O_3 + FeO) de 51%, avec la présence importante de pyrite, chalcopyrite et oxyde de manganèse.
Les grenats sont de couleur orange à rouge sang lorsqu'il y a présence de pyrite très fine, comme pour les autres gisements de fer/grenats. Ces grenats sont rhombododécaédriques.
D'autres sont du brun au noir le plus intense en l'absence de cette pyrite micrométrique. Ils sont de petites dimensions (1 mm maxi), automorphes, du faciès rhombododécaèdrique, souvent aux arêtes tronquées.

Figure 269 : Flamanville : Cornéennes à amphiboles avec grenats
Galet de cornéenne à amphibole avec grenats, coll. perso n° 1183, 120 mm - 737, 30 mm

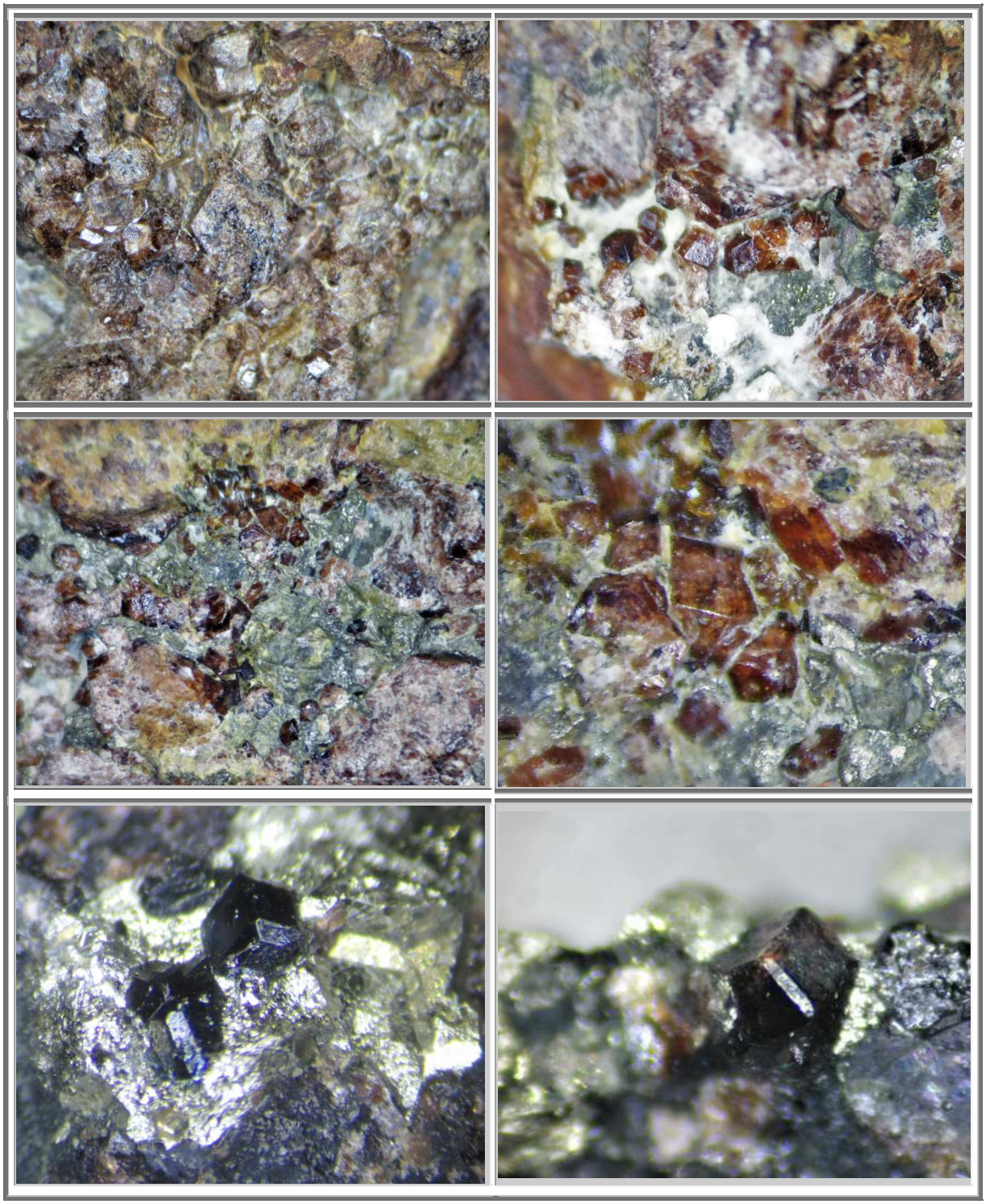


Figure 270 : Flamanville : Grenats dans cornéenne à amphibole (Diélette)
a : Grossulaire – Andradite terreuse après oxydation Coll. Perso n°742
b, c et d : Andradites dans pyrite avec coloration allochromatique par la pyrite micrométrique ou le soufre Coll. Perso n° 749-750
e et f : Grenats noirs dans cornéenne à amphibole avec de la pyrite massive
Rhombododécaèdres dont certains aux arêtes tronquées, Coll. Perso n°1189-1190

Grenats Grossulaire-Andradite dans les cornéennes pyroxéniques (Port de Diélette)

Ces cornéennes pyroxéniques à dominante de diopside, contiennent quartz, feldspaths plagioclases et pyroxènes ; et elles apparaissent donc d'une couleur vert-brun. Ces roches présentent une teneur en silice SiO_2 très variable entre 40 et 86% et une teneur moyenne en fer (Fe_2O_3 + FeO) entre 3 et 28%.
Les grenats sont de couleur rouge sang, ils sont présents dans les fentes sous la calcite secondaire. Ils sont principalement présents sous la forme de petites plaques (4 à 5 cm) recouvertes de cristaux de faibles reliefs.
Les grenats sont en association avec diopside et hédenbergite dans une proportion moyenne de 50% - 50%.

Figure 271 : Flamanville : Cornéennes à pyroxènes avec présence de calcite

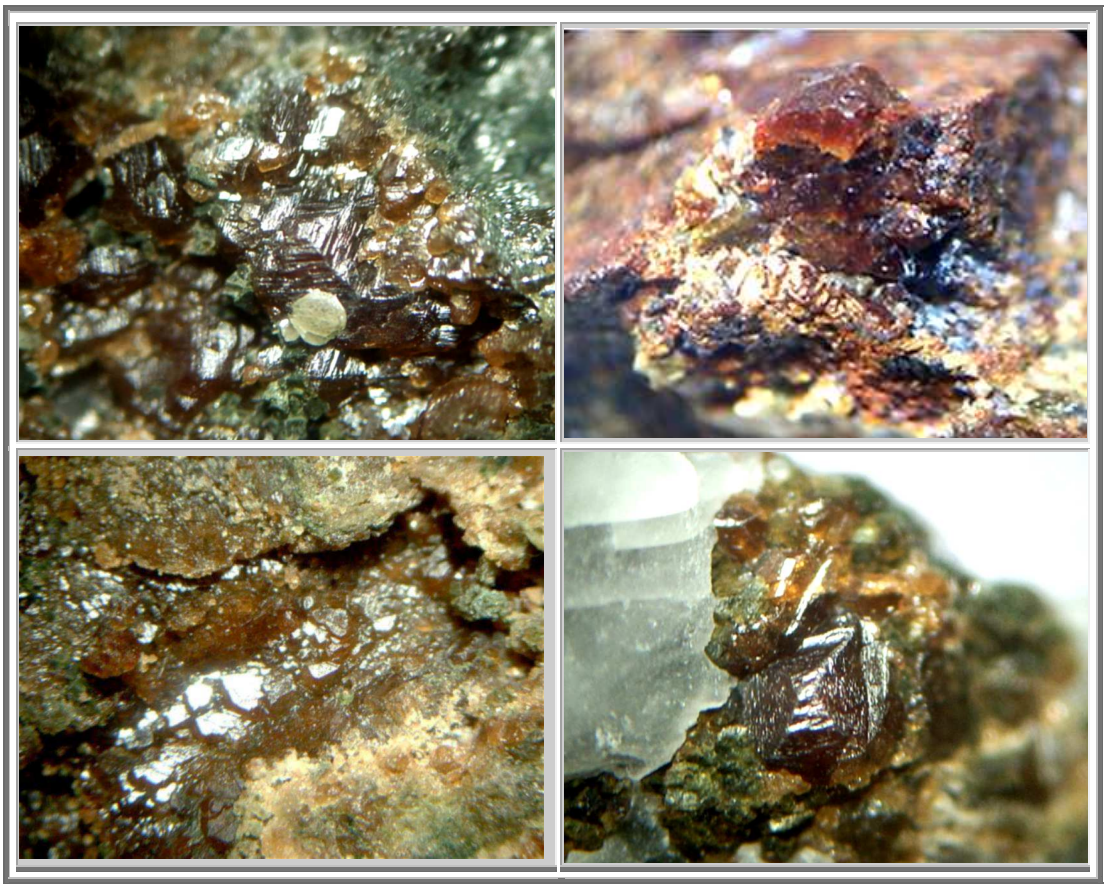


Figure 272 : Flamanville : Minéraux de cornéennes pyroxéniques
Echantillons grenat, hédenbergite et diopside, coll. perso n° 722 à 749

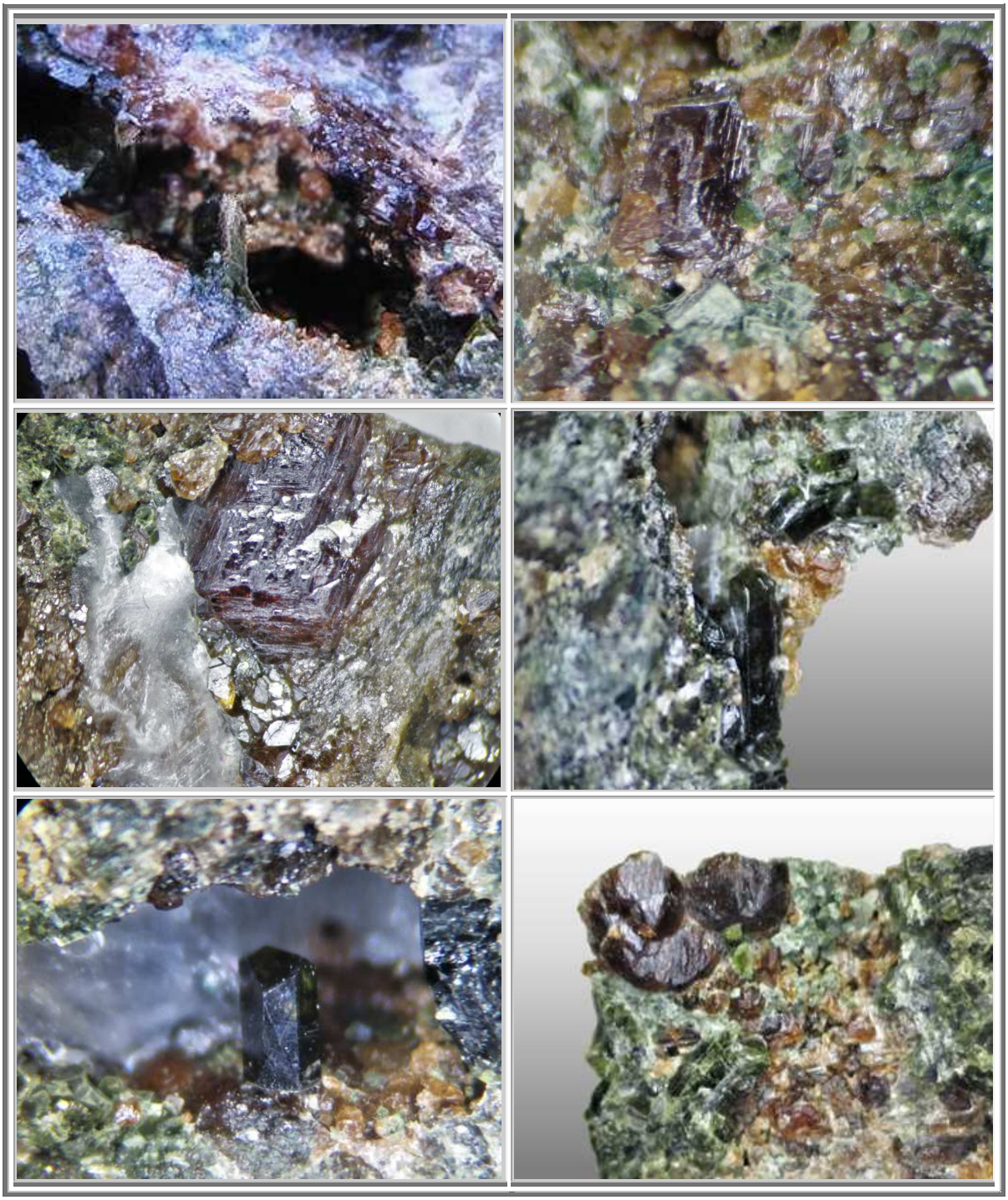


Figure 273 : Flamanville : Minéraux de cornéennes pyroxéniques
Echantillons grenat, hédenbergite et diopside,
hédenbergite recouverte de pyrite, coll. perso n° 722 à 749

Mélanite (route de Havre Jouan)

Ce sont des grenats noirs, de faciès rhombododécaédrique à arêtes tronquées, qui atteignent les 10 mm.

Ils sont accompagnés d'anorthite, et d'épidote en veines de puissance pluricentimétriques.
Les grenats présentent une forme en engrenage due à l'interférence entre les croissances des épidotes et des grenats. Ils ont donc cristallisés au même moment.
De même, les anorthites et les grenats se sont formés sur un substrat qu'ils partagent ensemble. Là encore, il y a synchronisme entre les différentes cristallisations.

Figure 274 : Flamanville : Mélanite du Havre Jouan, dim. 100 mm, n° 1178
Autres pièces cristaux de 1 à 3 mm, n°1194, 1195,
Pièce, 120 mm, avec anorthite et épidote, n°1193

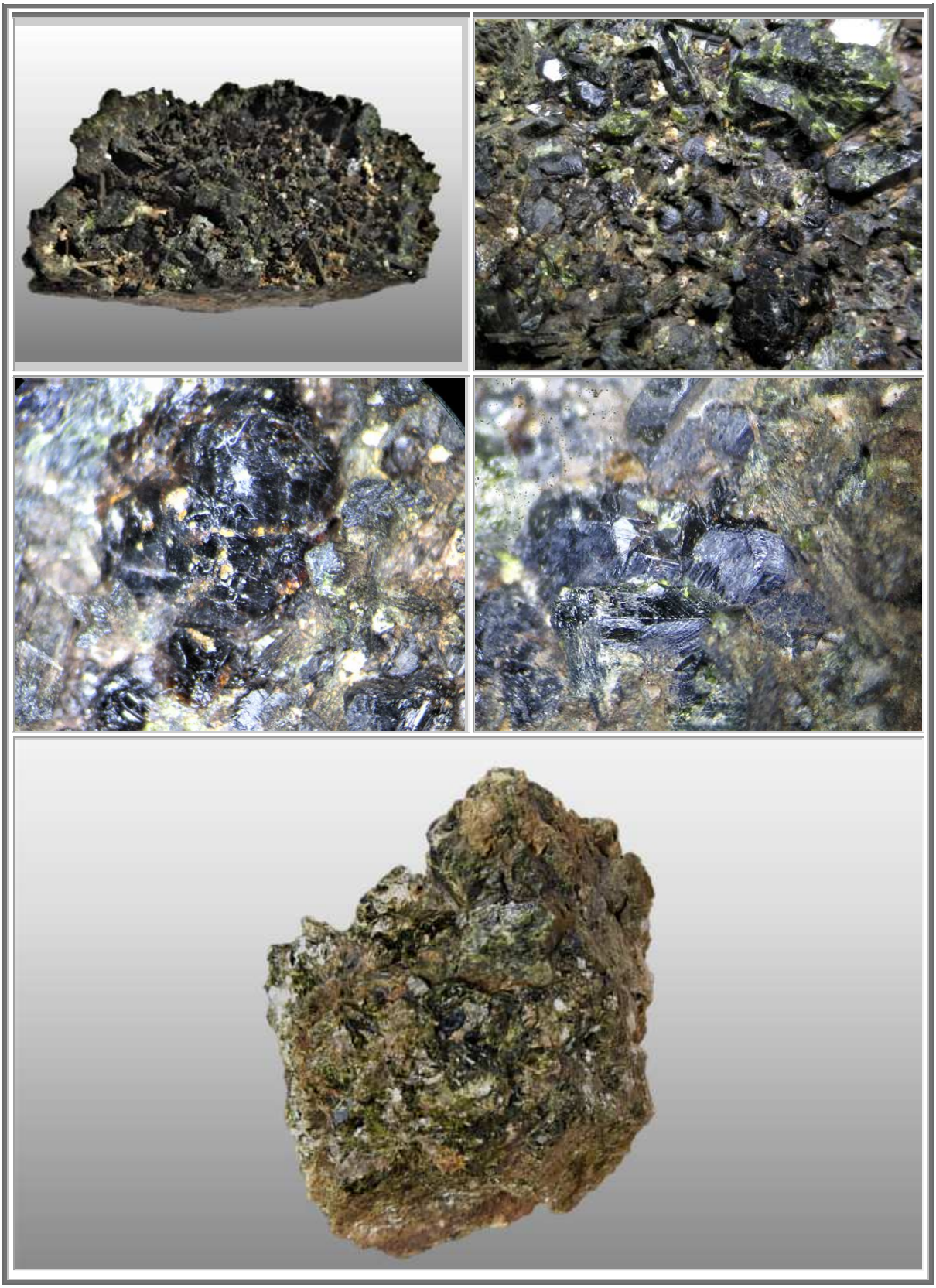


Figure 275 : Flamanville : Mélanites avec Epidote, n°1191 et Epidote, 90 mm, n°1200

Autres Grenats trouvés ponctuellement (Port de Diélette)

Deux autres types de grenats ont été récoltés de manière unique pour chacun de ces types :

- Grenats de skarns présents sous une forme quasi sphérique, presque noirs, de 4 mm de diamètre environ, au milieu de cristaux d'anorthite blanche, de pyrite, et d'épidote en barrettes gemmes.

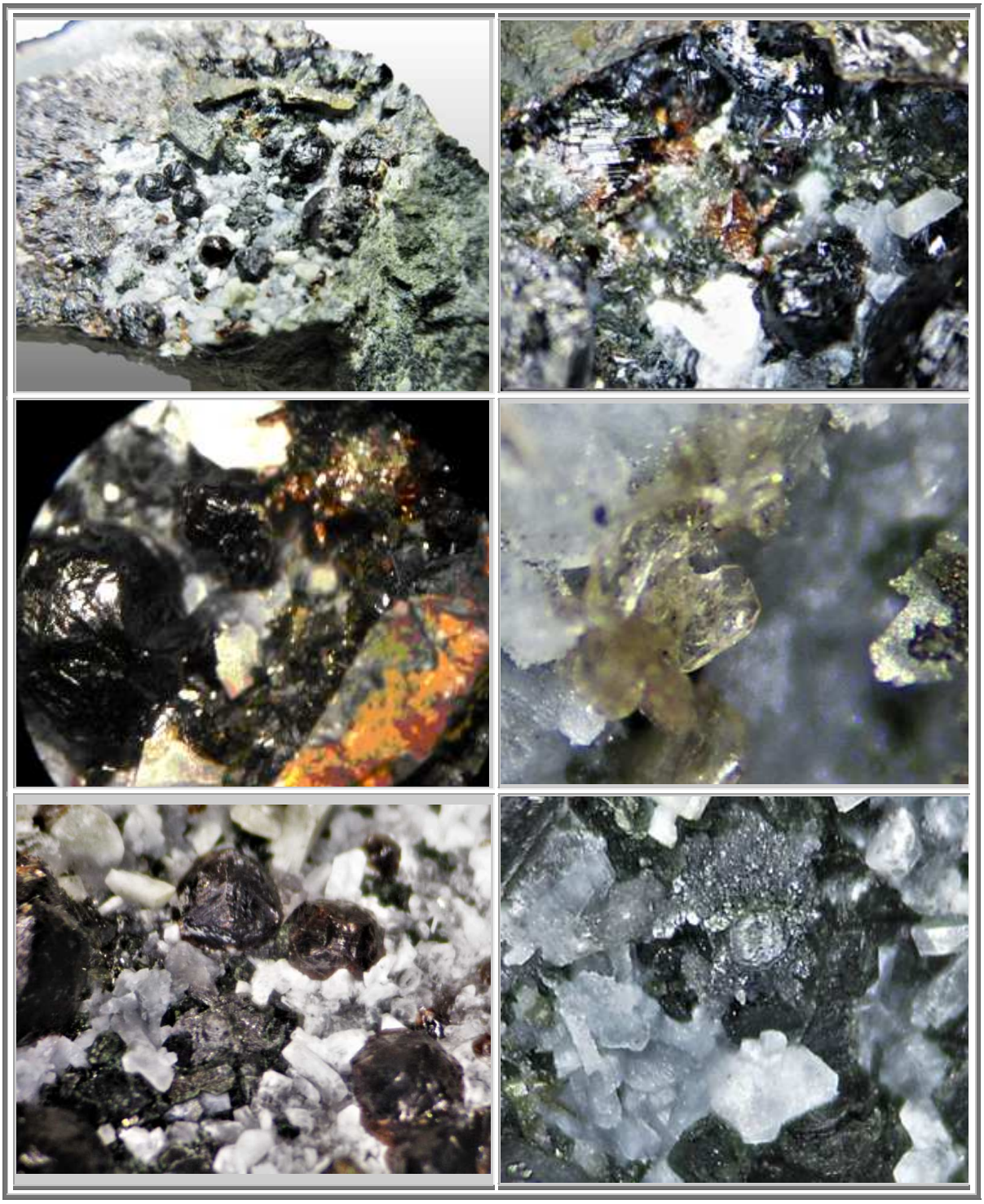


Figure 276 : Flamanville : Minéraux de skarn : Andradite, Anorthite, Epidote, Pyrite, Baryte, Galéne n°739-740

- Grenats grossulaires de seconde génération, transparents, de couleur claire, de formes rhombododécaédriques, qui viennent cristalliser sur la première génération de grenats grossulaire – andradite rouge sombre.

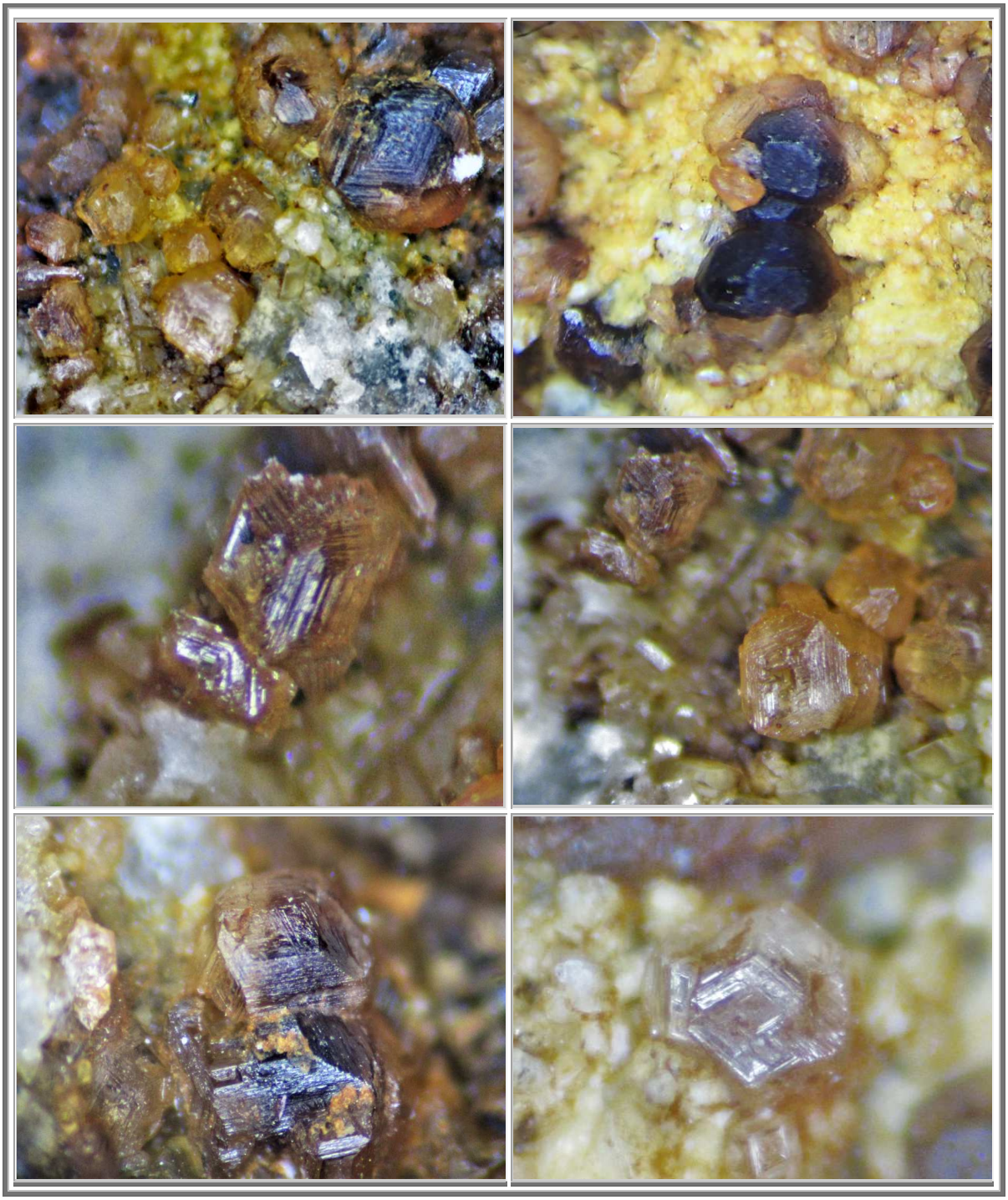


Figure 277 : Flamanville : Double génération de grenats
Grossulaire – Andradites puis Grossulaires gemmes, n° 1186-1187

2.5.3. Minéraux associés dans le cadre de la genèse

Les principaux minéraux associés aux grenats sont :

- Diopside, hédenbergite et calcite dans les cornéennes à pyroxène
- Epidote et pyrite dans les cornéennes à amphibole

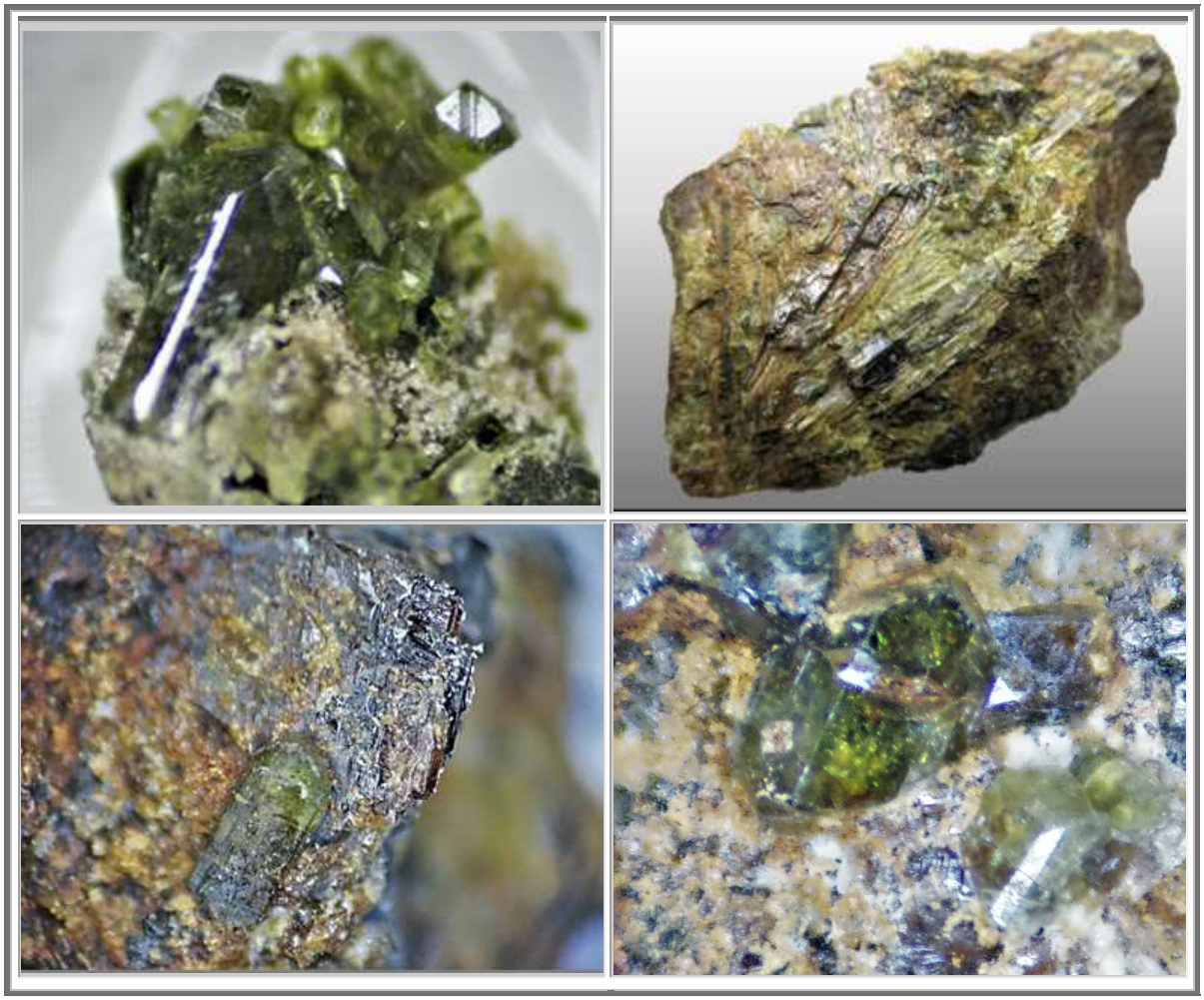


Figure 278 : Flamanville : Minéraux associés aux grenats de Diélette
Diopside gemme, 2 mm, n°726 **Epidote, 40 mm, n°723**
Epidote sur Grenat, 2 mm, n°745 **Epidote, 0.5 mm**

2.5.4. Minéraux arrachés au magma lors de la montée du pluton

Certains minéraux ont été trouvés dans des échantillons de cornéennes à amphibolite.

Ils ne résultent pas de la genèse des grenats de Flamanville. En effet, leurs conditions de formation ne correspondent pas à celles des grenatites et cornéennes de Flamanville (BP -700°C). Par conséquent, ils proviennent certainement du manteau et ont été remontés par le pluton.

Ensuite lors de la formation des cornéennes, un brassage a dû intervenir et mettre quelques cristaux extraits du pluton dans la zone de formation des cornéennes.

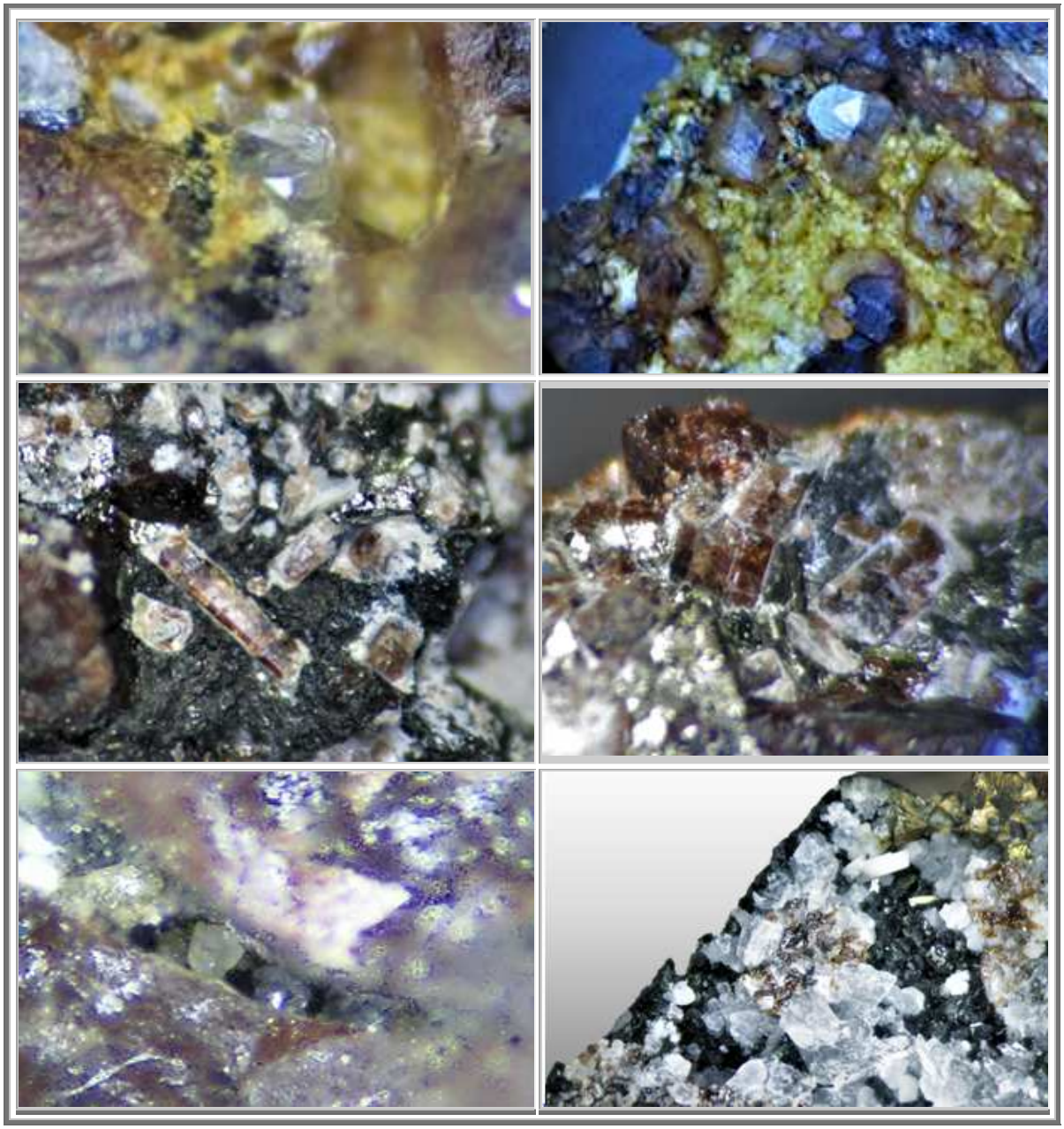


Figure 279 : Flamanville : Minéraux associés aux grenats de Diélette

Apatite 1 mm, dans pièce n° 1186 — **Diamant 1 mm, dans pièce n° 1186**
Topaze 1 mm, dans pièce n° 1198 — **Topazes 0,2 mm, dans pièce n° 1199**
Quartz 0,5 mm — **Clinochlore**

2.6 Nature des grenats

E. MARCOUX, E. LEBRUN et E. BAGES (2012), ont analysé un certain nombre de grenats de Diélette.
D'après ces récentes analyses, tous les grenats de Diélette-Flamanville sont des grossulaires.
Nous savons que les grenats sont estampillés du nom du pôle majoritaire du grenat, et que par conséquent, il est difficile de bien identifier un grenat sans analyse chimique, notamment par microsonde électronique. Diélette-Flamanville en est bien la preuve, si ce que j'appelais hessonite dans l'ancienne version de ce livre, reste bien des grossulaire hessonite, mais les andradites d'antan sont en fait des grossulaires riches en andradite. Et surtout, pas d'almandins sur ce site ; pire encore, l'ensemble des grenats sont pauvres en pôle almandin (<10 %at).

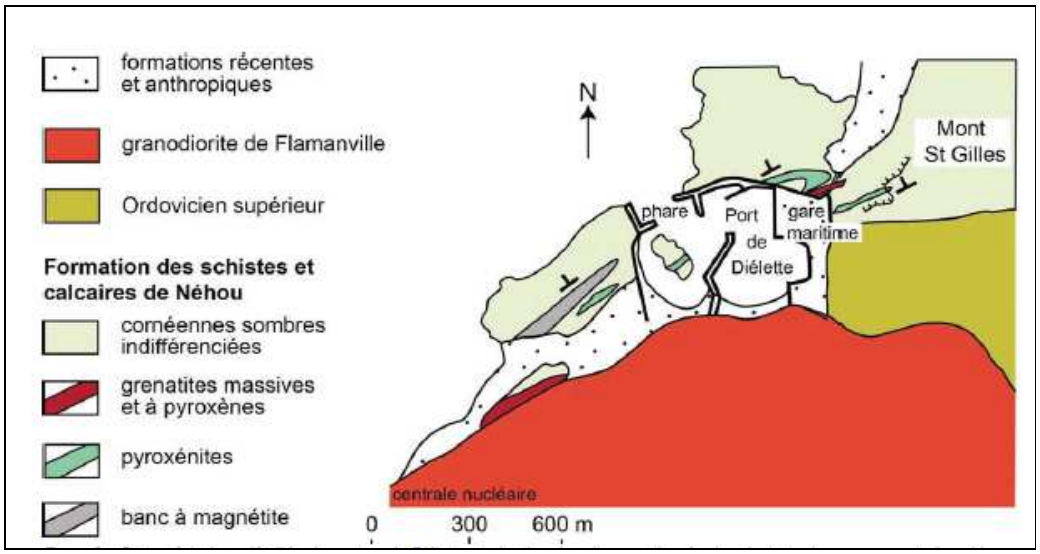


Figure 280 : Flamanville : Zonation des types de roches
Et indications des localisations des grenats analysés E. MARCOUX, E. LEBRUN et E. BAGES (2012),

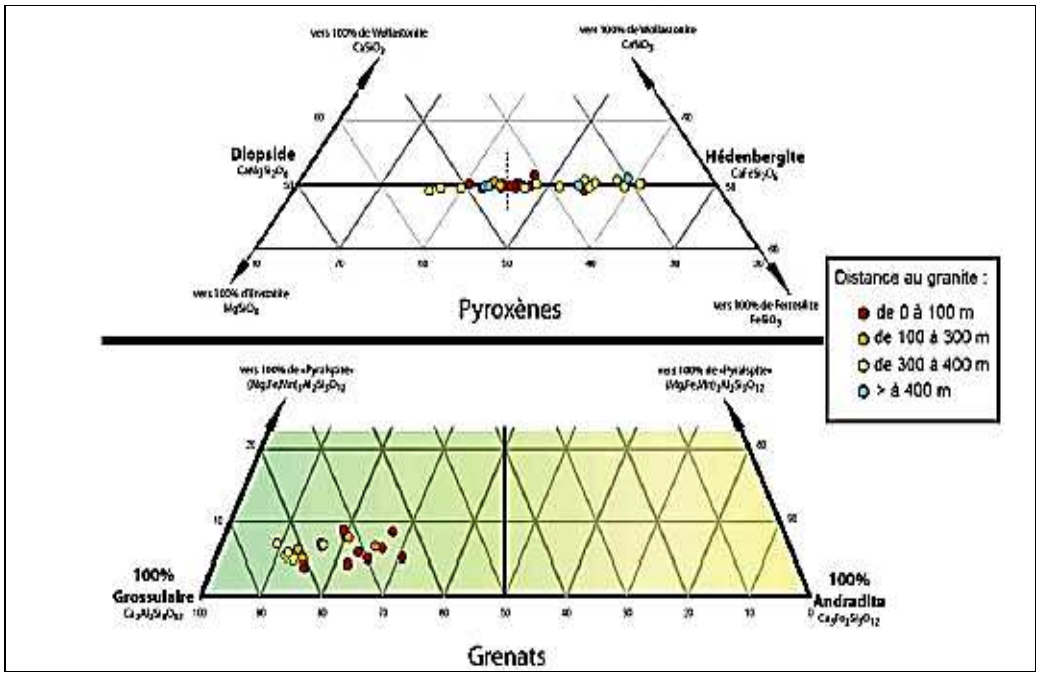


Figure 281 : Flamanville : Composition des pyroxènes et des grenats vs la distance au granodiorite
(E MARCOUX, E LEBRUN et E BAGES (2012))

Grenat		% Gr, And, Alm
Centrale nucléaire	$(Ca_{2.77}Fe^{2+}_{0.26}Mn_{0.04}Ti_{0.04})_{3.11}\ (Al_{1.29}Fe^{3+}_{0.55})_{1.84}\ (SiO_4)_3$	Gr_{64} And_{27} Alm_{08}
	$(Ca_{2.90}Fe^{2+}_{0.17}Mn_{0.01}Ti_{0.05})_{3.13}\ (Al_{1.60}Fe^{3+}_{0.25})_{1.85}\ (SiO_4)_3$	Gr_{82} And_{13} Alm_{05}
Port	$(Ca_{2.84}Fe^{2+}_{0.17}Mn_{0.03}Ti_{0.02})_{3.06}\ (Al_{1.40}Fe^{3+}_{0.52})_{1.92}\ (SiO_4)_3$	Gr_{69} And_{26} Alm_{05}
	$(Ca_{2.90}Fe^{2+}_{0.17}Mn_{0.04}Ti_{0.08})_{3.19}\ (Al_{1.54}Fe^{3+}_{0.26})_{1.80}\ (SiO_4)_3$	Gr_{81} And_{14} Alm_{05}
Gare maritime	$(Ca_{2.84}Fe^{2+}_{0.17}Mn_{0.04}Ti_{0.03})_{3.08}\ (Al_{1.55}Fe^{3+}_{0.34})_{1.89}\ (SiO_4)_3$	Gr_{77} And_{17} Alm_{05}
	$(Ca_{2.84}Fe^{2+}_{0.18}Mn_{0.04}Ti_{0.08})_{3.07}\ (Al_{1.70}Fe^{3+}_{0.19})_{1.89}\ (SiO_4)_3$	Gr_{85} And_{09} Alm_{05}

Table 22 : Flamanville : Composition chimique des grenats
Selon E. MARCOUX, E. LEBRUN et E. BAGES (2012),

Comme généralement noté dans les skarns, les compositions des grenats varient lorsqu'on s'éloigne du pluton intrusif avec un appauvrissement en Andradite. Cette évolution provient du fait que la diffusion de l'aluminium atteint des distances supérieures à celle du fer dans les skarns.
Ainsi, par défaut de fer, les grenats sont de moins en moins riches en andradite et par conséquent, de plus en plus riches en grossulaire.
Au Havre-Jouan, le sud-est de l'auréole de métamorphisme présente essentiellement des grenatites brunes de grossulaires. Présentes sur une largeur de 5 à 10 m seulement, au contact du pluton, les grenatites sont orientées par veines parallèles à la ligne de contact pluton-cornéenne.

Les cornéennes gris-bleues à amphibole ou les micacées sont nettement moins résistantes à l'érosion que les cornéennes à pyroxènes. Elles se désagrègent plus facilement et laissent apparaître en émergence des grenats, qui eux, sont plus résistants que leur matrice environnante.

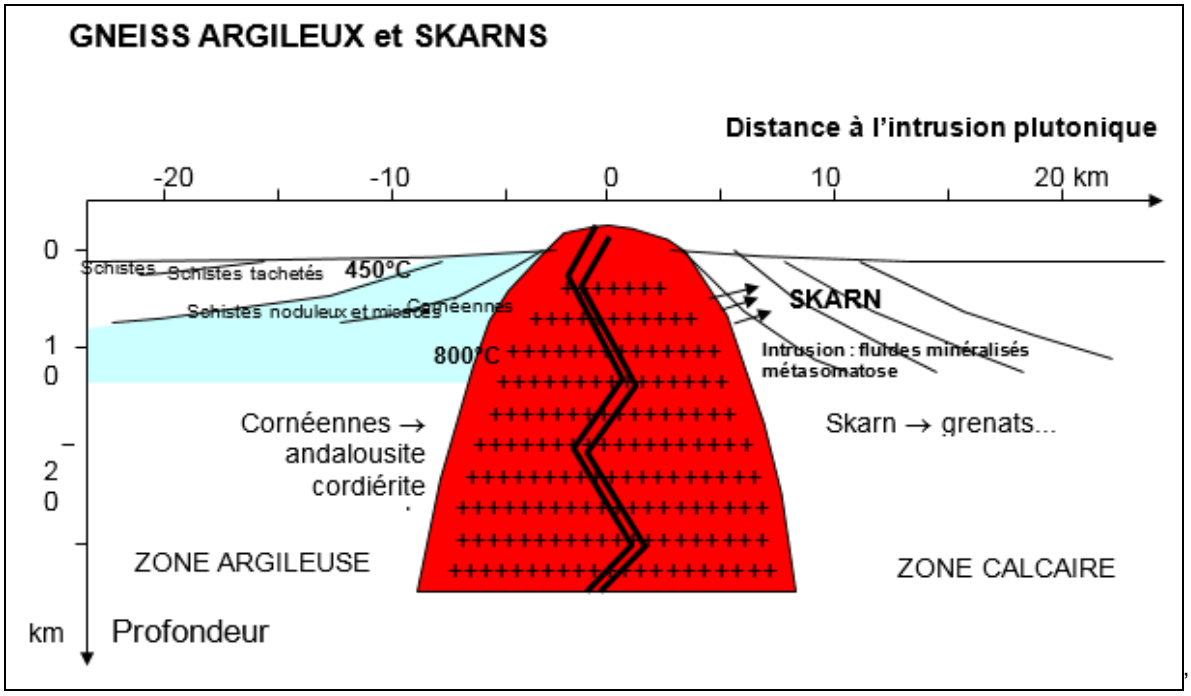
2.7 Mécanismes

2.7.1. Métamorphisme isochimique

La plupart des roches de l'auréole de métamorphisme ne sont que peu transformées, ainsi les grès ordoviciens se sont recristallisés en quartzite, et les calcaires dévoniens en cipolin, sorte de marbre. Il n'y a donc eu que recristallisation sous l'effet de la température sans modification chimique globale de la roche mère, si ce n'est éventuellement un départ d'eau et de CO_2. On parle alors de métamorphisme isochimique ou topochimique. C'est principalement la chaleur dissipée par le corps du pluton en refroidissement qui est responsable des réactions. A Flamanville, la température atteinte aurait été de 700°C.

Localement, dès que la température de 450°C est atteinte, il peut y avoir recombinaison des éléments chimiques avec formation des grenats, et des chiastolites, dans une cornéenne métamorphique

Dans de nombreuses petites veines (2 à 7 cm), présentes dans les cornéennes à pyroxènes reconnaissables par leur teinte très sombre, de couleur vert foncé-brune, les grenats sont généralement accompagnés de diopside et hédenbergite. D'autres cristaux probablement des pyroxènes ont également pu être observés, nous les considérerons comme des augites, c'est-à-dire des minéraux intermédiaires entre les pôles ferriques, représenté par l'hédenbergite ($Ca\ Fe^{2+}\ [Si_2O_6]$), et magnésien, représenté par le diopside ($Ca\ Mg\ [Si_2O_6]$).
De la pyrite est parfois présente en très faible concentration.



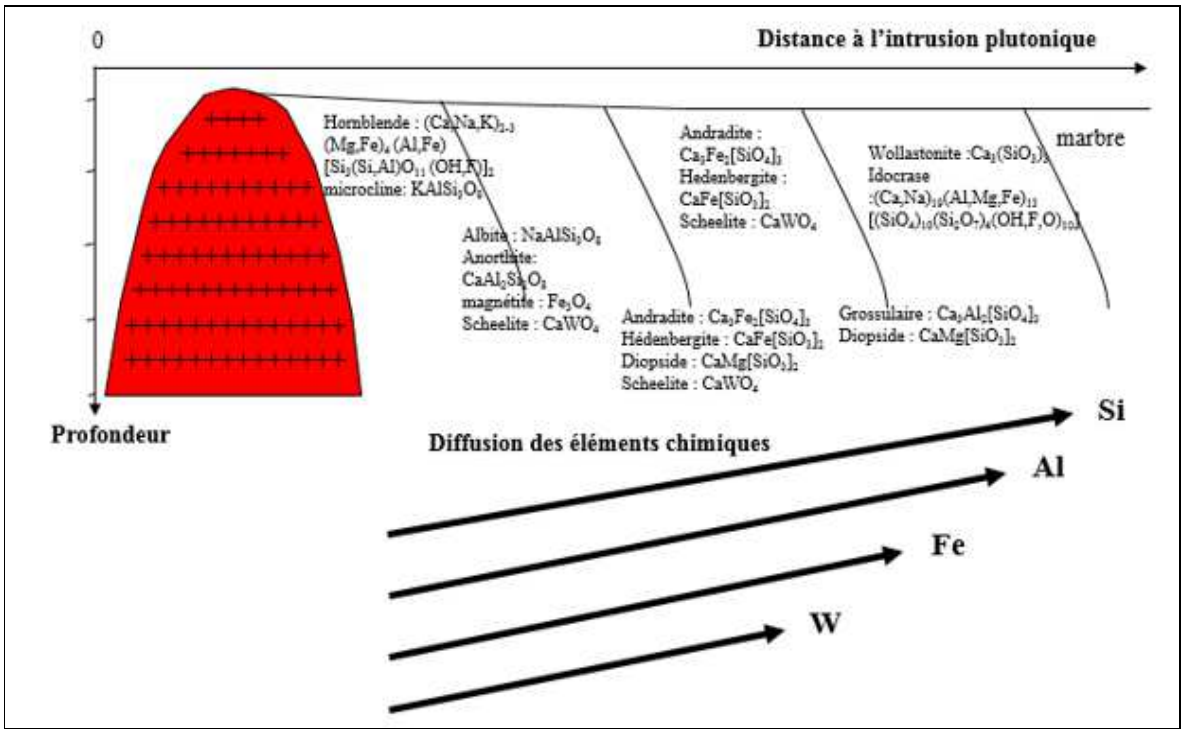


Figure 282 : Flamanville : Présentation des évolutions par métasomatose des roches gneissiques argileuses
Et présentation des distances relatives de diffusion des éléments chimiques à partir du pluton et minéraux associés

Composition des minéraux observés dans les cornéennes pyroxéniques de Flamanville :

Clinopyroxènes :	
- Diopside :	Ca Mg $[Si_2O_6]$
- Hédenbergite :	Ca Fe^{2+} $[Si_2O_6]$
Calcite :	$CaCO_3$
Grenats :	
- Grossulaire - Andradite :	Ca_3 $(Al,Fe)_2$ $(SiO_4)_3$
- Grossulaires hessonite :	Ca_3 Al_2 $(SiO_4)_3$
Pyrite :	FeS_2

Les analyses effectuées par Marcoux et al (2012) montrent que les clinopyroxènes ont des composiitons médianes entre diopside et hédenbergite. Statistiquement, on constate visuellement une similitude des quantités de diopside et d'hédenbergite.

Des diopsides cristallisés sont présents dans la masse même des cornéennes en l'absence de tout autre minéral.
En revanche, les grenats ne sont présents que sous de la calcite cristallisée ; les échantillons les plus remarquables se rencontrant dans de petites géodes qui semblent être formées par la cristallisation de diopsides centimétriques.
La présence de calcite indique qu'il ne s'agit pas de cristallisation subcrustale, car dans ce cas, il n'y aurait pas de CO_2 et donc pas de carbonate mais belle et bien d'une cristallisation due au métamorphisme.
Le métamorphisme du magma igné mafique en présence des dépôts carbonatés, a permis la cristallisation des clinopyroxènes aux température supérieures (700°C) présents naturellement dans le magma mafique du pluton..
Dans les veines, où des roches carbonatées ont été piégées, il y a eu recombinaison des éléments chimiques et cristallisations de grenats grossulaire-andradites et/ou grossulaire, avec libération de CO_2.

2.7.2. Métasomatose

L'analyse chimique du granodiorite de Flamanville permet d'aborder le thème de la métasomatose. L'origine carbonatée des schistes de Néhou ne permet pas à elle seule d'expliquer la formation des grenats, et ce qu'elles qu'ont pu être les conditions de température.

Les éléments chimiques nécessaires à la constitution des grenats, l'aluminium et surtout le fer ne sont que peu présents dans les dépôts dévoniens (hors enrichissements en minerais de fer au-dessous de 70 m GNF), alors qu'ils sont très abondants dans le pluton. Les éléments métalliques ont ainsi migré du pluton vers l'encaissant sédimentaire et sont allés enrichir celui-ci en fer et aluminium.

On trouve sur le site de Flamanville deux types de grenats issus de ces migrations.

- Lorsque la migration des éléments métalliques se produit en grande quantité, non pas par diffusion mais par exemple par injection de fluides chauds sous pression, ces éléments ont pu croiser des failles, s'y infiltrer et cristalliser sous la forme de veines de grenatites, avec essentiellement des grossulaires riches en andradite. Ces veines ne sont présentes qu'aux abords immédiats du pluton, essentiellement perpendiculaires à la frontière avec les cornéennes.
- La migration des éléments métalliques, par effet hydrothermal ou par diffusion, diminue lorsqu'on s'éloigne de la granodiorite. Ainsi, les grenats qui se forment dans le skarn forment près du pluton, des grossulaires - andradite $Ca_3(Al_x,Fe_{1-x})_2(SiO_4)_3$, alors qu'en s'éloignant du pluton, la concentration en fer est moins importante, seul l'aluminium arrive encore à diffuser, et il n'y a plus que cristallisation de grossulaire $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$, principalement.

Localement, la minéralisation apportée par le pluton est intermédiaire et l'association roche mère basique – éléments métalliques du pluton permet de former des skarns. J'ai ainsi pu trouver à Diélette, une petite géode referme même de l'épidote, de la pyrite, de nombreuses anorthites.

Composition des minéraux observés dans les skarns de Flamanville :

Epidote :		rare
- pistacite :	Ca_2 $(Al,Fe^{3+})Al_2O(SiO_4/Si_2O_7)(OH)$	
Anorthite :	$CaAl_2$ Si_2O_8	rare
Pyrite :	FeS_2	

Grenats:
- Grossulaire - Andradite : $Ca_3\ (Al,Fe)_2\ (SiO_4)_3$
- Hessonite : $Ca_3Al_2\ (SiO_4)_3$

2.7.3. Grenats des cornéennes à amphibole bleutées

Ces cornéennes sont parcourues de veines très riches en pyrite.

Composition des minéraux observés dans les cornéennes bleues de Flamanville :

Pyrite : $Fe^{2+}\ S_2^{2-}$
Limonite : Fe_2O_3
Grenats :
- Andradite : $Ca_3Fe_2\ (SiO_4)_3$
- Grossulaire : $Ca_3Al_2\ (SiO_4)_3$

Ces grenatites renferment de petits cristaux de grenats de couleur rouge vif, de qualité gemme ou des grenats opaques jaunes orangés après oxydation des grenats ci-dessus.
Ces grenats sont probablement dus au métamorphisme des couches de gisements ferreux. Il s'agit donc d'un métamorphisme topochimique.
On remarquera néanmoins que les grenats prisonniers de la pyrite ne sont que peu au contact de l'oxygène, la qualité de la pyrite en atteste, la formation de ces grenats n'a donc pu se produire que par la présence conjuguée de Fe^{2+} et de calcium pour former de l'andradite $Ca_3\ Fe_2\ (SiO_4)_3$.

D'autres grenats ont été découverts, dans de petites poches, pleines de limonite. Ces grenats sont volants, sans adhérence au substrat. Plus ocre et surtout très opaque, il s'agit là de grenats andradite. Leur présence au sein d'une limonite de Fe^{3+} indique que les grenats se sont formés en milieu oxydant. De ce fait, les grenats renferment une certaine quantité de cations Fe^{3+} en substitution de l'aluminium, formant ainsi de la sciagite. Il serait intéressant de pouvoir scier ces grenats pour voir s'il y a une éventuelle zonation entre andradite et sciagite.

2.7.4. Grenats Mélanite

Les mélanites de flamanville sont associées principalement à deux minéraux : l'anorthite $CaAl_2\ Si_2O_8$, et surtout l'épidote comme au Mali.
Nous avons vu dans ce recueil qu'à Guernéhué (56), le hornblende (qui est présent en quantité importante dans le granodiorite de Flamanville), pouvait réagir selon les mécanismes de métasomatose :

Hornblende : $(Ca,Na,K)_{2\text{-}3}\ (Mg,Fe)_4\ (Al,Fe)\ [Si_3(Si,Al)O_{11}\ (OH,F)]_2$

$\downarrow$

Epidote : $Ca_2\ (Fe,Al)\ Al_2\ [(Si_2O_7/SiO_4)\ O\ (OH)]$

$\swarrow$ $\searrow$ Départ H_2O

Grossulaire : $Ca_3Al_2[SiO_4]$ $Ca_3Fe_2[SiO_4]$: Andradite

Je dispose d'un échantillon qui présente bien l'évolution hornblende $\longrightarrow$ epidote $\longrightarrow$ grenat. Mais généralement, on ne voit pas cette hiérarchisation réactionnelle. Ol n'es pas possible de conclure que le hornblende soit à la base de la formation des mélanites.

Comme le site des mélanites est situé dans l'auréole de métamorphisme, il y a forcément eu migration hydrothermale des éléments chimiques, du pluton vers les calcaires de Néhou. La zone très plissée de l'ouest du diapirisme a dû subir la création d'une fissure par laquelle, les fluides minéraux ont alors migré.
La réaction de décomposition de l'épidote en grossulaire et andradite est surtout pilotée par la fugacité de l'oxygène.
Sur le site de Flamanville, la forme en engrenage des grenats et leur correspondance avec les cristaux d'épidote montrent que les épidotes sont au moins antérieures aux grenats. Et comme les grenats sont cristallisés à coté et non pas dessus les épidotes, les grenats sont au moins antérieurs aux épidotes. Par conséquent, les cristallisations des grenats et des épidotes sont synchrones.

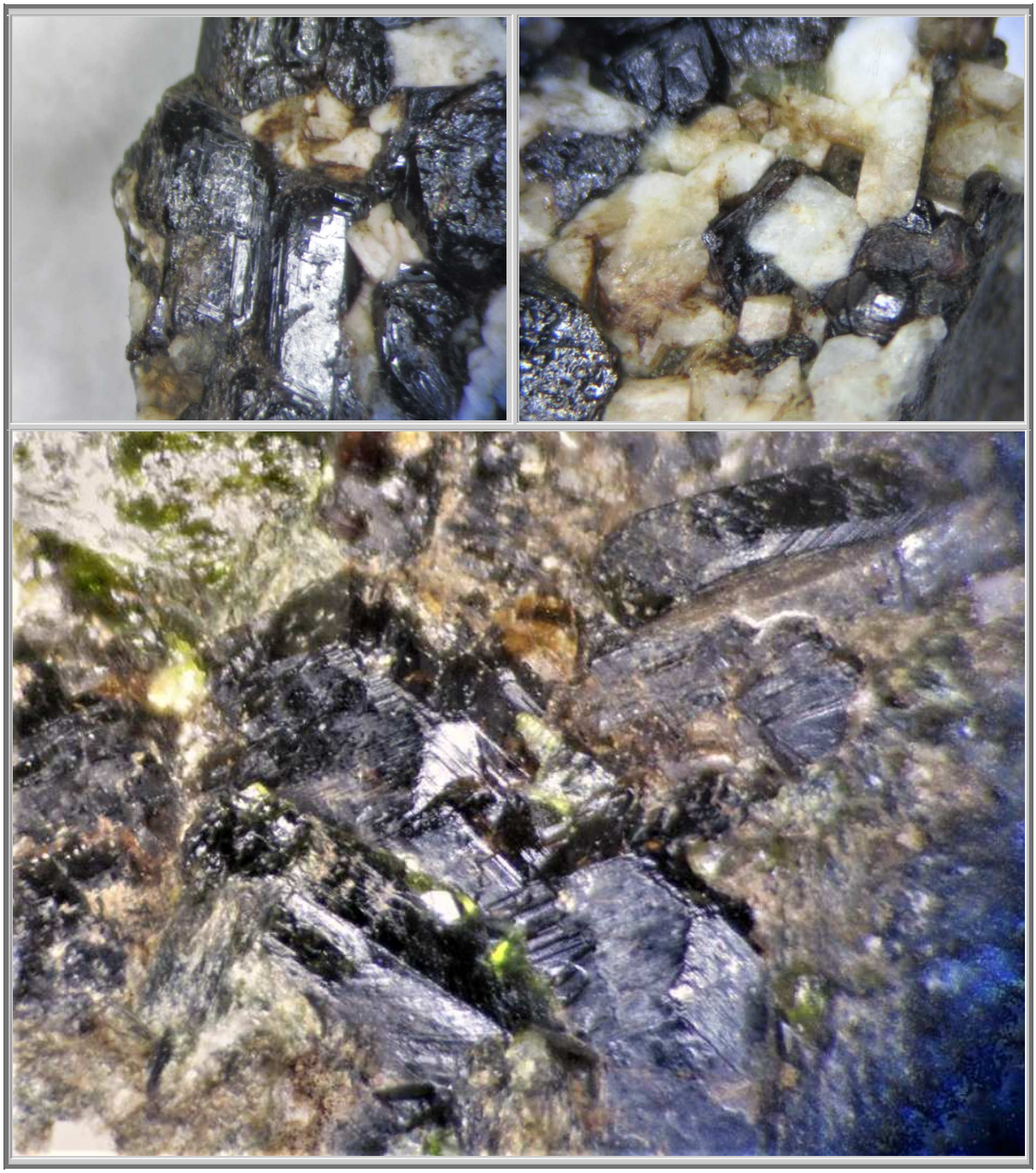


Figure 283 : Flamanville : Morphologie des mélanites tourmentées par les anorthites Et par les épidotes

2.8 Conclusion

Le métamorphisme de Flamanville est un métamorphisme de contact dû au diapirisme léger d'un pluton graniodioritique, il y a quelques 290 Ma, en fin d'orogenèse hercynienne.
Ce métamorphisme fut essentiellement thermique, ce qui permet d'expliquer que l'auréole de métamorphisme ne soit présente que sur une largeur de quelques dizaines de mètres, autour du pluton.

Ce diapirisme a néanmoins permis d'atteindre les 700°C, soit une température supérieure à celle de l'anatexie des roches anhydres. Les roches carbonatées et grès siliceux de dépôts dévoniens et siluriens ont ainsi pu d'une part évoluer vers des cornéennes mais aussi supporter l'immigration d'éléments métalliques dont le fer, particulièrement abondant dans l'auréole de métamorphique sous la forme de magnétite ou de pyrite, ainsi que l'aluminium, plus à même de diffuser dans les roches sédimentaires que le fer.

Ce double mécanisme conjugué, explique que des grenats d'une grande diversité de nature et d'aspect ont pu cristalliser par action thermique seule au cours d'un métamorphisme topochimique, ou par formation de skarns, associée à de la métasomatose.

Bien d'autre sorties peuvent être programmées à Flamanville, car ce site est d'une richesse avec peu d'équivalents en France, mais il convient toujours de se préoccuper des marées et de la météo car les accès aux roches intéressantes ne peut se faire qu'occasionnellement, sur les plages et les falaises encore accessibles (un petit coucou à EDF). Les cornéennes pyroxéniques et surtout, les cornéennes amphiboliques, qui nous fournissent les plus jolies associations à grenats sont profondément enfouies sous la mer et seuls les vagues et autres courants marins ne sont susceptibles de remonter sur les plages ces blocs de cornéennes, et car la nouvelle centrale EPR empiète sur ce site unique en France et mondialement reconnu, et en limite beaucoup l'accès.

3. METAMORPHISME DE CONTACT : Massif de l'Arbizon

Le massif de l'Arbizon, situé dans les Hautes Pyrénées (France), est excessivement riche en grenats et vésuvianites (ou idocrases). Cette association a été parfois présentée comme la résultante d'un mécanisme de skarn.
Or, la morphologie de ces associations en strates serrés montre qu'il s'agit en fait d'un métamorphisme topochimique. La remontée d'un pluton a échauffé la roche mère basique jusqu'à la température de 800°C et a permis, alors, une recristallisation avec formation des vésuvianites puis des grenats autour de ces dernières.

Figure 284 : Arbizon : Vue panoramique sur le cirque d'Aret avec à gauche le pic d'Arbizon (2 831 m) et à droite le pic de Monfaucon (2712 m)

3.1 Massif de l'Arbizon

Le massif de l'Arbizon est un haut lieu de ramassage de grenats tant leur quantité est importante. Lorsque j'y suis allé pour la première fois, un seul qualificatif m'est venu à la bouche « inimaginable ». On marche littéralement sur un champ de grenats.

3.2 Situation géographique

Ce massif est situé dans les Hautes Pyrénées, dans la vallée d'Aure entre Lannemezan et Saint Lary-Soulan :

- Au nord-est et au nord d'une ligne « vallée de l'Adour – col de Beyrède », les chaînons calcaires d'âge secondaire sont disposés en bandes parallèles d'orientation ONO – ESE. Ils culminent au pic de Bassia (1921 m).
- A l'est d'une verticale « Ste Marie de Campan/Arbizon » se situe un complexe de chaînons montagneux d'âge primaire (principalement dévonien et namurien) peu pénétrable sauf par les cols d'Aspin et de la Hourquette d'Ancizan.
    - A l'intérieur de la boucle de l'Adour et entre les vallées de Lesponne et de l'Adour de Gripp se situe le célèbre massif hercynien du pic de Midi de Bigorre (2872 m) très découpé par de nombreux cirques glaciaires.
    - Le dernier ensemble qui nous concerne plus directement est le massif granitique de Néouvielle situé au nord de la vallée de l'Adour et contiguë à l'ouest de l'Arbizon.

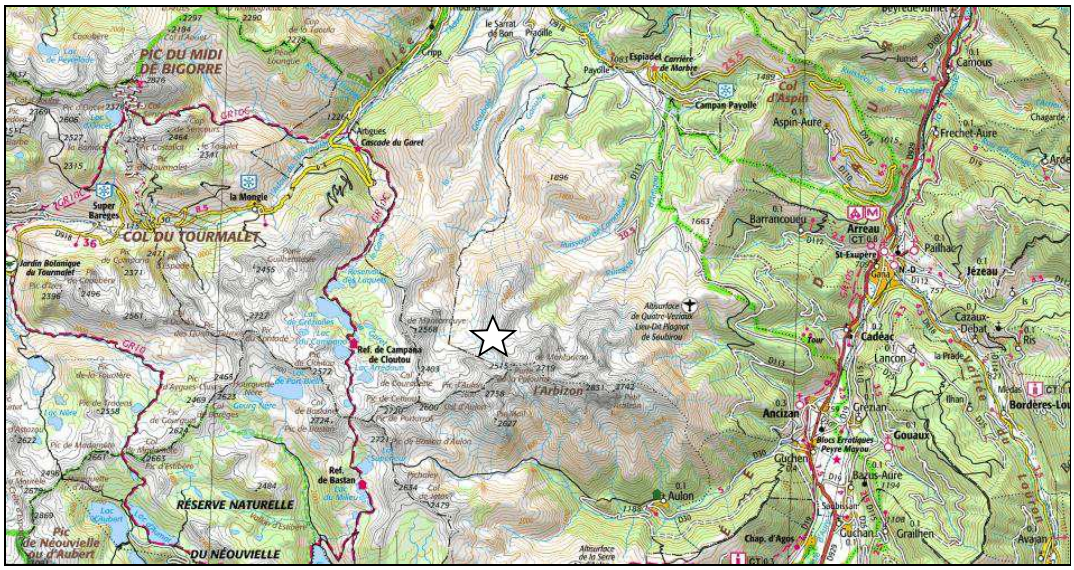


Figure 285 : Arbizon : Situation géographique du massif (65) entre la vallée d'Aure et le pic du midi de Bigorre

3.3 Situation géologique

3.3.1. Formation des Pyrénées

- Au paléozoïque inférieur, de puissantes formations pélitiques et gréseuses constituent des dépôts marins de talus continental. A l'ordovicien inférieur, soit il n'y a pas eu de dépôt, soit il a été depuis érodé.

- Au silurien (- 420 Ma), la sédimentation finement détritique se poursuit sur la bordure subsidente (qui s'enfonce progressivement) du continent Gondwana. L'apparition de sédiments carbonatés indique la présence de plus haut niveau marin. Certaines ampélites sont le reflet de conditions de mer calme, non aérée et d'un réchauffement du climat.

- Au dévonien supérieur (- 360 Ma), une nette différenciation se fait jour, alors que dans les secteurs nord (Aspin, Ancizan) se déposent des calcaires néritiques (de plateau continental), dans des zones du secteur où ils sont rapidement submergés par des apports détritiques survenant sous des conditions turbiditiques en zone d'affaissement. Ce serait sûrement l'apparition d'une faille de distension (E-O à N 110° E).

- A la fin du dévonien, il y eut sédimentation calcaire sur tout le secteur. Brutalement les épandages détritiques du « Culm » s 'accumulent dans des bassins longitudinaux parallèles à la direction de faille évoquée précédemment. Le jeu de failles existant a donc évolué en générant une structure en horsts et bassins, c'est le début de l'orogenèse hercynienne. Sous un régime de compression subméridienne, tous les terrains sont plissés, avec des chevauchements augmentant l'épaisseur de la croûte et la réchauffe. **Le métamorphisme de moyenne pression induit provoque alors l'anatexie des séries profondes, des fusions de niveaux crustaux pour donner des granodiorites (Néouvielle, Lesponne). Parallèlement, cette ascension des magmas a déclenché autour d'eux un métamorphisme de contact prograde de haute température et basse pression.**

- A la fin du carbonifère (- 250 Ma), la compression s'arrête et les massifs granitiques ont atteint un niveau très élevé au sein du « Culm » namurien. L'ensemble de ce processus a eu pour conséquence additionnelle l'émersion de toute la région avec la sédimentation dans les bassins montagnards isolés sous la forme d'alluvions continentales grossières (nord du col d'Aspin).

- Du trias au crétacé supérieur (- 235 à - 65 Ma), les sédimentations vont se poursuivre plutôt calmement, avec de nombreuses variations subsidentes de niveau, sauf une fracturation distensive au trias supérieur avec l'apparition des ophites.
- De l'albien moyen au sénonien inférieur, la faille nord-pyrénéenne agit de manière décisive en séparant la plaque ibérique et le sillon des flyschs nord-pyrénéens.

- Du sénonien à l'oligocène (-65 à –23 Ma), c'est la collision des deux plaques avec un serrage général subméridien qui va provoquer l'inversion de la faille nord-pyrénéenne et l'écrasement des plis nord-pyrénéens qui sont alors déformés et découpés par des accidents verticaux et transverses conjugués. Cette compression se traduit également par une surrection générale, des cisaillements de direction N 110°E (Néouvielle, Lesponne, et Chiroulet), la formation ou le rejeu de chevauchements et déversements vers le nord et l'apparition de fractures subméridiennes.

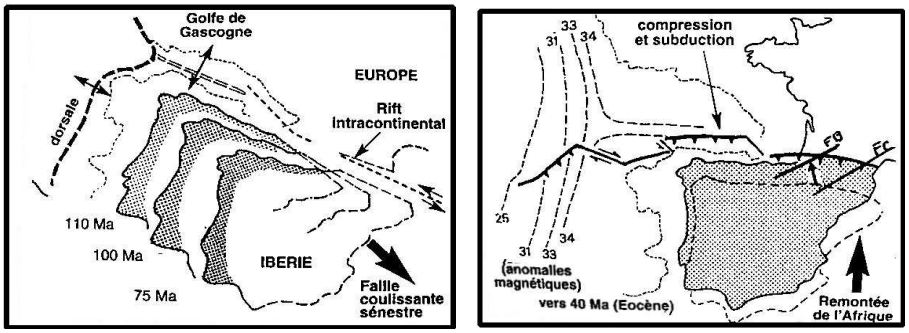


Figure 286 : Pyrénées : Genèse : Mouvement tectonique de l'Espagne

Les cartes précédentes présentent les deux théories de la formation des Pyrénées et à l'influence de la faille nord-pyrénéenne. A gauche, déplacement mésozoïque de la plaque ibérique, autour d'un pôle de rotation occupant des positions successives et impliquant un ample coulissement senestre le long de la faille nord-pyrénéenne, avec serrage en fin de crétacé de l'extrémité orientale.

A droite, schéma de l'évolution géodynamique globale : un bras de rift (en noir) entre les cratons ibériques et aquitain est recoupé de failles transformantes N50° et N 80°. La rotation antihoraire de l'Espagne conduit à une tectonique de compression, caractérisée par une contraction plus importante dans l'est que dans l'ouest de la chaîne.

3.3.2. Géologie du site

L'auréole de métamorphisme (orange sur la carte géologique) dû à l'intrusion du pluton du massif de Néouvielle, a une largeur comprise entre 1 et 2 km sur la plupart de son contour mais s'élargit en petits espaces disséminés vers le NE. Le site de l'Arbizon est situé dans cette zone.

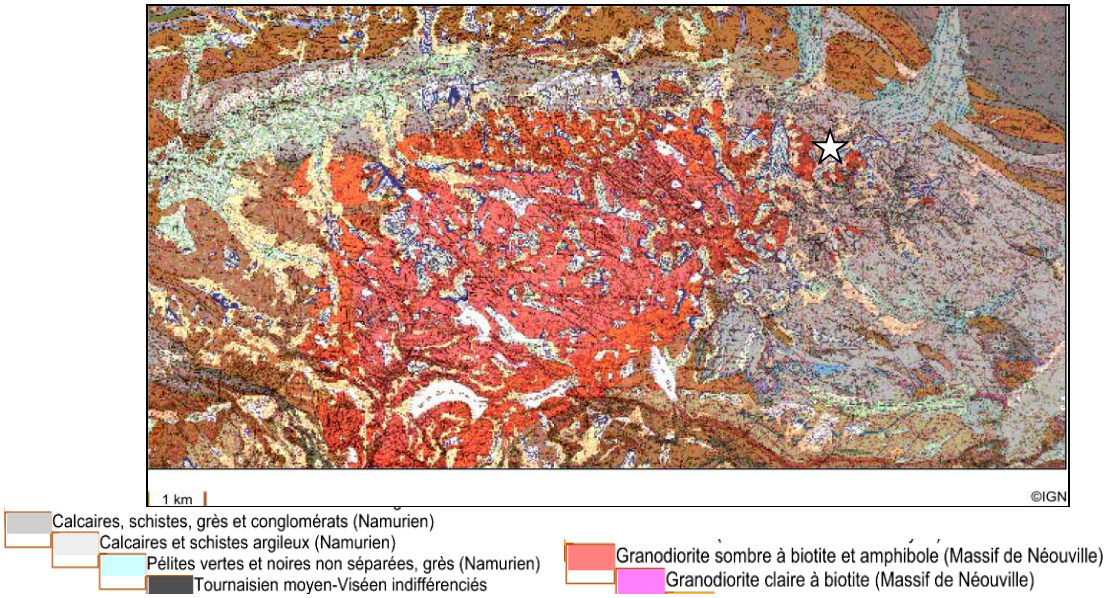
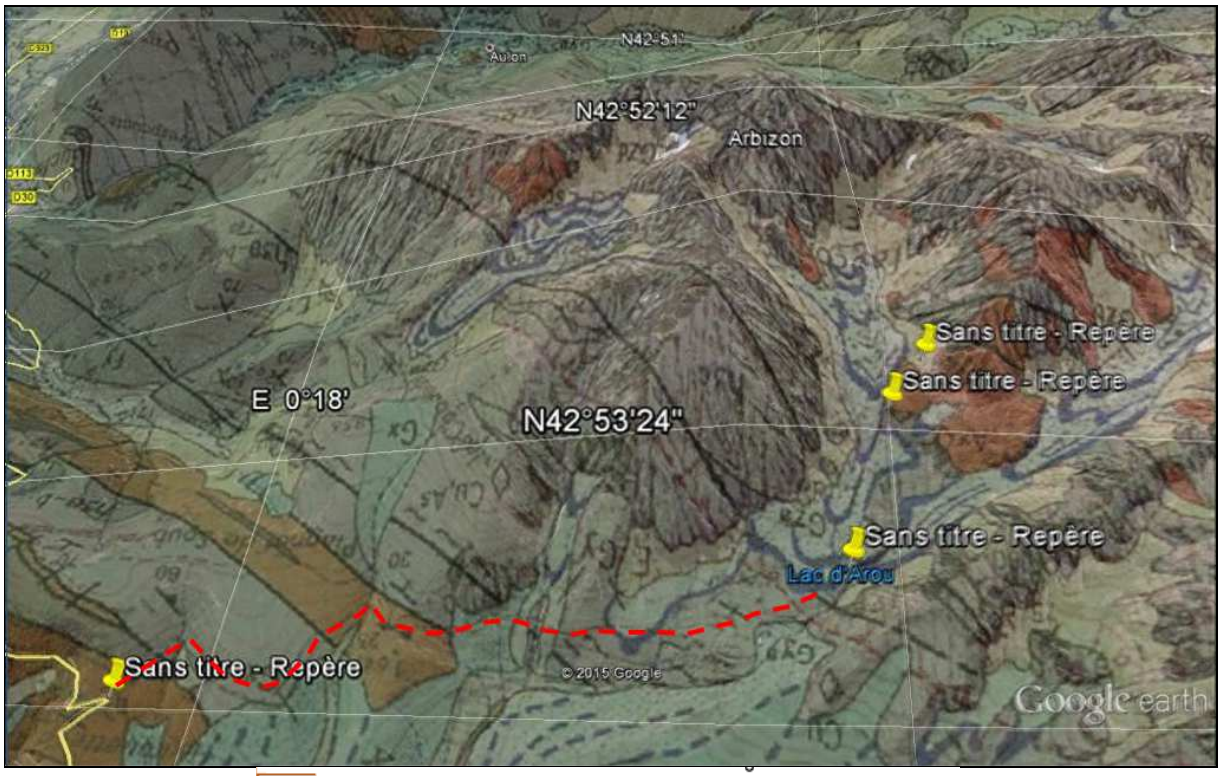


Figure 287 : Arbizon : Situation géologique du Massif de l'Arbizon



Calcaires, schistes, grès et conglomérats (Namurien)
Calcaires et schistes argileux (Namurien)
Pélites vertes et noires non séparées, grès (Namurien)
Tournaisien moyen-Viséen indifférenciés
Granodiorite sombre à biotite et amphibole (Massif de Néouville)
Granodiorite claire à biotite (Massif de Néouville)

Figure 288 : Arbizon : Relief et Géologie du Massif de l'Arbizon (vue du nord)

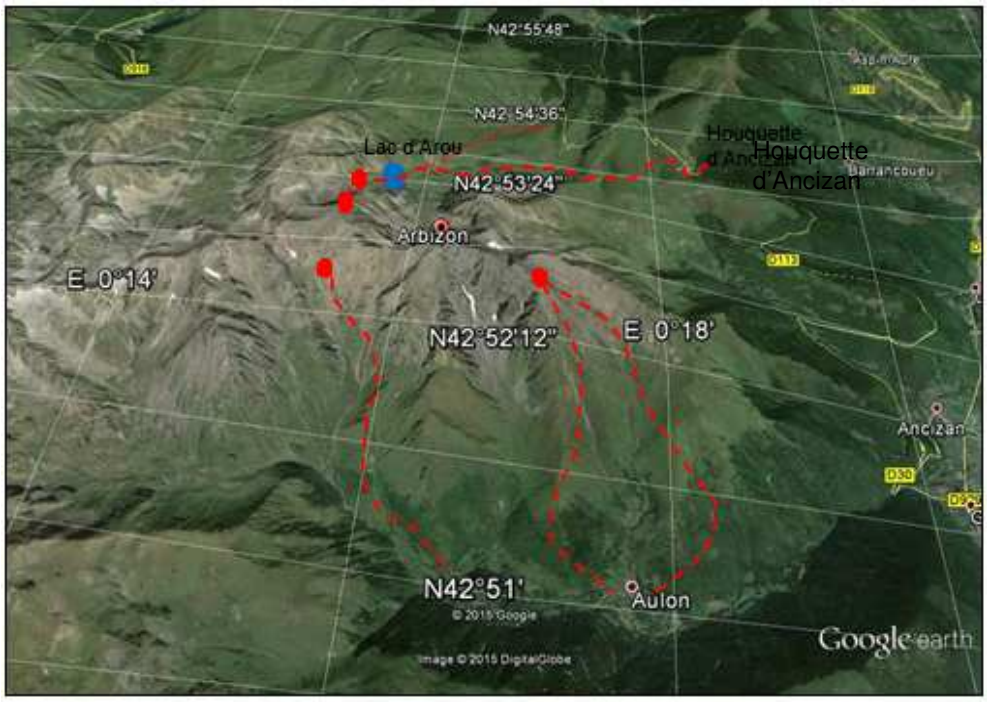


Figure 289 : Arbizon : Accès aux éboulis dans lesquels on peut ramasser des grenats

3.4 Accès au site

Comme cela sera expliqué dans les paragraphes suivants, la formation des grenats intervient essentiellement aux contacts entre le pluton et les zones de calcaire métamorphisés, du côté de celles-ci. Ainsi il existe plusieurs zones de prospection, plus ou moins faciles d'accès. Pour ma part, je me suis limité au versant oriental du pic de Monfaucon, nettement plus facile d'accès, surtout en famille et qui permet un échantillonnage conséquent de grenats.

Pour accéder aux éboulis du versant oriental du pic de Monfaucon, il faut arriver par la route de l'houquette d'Ancizan, la D113, et se garer soit à la hauteur des fermes, soit à la houquette d'Ancizan (1564 m) elle-même d'où un sentier balisé (orange) permet d'atteindre le contrebas du lac d'Arou (1786 m).
En amont, il n'y a plus véritablement de sentier. Il en existe bien un semblant qui parcourt le cirque d'aret par la droite, mais il est préférable de ne l'emprunter que pour le retour.

En effet le premier éboulis en amont du lac d'Arou, peut être la source de rencontres intéressantes ; je ne parle pas seulement des troupeaux de chèvres, mais aussi de vésuvianites étoilées et de grenats gemmes. Il est donc préférable de poursuivre sa course par cet éboulis. D'une hauteur de 100 m environ, son emprunt n'est pas très difficile, malgré une pente abrupte : les blocs sont en effet de tailles modérés.

Les éboulis du versant méridional de l'Arbizon, au départ d'Aulon et de la D30 sont nettement plus sportifs. Mais ne les ayant pas parcourus, je ne les détaillerai pas davantage.

3.5 Pétrographie

3.5.1. Eboulis du pic de Monfaucon

Qui dit Arbizon, pense immédiatement grenats ; en effet, par endroits, les grenats grossulaires jonchent le sol.
La partie la plus minéralisée, est celle où le massif granitique n'a plus de contours bien définis, mais émerge de place en place au milieu des calcaires et des schistes du primaire. On y trouve par alternance, des lits d'épaisseur centimétrique :

- calcite, grenat et diopside (A)
- calcite, grenat et vésuvianite (TA)
- diopside, grenat et vésuvianite

Particularité de bon nombre de grenats de cette zone : ils se sont cristallisés autour de baguettes d'idocrase ou vésuvianite.

Figure 290 : Arbizon : Principal éboulis du Monfaucon On distingue parfaitement le pluton du pic de couleur blanche du calcaire métamorphisé à droite de couleur plus brune

Figure 291 : Arbizon : Echantillon présentant la jonction entre le pluton et les roches calcaires du Namurien métamorphisées

Figure 292 : Arbizon : Ou comment ne pas marcher sur des grenats

Figure 293 : Arbizon : Ou comment regretter de ne pas avoir de sac à dos plus grand

Figure 294 : Arbizon : Belle pièce de grenats et vésuvianites sur axinite 15 x 15 cm, n°408

Figure 295 : Arbizon : Pièce de grenats et vésuvianites 25 x 18 cm, n°479

Figure 296 : Arbizon : Grenats hessonite oranges et vésuvianites vertes 10x6cm, n°410 et 12x12 cm, n°805

Figure 297 : Arbizon : Les grenats se forment autour des cristaux parallélépipédiques de vésuvianite , Coll. perso n°409

Certains échantillons présentent des magnésio-axinite violette mais dont les cristallisations ne dépassent guère quelques centimètres. Je vous conseille de ramasser ces pièces, où il y a simultanément axinite et calcite. Certes la matrice sur laquelle reposent les axinites est très dure à briser et de la patience s'avère fort nécessaire. Mais le résultat en vaut la peine. Après dissolution de la calcite par l'acide, vous aurez la plaisir de découvrir des cristaux bien formés d'axinite cloisonnant des touffes d'aiguilles d'actinolite, des scheelites (CaWO4)(R) peuvent aussi les accompagner. Le contraste de ces aiguilles d'un vert profond sur le rose-violet des axinites est du plus bel effet.

Dans ces éboulis, on recherchera surtout des blocs qui présentent différentes veines parallèles. Ces veines sont constituées de silice qui en alternance avec la gangue calcaire fournit les minéraux recherchés : grenat et vésuvianite. Ces grenats ont des dimensions comprises entre 0,5 et 2 cm, bien que de couleur brun orangé, ils sont opaques. Leurs formes prédominantes est celle de rhombododécaèdres (110) dont les arêtes peuvent être tronquées par les trapézoèdres (211).

L'attaque par l'acide dilué permettra de récupérer ces veines cristallisées. Attention, néanmoins à l'utilisation de l'acide, si la vésuvianite est peu sensible à l'acide, il n'en est pas de même des grenats grossulaires dont le caractère calcique les rend fortement sensibles à l'acide. Il en résultera forcément une altération des faces des grenats.
De plus, certains grenats ont leurs arêtes mal formées. Ces arêtes sont alors comblées par de la calcite et laisseront un vide après attaque par l'acide.

Il est également possible de trouver des échantillons dont la matrice carbonatée est mieux cristallisée. Il est alors possible d'attaquer cette matrice au stylet ou au percuteur afin de dégager les grenats à la manière des paléontologues. L'avantage évident est la conservation des grenats qui résistent aux rayures du stylet et ne sont alors pas corrodés par l'acide.

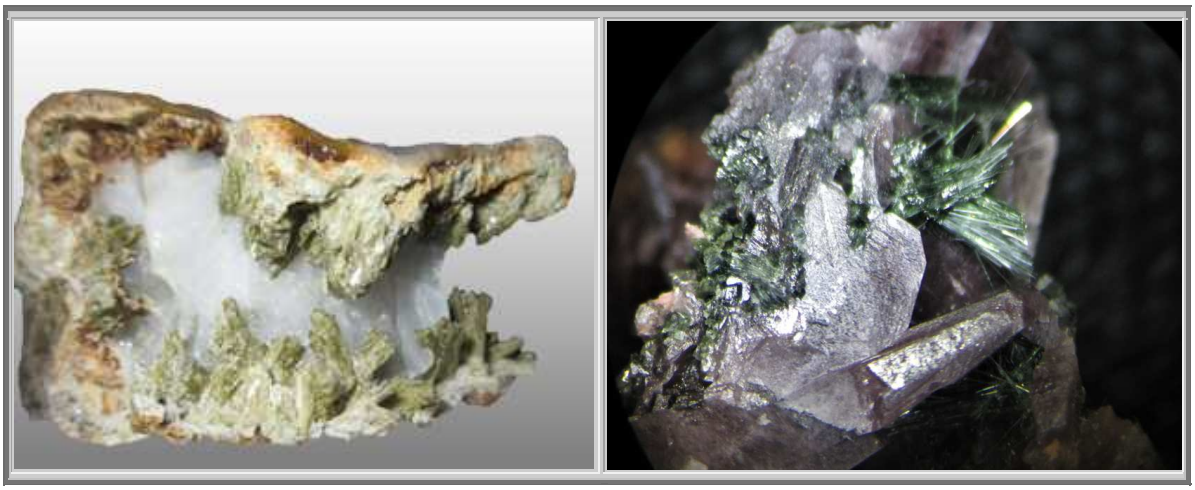


Figure 298 : Arbizon : Autres échantillons de l'éboulis de Monfaucon
Diopside dans calcite (15-20 mm), n°804 Actinolite sur axinite (aiguilles 3 mm), n°480

3.5.2. Eboulis en amont du Lac d'Arou

Après un arrêt au lac d'Arou pour profiter de la carte postale qui s'offre devant nous, il faut s'élancer sur le premier éboulis. Celui-ci est composé de roches très stratifiées sur lesquelles il est assez facile de trouver des plaquages de petits cristaux gemmes de grenats grossulaires ou de vésuvianites étoilées.

Les grenats sont de petites tailles, souvent inférieurs au millimètre, les plus gros que j'ai trouvés atteignent 3 mm. Ils sont très bien formés souvent sous le faciès du rhombododécaèdre, avec troncature des arêtes pour les plus grands d'entre eux.
Les grenats peuvent être accompagnés de diopside (F), de vésuvianites (A) ou d'axinite (R).

Les vésuvianites étoilées ont une structure radiale pour un diamètre de l'ordre de 4 à 8 cm, et sont de couleur vert très sombre.

Le substrat de ces grenats est constitué de strates fins de quelques millimètres d'épaisseur, ou de roches appartenant au faciès minéralogique des cornéennes.

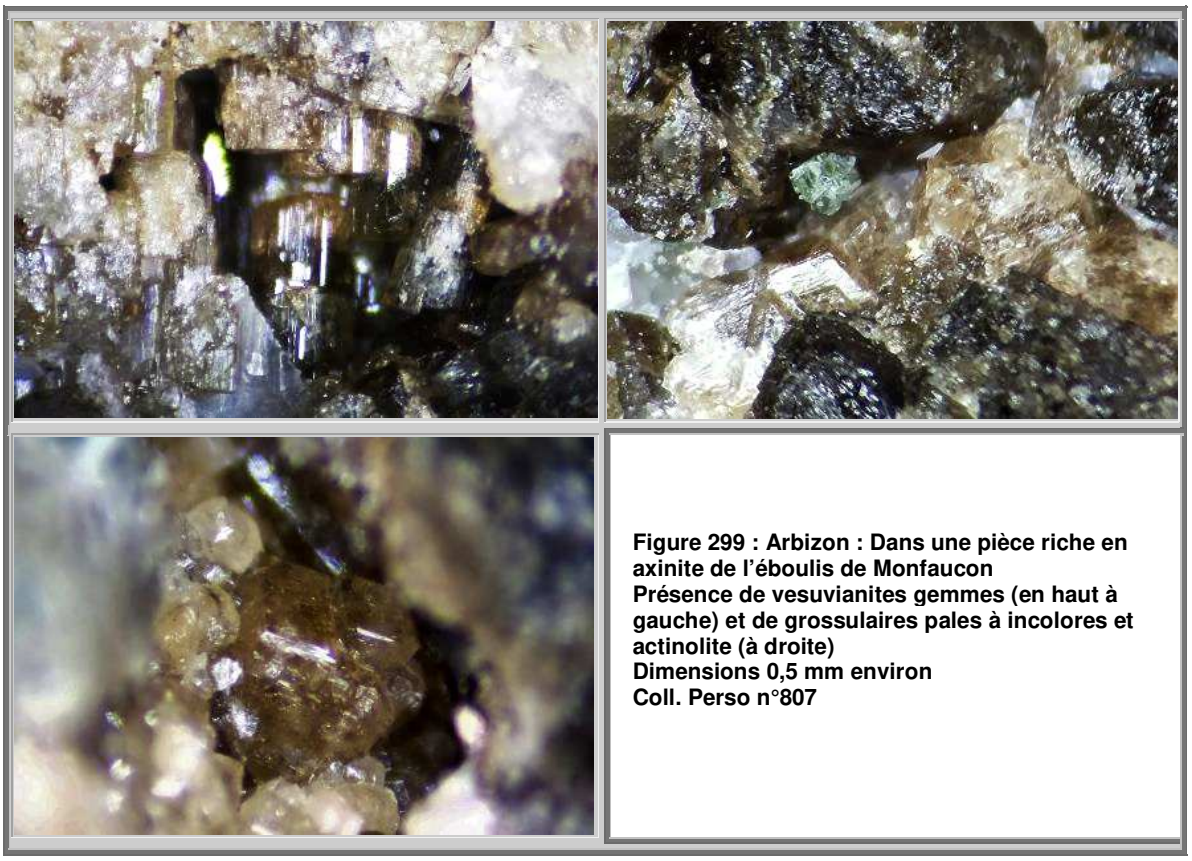


Figure 299 : Arbizon : Dans une pièce riche en axinite de l'éboulis de Monfaucon
Présence de vesuvianites gemmes (en haut à gauche) et de grossulaires pales à incolores et actinolite (à droite)
Dimensions 0,5 mm environ
Coll. Perso n°807

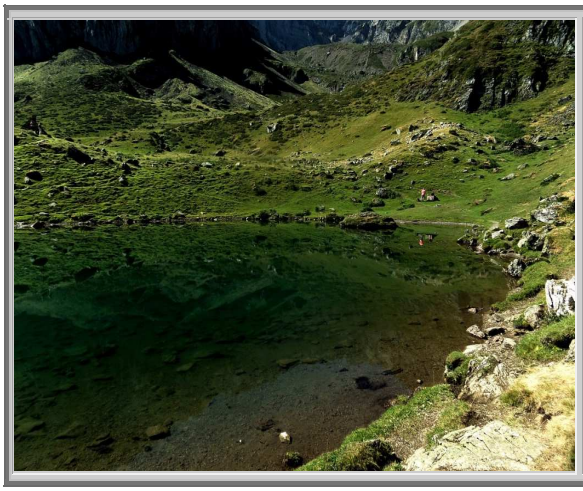


Figure 300 : Arbizon : Halte au lac d'Arou (1786 m) avec en haut de la photo, le premier éboulis

Figure 301 : Arbizon : Premier éboulis au-dessus du lac d'Arou, Grenats grossulaires oranges à verts gemmes

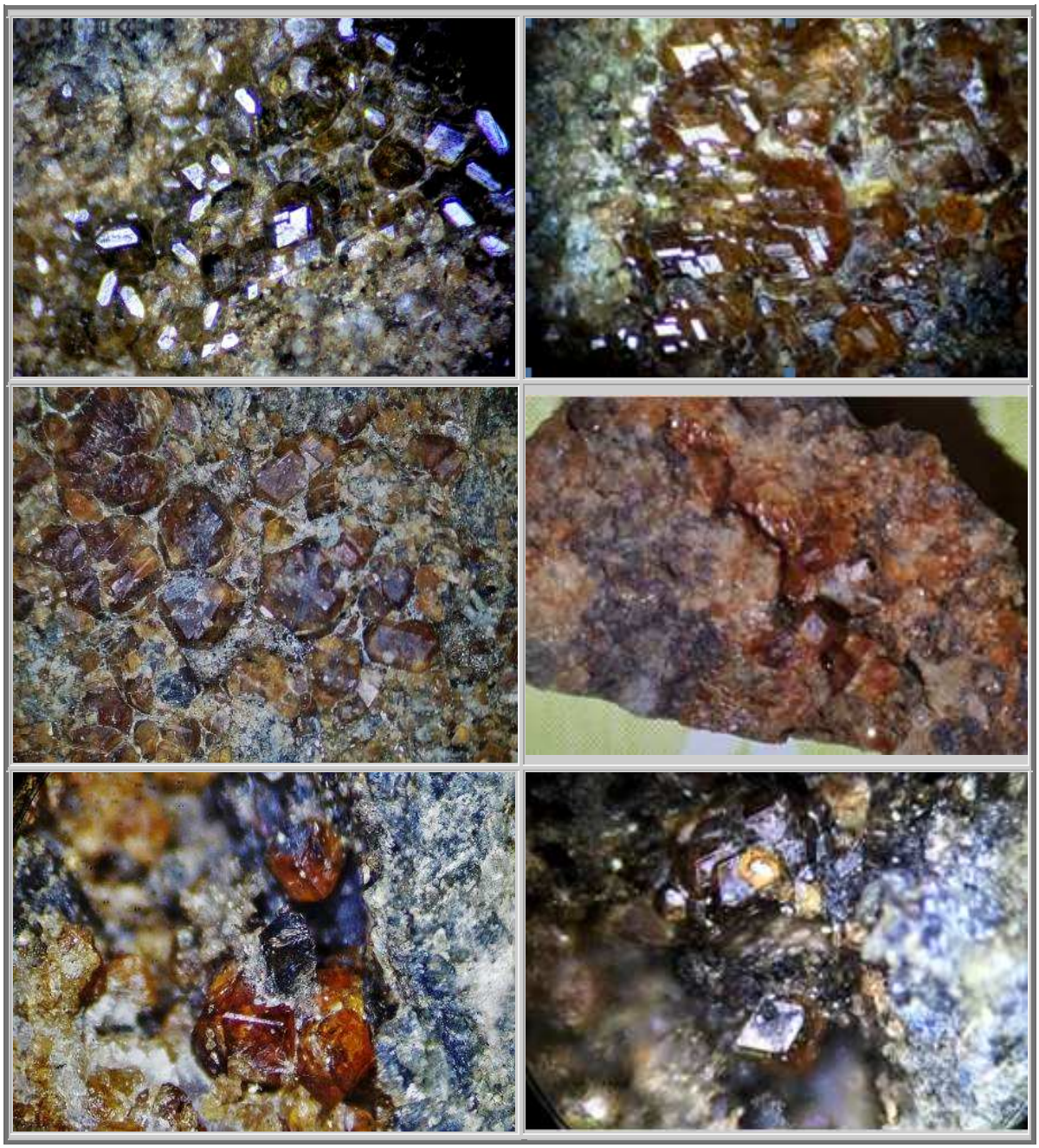


Figure 302 : Arbizon : Grenats du premier éboulis au-dessus du lac d'Arou
Photos 17 a et b : Grenats hessonite : Dimensions de 0,2 à 1 mm environ
Photos 17 c et d : Grenats hessonite : Dimensions de 1 à 2 mm environ
Photo 17 e **Photo 17 f**
Diopside à travers grossulaires **Double génération de grossulaires**
Et ce sur la même pièce à 1 cm l'un de l'autre, coll. perso n°807

Nota : les grenats hessonite sont des grenats grossulaires de couleur orange à rouge

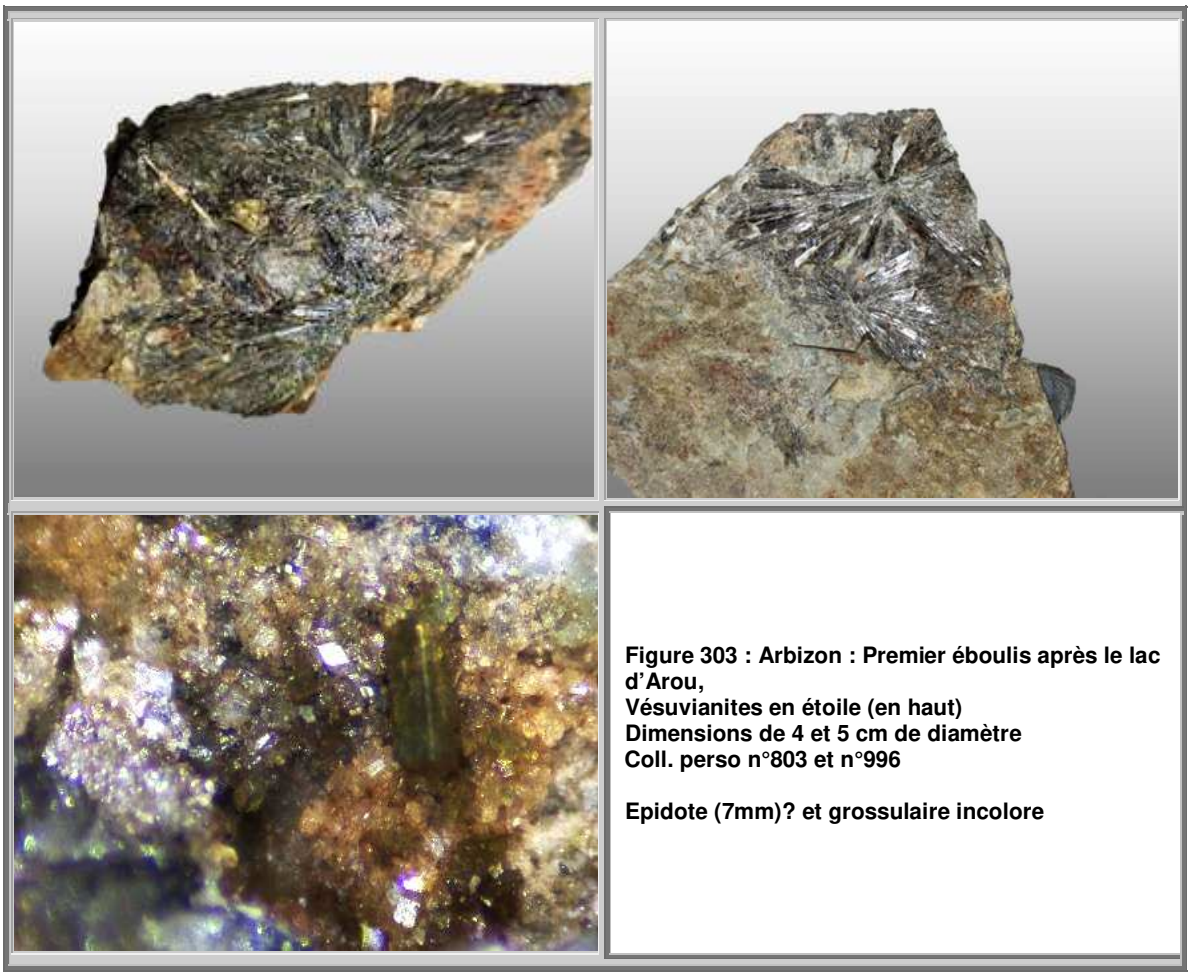


Figure 303 : Arbizon : Premier éboulis après le lac d'Arou,
Vésuvianites en étoile (en haut)
Dimensions de 4 et 5 cm de diamètre
Coll. perso n°803 et n°996

Epidote (7mm)? et grossulaire incolore

3.5.3. Autres éboulis

Il a également été trouvé des grenats blancs grisâtres d'aspect et dimensions sensiblement identiques aux autres.
En bordure du contact (itinéraire du Camoudict), sont présents dans la barre rocheuse qui précède les éboulis, des grenats rouges d'excellente qualité, mais de faibles dimensions (3 à 4 mm) ; ils ont l'inconvénient de ne pouvoir être dégagés, la roche encaissante étant inattaquable à l'acide.

3.6 Pétrologie

3.6.1. Grenat et Vésuvianite

Le grenat grossulaire a pour formule $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$ et une densité de 3,5.
La vésuvianite a pour formule $(Ca,Na)_{19}(Al,Mg,Fe)_{13}\ [(SiO_4)_{10}(Si_2O_7)_4(OH,F,O)_{10}]$ et une densité de 3,35.

Certains intègrent les vésuvianites dans le groupe des grenats. S'il est vrai qu'elles s'y apparentent d'un point de vue chimique, elles s'en diffèrent par deux grandes caractéristiques des grenats :

- les grenats cristallisent dans le système cubique (selon le groupe 4/m 3 2/m) alors que le vésuvianites sont quadratiques (groupe holoèdre quadratique 4/m 2/m 2/m)
- Les grenats sont anhydres (le départ d'eau est la cause de la cristallisation des grenats dans les éclogites par exemple) alors que les vésuvianites sont hydratées.

Les vésuvianites pourraient donc davantage intégrer le groupe des hydrogrossulaires, également quadratiques. D'après la nomenclature internationale, « hydrogrossulaire » est un nom de groupe pour les grenats hydratés de la série hibschite $Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-m}(OH)_{4m}$ (avec m = 0,2 à 1,5) — katoïte $Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-m}(OH)_{4m}$ (avec m = l,5 à 3). En effet, une écriture simplifiée de la formule des vésuvianites, en milieu non

ferreux et basique comme c'est le cas des pics de Monfaucon-Arbizon conduit à $Ca_3Al_2(SiO_4)_{2.8}(OH)_{1.6}$.
A défaut, d'analyses chimiques rigoureuses et multiples, l'observation des minéraux en place permet néanmoins de remarquer un point essentiel, la faible quantité de fer. En effet, dans l'éboulis au-dessus du lac d'Arou, les grenats ont des couleurs qui vont de l'incolore à l'orange vif. Or, quelques pourcents de fer suffisent à colorer massivement les grossulaires en rouge.
De même la présence de diopside au détriment d'hédenbergite confirme la prédominance du magnésium sur le fer dans les roches.
Le grenat de l'Arbizon ne doit donc contenir que très peu d'almandin. La tenue médiocre à l'attaque par l'acide dilué des grenats de l'Arbizon nous confirme dans cette théorie.

Toutefois la présence de magnésium ne signifie pas pour autant qu'il puisse y avoir du pyrope. Nous savons que ce grenat n'apparaît que pour des pressions très élevées, et l'origine sédimentaire de la roche mère n'autorise pas, par manque d'épaisseur prométamorphique, une pression lithostatique suffisante (> 60 km de profondeur). La présence de roches du faciès des cornéennes du premier éboulis nous confirme l'absence de pression lors de la formation des grenats.

Nous pouvons donc considérer le grenat de l'Arbizon comme essentiellement grossulaire.

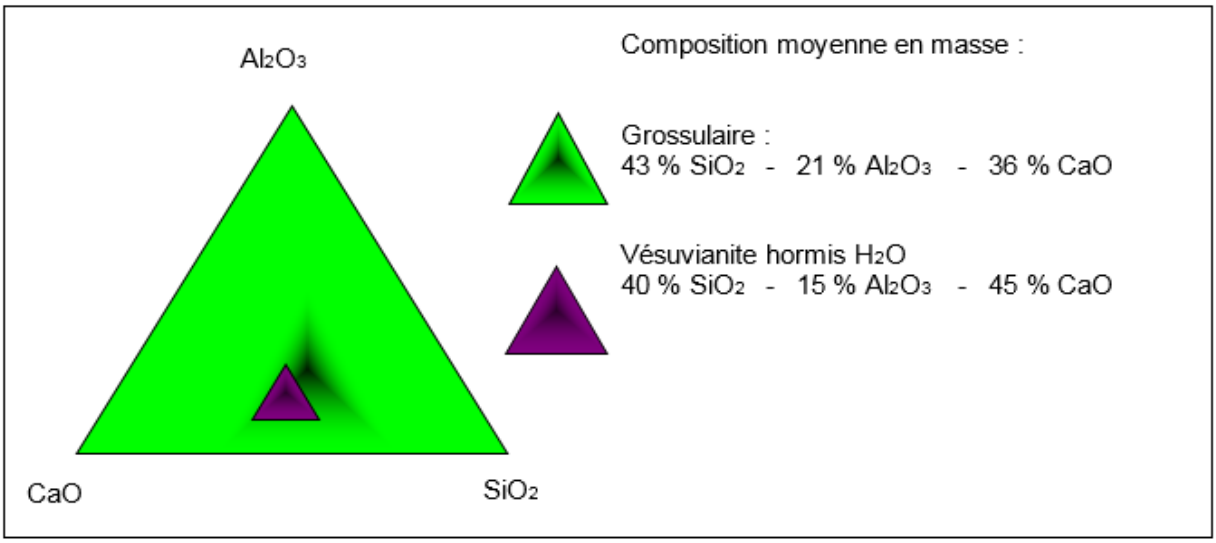


Figure 304 : Arbizon : Domaine des compositions du grossulaire et de la vésuvianite dans le diagramme ternaire CaO-SiO2-Al2O3

3.6.2. Mécanisme de métamorphisme

Le substrat des grenats hessonite du premier éboulis au-dessus du lac d'Arou est constitué de roches cornéennes, ce qui indique que le métamorphisme subi par les roches est un métamorphisme de basse pression.

Les grenats de l'Arbizon provienne donc d'une zone de métamorphisme de contact qui se trouvent à l'extrême pointe d'un gros massif granitique, limité, au nord par le Tourmalet et le Pic d'Espade, à l'ouest par le Néouvielle et au sud-est par le pic d'Anglade.

L'intrusion du pluton du massif de Néouvielle lors de la phase varisque s'est produite selon une profondeur d'enfouissement probablement très faible, de l'ordre du kilomètre seulement. Le métamorphisme du site est donc dû au seul effet thermique que l'on estime de l'ordre de 800°C, en zone d'anatexie, et donc à la présence de phases fluides importantes.

L'auréole de contact limitée à quelques centaines de mètres, intéresse toute la partie ouest du massif granitique qui constitue les massifs de l'Arbizon et du Montarrouyes, ainsi que la frange nord du massif de granite bordant la rive droite du sillon médian (La Mongie, Tourmalet, Barèges).
Il est à souligner que l'un des attraits géologiques du massif de l'Arbizon est la très nette distinction des différents éléments qui le constituent : calcaire en place datant du Namurien, du pluton intrusif d'un blanc éclatant qui tranche avec les roches les plus métamorphisées, d'une teinte gris foncé et des roches de métamorphisme moyen, plutôt brunes.

Plusieurs scénarii peuvent expliquer la genèse de la vésuvianite et du grossulaire.

Metasomatose de skarn

Plusieurs auteurs ont présenté le massif de l'Arbizon comme étant le produit de **métasomatose de skarn**, c'est-à-dire que les roches sédimentaires de l'auréole ont vu leur composition chimique évoluée, ce qui suppose **une migration d'éléments chimiques à partir de la masse granitique intrusive**. L'eau serait alors le fluide porteur des éléments métalliques.

Si l'on regarde les minéraux présents, ce sont indéniablement des minéraux de skarn comme le montre les tableaux suivants, et les réactions minéralogiques sont bien celles habituelles du métamorphisme de contact des skarns avec des plutons basiques (granodiorite à plagioclases ici).

	albite – anorthite	⟶	diopside	+	~~hédenbergite~~	+	grossulaire
	(Na,Ca) $AlSi_3O_8$ $CaMg(SiO_3)_2$		$CaFe(SiO_3)_2$				$Ca_3Al_2[SiO_4]_3$
densité	2,6-2,8 (plagioclases)		3,3		3,3		3,7

Il n'y a pas ou peu d'hédenbergite par manque de fer, à l'opposé des cornéennes de Flamanville par exemple

Cependant, plusieures observations contredisent l'hypothèse de skarn.
Tout d'abord, si c'est de l'eau (liquide ou gazeuse) qui aurait transporté les éléments métalliques, l'eau serait davantage présente dans la roche, et il y aurait davantage cristallisation de vésuvianites que de grossulaires.
De plus, la roche serait plutôt isomorphe et non stratifiée fin comme c'est le cas.

processus	Caractères de minéralisation		Minéraux	
			Principaux	Secondaires
METASOMATOSE	SKARNS	Magnésiens	Forstérite, diopside, calcite, phlogopite, magnétite, scapolite, pyroxènes, **grenats**, hématite, magnésite	Quartz, plagioclases, spinelles, serpentine, ludwiite, apatite, titanite, actinolite, chondrodite, périclase, lazurite, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite
		Calcaires	**Grossulaire, andradite**, diopside, hédenbergite, vésuvianite, épidote, scapolite, magnétite, wollastonite, quartz, hématite, chlorites, calcite	Plagioclases, trémolite, scheelite, datolite, molybdénite, danburite, axinite, helvine, ilvaïte, fluorite, cassitérite, pyrite, chalcopyrite, cobaltite, galène, sphalérite, bismuthinite, bismuth, skuttérudite, or

Table 23 : Associations minérales des processus postmagmatiques (extrait)

Métamorphisme topochimique

Les sédiments namuriens de l'Arbizon sont en fait constitués de strates de calcaire, de schistes et de grès. Ils disposent ainsi de pélites gréseuses qui sont à même de fournir les éléments métalliques Al et Si, constituants de base de la vésuvianite et du grossulaire.
Les vésuvianites et les grenats sont présents, soient de manière aléatoire disséminés dans la calcite, soit, préférentiellement au sein d'une structure feuilletée avec des strates de quelques millimètres seulement, et qui n'ont pas l'aspect de filons par lesquels l'eau chaude ou la vapeur auraient pu se propager.
Les vésuvianites et les grenats ne se sont donc pas formés par migration d'éléments chimiques, mais uniquement par recombinaison des éléments chimiques en place, le long des strates de sédiments gréseux ou schisteux, fournisseur de silice. Le pluton n'a fait qu'apporter l'énergie sous forme de chaleur qui a permis la cristallisation de ces minéraux.

Les grenats de l'Arbizon sont la conséquence d'un réchauffement locale dû à l'intrusion des plutons sous le massif silico-calcaire et à la recombinaison hors métasomatose des éléments en place de la roche mère pour donner vésuvianite et grossulaire : c'est donc un processus de **métamorphisme topochimique.**
Les vésuvianites ont cristallisé en premier. Une fois que l'eau disponible eut été consommée, les grenats se sont alors formés autour des vésuvianites.

Figure 305 : Arbizon : Aspect feuilletées de la roche métamorphisée,
les minéraux sont localisés sur les feuillets riches en silice de la roche mère

3.7 Conclusions

Le massif de l'Arbizon est assurément un site de première importance pour la récolte de grenats. Toutefois, leur aspect à la sortie d'un traitement d'attaque par l'acide les rend relativement quelconques pour leur présentation dans une collection. Il est donc recommandé de considérer davantage les roches avec de la calcite cristallisée plutôt que de la calcite d'anatexie, plus facile à travailler au percuteur.

L'intérêt de ces grenats est leur origine pélitique dans une zone de thermométamorphisme (BP-800°C) topochimique. Un pluton liquide enfoui à quelques centaines de mètres sous les couches sédimentaires a fourni la chaleur nécessaire à la recombinaison minéralogique des éléments en place. Tout d'abord, il y eut cristallisation de vésuvianites avant que la disparition de l'eau ne conduise à la formation des grossulaires.

4. METAMORPHISME DE COLLISION : micaschistes du Conquet

cf livre relatif aux grenats du Massif Armoricain

5. MASSIF DES MAURES (réf. 35-37)

5.1 Introduction

Le massif des Maures est très propice à la récolte des grenats. En effet, on en trouve :

- dans les séricitoschistes : schistes verts à mica blanc (cap du Rossignol)
- dans les chloritoschistes (Collobrières)
- dans les pegmatites
- dans les granites
- dans les gneiss (col du canadel)
- dans la collobriérite, …

5.2 Formation

Le massif des Maures associé aux massifs de Tanneron et de l'Esterel situés plus à l'est, entre Fréjus et Cannes, constituent les formations géologiques les plus anciennes de la Provence.

Le massif de Maures est fréquemment défini comme un massif hercynien autochtone daté du de la fin du primaire sur lequel est venue se reposer une couverture sédimentaire entre -300Ma (permien et foin du carbonifère) qui forme aujourd'hui les terrains rouges à vignes de la dépression permienne au nord du massif, et –65Ma (crétacé supérieur).Une autre théorie (36) suggère que le massif granitique et métamorphique du massif des maures repose en fait sur la couverture permienne ou carbono-permienne et proviendrait du sud.

Le massif peut être décomposé en 4 grandes unités métamorphiques (35) :

- **Unité occidentale**
  Schistes, quartzite et phyllades caractéristiques d'un métamorphisme de faible densité
  On peut y trouver des grenats dans les leptynites de Collobrières. Les leptynites sont des roches métamorphiques d'origine acide. Il s'agit donc de grenats almandins obtenus selon le mécanisme de transformation pélitiques.

Schistes verts

Chlorite	+	muscovite	→	biotite	+	grenat almandin
$(Mg,Al)_6\ (OH)_8[(Si,Al)_4O_{10}]$		$KAl_2(OH,F)_2\ (AlSi_3O_{10})$		$(Mg,Fe)_3\ (OH,F)_2(Si_3AlO_{10})$		$Fe_3Al_2[SiO_4]_3$
d : 2,7		2,9		2,8		4,1

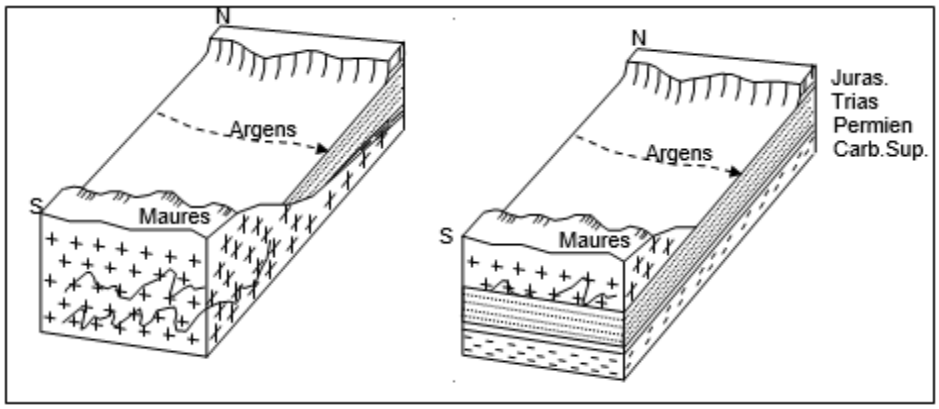
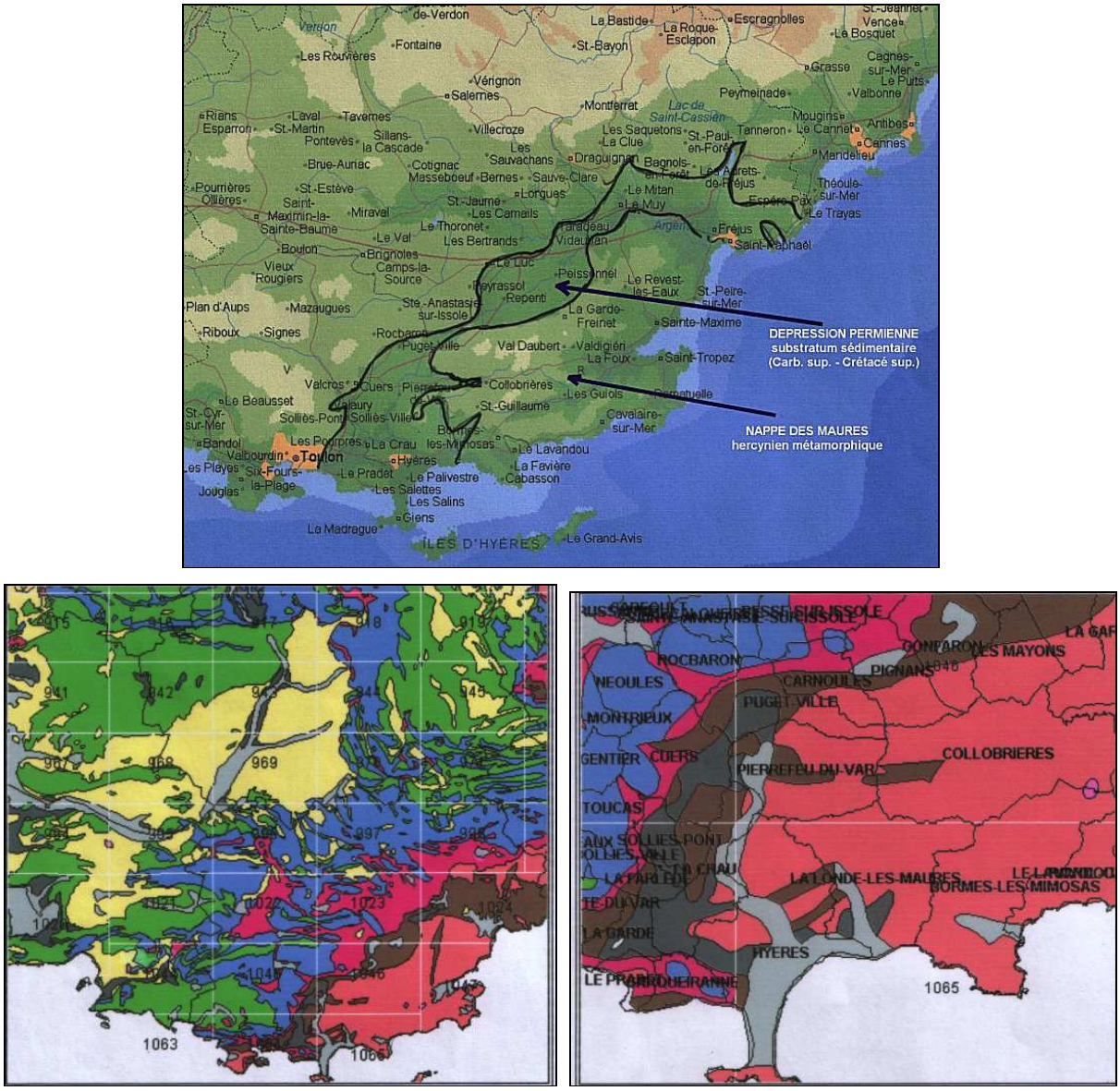


Figure 306 : Maures : 2 différentes thèses relatives à la nature du sous-sol du massif des Maures Dépression permienne et massif métamorphique

- **Unité centrale**
  Gneiss de Bormes les mimosas (-540 Ma)
  Présence de minéraux de métamorphisme moyen : micaschistes à grenat – staurotide, disthène

- **Unité de Garde-Freinet**
  Métamorphisme fort puisque la disthène fait place à la sillimanite et présence d'anatexie.

- **Unité des gneiss de Ste Maxime, St Tropez**
  Présence de grenats dans des amphibolites à reliques d'éclogites, provenant de la subduction de la croûte terrestre.
  Le métamorphisme des Maures est dû à la collision des deux super-continents : la Laurasia du Nord et le Gondwana du sud, à la fin du Primaire.
  Cette couverture a subi deux plissements alpins successifs, au cours de l'éocène (-40 Ma) plissements E-W dits pyrénéo-provençaux (Montagne Ste Victoire), puis les plissements alpins proprement dits au cours de l'oligocène(-30,-25 Ma), de Digne à Nice, orientés NW-SE.


DEPRESSION PERMIENNE
substratum sédimentaire
(Carb. sup. - Crétacé sup.)
NAPPE DES MAURES
hercynien métamorphique
Toulon
Hyères
Fréjus
Saint-Raphaël
Saint-Tropez
Sainte-Maxime
La Garde-Freinet
Collobrières
Cuers
Le Luc
Brignoles
Draguignan
Grasse
Cannes
Antibes
Le Cannet
Mandelieu
Le Trayas
Théoule-sur-Mer
Les Arcs-de-Fréjus
Bormes-les-Mimosas
Le Lavandou
La Favière
Cabasson
Le Pradet
Le Palivestre
Les Salettes
Les Salins
Giens
La Madrague
ILES D'HYÈRES
Le Grand-Avis
Les Guiols
Cavalaire-sur-Mer
Le Beausset
Bandol
Sanary
Valbourdin
Les Pourpres
La Crau
Les Mimosas
Sollies-Pont
Sollies-Ville
Pierrefeu
Le Revest-les-Eaux
St-Peire-sur-Mer
Peyrassol
Repentir
Ste-Anastasie-sur-Issole
Rocbaron
Puget-Ville
Val Daubert
Valdigiéri
La Foux
Plan d'Aups
Mazaugues
Riboux
Signes
Le Val
Le Thoronet
Les Bertrands
Lorgues
Sauve-Clare
Les Sauvachans
Villecroze
Salernes
Vérignon
Fontaine
Les Rouvières
Verdon
Montferrat
Lac de Saint-Cassien
Les Saquetons
La Clue
St-Paul-en-Forêt
Tanneron
Mougins
Le Cannet
Peymeinade
Valbonne
Cagnes-sur-Mer
Le Puits
Vence
La Bosquet
Escragnolles
La Roque-Esclapon
St-Baysn
La Bastide
Rians
Esparron
Laval
St-Martin
Pontevès
Tavernes
Sillans-la Cascade
Brue-Auriac
Cotignac
Masseboeuf
Bernes
Pourrières
Ollières
St-Estève
Saint-Maximin-la-Sainte-Baume
Miraval
St-Jaume
Les Camails
Boulon
Vieux Rougiers
Camps-la-Source
Le Muy
Le Mitan
Argens
Espéro-Plan
Le Tanneron
Valcros
Cuers
Pierrefeu
Collobrières
St-Guillaume
Solliès-Pont
Solliès-Ville
Bormes-les-Mimosas
Le Lavandou
La Favière
Cabasson
Le Pradet
Le Palivestre
Les Salettes
Les Salins
Giens
La Madrague
ILES D'HYÈRES
Le Grand-Avis
Les Guiols
Cavalaire-sur-Mer
Le Beausset
Bandol
Sanary
Valbourdin
Les Pourpres
La Crau
Les Mimosas
Sollies-Pont
Sollies-Ville
Pierrefeu
Le Revest-les-Eaux
St-Peire-sur-Mer
Peyrassol
Repentir
Ste-Anastasie-sur-Issole
Rocbaron
Puget-Ville
Val Daubert
Valdigiéri
La Foux
Plan d'Aups
Mazaugues
Riboux
Signes
Le Val
Le Thoronet
Les Bertrands
Lorgues
Sauve-Clare
Les Sauvachans
Villecroze
Salernes
Vérignon
Fontaine
Les Rouvières
Verdon
Montferrat
Lac de Saint-Cassien
Les Saquetons
La Clue
St-Paul-en-Forêt
Tanneron
Mougins
Le Cannet
Peymeinade
Valbonne
Cagnes-sur-Mer
Le Puits
Vence
La Bosquet
Escragnolles
La Roque-Esclapon
St-Baysn
La Bastide
Rians
Esparron
Laval
St-Martin
Pontevès
Tavernes
Sillans-la Cascade
Brue-Auriac
Cotignac
Masseboeuf
Bernes
Pourrières
Ollières
St-Estève
Saint-Maximin-la-Sainte-Baume
Miraval
St-Jaume
Les Camails
Boulon
Vieux Rougiers
Camps-la-Source
Le Muy
Le Mitan
Argens
Espéro-Plan
Le Tanneron
Le Trayas
Théoule-sur-Mer
Les Arcs-de-Fréjus

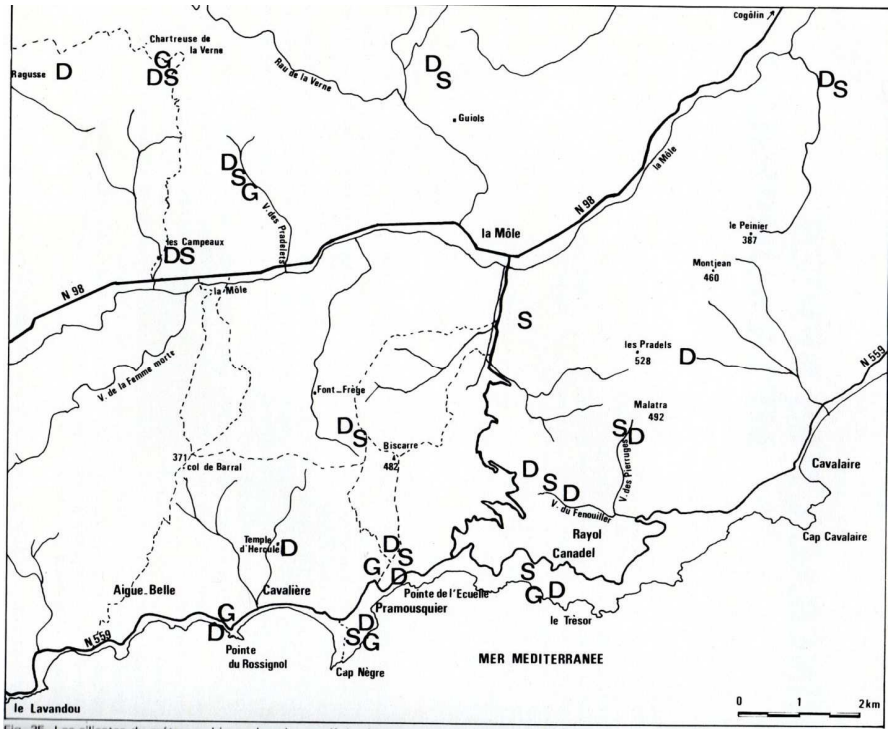


Figure 308 : Maures : Sites et affleurements en D : Disthène, S : Staurotide et G : Grenats (G. MARI)

5.3 Livre de Gilbert Mari

Dans son livre Mines et minéraux de la Provence cristalline, Gilbert Mari présente les grenats du massif des Maures ainsi :

5.3.1. Les micaschistes à grenats

Les micaschistes du groupe du Cap Nègre occupent environ le quart du massif des Maures et la présence de grenat y est constante. Au large du Lavandou, l'ile du Levant est dans sa presque totalité constituée par les micaschistes à minéraux.

Voici comment A.Denis (Promenades pittoresques à Hyères, 1853) en parle : « Dans la partie est et sud, vers le et le nord- ouest, au centre de l'ile, partout le schiste micacé en se délitant et s'effeuillant aux impressions atmosphériques, jonche la terre de ces grenats. J'en ai ramassé du diamètre d'une balle de calibre. On peut quelquefois reconnaître leur cristallisation dodécaèdreou trapézoèdre ; Ils sont en général d'un rouge brun tirant sur le noiir ; quelquefois rouge violâtre et d'apparence terreuse ; d'autre fois, légèrement vitreux dans certains endroits vers l'est, sur les birds de la maer, ils se trouvent mêlés aux staurotides…. ».

Dans l'ile, les stations qui paraissent offrir le plus d'intérêt sont celles du Castellas, du Grand Cap, de la calanque de l'huile et le secteur compris entre la pointe de Calle-Rousse et le phare du Titan.
Sur le continent, les grenats se rencontrent dans de nombreuses localités souvent en association avec la staurotide ; la vallée de la Môle, les secteurs de la Verne, des Campaux, de la Garde-Freinet, de Collobrières, du Canadel sont, entre autres, autant d elieux biens connus des amateurs de minbéraux.
En fait la qualité des grenats qui « truffent » les micaschistes du Cap Nègre apparaît bien médiocre ; opaques et fendillés, ils ne possèdent aucun des caractères d'une gemme et le minéralogiuste aura bien du mal à trouver des exemplaires dont les faces ne sont pas érodées. Seuls les lentilles quartzo-feldspathiquesetr les filons quartzeux associés aux micaschistes permettentparfois d'observer les faces du dodécaèdre (Pointe du Rossignol, Cap Nègre, secteur des Guiols, la Garde-Freinet, etc…).

5.3.2. Les chloritoschistes à grenats

En plein cœur du massif des Maures, à p roximité du village de Collobrières affleurent (associés aux amphibolites) des chloritoschistes très riches en grenats almandins passant localement à des grenatites.
Dans le vallon de Vallescure, et notamment dans le secteur dit de la Menthe ou de Savengude, ces chloritoschistes (roche verte, soyeuse, composée essentiellement d'une chlorite de type ripidolite) apparaissent en de nombreux points sous forme de « filons » dont la puissance varie de quelques centimètres à près de 2 m.
Les affleurements, une dizaine au total sont difficilement repérables en raison d'une végétation abondante et de l'impotante couche d'humus qui recouvre le sol ; ils ont été mis en évidence par le propriétaire des lieux, au cours d'une opération de débroussaillage. L'un de ces affleurements est connu dapuis plusieurs décennies. A l'origine, seuls deux blocs à demi-enfouis étaient visibles, montrant une multitude de grenats plus ou moins altérés mais de taille fort respectable.
Il y a quelques années, le propriétaire, viticulteur bien connu dans la difficile région, décida, par curiosité, de consacrer un peu de son temps à ce gisement. Avec habileté, il mena quelques fouilles qui lui permirent d'extraire des grenats parfaitement cristallisés et d'une grande fraîcheur. Pressentant qu'il pouvait y avoir mieux, il continua ses recherches et découvrit, avec la satisfaction qu'il est facile d'imaginer, un nid de cristaux remarquables par leur qualité et leur taille ; ils donnèrent également d'excellentes pièces de collection.

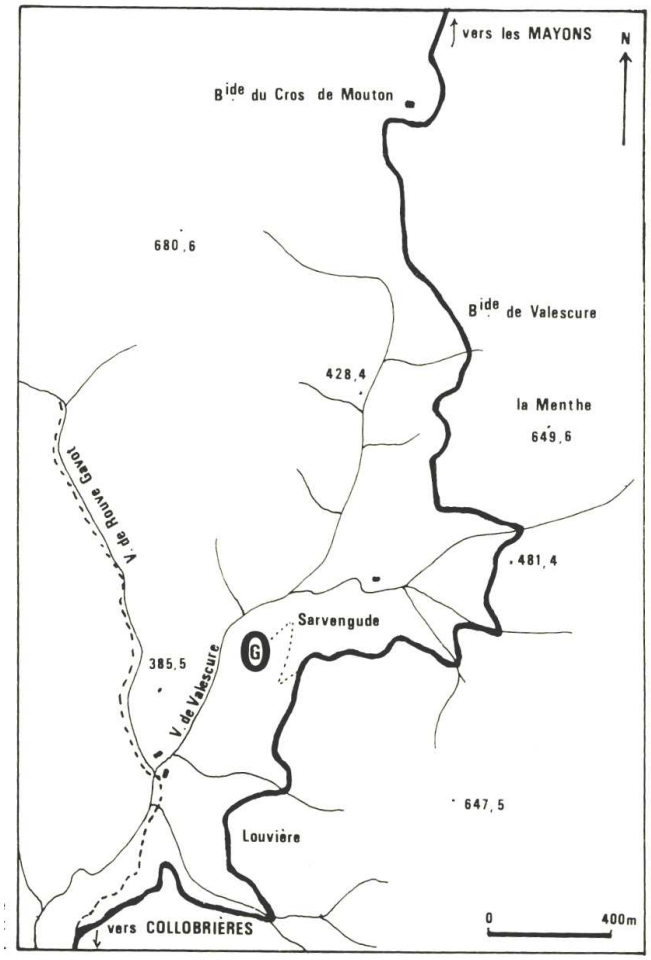


Figure 309 : Maures : Situation géographique du site de Sarvengude (Collobrières)

Attardons-nous quelque peu sur ces grenats et sur leur distribution dans le gisement. L'aspect des grenats de Collobrières est fonction de leur fraîcheur.

- Non altérés, ils sont de couleur brun-rouge à rose violacé et se présentent sous forme de dodécaèdres rhomboïdaux parfaitement formés dont les bords peuvent être transparents (dans certains cas, le dodécaèdre rhomboïdal s'associe au trapézoèdre).

- Altérés, ils sont bruns et d'apparence terreuse, les faces du dodécaèdre sont alors souvent émoussées. La taille moyenne de ces grenats varie de 1 à 2 cm de diamètre environ, mais localement, ils sont atteints d'un véritable gigantisme et peuvent mesurer jusqu'à 7 cm de diamètre.

Par ailleurs, il n'est pas rare de récolter des groupements cristallins. Ces associations de cristaux (2 à 10 individus), réalisées selon des angles variables et quelconques, ne doivent pas être considérées comme des macles. Enfin, il est relativement fréquent d'observer, sur deux faces opposées du dodécaèdre, des perturbations dans la cristallisation; ces perturbations correspondent à des zones de pénétration de la chlorite.

L'étude radiocristallographique, la détermination de la densité et la mesure de l'indice de réfraction réalisées sur des grenats non altérés ont permis à C. Caruba et coll. De montrer que les grenats inclus dans les chloritoschistes étaient proches du pôle almandin.
Les analyses chimiques (H. Gimenez) ont donné :

	Grenat non altéré	Grenat altéré Total / hors Fe2O3
Si02	37,75	29,00 / 37,00
Al203	20,59	19,30 / 24,60
Fe203	0,69	21,64 / 0,00
Fe0	32,00	17,82 / 22,73
Ca0	2,95	1,99
Mg0	2,60	2,08
MnO	2,17	2,54
K20	---	0,02
Ti02	0,67	0,59
P205	---	0,02
H20+	---	3,33
H20-	---	0,94

Ainsi, ces grenats appartiennent bien à la série pyralspite et les pourcentages des divers pôles ont été établis comme suit :

- 74,98% almandin
- 10,96% pyrope
- 5,16% spessartine
- 4,60% grossulaire
- 4,30% andradite

C. Caruba et coll. émettent l'hypothèse que « les chloritoschistes à almandins sont le résultat de la transformation métamorphique de roches provenant de l'altération de laves basiques avant que celles-ci aient été métamorphisées » et envisagent un métamorphisme progressif passant d'un degré (ripidolite) à un degré plus intense (almandin).
La répartition des grenats au sein des chloritoschistes n'apparaît pas uniforme. On constate, en effet, qu'ils se regroupent, formant de véritables nids limités par des failles et des zones où la roche est profondément altérée. A l'intérieur de ces nids qui peuvent atteindre plus d'un m3, les grenats abondent ; les plus beaux se situent dans la partie centrale tandis que, vers la périphérie, ils sont dans l'ensemble très altérés et tendent à se désagréger au moment de l'extraction. Entre les nids et en dehors des zones d'altération, les grenats sont moins nombreux et leur taille n'excède pas 1,5 à 2 cm.

Le gisement a, en outre, fourni quelques rares cristaux de disthène, staurotide, andalousite et tourmaline. Par ailleurs, le chloritoschiste est parfois parcouru par de minces filonnets de chalcopyrite partiellement altérée en malachite.
En d'autres points du vallon de Valescure, la richesse en grenats est telle que l'on se trouve en présence de véritables grenatites. Si, dans ce type de gisement, il est difficile d'extraire des cristaux intacts, la roche peut être très décorative en section polie.
Les chloritoschistes à grenats se rencontrent également à proximité de Bormes-les-Mimosas (le Niel).

5.4 Site de Collobrières – Sarvengude

Le plus connu et réputé site à grenats est le célèbre gisement de grenats de Sarvengude. Ce dernier est situé, d'après la carte géoloque dans les phyllades détritiques...

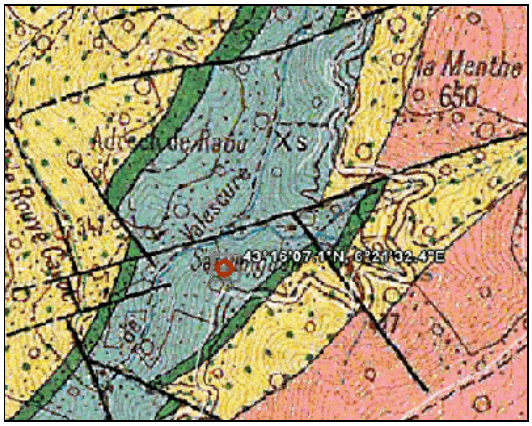


Figure 310 : Maures : Carte géologique de la vallée de Valescure coordonnées du site 43°16'07''-6°21'32.4''

Ce n'est donc pas dans les micaschistes à grenats (tels qu'ils sont pointés en jaune sur la carte), que l'on trouve les meilleurs grenats.
Le grenat de Sarvengude s'est formé dans un chloritoschiste.
Dans le métamorphisme, le grenat, fait partie des minéraux dits " forts ", ceux qui pour développer des formes harmonieuses, sont assez forts pour repousser les feuillets de la roche… Plus la roche est "tendre", plus on a des chances d'avoir de beaux cristaux… c'est la raison qui fait que les grenats les mieux formés proviennent des séricito et des chloritoschistes.

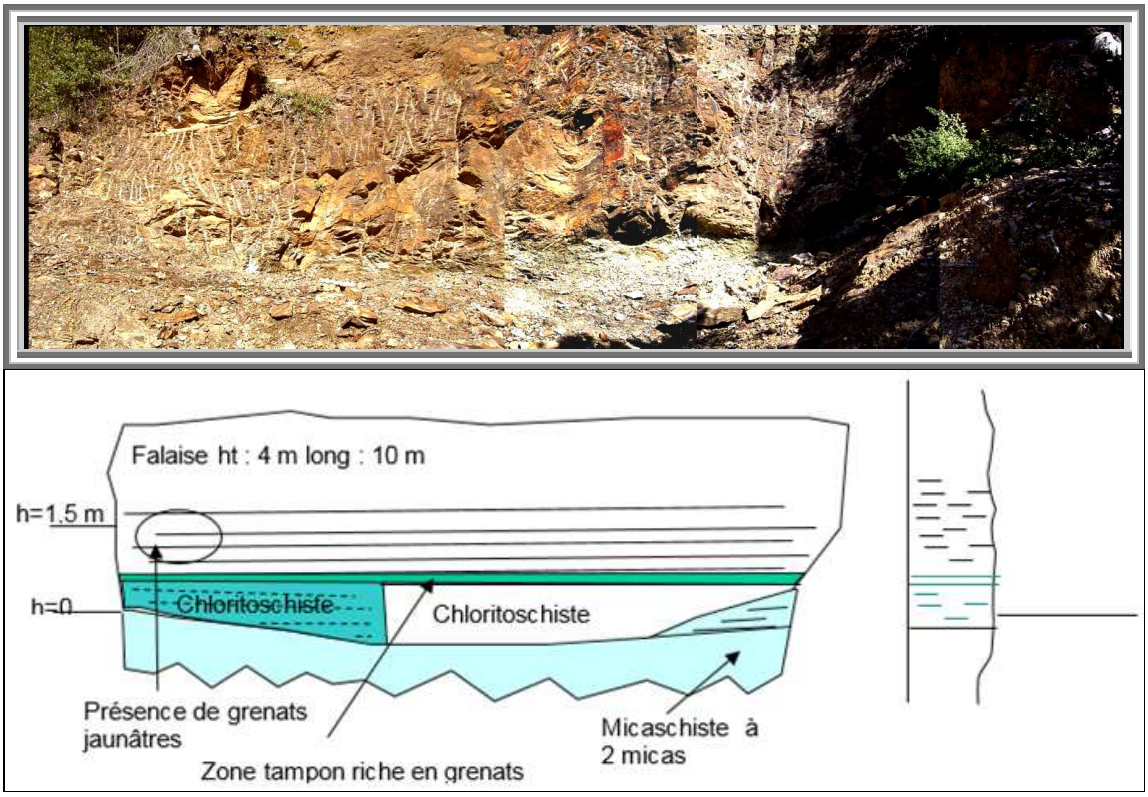


Figure 311 : Maures : Configuration du site secondaire de Collobrières

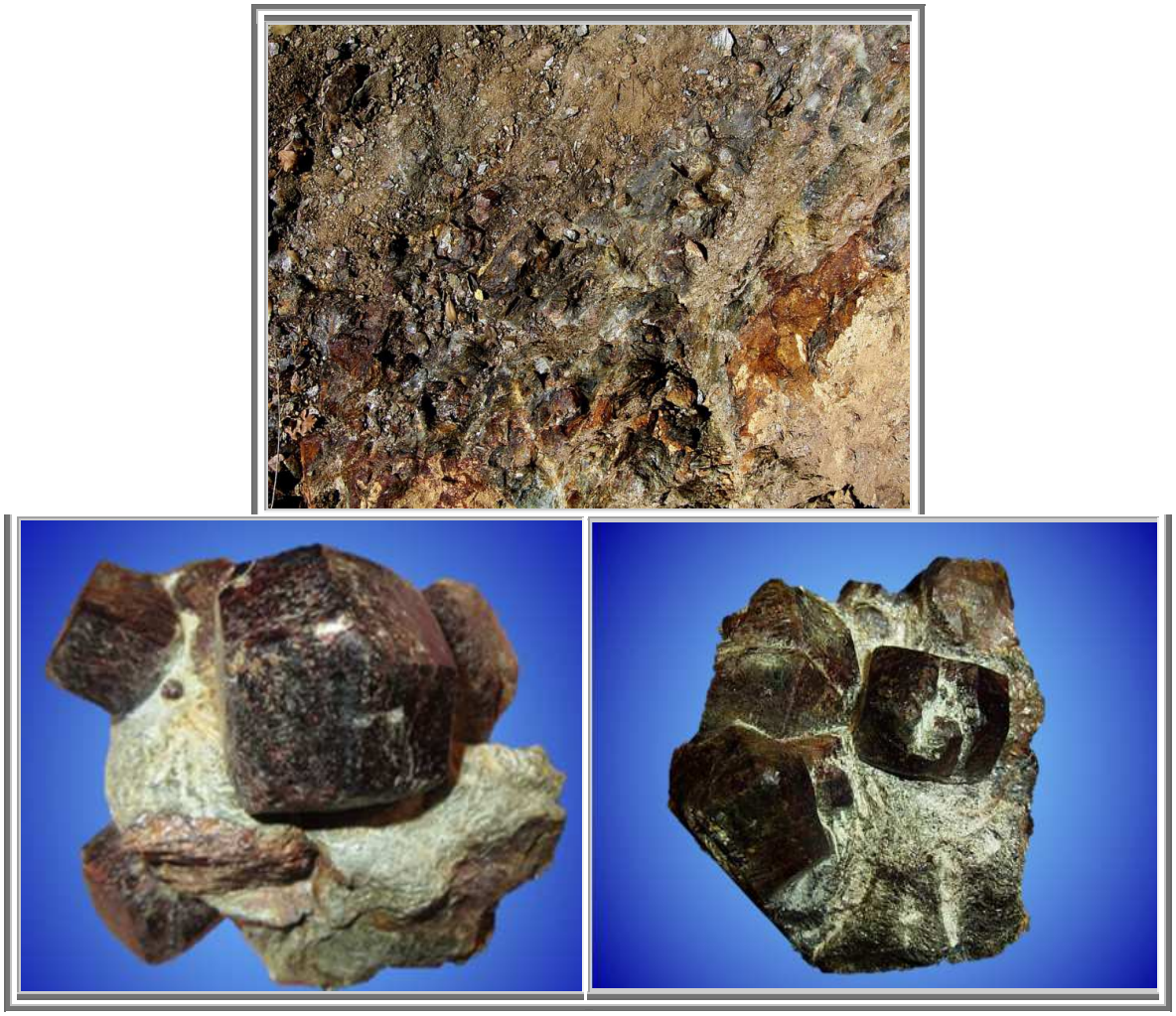


Figure 312 : Collobrières : Grenats almandins (3-5 cm) dans chloritoschiste, n°385 et 382

Figure 313 : Collobrières : Chlorite pseudomorphe de grenat almandin (3 cm) recouverte d'oxyde de fer

Figure 314 : Collobrières : Grenats almandins avec cristallisation secondaire (1,5 cm) n°384

Figure 315 : Collobrières : Grenats almandins, n°384, Cristallisation secondaire dans un cristal brisé
La première cristallisation des grenats a été obtenue par transformation de roches pélitiques,les micas formant de l'almandin, probablement quasi pur. Puis il y a eu cristallisation de grossulaire à la surface des almandins.
La cristallisation secondaire présente les mêmes faces, il y a donc eu cristallisation épitaxique.

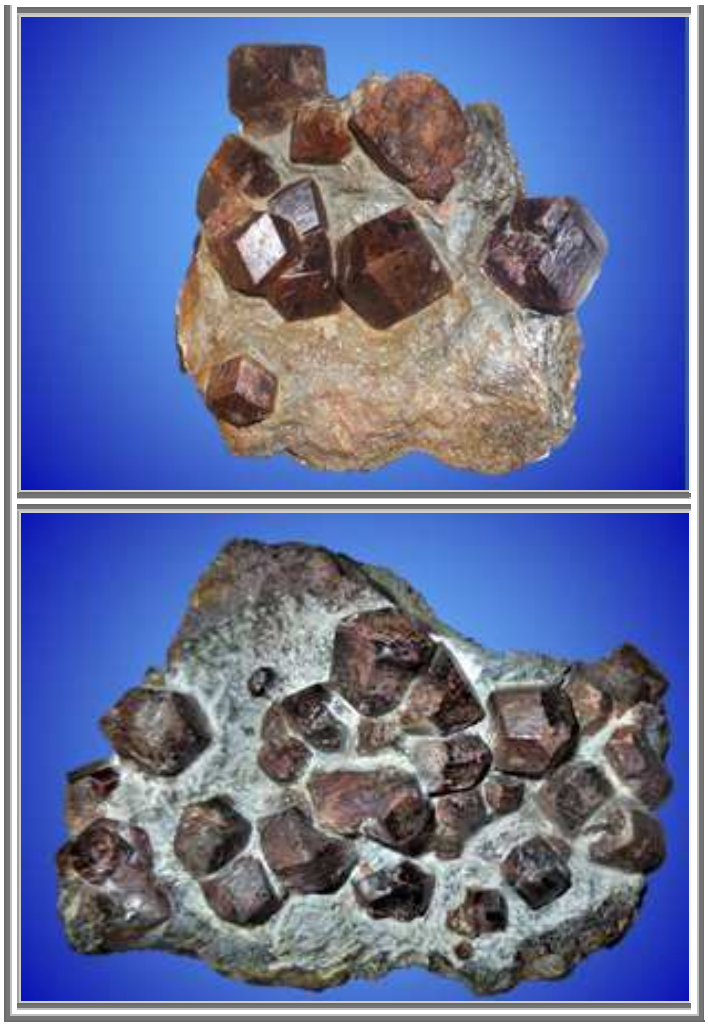


Photo 57 : Collobrières : Almandins sur chloritoschiste : n°523 et 524, cristaux 10 à 20 mm

5.5 Accès au site secondaire

Voici un nouveau site dans les environs. Ce site est situé dans le vallon de Vallescure. A la sortie de Collobrières, prendre la direction de Gonfaron (D39). Prendre le chemin d'accès aux pompiers qui conduit dans cette vallée. A 3100 m, tourner à gauche, direction du Patriand. Au fond se trouve une grande ferme, qui appartient au propriétaire du site, une personne tranquille et gentille.
Le site est situé à 600 m en amont du ruisseau. Suivre le chemin qui le longe sur 300 m jusqu'à un petit terreplein carrefour de 4 chemins, où l'on peut se garer. Continuer à pied sur 300 m sur le chemin qui monte sur la droite direction 11h par rapport au chemin d'arrivée. Le site est en cul de sac.
Des grenats de 7 cm d'arêtes ont été ramassés.

5.6 Pétrographie

Dans leur étude J. Bouloton, P. Goncalves et C. Pin (37), relative à l'étude d'un site à La Croix Valmer, décrivent l'histoire de cette région en plusieurs étapes. A partir d'une roche magmatique cristallisée à basse pression dans un contexte fortement distensif avec une incidence forte du milieu océanique, constituée d'olivine-orthopyroxène-plagioclase et spinelle, il y a eu formation des grenats. Ces grenats ont pour composition 40,63% SiO_2 – 23,27 % Al_2O_3 – 15,11% FeO – 14,27 % MgO – 6,22 % CaO. Il s'agit donc comme la plupart des grenats d'un mélange global, dans ce cas de 40% almandin – 40% pyrope – 20% grossulaire.

Leur étude les a conduit à dire qu'il y a eu subduction de l'assemblage Ol+Spl+Opx+Pl, jusqu'à une profondeur de 60 km, lors de l'épisode neohercynien.

La seconde étape consiste à une déstabilisation rétrograde du grenat ; et la troisième au développement massif de l'amphibole et de la chlorite, avant la serpentisation finale en milieux hydraté.

Soient les réactions :

- **Formation des grenats**
  - **Origine magmatique lors de l'enfouissement**

Plagioclase	+	Orthopyroxène	⟶	spinelle	⟶	grenats
$CaAl_2Si_2O_8$		$(Fe, Mg)SiO_3$		$MgAl_2O_4$		$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$: grossulaire $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$: pyrope $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$: almandin

Le contexte fortement magnésien conduit à la formation d'une part importante de grenat pyrope. C'est cette concentration en pyrope qui donne cette couleur rouge-rose profond aux grenats trouvés dans la chloritoschiste. Ces grenats sont translucides.
La présence de pyrope indique que la pression ou la profondeur d'enfouissement a été importante (60 km).

  - **Origine métamorphique (roches pélitiques)**

Schistes verts

Chlorite	+	muscovite	⟶		biotite	+	grenat almandin
$(Mg,Al)_6\ (OH)_8\ [(Si,Al)_4O_{10}]$ agrégats feuilletés		$KAl_2(OH,F)_2\ (AlSi_3O_{10})$ feuillets		P	$K(Mg,Fe)_3\ (OH,F)_2(Si_3AlO_{10})$ tabulaire ou prisme court agrégats foliacés		$Fe_3Al_2[SiO_4]_3$

On trouve en effet nombre de grenats dans les micaschistes à deux micas (muscovite et biotite). Ces grenats sont de couleur rouille et opaques. Le milieu est plus pauvre en magnésium libre puisque celui-ci est piégé par la formation de biotite et les grenats sont donc plus riches en almandin.

  - **J'y ai également trouvé des grenats orangés, probablement des grossulaires en cristallisation secondaire.**

- **Déstabilisation des grenats**

Nombre des grenats présents dans les chloritoschistes se sont transformés en chlorite dont la pseudomorphose a conservé la morphologie des grenats.
Cette déstabilisation indique un abaissement de la pression avec maintien d'une température élevée (500-600°C) pendant une longue période, et certainement en milieu hydraté.

L'almandin a reformé de la chlorite et a libéré le fer sous la forme d'une fine pellicule de limonite en surface des pseudomorphes chloriteux.

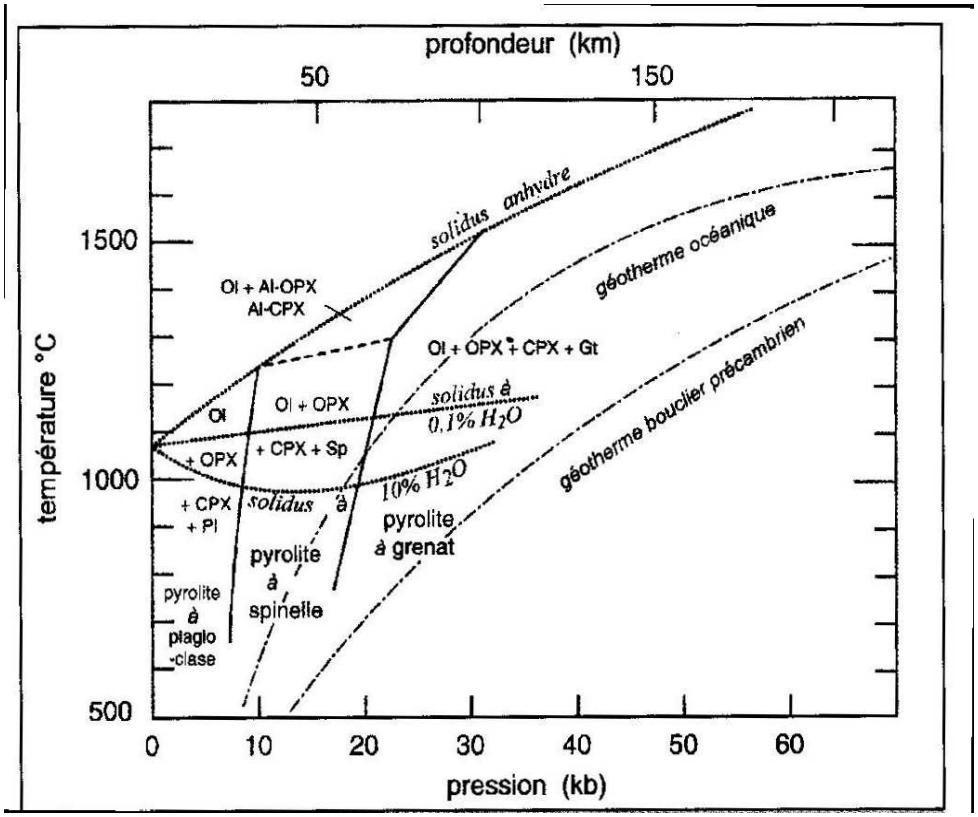


Figure 316 : Maures : Diagramme expérimental indiquant la limite de stabilité de la pyrolite et des grenats, d'après Green et Ringwood (1967) et Green (1971)
Ol :olivine, Opx : orthopyroxène, Cpx : clinopyroxène ; sp spinelle ; Gt : grenat

Orthopyroxènes : enstatite $MgSiO_3$ → hyperstène → ferrosilite $FeSiO_3$
Clinopyroxènes : diopside $CaMgSi_2O_6$ → augites → hedenbergite $CaFeSi_2O_6$

5.7 Macle de grenat

De plus, j'ai trouvé sur ce site de Collobrière secondaire, une macle de grenats :

Sur [011], la même macle que sur l'hessonite du Pakistan mais avec une dimension de 30 mm contre 0,5.

Il s'agit du passage d'un grenatoèdre à un autre avec des orientations des parallélogrammes allongés selon l'horizontale sur un individu, et selon la verticale sur l'autre. En langage cristallographique, si la face [101] est commune aux deux individus, celle-ci est tronquée par la face [211] sur un individu et par la face [110] sur l'autre.
Le plan de macle est en fait multiple et donne de nombreuses stries sur la pseudo face [121 -10-1]

Sur le grenat pakistanais, les faces tronquées [211] et [110] sont très marqués, pas sur le grenat français.

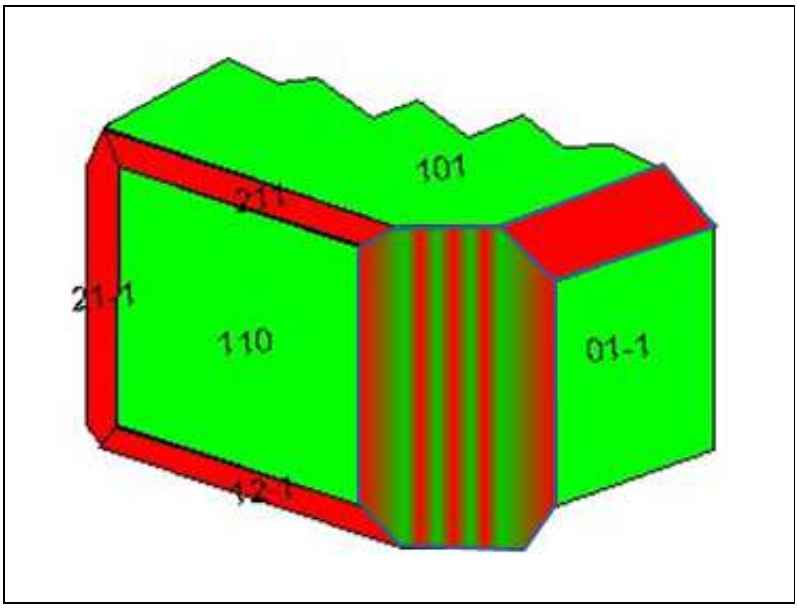


Figure 317 : Collobrières : Macle observée
Stries qui visualisent le plan de macle

Figure 318 : Collobrières : Macle observée
sur un almandin de Collobrières (30 mm)sur un grenat du Pakistan (0,5 mm)
Stries qui visualisent les plans de macle polysynthétique

Aujourd'hui, nous savons que cette macle polysynthétique est à la base de l'iridescence des andradites mexicaines ou japonaises.

5.8 Collobriérite

5.8.1. Introduction

H. Coquand (description des terrains primaires et ignés du département du Var, 1848) nous parle avec précision de cette roche remarquable :

« Nous avons déjà eu l'occasion de mentionner l'existence des grenats dans les micaschistes de la Môle, mais nous ne les y avons vus qu'à l'état disséminé. Dans la commune de Collobrières, ils forment des couches de plusieurs mètres d'épaisseur, qui sont subordonnées aux schistes micacés dont elles partagent tous les accidents de stratification, et elles se prolongent à d'assez grandes distances. Le gisement le plus remarquable s'observe au quartier de Vaubarnier, à l'est de Collobrières, dans le massif de la montagne qui sépare cette vallée de celle de la Môle, à peu près en droite ligne de Campeaux. On s'y rend par le vallon de la Malière que l'on remonte jusqu'en face d'un Moulin à vent ruiné que l'on laisse à sa gauche pour franchir le col qui établit la séparation des eaux de ce vallon d'avec celui qui aboutit en face du pré de Castau. Les grenats se trouvent à peu près à la limite d'un bois de châtaigniers et d'un bois de pins d'où l'œil plonge à la fois et dans le vallon de la Malière et dans la vallée de Collobrières. Ils sont entassés confusément en cristaux dodécaédriques ou en trapézoèdres peu distincts et, dans les parties exposées à l'air, ils se désagrègent avec la plus grande facilité et donnent naissance à une arène grossière ferrugineuse. La masse principale a plus de 2 m d'épaisseur, et elle est encaissée au milieu des micaschistes : il existe, en outre, quelques autres couches plus faibles qui conservent le parallélisme le plus parfait entre elles ainsi qu'avec les schistes cristallins dans lesquels elles sont enclavées. La plus grande couche est presque entièrement composée de grenats agglutinés, sans l'intermédiaire d'aucune gangue ; seulement, par place, elle admet une substance jaunâtre, fibreuse et rayonnée qui appartient à la famille des amphiboles. A mesure qu'ils se rapprochent des micaschistes, les grenats deviennent de plus en plus rares ; ils s'isolent et ne constituent plus qu'une partie accidentelle de la roche. J'ai découvert, intercalée au milieu de ces bancs de grenats, une couche de quartz vitreux remplie d'une foule de petits grenats rouges qui s'y trouvaient emprisonnés sans substance rayonnée. L'ensemble de ce système particulier peut avoir une épaisseur moyenne de 25 à 30 m.

Mais ce qui ajoute à l'intérêt de ce gîte déjà si curieux sous le point de vue minéralogique, c'est la présence, au milieu de grenats et de la substance rayonnée, de cristaux déformés de fer oxydulé magnétique, qui sont quelquefois tellement pressés les uns contre les autres, que la masse entière devient un minerai susceptible d'exploitation. Malheureusement, cette richesse est accidentelle, et elle est assujettie à des circonstances de concentration dont la science n'a pas toujours le privilège de deviner les lois capricieuses. L'ensemble du système se trouvant, de plus, dispersé avec des interruptions et des couches interposées de micaschistes dans des roches stériles ou rebelles à la fusion, je n'osais point engager les industriels qui avaient demandé mon opinion dans une entreprise dont le succès me paraissait fort problématique ».

5.8.2. Sites – itinéraires

Suivant les informations décrites par Gilbert Mari, il était assez facile de récolter des collobriérites dans les années 60-70.
A collobrières, prendre la D14 en direction de Cogolin et Grimaud. 2 km après la sortie du village, laisser à gauche la D39 et poursuivre la D14 sur 500m jusqu'au niveau du pont sur le ruisseau de Vaubarnier. Prendre à droite la piste qui remonte le vallon et 300 m plus loin environ celle qui gravit la colline en rive droite du ruisseau. Un sentier permet d'atteindre un ancien terril où l'on peut récolter des échantillons frais de collobriérite (l'entrée de la galerie est masquée par une végétation abondante). A 100 m du terril, vers le nord-est, se situe le puits de recherches (abandonné) de la propriété Pascal. La collobriérite y constitue une dizaine de couches de 0,30 à 1 m de puissance séparées par des niveaux riches en magnétite ont été exploitées, les derniers travaux eurent lieu en 1940.
Revenir au niveau du vallon de Vaubarnier et continuer la piste en direction du col des Quatre-Chemins. Au niveau du col, gravir la colline à travers la châtaigneraie sur quelques dizaines de mètres jusqu'à de vieux travaux auprès desquels on pourra récolter des échantillons de collobriérite dont la composition minéralogique varie de façon considérable selon les échantillons. Ainsi la roche peut devenir soit une véritable grenatite où les grenat ne sont séparés les uns des autres que par de fins liserais ferrugineux, soit un minerai de fer pratiquement pur d'où les grenats sont totalement exclus. Entre ces deux extrêmes les intermédiaires sont nombreux.

Sa composition minéralogique « très remarquable autant qu'exceptionnelle » est en réalité assez variable d'un échantillon à l'autre. Le spécimen moyen du vallon de Vaubarnier est caractérisé par la présence de grünérite, grenat, magnétite, apatite, (zircon), sulfures (pyrrhotine).
Les échantillons les plus riches en magnétite montrent toujours à la cassure quelques menues aiguilles d'amphiboles vert olive, ou quelques grenats rose chair. Les amphibolites à grünérite sont toujours plus ou moins altérées ; ces roches contiennent du grenat, de la fayalite et de la magnétite. Enfin, lorsque la magnétite devient rare, les grenats abondent : on se trouve en présence d'une véritable grenatite.
Le puits de recherches de la propriété Pascal montre la collobriérite en place.

C'est entre les micaschistes riches en micas blancs à intercalations de gneiss fins, et les micaschistes à biotite, très quartzeux, à grenats, que la roche affleure. Elle forme une dizaine de couches de 0,50

5.8.3. Description

La collobriérite connue depuis les descriptions de Grüner et Coquand a été décrite, avec beaucoup de détails, par A. Lacroix à qui elle doit son nom.

La collobriérite est une roche dense et cristalline caractérisée par la présence de minéraux tels que grenat almandin, grünérite, fayalite, magnétite, apatite, pyrite, pyrrhotite dont la proportion est variable selon les échantillons.

Selon l'ENS Lyon, la collobriérite est principalement constituée de :

- Apatite $Ca_5(PO_4)_3(Cl/F/OH)$
- Grenats $X_3Z_2(SiO_4)_3$
- Grünerite $\{Fe^{2+}{}_2\}\{Fe^{2+}{}_5\}(Si_8O_{22})(OH)_2$
- Ilménite $Fe^{2+}TiO_3$
- Magnétite $Fe^{2+}Fe^{3+}{}_2O_4$
- Olivine > Fayalite $Fe^{2+}{}_2SiO_4$

Localement, la roche collobriérite peut être, soit une véritable grenatite où les grenats ne sont séparés les uns des autres que par des fins liserais ferrugineux, soit un minerai de fer (magnétite, oligiste, pyrite, pyrrhotite…) pratiquement pur d'où les grenats sont totalement exclus.

Les échantillons les plus riches en magnétite montrent toujours à la cassure quelques menues aiguilles d'amphiboles vert olive, ou quelques grenats rose chair. Les amphibolites à grünérite sont toujours plus ou moins altérées ; ces roches contiennent du grenat, de la fayalite et de la magnétite. Enfin, lorsque la magnétite devient rare, les grenats abondent : on se trouve en présence d'une véritable grenatite.
Les présences au sein de cette roche de résidus oolithiques, de minéraux détritiques ainsi que le litage souvent visible sur les divers échantillons, confirment qu'il s'agit d'un ancien minerai de fer d'origine oolithique (S. Gueirard).

La collobriérite, dont la teneur en fer (sous la forme de magnétite), atteint 30 à 55%pds, a fait l'objet de plusieurs tentatives d'exploitation au XIXème et au début des XXème siècles, sur différents sites (Rascas-Valpayette, Vaubarnier-col des Quatre Chemins, Jas de Péou – col de Gringalet et Fort-Cros).

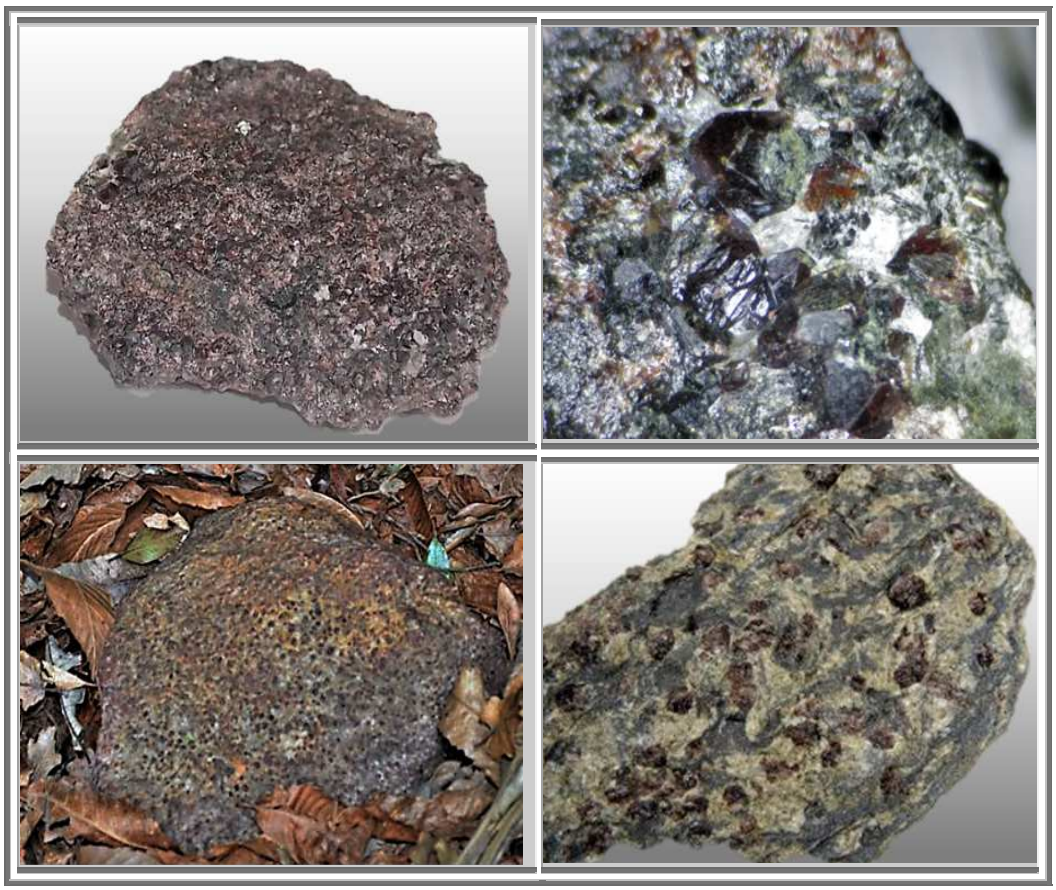


Figure 319 : Collobrières: Collobriérite
Collobriérite et zoom, Perso n°953, 50 mm
Mindat : collobrierite in situ, Vaubarnier, 25 x 25 cm, @ S. Maury ; ech. ENS Lyon, 3cm, @ D. Mollex

5.9 Sites cotiers

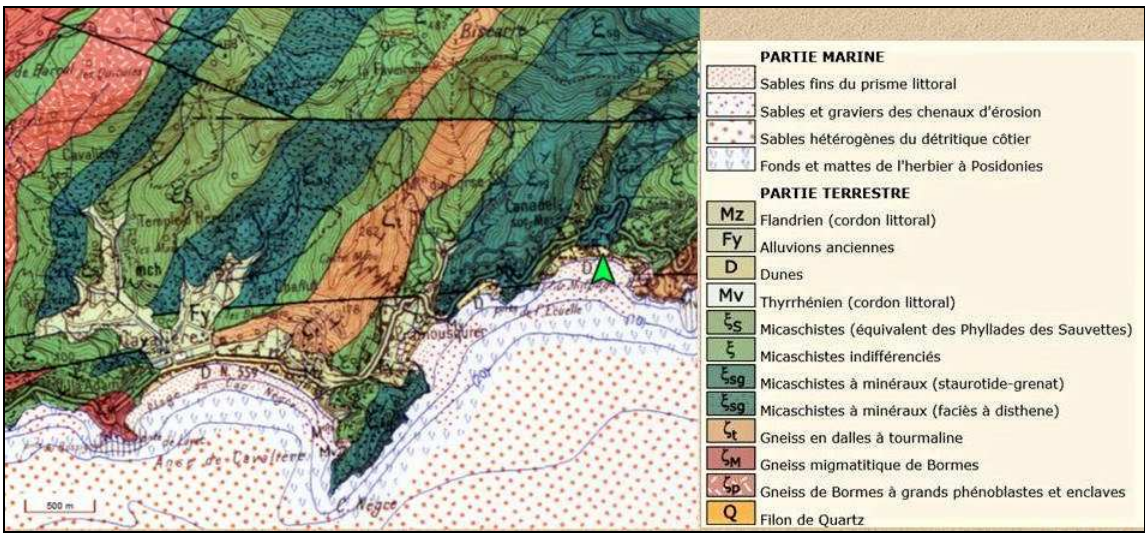


Figure 320 : Maures : Carte géologique des Maures entre Cavalière et Cavalaire
zone de métamorphisme MP-MT - Légende selon carte BRGM 1047 N.

Almandin et Staurotite
Cap nègre
100x100 mm
Collection : n°800

Almandin et Staurotite
Cap nègre
80 mm
Collection : n°481

Almandin
Pointe du rossignol
50 mm
Collection : n°485

Almandin
La Garde Freinet (83)
100x120 mm
Collection : n°944

ALMANDIN et TOURMALINE
La Garde Freinet (83)
40 mm
Collection : n°482

ALMANDIN
La Garde Freinet (83)
Cristal : 6 mm
Collection : n°941

ALMANDIN et TOURMALINE
Cavalaire (83)
100x120mm
Collection : n°943

ALMANDIN et CYANITE
Col du Canadel (83)
200 mm
Collection : n°484 (extrait)

Figure 321 : Maures : Grenat, staurotide et cyanite des Maures

6. EXEMPLE DE METAMORPHISME REGIONAL : cas des skarns

Merci de vous rediriger vers le livre relatif aux grenats de skarns.

7. METAMORPHISME HYDROTHERMAL

7.1 Grenats du Mali

Au cours des années 2000, de très nombreuses mélanites originaires du Mali, au noir très intense et d'une rare brillance, sont présentes sur de nombreux stands dans toutes les bourses de minéraux.
Ces mélanites proviennent de la région de Kayes, au sud-ouest du pays, et plus précisément de Diakon, Nioro du Sahel, Nioro circle à environ 120 km à l'est de Kayes.

Le nom mélanite provient du grec *mêlas* = noir. Sa formule s'énonce $[Ca_3(Fe,Ti)_2((Si,Fe)O_4)_3]_3$. Le magnésium ou le manganèse remplace parfois le calcium, mais surtout la mélanite est une variété d'andradite riche en titane.

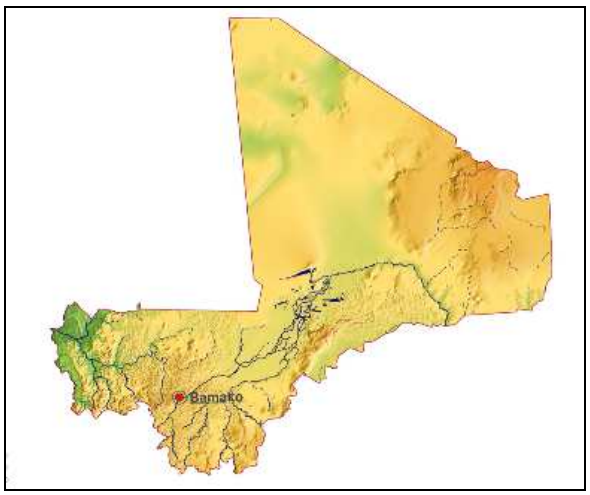


Figure 322 : Mali : Carte géographique

7.1.1. Genèse

Orogenèse de collision

L'étude des cartes géologiques montre tout d'abord qu'il y a une orogenèse quasi circulaire autour du golfe du Sénégal.

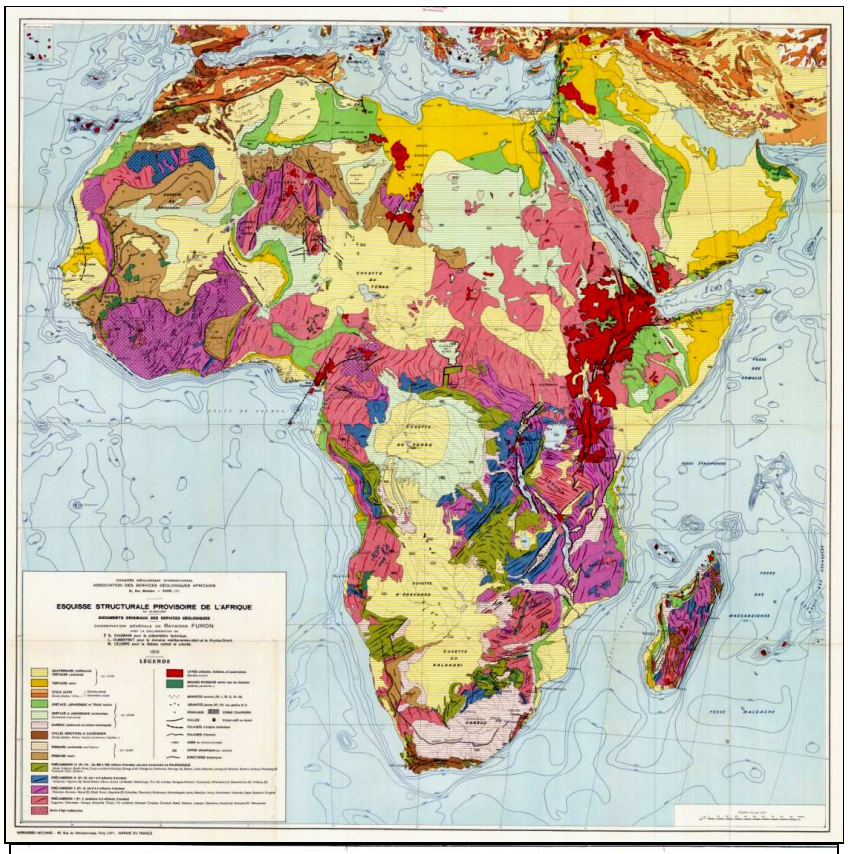
Il y a quelques 250 Ma, lors de la formation du supercontinent Pangée, l'Amérique du sud et l'Afrique sont entrées en collision. Il en est résulté un plissement en forme d'arc autour du golfe du Sénégal avec inversion de certaines couches sédimentaires. Ainsi, le précambrien II (rose) est venu sur le précambrien IV (kaki), le précambrien I (saumon) s'est superposé sur le précambrien IV, et une partie du socle granitique du précambrien est aussi affleurant. Cette zone a donc subi un métamorphisme de collision.

Toutefois, la présence du golfe du Sénégal et le faible relief présent à l'ouest du Mali, atteste que ce métamorphisme ne s'est exercé que sous de faibles pressions. Seule la région de Nioro de Sahel, dont proviennent les mélanites a été davantage affectée par des plissements importants.

7.1.2. Pétrographie

Associations minéralogiques

Les mélanites du Mali sont très souvent accompagnées d'épidote $Ca_2(Al,Fe)Al_2O(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)$ et de prehnite $Ca_2Al(AlSi_3O_{10})(OH)_2$. La présence de prehnite permet de confirmer qu'il s'agit bien d'un métamorphisme de moyenne à haute température et de faible pression.



CONGRÈS GÉOLOGIQUE INTERNATIONAL
ASSOCIATION DES SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS
20, Rue Monsieur — PARIS (7e)

ESQUISSE STRUCTURALE PROVISOIRE DE L'AFRIQUE
AU 10.000.000e

DOCUMENTS ORIGINAUX DES SERVICES GÉOLOGIQUES

COORDINATION GÉNÉRALE DE RAYMOND FURON
AVEC LA COLLABORATION DE
† G. DAUMAIN pour la présentation technique,
L. DUBERTRET pour le domaine méditerranéen-alpin et le Proche-Orient.
M. LELUBRE pour le Sahara central et oriental.

1958

LÉGENDE

- QUATERNAIRE indifférencié / TERTIAIRE continental / TERTIAIRE marin — non plissés
- CYCLE ALPIN (Zones plissées : Atlas....) — (Tertiaire plissé) / (Secondaire plissé)
- CRÉTACÉ, JURASSIQUE et TRIAS marins
- CRÉTACÉ et JURASSIQUE continentaux (Continental Intercalaire)
- KARROO (sédiments et roches volcaniques) — non plissés
- CYCLES HERCYNIEN et CALÉDONIEN (Zones plissées : Maroc, Tassilis occidentaux, Capides...)
- PRIMAIRE continental (sauf Karroo)
- PRIMAIRE marin — non plissés
- LAVES crétacées, tertiaires, et quaternaires (Basaltes surtout)
- ROCHES BASIQUES autres que les basaltes (dolérites, péridotites...)
- GRANITES anciens (Pr. I, Pr. II, Pr. III)
- GRANITES jeunes (Pr. IV) (ou parfois III ?)
- PENDAGES — ZONES CHARRIÉES
- FAILLES — Volcan actif ou récent
- FALAISES d'origine tectonique
- FALAISES d'érosion
- (1.250) AGES (en millions d'années)
- 360 COTES altimétriques (en mètres)
- DIRECTIONS tectoniques

PRÉCAMBRIEN IV (Pr. IV) (de 600 à 1000 millions d'années) pouvant comprendre du PALÉOZOIQUE.
Ahnet, Falémien, Rokell, Buem, Congo occidental, Katanga, Ubangi, Lindi, Malagarasi, Bushimaie, Morungu (?), Bembe, Lutete, Umkondo, Lomagundi, Bukoban, Bunyoro, Matsap, Waterberg (?) Transvaal, Otavi, Damara.

PRÉCAMBRIEN III (Pr. III) (de 1 à 2 milliards d'années)
Tarkwaian, Nigritien (?), Monts Bamba, Kibara, Urundi, Liki-Bembé, Oendolongo, Toro (?), Irumides, Karagwe-Ankolean, Ventersdorp, Witwatersrand, Maevatanana (?), Vohibory (?).

PRÉCAMBRIEN II (Pr. II) (de 2 à 3 milliards d'années)
Pharusien, Birrimian, Akjoujt (?), Kibali, Ruzizi, Mayombe (?), Kalundwe, Shamvaian, Bulawayan, Mozambiquien (pars), Ubendian, Muvo, Kavirondian, Nyanzian, Upper Basement, Graphite

PRÉCAMBRIEN I (Pr. I) (antérieur à 3 milliards d'années)
Suggarien, Dahomeyen, Amsaga, Banzyville, Gangu, Nil occidental, Basement Complex, Granitoid Shield, Dodoma, Limpopo, Sebakwian, Swaziland, Androyen (?), Prémayombe.

Socle d'âge indéterminé.

Figure 323 : Mali : Carte Géologique de l'Afrique

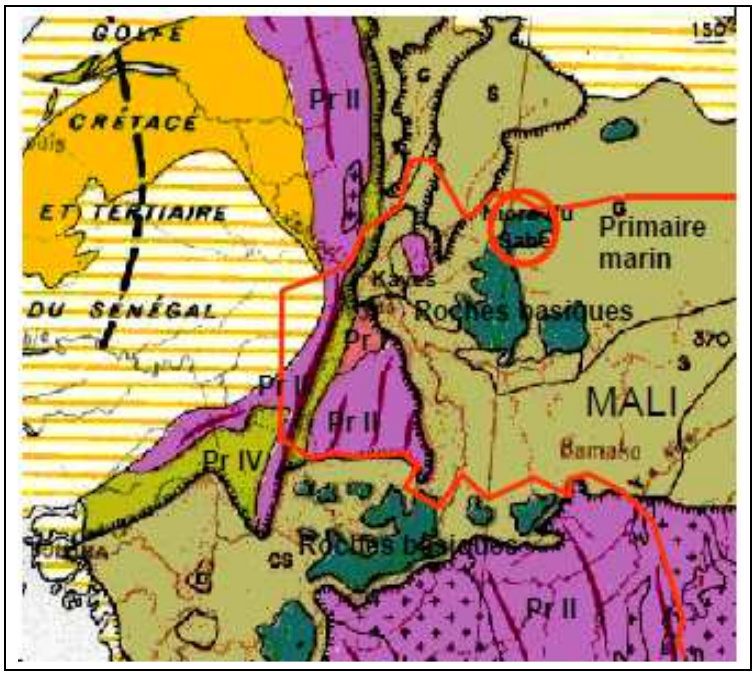


Figure 324 : Mali : Carte géologique de la région de Kayes

NOTA

Le faciès métamorphique prehnite-pumpellyite est intermédiaire entre le faciès à zéolites et le faciès de schistes vert. Il correspond à des températures comprises entre 120 et 350°C selon les auteurs, pour des pressions allant de 2 à 7 kbar.

7.1.3. Intrusion de roches basiques

La présence simultanée de prehnite et d'épidote indique que la roche mère était mafique (riche en fer et en magnésium). Ces éléments proviennent des roches basiques émergentes constituées de dolérite et/ou de péridotite. La dolérite est une roche magmatique dont la composition est intermédiaire entre le gabbro et le basalte; elle est constituée essentiellement de plagioclases et de pyroxènes. La péridotite est une roche essentiellement constituée d'olivine.

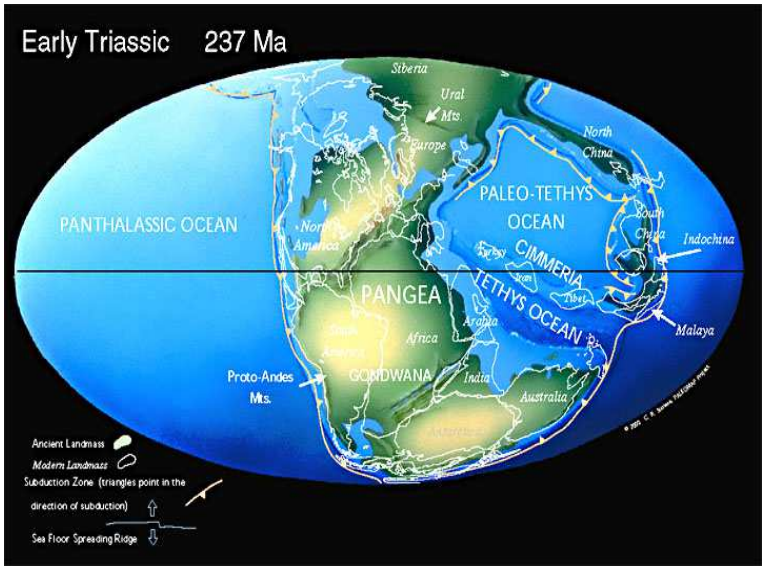


Figure 325 : Mali : Collision responsable du métamorphisme régional

NOTA

Orthopyroxènes : enstatite $MgSiO_3$ → hypersthène → ferrosilite $FeSiO_3$
Clinopyroxènes : diopside $CaMgSi_2O_6$ → augites → hédenbergite $CaFeSi_2O_6$
Olivine : $(Mg,Fe)_2SiO_4$

7.1.4. Origine de l'eau

Ces roches mafiques sont exemptes d'eau. Pourtant épidote et prehnite renferment dans leur structure, des ions hydroxyles OH^-. Plusieurs théories peuvent expliquer cette présence d'eau, les principales ont en commun un apport extérieur en eau :

- Eau de mer
  On trouve des sédiments tertiaires marins, au contact des couches du précambrien dans le golfe du Sénégal. La mer était donc bien présente lors du rapprochement puis la collision entre l'Afrique et l'Amérique du sud
- Eau météorologique.
  La zone de Kayes était, il y a 250 Ma lors de la collision continentale, sous l'équateur, avec une végétation abondante. Les eaux météorologiques étaient donc conséquentes.
- Ions hydroxyles présents dans les argiles

La première théorie est de loin la plus vraisemblable. Les eaux marines ont été piégées au sein des roches avant et au début du métamorphisme régional, puis elles ont formées des filons hydrothermaux dont sont fréquemment issus les épidotes et les prehnites.
Les filons hydrothermaux ont permis des enrichissements locaux en titane jusqu'à des teneurs telles que la substitution partielle de Fe^{3+} par Ti^{4+} a été suffisante pour arriver à la cristallisation de mélanite d'une telle qualité.

7.1.5. Mélanite : andradite de titane

Le titane est présent sous la forme du cation Ti^{4+}. Ce cation est l'un des plus petits de la nature, et son degré d'oxydation est assez élevé, + IV. Sa présence a ainsi deux incidences majeures sur l'aspect des mélanites :

Les forces de Van der Walls et coulombiennes qui sont associées au cation Ti^{4+}, sont accrues d'une part par sa faible dimension et d'autre part par la charge élevée de Ti^{4+}. Elles tendent à rapprocher les atomes/ions les uns des autres, augmentant ainsi la densité atomique sur les plans réticulaires. La porosité intrinsèque des grenats mélanites est ainsi plus faible que celle des autres grenats et leur éclat par conséquent, plus brillant.

Cette théorie pourrait être confirmée par la connaissance ou par la détermination précise et statistique de la densité de la mélanite. Malheureusement, on ne connait que la densité de l'andradite qui ne contient pas de titane.

NOTA

Les forces de Van der Walls sont des forces d'attraction électrostatiques faibles. Mais elles varient en $1/r^6$ (distance entre dipôle à la puissance 6)
Les forces coulombiennes varient en $q+/r^2$, soit 4 x charge de l'électron divisé par le carré de la distance entre ions.

- La présence des cations Ti^{4+} a pour effet de modifier les localisations des charges électriques et crée ainsi des transferts de charge responsables de coloration sombre.

  La présence de Ti^{4+} dans le réseau cristallin est facilitée par la petitesse de son diamètre et peut venir en substitution de Fe^{3+}. Mais comme sa charge est différente de celle de Fe^{3+}, il crée des perturbations des champs électriques au cœur de mélanites et rompt les symétries naturelles des grenats. La substitution de Fe^{3+} par Ti^{4+} crée des transferts de charge dans les groupements Fe^{3+}-O-Ti^{4+} : les deux électrons extérieures de l'oxygène, qui sont naturellement stabilisés par la symétrie Fe^{3+}-O-Fe^{3+}, sont ici perturbés et peuvent sauter de l'oxygène vers les cations, avec un faible apport d'énergie sous la forme de lumière. Ce transfert de charge est responsable de couleur bleue ou brune selon les minéraux.

De même la substitution de Si^{4+} par Fe^{3+}, nécessaire pour assurer la neutralité électrique du grenat perturbée par la présence de Ti^{4+}, crée de nouveaux transferts de charge.

NOTA

La substitution d'un cation par un autre de degré d'oxydation inférieur, suivi par l'éjection d'un électron provenant d'un anion adjacent peut provoquer l'apparition de trous. Par exemple, dans le quartz fumé, un cation Si^{4+} est remplacé par un cation Al^{3+}. Un anion O^{2-} voisin possède alors un électron e- qui n'est pas mis en valence avec le cation Al^{3+}. Cet électron peut alors être arraché sous l'effet de la lumière, et naviguer de l'un de ses niveaux d'énergie possibles à un niveau supérieur. Ces mouvements de saut de l'électron entre ses niveaux d'énergie causent la coloration, en absorbant la lumière dans le visible.
Un mécanisme analogue par substitution d'un Si^{4+} par un Fe^{3+} conduit à la couleur violette de l'améthyste.

7.1.6. Conclusion

Le métamorphisme de contact qui a été la source de la cristallisation des mélanites du Mali, a été un métamorphisme régional dû à la collision entre l'Amérique du sud et l'Afrique, il y a quelques 250 Ma lors de la formation du supercontinent Pangée, dans la continuité géographique de l'orogenèse hercynienne

Les conditions PT étaient MT-BP, aux alentours de 450°C sous une pression de 2 à 7 kbars.

Cette collision a débuté en milieu marin, conduisant en plus du métamorphisme, à un mécanisme hydrothermal qui a permis des enrichissements locaux en prehnite-épidote-andradite. Aujourd'hui nous en cueillons les fruits sous la forme des jolies associations de Kayes dans nos collections.

Avec prehnite, 80 mm, n°551
N°513 et 514 (4 cm)
Avec phengite, 70mm, N°599

avec epidote, 100 mm, n°519
n°1116 et 1140 (3cm)
avec phengite, 40 mm, n°604

Figure 326 : Mali : Grenats

Livre 9 – Les Grenats de Skarns

1. LES SKARNS

1.1 Définitions

Les skarns ou **tactites** (Amériques) sont des roches métamorphiques dures à grains grossiers qui se forment par un processus appelé **métasomatisme**.

Il existe de nombreuses définitions et usages du mot "skarn ". Les skarns peuvent se former au cours de processus divers tels que, métamorphisme régional, métamorphisme de contact accompagné de processus métamorphiques impliquant des fluides d'origine magmatique, métamorphique, météorique et/ou marine. Il est possible d'en trouver, adjacents à des plutons, le long de failles et de grandes zones de cisaillement, dans des systèmes géothermiques peu profonds, au fond du plancher océanique, ainsi que dans des terrains métamorphiques profondément enfouis, au niveau limite inférieur de la croûte terrestre.
Ce qui relie ces divers environnements et qui définit en fait une roche en tant que skarn, c'est sa minéralogie, qui peut comprendre une grande variété de calc-silicates et de minéraux associés, mais qui est généralement dominée par les grenats et les pyroxènes.

Pour toutes ces roches, décrites ci-dessous, la composition et la texture des protolithes ont tendance à imposer la composition et la texture du skarn résultant. En revanche, les gisements de skarn les plus importants d'un point de vue économique résultent d'un **transfert somatique** à grande échelle, où la composition des fluides contrôle le skarn qui en résulte ainsi que la nature du minerai. C'est l'image mentale que la plupart des gens partagent, d'un **gisement de skarn "classique"**. Ironiquement, dans la localité de Persberg d'où provient la définition de skarn « classique » décrite par Tornebohm, le skarn s'est développé au cours du métamorphisme régional d'une formation de fer du Protérozoïque majoritairement calcaire. Cela renforce l'importance des travaux d'Einaudi et coll. (1981) en avertissant que les mots «skarn» et «gisements de skarn» sont utilisés strictement dans un sens descriptif, basé sur la minéralogie documentée, et exempt d'interprétations génétiques.

1.2 Classification

Les skarns sont subdivisés en différentes catégories selon divers critères spécifiques, à partir de leur protolithe (composition dominante des skarns et des associations d'altération)

- **Exoskarn** si le protolithe est d'origine sédimentaire.
  Les exoskarns sont les plus communs. Ils se forment à l'extérieur du corps intrusif qui entre en contact avec une unité de carbonates. Ils se forment lorsque les fluides laissés par la cristallisation de l'intrusion sont éjectés de la masse.

  Lorsque ces fluides entrent en contact avec des roches réactives, généralement des carbonates comme le calcaire ou la dolomite, les fluides réagissent avec eux, produisant une altération (métasomatisme d'infiltration).

  - skarn magnésien si le protolithe est dolomitique
    le skarn contient des minéraux tels que olivine, serpentine, phlogopite, clinopyroxène de magnésium, orthopyroxene, spinelle, pargasite, et des minéraux du groupe humite,
  - skarns calciques si le protolithe est calcaire
    le skarn contient des minéraux tels que grenat, clinopyroxène et wollastonite.
- **Endoskarn** si le protolithe est d'origine ignée.
  Les endoskarns se forment dans le corps intrusif où des joints de fracturation, de refroidissement et des poches se sont produits, ce qui se traduit par une zone perméable. La zone perméable peut incorporer les matériaux de la zone de carbonate. Les fluides hydrothermaux magmatiques qui ont été transportés ou créés par l'intrusion interagissent avec le matériau carbonaté et forment l'endoskarn. Les endoskarns sont considérés comme rares. La composition et les textures du protolithe jouent fortement un rôle dans la formation du skarn qui en résulte.

Ces termes peuvent être combinés, comme par exemple, dans le cas d'un exoskarn magnésien qui contiendrait forstérite-diopside formé à partir de dolomie.

Hornfels calc-silicate est un terme descriptif souvent utilisé pour les roches calc-silicates à grains relativement fins qui résultent du métamorphisme d'unités carbonatées impures comme des calcaires limoneux ou des schistes calcaires.

Les **skarns de réaction** peuvent se former à partir du métamorphisme isochimique d'unités de schistes et de carbonates finement interstratifiées dans lesquelles le transfert de composés somatiques peut se produire à petite échelle (quelques centimètres), entre lithologies adjacentes (p. ex., Vidale, 1969; Zarayskiy et coll., 1987).

Skarnoïde est un terme descriptif pour des roches calc-silicates à grains relativement fins, pauvres en fer, contenant grenats et pyroxènes et qui reflètent, du moins en partie, la composition du protolithe (Korzkinskii, 1948; Zharikov, 1970). Génétiquement, le skarnoïde est intermédiaire entre un hornfels purement métamorphique et un skarn purement somatique et à grains grossiers.

Les **dépôts ou gisements de skarn** renfermen des minéraux typiques de gangue de skarn mais contiennent également des minerais en abondance qui sont d'importance économique. Les gisements de skarns sont donc classés par leur élément économique dominant, comme le gisement de skarn de cuivre (Cu) ou le gisement de skarn molybdène (Mo) pour n'en nommer que quelques-uns.

1.3 Etymologie – Origines

Bien qu'il existe des descriptions antérieures de gisements reconnus aujourd'hui comme étant des skarns, la première publication du terme "skarn" fut présentée par A.E. Tornebohm dès 1875, Geognostisk beskrifning ofver Persbergets Grufvefalt: Sveriges Geologiska Undersokning, P.A. Norstedt and Sons, Stockholm, 21 p.

Parmi les meilleures descriptions figure celle traduite par Torbjorn Bergman de l'Université de Stockholm (1992, (communication écrite)), qui donne "en tant que couches subordonnées dans des roches volcaniques felsiques pauvres en feldspath. Ce sont des roches particulièrement sombres qui forment également la roche hôte du minerai. Ces roches sont situées dans la zone de Persberg dénommée "skarns", terme qui peut être utilisé comme terme collectif pour toutes les roches particulières intervenant au près des minerais." Tornebohm poursuit en décrivant des " brunskarns" (skarns bruns) riches en grenats et des "gronskarn" (skarns verts) riches en pyroxène.

D'autres publications antérieures à 1970 concernant des gisements de skarn, notamment celle de Burt (1982), fournissent une bibliographie riche et intéressante sur ce sujet. De même, Einaudi et coll. (1981), ont publié un document assez exhaustif sur les gisements de skarn, qui s'avère une bonne source d'autres références et de définitions.

1.4 Petrologie des skarns

Les skarns sont composés de silicates de calcium-fer-magnésium-manganèse-aluminium. Les gisements de skarns sont économiquement intéressants en tant que sources de métaux tels que l'étain, le tungstène, le manganèse, le cuivre, l'or, le zinc, le plomb, le nickel, le molybdène et bien entendu le fer.
Un skarn est formé par une variété de processus métasomatiques pendant le métamorphisme entre deux unités lithologiques adjacentes. Il peut se former dans presque n'importe quel type de lithologie comme le schiste, du granit ou du basalte, mais la majorité des skarns se trouvent en lithologie contenant soit du calcaire, soit de la dolomite. Il est courant de trouver des skarns près des plutons, le long des failles et des principales zones de cisaillement, dans les systèmes géothermiques peu profonds et au fond de la mer. La minéralogie du skarn est fortement liée au protolithe.
Les minéraux des skarns sont principalement des grenats et des pyroxènes avec une grande variété de calc-silicates et de minéraux aux couleurs et à la chimie distinctive. Les grenats dans les skarns tendent à donner des andradites plutôt que des grossulaires, et les clinopyroxènes de l'hédenbergite ou de la johannsenite plutôt que du diopside.
Cet enrichissement en Fe et Mn rend généralement les skarns assez sombres.
L'enrichissement en éléments pneumatolytiques tels que le bore B (dans axinite, datolite et autres borosilicates ou borates) et le fluor F (dans fluorite, apophyllite, minéraux du groupe de la humite, micas et amphiboles), est également fréquent.

Groupe Général	Pôles limites	Abréviation	Composition	Series
Garnet	grossularite	Gr	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	grandite
	andradite	Ad	$Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$	
	spessartine	Sp	$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$	sub-calcic garnet
	almandine	Al	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$	
	pyrope	Py	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$	
Pyroxene	diopside	Di	$CaMgSi_2O_6$	salite
	hedenbergite	Hd	$CaFeSi_2O_6$	
	johannsenite	Jo	$CaMnSi_2O_6$	
	fassaite	Fas	$Ca(Mg,Fe,Al)(Si,Al)_2O_6$	
Olivine	larnite	Ln	Ca_2SiO_4	monticellite
	forsterite	Fo	Mg_2SiO_4	knebelite
	fayalite	Fa	Fe_2SiO_4	
	tephroite	Tp	Mn_2SiO_4	
Pyroxenoid	ferrosilite	Fs	$FeSiO_3$	pyroxemangite
	rhodonite	Rd	$MnSiO_3$	bustamite
	wollastonite	Wo	$CaSiO_3$	
Amphibole	tremolite	Tr	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$	actinolite
	ferroactinolite	Ft	$Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2$	
	manganese actinolite	Ma	$Ca_2Mn_5Si_8O_{22}(OH)_2$	
	hornblende	Hb	$Ca_2(Mg,Fe)_4Al_2Si_7O_{22}(OH)_2$	
	pargasite	Pg	$NaCa_2(Mg,Fe)_4Al_3Si_6O_{22}(OH)_2$	
	cummingtonite	Cm	$Mg_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$	sub-calcic amphibole
	dannemorite	Dm	$Mn_2(Fe,Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2$	
	grunerite	Gru	$Fe_2(Fe,Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2$	
Epidote	piemontite	Pm	$Ca_2(Mn,Fe,Al)_3(SiO_4)_3(OH)$	
	allanite	All	$(Ca,REE)_2(Fe,Al)_3(SiO_4)_3(OH)$	
	epidote	Ep	$Ca_2(Fe,Al)_3(SiO_4)_3(OH)$	
	clinozoisite	Cz	$Ca_2Al_3(SiO_4)_3(OH)$	
Plagioclase	anorthite	An	$CaAl_2Si_2O_8$	
Scapolite	marialite	Ml	$Na_4Al_3Si_9O_{24}(Cl,CO_3,OH,SO_4)$	
	meionite	Me	$Ca_4Al_3Si_6O_{24}(CO_3,Cl,OH,SO_4)$	
Axinite		Ax	$(Ca,Mn,Fe,Mg)_3Al_2BSi_4O_{15}(OH)$	
Other	vesuvianite (idocrase)	Vs	$Ca_{10}(Mg,Fe,Mn)_2Al_4Si_9O_{34}(OH,Cl,F)_4$	
	prehnite	Pr	$Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$	

Table 24 : Skarn : Principaux minéraux de skarns

Puisque la minéralogie est la clé de la reconnaissance et de la définition des skarns, il est essentiel de comprendre son origine et de distinguer les gisements économiquement importants des sites minéralogiquement intéressants mais non rentables économomiquement.

La minéralogie d'un skarn apparaît comme une large auréole autour d'un corps de minerai potentiel. Bien que de nombreux minéraux de skarn soient des minéraux typiques de ces roches, certains peuvent être moins abondants avec donc, des variations de composition qui peuvent donner des informations significatives sur la formation du skarn (p. ex. pyroxène-Takano, 1998; scapolite-Pan, 1998). Le tableau précédent énumère une liste des minéraux habituels que l'on trouve dans les skarns ainsi que leurs compositions décomposées en pôles minéraux limites.

Certains minéraux, comme le quartz et la calcite, sont présents dans presque tous les skarns. Mais d'autres minéraux, tels que la humite, le périclase, le phlogopite, le talc, la serpentine ou la brucite, sont typiques des skarns magnésiens mais sont absents de la plupart des autres types de skarn.

De plus, il existe de nombreux minéraux contenant du fer, du bore, du béryllium et du fluor qui ont des paragenèses très limitées, mais localement importantes.

L'avènement de techniques d'analyse modernes, en particulier la microsonde électronique, permettent aujourd'hui de déterminer des compositions minérales précises et, par conséquent, d'utiliser des noms de minéraux rigoureux et non plus des noms de famille de minéraux, plus ou moins vagues. Toutefois, les noms des minéraux doivent être utilisés correctement. Par exemple, la séquence pyroxène, clinopyroxène, calc clinopyroxène, pyroxène diopsidique et diopside, sont des termes de plus en plus spécifiques. Malheureusement, à l'opposé, il est trop habituel de trouver dans la littérature géologique, des termes spécifiques de pôle limite, telle que diopside, quand toutes les informations connues sur le minéral en question ne permettent pas d'être plus précis qu'une simple désignation en tant que pyroxène.

Zharikov (1970) est peut-être le premier à décrire les variations systématiques de la minéralogie des skarns selon les principaux types de skarn. Il a utilisé des équilibres de phase, des compatibilités minérales et des variations de composition dans des séries de solutions solides pour décrire et prédire des associations minérales caractéristiques pour les différents types de skarn. Ses observations ont été poursuivies par Burt (1972) et Einaudi et coll. (1981) pour introduire une grande variété de types de gisements de skarns et les variations minéralogiques entre ceux-ci.

Les minéraux qui sont les plus utiles pour la classification et l'exploration sont ceux, tels que les grenats, les pyroxènes et les amphiboles, qui sont présents dans tous les types de skarn et qui montrent une variabilité de composition marquée. Par exemple, le pyroxène manganiferreux, johannsenite, se trouve presque exclusivement dans les skarns de zinc. Sa présence, sans beaucoup d'informations complémentaires, est à elle seule représentative de ce type skarn.

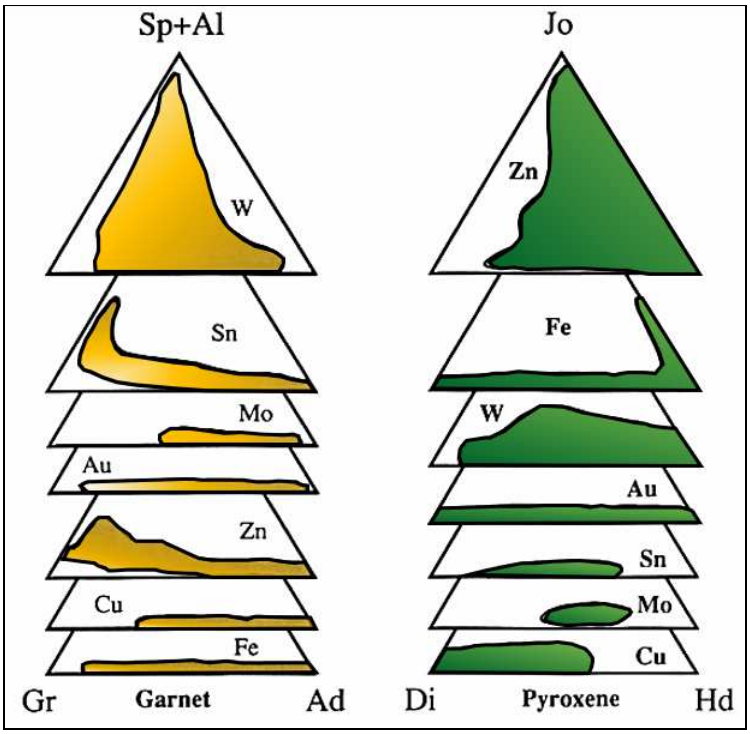


Figure 327 : Skarn : Compositions habituelles des ternaires grenats et pyroxènes
Einaud et al (1981) et Meinert (1983,89)
Pour les principaux types de skarns (à tungstène W, à étain Sn, à molybdène Mo, à or Au, à zinc Zn, à cuivre Cu et à fer Fe)
Ad= Andradite, Gr=Grossulaire, Al=Almandin, Sp=Spessartine
Hd=Hédenbergite, Di=Diopside, Jo=Johannsenite

Lorsque les compositions des minéraux sont disponibles, il est possible de définir ces compositions en termes de pourcentages de pôles limites. Par exemple, un pyroxène qui contient 70 % hedenbergite, 28 % de diopside et 2% de johannsenite devrait être appelé Hd70Di28Jo2. Toutefois, dans de nombreux systèmes de skarn, la teneur en fer est le paramètre le plus important et, par conséquent, de nombreux minéraux sont décrits uniquement par leur pôle limite ferreux, par exemple Hd10 ou Ad90. L'utilisation de diagrammes ternaires permet de fournir des indications très précises, et ce, d'une manière visuelle évidente, pour exprimer des variations de composition pour les grenats et les pyroxènes, notamment.

Les amphiboles sont plus difficiles à dépeindre graphiquement parce qu'elles ont des variations structurelles et compositionnelles. Les principales différences entre les amphiboles dans les différents types de skarn sont les variations de lleur teneur en Fe, Mg, Mn, Ca, Al, Na, et K. Les amphiboles de skarn à Au, W, et Sn sont progressivement plus alumineux (actinolite-hastingsite-hornblende), les amphiboles à skarn de Cu, Mo, et Fe sont progressivement plus riches en fer dans la série tremolite-actinolite, et les amphiboles de skarns de zinc sont à la fois riches en Mn et déficientes en Ca, allant de l'actinolite à la dannemorite
Pour un gisement ou un groupe spécifique de skarns, les variations compositionnelles dans des phases minérales moins courantes, comme l'idocrase, la bustamite ou l'olivine, peuvent donner un aperçu des modèles de zonation ou de pétrogenèse régionale (p. ex. Giere, 1986; Agrell et Charnely, 1987; Silva et Siriwardena, 1988; Benkerrou et Fonteilles, 1989).

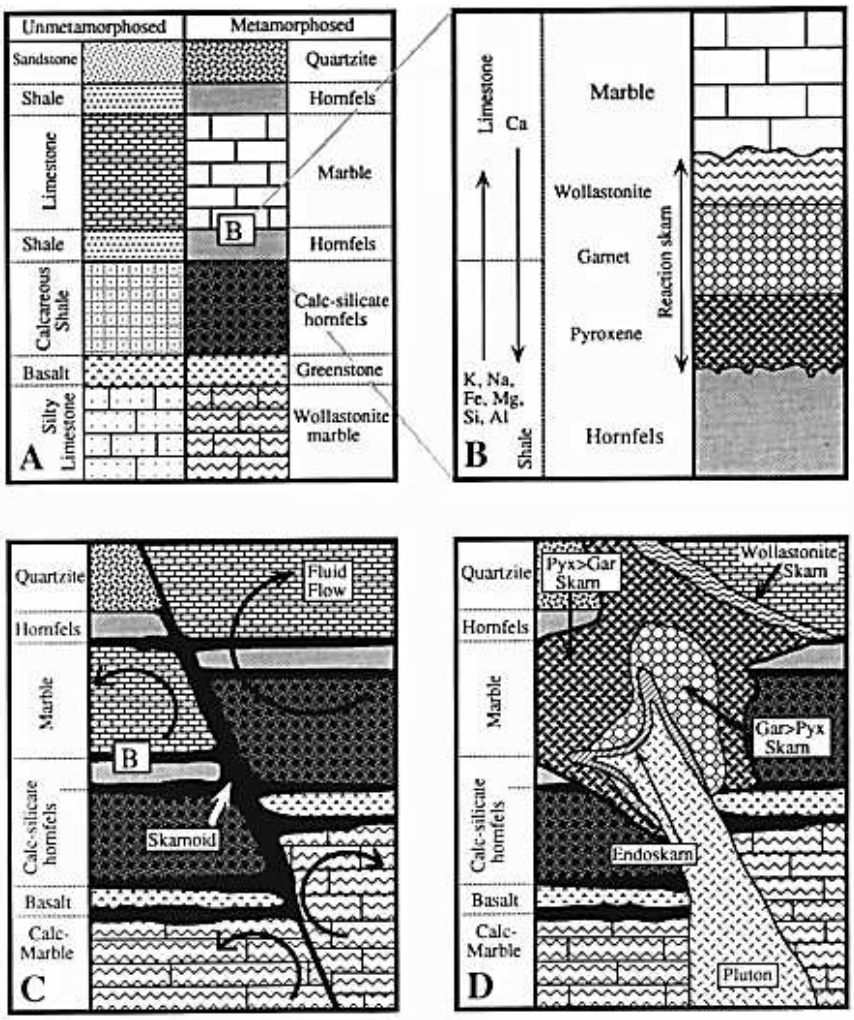


Figure 328 : Skarn : Différents types de formation des skarns

A- Le métamorphisme isochimique induit une recristallisation suite à des déstabilisations des minéraux sans transfert de masse significative

B- Le skarn est dû à un métamorphisme de lithologies intercouches, comme des schistes ou du calcaire, avec transfert de matière entre les feuillets à petite echelle (bimétasomatisme)

C- Le skarnoïde est issu du métamorphisme de lithologies impures avec quelques transferts de matière causés par des mouvements de fluides à courte echelle

D- Skarn métasomatique typique à grains grossiers dû à des mouvements de fluides et qui ne reflète ni la composition, ni la texture du protolithe

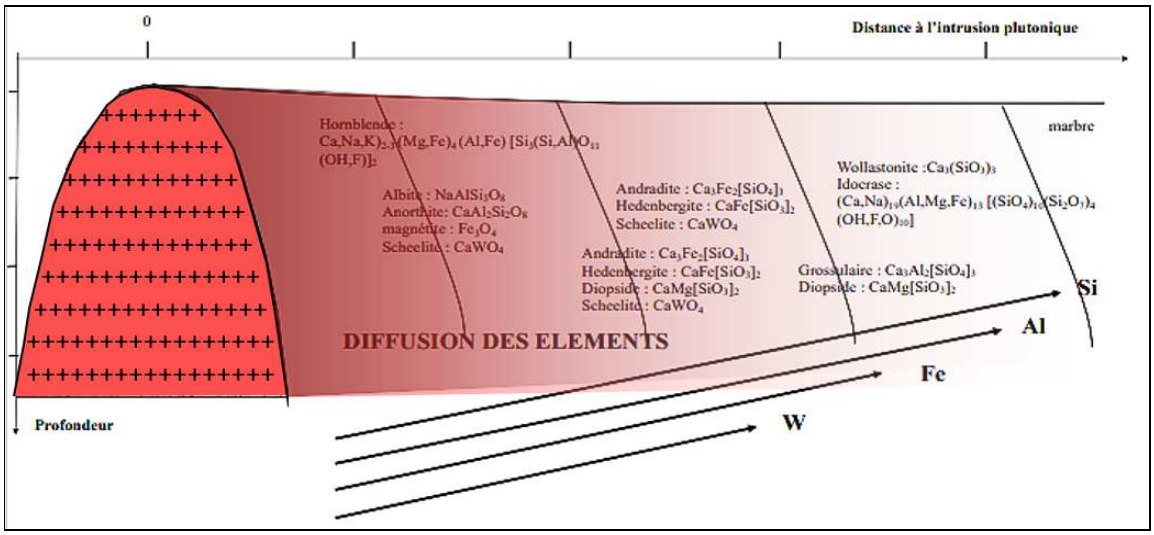


Figure 329 : Skarn : Migration des éléments métalliques au sein du protolithe
Et minéraux formés en fonction de la distance au pluton

Exemple (non représenté) de colonne métasomatique du roof pendant de strawberry en Californie (Nokleberg,1989)

De la roche sédimentaire au massif intrusif, on peut observer différentes zones très bien délimitées :

- **marbre**
- **skarn à wollastonite avec grossulaire, idocrase et diopside remplaçant le marbre**
- **skarn à grenat avec andradite-grossulaire, diopside-hédenbergite et scheelite**
- **skarn à pyroxène avec hédenbergite-diopside, plagioclase, magnétite et scheelite**
- **skarn à hornblende adjacent à la granodiorite avec hornblende, plagioclase, microcline, magnétite et scheelite**
- **granodiorite non transformée.**

Les skarns sont progressivement déprimés en CaO et CO_2 et progressivement enrichis en SiO_2, Fe_2O_3 et FeO, MgO, MnO, Al_2O_3, K_2O, (et WO_3 dans ce cas).

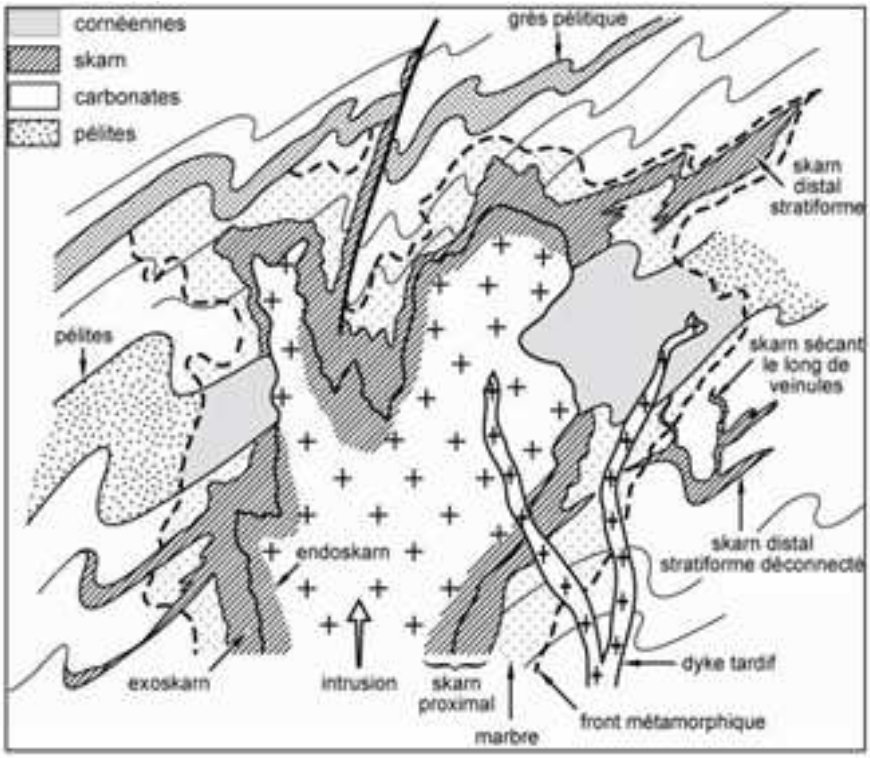


Figure 330 : Skarn : Morphologies idéales d'un skar
dû au contact entre l'intrusion d'une roche ignée au sein d''une zone carbonatée
J. Melleton, E. Gloaguen, B. Tourlière, D. Cassard, G. Bertrand (2016), modifié d'après Jébrack et Marcoux (2008)

1.5 Quelques types de skarns

1.5.1. Classification

Les types de skarns sont souvent définis par rapport au minerai économiquement intéressant qu'il renferme. On distingue ainsi les skarns à fer Fe, à or Au, à tungstène W, à cuivre Cu, à zinc Zn ou à molybdène Mo. Leurs présentations nous emmèneraient trop loin du sujet de cet ouvrage, toutefois nous allons regarder les skarns à fer, les plus importants d'un point de vue économique, et les skarns Pb-Zn communs dasn les Pyrénées.

1.5.2. Skarns de fer

Les plus grands gisements de skarns sont les skarns de fer. Les principales études de ce type de gisement sont l'œuvre de Sangster (1969), Sokolov et Grigorev (1977) et Einaudi et coll. (1981). Les skarns de fer sont exploités pour leur teneur en magnétite et bien que des quantités mineures de Cu, Co, Ni et Au puissent être présentes, le fer est généralement le seul produit récupéré (Grigoryev et coll., 1990). Beaucoup de gisements sont très grands (>500 millions de tonnes de minerai correspondant à >300 millions de tonnes de Fe) et se composent principalement de magnétite avec une gangue silicate mineure. Certains gisements contiennent des quantités importantes de cuivre et sont transitoires avec des skarns à cuivre (p. ex. Kesler, 1968; Vidal et coll., 1990).
Les skarns de fer calcique dans les arcs océaniques des îles sont associés à des plutons riches en fer qui s'insurgent dans des roches calcaires et volcaniques. Dans certains gisements, la quantité d'endoskarn peut dépasser l'exoskarn. Les minéraux de skarn se composent principalement de grenats et de pyroxènes avec des quantités moindres d'épidote, ilvaite et actinolite; tous sont riches en fer (Purtov et coll., 1989). L'altération des roches ignées est commune avec l'albite répandue, l'orthoclase, et les veines et les remplacements scapolites, en plus de l'endoskarn.
En revanche, les skarns de fer magnésien sont associés à divers plutons dans une série d'arrangements tectoniques ; la caractéristique unificatrice est qu'ils se forment tous à partir de roches murales dolomitiques. Chez les skarns magnésiens, les principaux minéraux sont la forstérite, le diopside, le périclase, le talc et la serpentine, tous sont pauvres en fer; ainsi, le fer disponible en solution tend à former de la magnétite plutôt que de l'andradite ou de l'hédenbergite (p. ex. Hall et coll., 1989).

1.5.3. Skarns Pb-Zn

La plupart des skarns de zinc se forment dans des contextes continentaux associés à une subduction ou à un mécanisme de rift. On en extrait des minerais de zinc, de plomb et d'argent. Bien que le zinc soit généralement dominant, ces autres métaux plomb et argent sont également en teneurs importantes (10-20% Zn + Pb, 30-300 g / t Ag).

Le fil conducteur de la plupart des minerais de skarn de zinc est leur présence distale par rapport aux roches ignées associées, comme le montrent les principaux examens des gisements de skarn de zinc effectués par Einaudi et al. (1981) et Megaw et al. (1988). Les skarns de zinc peuvent être subdivisés selon plusieurs critères, notamment la distance par rapport à la source magmatique, la température de formation, la proportion relative minéraux de skarn et de sulfures et la forme géométrique du corps minéralisé. Aucun de ces critères n'est entièrement satisfaisant.

Outre leur teneur en métal Zn-Pb-Ag, les skarns de zinc se distinguent des autres types de skarn par leur minéralogie riche en manganèse et en fer, par leur apparition le long de contacts structuraux et lithologiques, et par l'absence d'auréoles métamorphiques significatives centrées sur le skarn. Presque tous les minéraux de skarn dans ces gisements peuvent être enrichis en manganèse, y compris le grenat, le pyroxène, l'olivine, l'ilvaite, le pyroxénoïde, l'amphibole, la chlorite et la serpentine. Dans certains gisements, le rapport pyroxène/grenat et la teneur en manganèse du pyroxène augmentent systématiquement le long du trajet d'écoulement du fluide (par exemple Groundhog, Nouveau Mexique, Meinert, 1987).

1.6 Formation

La plupart des grands gisements de skarns connaissent une transition d'un métamorphisme précoce, qui forme des hornfels, des skarns de réaction et des skarnoïdes, à un métamorphisme plus tardif, qui forme des skarns à grain relativement plus grossiers et générateur de minerai.

1.6.1. Étapes de formation

La formation d'un gisement typique de skarn semble comporter un certain nombre d'étapes, comme le révèlent les relations texturales et spatiales entre les minéraux (Burt, 1972 a). Pour plus de commodité de

présentation, cette formation a été décomposée en cinq étapes distinctes; dans la nature, les transitions entre ces étapes de formation jusqu'à sa destruction sont vraisemblablement continues. Les températures énumérées ne sont que représentatives.

1- Intrusion d'un magma intermédiaire à granitique à 900-700 °C, probablement à des profondeurs peu profondes (peut-être allant de quelques dizaines ou centaines de mètres) ou bien à plusieurs kilomètres pour les skarns de fer. Rarement, l'intrusif peut être mafique (diabase, gabbro, ou syenite), particulièrement pour les gisements de skarn de type fer.

2- Métamorphisme de contact (déshydratation et décarbonation) des roches calcaires à 700-500 °C, avec une diminution du volume (« ground preparation »). Cristallisation du produit intrusif jusqu'à l'achèvement.

3- Formation de skarns zonés anhydres précoces à 600-400 °C, en raison soit de la libération de fer et de fluides riches en silice du magma, soit de l'arrivée de fluides provenant d'une source plus profonde. Dans les calcaires, les minéraux dominants du skarn précoce sont habituellement grenat et/ou clinopyroxène; dans les dolomites, forsterite et/ou phlogopite

4- Dépôt de minerai métallifère à partir de 500·300°C. Comme la formation de skarn continue. La scheelite et les oxydes semblent généralement se déposer plus tôt que les sulfures associés. Le dépôt du minerai se limite à des skarns formés antérieurement, dont certains restent stériles.

5- Altération hydrothermale tardive à 400-200°C ou moins, avec la destruction des minéraux anhydres précoces de skarn et le dépôt continu de minerai. La serpentine remplace la forstérite et la calcite, la magnétite, l'hématite, le quartz, la pyrite, l'ilvaite, la chlorite et d'autres minéraux remplacent le grenat et le clinopyroxène.

Au cours des étapes 4 et 5, le fluide chargé en minerai, serait remplacé passant d'origine magmatique, à météorique convective (cf. Taylor, 1974). Les minéraux silicatés caractéristiques des dernières phases hydrothermales de la formation de skarn sont babingtonite, nontronite, apophyllite, stevensite, thaumasite, et diverses zéolites.

1.6.2. Mécanismes de formation

L'intrusion de magma déclenche le métamorphisme de contact dans la région où les roches sédimentaires sont présentes, et forme des hornfels en conséquence. La recristallisation et le changement de phases des hornfels reflètent la composition du protolithe. Après la formation de cornéenne, un processus appelé métasomatisme se produit impliquant des fluides hydrothermaux dont les origines peuvent être magmatiques, métamorphiques, marines, ou météoriques, voire un mélange de ces fluides. Ce processus est appelé métamorphisme isochimique, et peut entraîner la formation d'un large éventail de minéraux calc-silicate dans les unités de lithologie impures et le long des de ces fluides, où le métasomatisme à petite échelle se produit (argilite et calcaire, et formation de fer baté).

Les gisements de skarn considérés comme économiquement importants car renfermant des métaux précieux sont le résultat d'un métasomatisme à grande échelle, pour lequel la composition du liquide définit le type de skarn et la nature du minerai. Ils sont relativement plus grossiers et ne reflètent pas la composition du protolithe ou des roches environnantes.

Des types rares de skarns se forment au contact de roches sulfurées ou carbonées comme les schistes noirs, les schistes graphite, les formations de fer baté et, à l'occasion, le sel ou les évaporites. Ici, les fluides réagissent moins par échange chimique d'ions, mais en raison du potentiel d'oxydation redox des roches encaissantes.

1.7 Evolution des skarns dans le temps et l'espace

Comme l'ont décrit les premiers chercheurs qui ont étudié les skarns (Lindgren 1902; Baril, 1907; Goldschmidt, 1911; Umpleby, 1913; Knopf, 1918), la formation d'un dépôt de skarn est un processus dynamique. Pour la plupart des grands gisements de minerais dans les skarns, il y a une transition du métamorphisme précoce/distal qui donnent hornfels, skarns de réaction et skarnoïdes, au métasomatisme postérieur/proximal, qui conduit à des skarns de minerai à grains relativement grossiers. En raison des forts gradients de température et de l'importance des circulation de fluides causées par l'intrusion d'un magma (Norton, 1982; Sarsoura et Schuiling, 1987; Bowers et coll., 1990), le métamorphisme de contact peut être considérablement plus complexe que le modèle simple de recristallisation isochimique habituellement invoquée pour le métamorphisme régional.

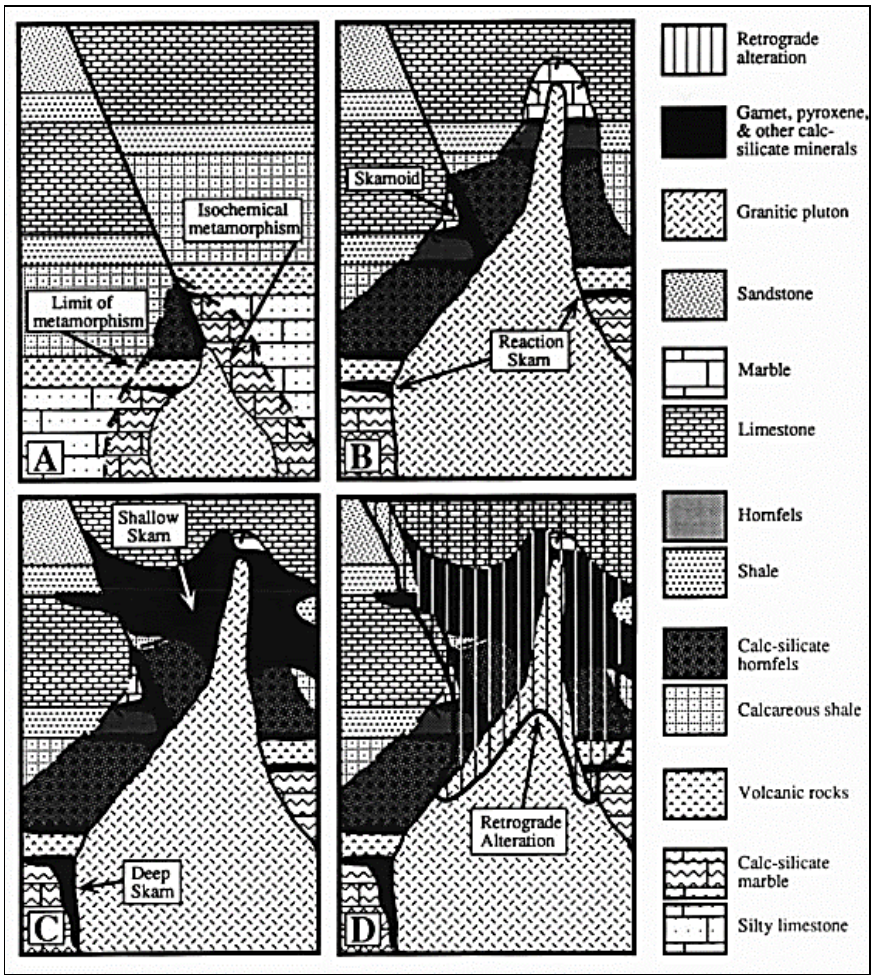


Figure 331 : Skarn : Etapes de l'évolution de gisements de skarns associés à un pluton

A- L'intrusion est responsable du métamorphisme des roches sédimentaires

B- La recristallisation métamorphique et les changements de phase reflètent la composition du protolithe, avec un bimétasomatisme local et la circulation de fluides, formant ainsi des minéraux calc-silicates (skarns de réactions et skarnoïdes) dans des lithologies impures et le long du fluide.
Noter que le métamorphisme est plus intense en température et plus répandu en profondeur que près du dôme en haut du système.

C- Résultat des cristallisation et relaxation des phases aqueuses séparées dans un skarn métasomatique dû à des fluides
Noter que le skarn en profondeur, est relativement confiné par rapport aux dimensions de l'auréole de métamorphisme. Il est aussi davantage orienté verticalement comparé à la largeur de l'expansion de l'auréole qui localement s'étend au-delà de l'auréole de métamorphisme en haut du système

D- Le refroidissement du pluton et la circulation possible d'eau météorique, plus froide, oxygénée; est responsable de l'altération rétrograde des associations des calc-silicates métamorphiques et métasomatiques.
Noter que l'altération rétrograde est plus étendue dans les zones peu profondes.

Par exemple, la circulation de divers fluides par une fracture dans un protolithe carbonaté relativement simple peut entraîner plusieurs réactions différentes. Ainsi, les gradients thermiques bruts, communs dans la plupart des environnements plutoniques, se traduisent par des auréoles métamorphiques complexes avec un transfert métamorphique à petite échelle comme en témoignent les skarns de réaction et les skarnoïdes.
Des fluides somatiques plus complexes, avec addition possible de composés magmatiques tels que Fe, Si, Cu, etc., produisent un continuum entre les processus purement métamorphiques et purement somatiques. Ce métamorphisme précoce et le métasomatisme continu à température relativement élevée (Wallmach et Hatton, 1989, descriptions pour des températures > 1200 °C) sont suivis par une altération rétrograde à mesure que les températures diminuent. Un lien entre l'espace et le temps est un thème commun dans les gisements de minerai et exige une interprétation attentive des caractéristiques qui peuvent sembler se produire seulement dans un lieu particulier (par exemple, Barton et coll., 1991).

L'un des paramètres les plus critiques influant sur la taille du skarn, sa géométrie et le style d'altération qu'il va subir est sa profondeur de formation. Les études géobarométriques quantitatives utilisent généralement des équilibres minéraux (Anovitz et Essene, 1990), des inclusions de fluides (Guy et coll., 1989) ou une combinaison de ces méthodes (Hames et coll., 1989) pour estimer la profondeur du métamorphisme. Les méthodes qualitatives comprennent les reconstitutions stratigraphiques ou géologiques et l'interprétation des textures ignées. Les observations simples des marges réfrigérées, de la taille des grains de la matrice de porphyre, de la morphologie des plutons, et de la présence de brécciation et de fracture fragile permettent des distinctions entre des environnements relativement peu profonds et profonds.

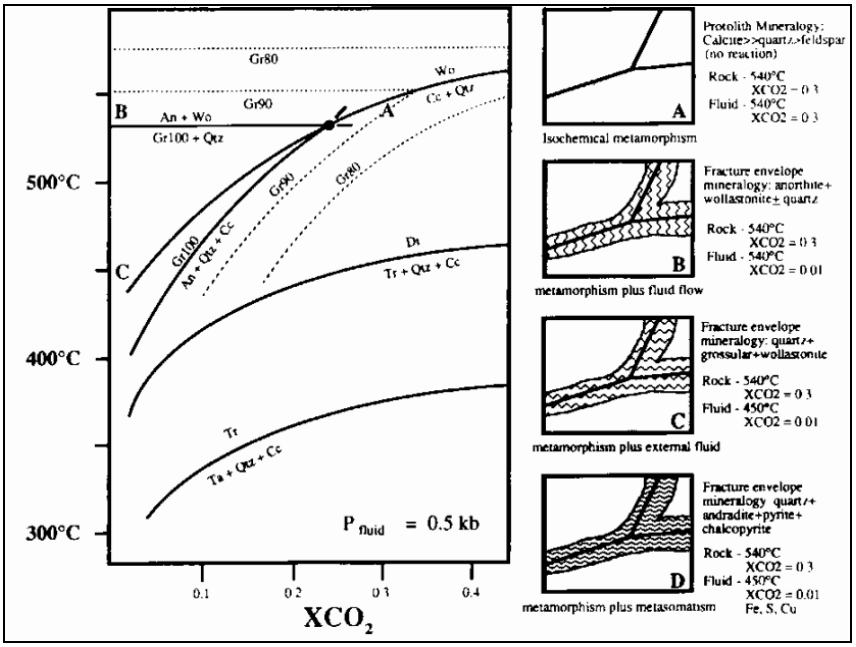


Figure 332 : Skarn : Illustration d'équilibre de phases méamorphique pour des réactions choisies dans le système Ca-Mg-Al-Si-H_2O-CO_2, modifié par Greenwood (1967) et Kerrick (1974). 4 exemples d'événements d'altération le long de fissures

- **A- Fluide dans une fissure a la même température et la même composition que la roche environnante pour des teneurs XCO_2 élevées**
- **B- Le fluide dans la fissure a la même température que la roche environnante mais une partie du CO_2 a pu flasher hors du système**
- **C- Le fluide dans la fissure est plus froid que les roches environnantes et une partie du CO_2 a pu sortir du système**
- **D- Le fluide dans la fissure est un fluide métasomatique concentré qui contient des composés magmatiques tels que Fe, Cu, et S.**

CC=calcite, Ta= talc, autres abréviations selon le tableau

L'effet de la profondeur sur le métamorphisme est en grande partie fonction de la température de la roche murale ambiante avant, pendant et après l'intrusion. En supposant un gradient géothermique moyen pour une zone orogénique d'environ 35°C par kilomètre (Blackwell et coll., 1990), la température de la roche murale ambiante avant l'intrusion à 2 km serait de 70°C, alors qu'à 12 km, elle serait de 420°C. Ainsi, avec le flux de chaleur supplémentaire fourni par l'activité ignée locale, le volume de roche affecté par des températures dans la gamme 400-700°C serait considérablement plus important et plus long dans le temps autour d'un skarn plus profond que pour un skarn plus près de la surface. En outre, des températures ambiantes plus élevées pourraient affecter la cristallisation du pluton ainsi que réduire au minimum l'altération rétrograde des minéraux du skarn.

À une profondeur de 12 km avec des températures ambiantes autour de 400°C,le skarn ne peut pas refroidir jusqu'aux températures des domaines de stabilité des grenats et des pyroxène, sans soulèvement ultérieur ou autres changements tectoniques. L'étendue et l'intensité accrues du métamorphisme en profondeur peuvent affecter la perméabilité des roches hôtes et réduire la quantité de carbonate disponible pour la réaction avec les fluides métasomatiques. Un cas extrême est décrit par Dick et Hodgson (1982) à Cantung, canada, où le « calcaire de fromage suisse » a été presque entièrement converti en hornfels hétérogènes de calc-silicates pendant le métamorphisme avant formation du skarn. Le skarn ainsi formé à partir des quelques parcelles restantes de calcaire produit quelques-unes des concentrations les plus élevées de minerai de skarn de tungstène dans le monde (Mathiason et Clark, 1982).

L'intensité à laquelle le stade d'altération se développe dans un skarn spécifique dépend de l'environnement géologique local de formation. Par exemple, le métamorphisme sera probablement plus étendu et plus intense autour d'un skarn formé à des profondeurs crustales qu'un autre formé dans des conditions moins profondes. Inversement, l'altération rétrograde pendant le refroidissement, et l'interaction possible avec l'eau météorique, seront plus intenses dans un skarn formé à des profondeurs relativement faibles par rapport à ceux formés à de plus grandes profondeurs. Dans les skarns plus profonds, les roches carbonatées peuvent se déformer d'une manière ductile plutôt que par fracture fragile, avec des lits parallèles au contact intrusif; dans les systèmes moins profonds, l'inverse peut être vrai. Ces différences de style structurel affecteront à leur tour, la taille et la morphologie du skarn. Ainsi, la composition de la roche d'hôte, la profondeur de formation, et le réglage structurel causeront tous des variations du modèle idéalisé de skarn « classique».

1.8 Faciès de Skarn

Les minéraux du tableau suivant sont stables sous différentes conditions de température, de pression et de fugacité des fluides volatils. Ces différences de stabilités des divers minéraux et associations de minéraux peuvent être utilisés pour définir les faciès de formation des skarns (skarn riche en fer, Burt, 1971 a; 1972 a). Les fugacités et la température jouent généralement des rôles inverses pour déterminer quel faciès est stable. Par exemple, à une pression donnée, la wollastonite est stable à des températures plus élevées que la calcite et le quartz, mais elle peut se former à des températures assez basses si le fluide est suffisamment appauvri en CO_2 (cf. Greenwood, 1967; Kerrick, 1974). L'inclusion de fluide et d'autres indices suggèrent que les fluides formateur du skarn sont généralement appauvris en CO_2, et ainsi la formation du skarn peut se produire à des températures relativement basses.

Le faciès de la formation du skarn peut être présenté de manière extrêmement concise sur des diagrammes de stabilité minérale. Pour le faciès de la formation de skarn anhydre précoce, le système modèle Ca-Fe-Si-C-O a été choisi (Burt, 1971 a). Les minéraux considérés étaient le graphite, la magnétite, l'hématite, la calcite, la sidérite, le quartz, l'hédenbergite, la wollastonite, la fayalite et l'andradite. Les associations naturelles et les incompatibilités minérales (associations jamais observées) ont permis d'obtenir comme configuration stable le diagramme isobare, isotherme μO_2 - μCO_2 suivant. (Le symbole μ désigne le potentiel chimique, proportionnel au logarithme de la fugacité). Des travaux expérimentaux ultérieurs (Gustafson, 1974; Liou, 1974) ont permis de vérifier cette interprétation des relations de stabilité.

Shimazaki et Yamanaka (1973) suggèrent cependant qu'une ferrobustamite pauvre en fer de composition approximative $Ca_5FeSi_6O_{18}$ devrait être stable entre $CaSiO_3$ et $CaFeSi_2O_6$. Si tel est le cas, le diagramme devra être légèrement modifié. Le diagramme de faciès montre que l'andradite et l'hédenbergite sont toutes deux stables sous des conditions de faible fugacité de CO_2 ou à haute température. Sous de telles conditions, l'hédenbergite est stable dans les fluides relativement réducteurs et l'andradite dans ceux relativement oxydants. Sous des potentiels d'oxygène intermédiaires, les deux minéraux peuvent coexister (une solution solide dans la nature élargit considérablement leur champ de coexistence). La wollastonite est stable dans des conditions de CO_2 plutôt extrêmement faibles ou à haute température. A toute température, le potentiel minimum d'oxygène est celui déterminé par le graphite. Dans des conditions de basse température ou de CO_2 élevé, l'andradite et l'hédenbergite donnent toutes deux des associations calcite-quartz-magnétite (ou hématite), correspondant à des dépôts de remplacement de magnétite dans le calcaire. Sous très basse température ou CO_2 élevée, des associations sidérite-quartz-calcite apparaissent, correspondant à des gisements de remplacement sidérite-silice jasperoïdaux dans le calcaire. La discussion ci-dessus ne considère pas les phases aqueuses d'ilvaite, de ferroactinolite et de babingtonite. Les relations de stabilité de l'ilvaïte ont été déduites par Bartholomé et Dimanche (1967) et légèrement modifiées par la suite (Burt, 1971 b; 1972a). Ces études montrent que l'ilvaite est stable dans des conditions assez réductrices, riches en fer, hydratées (basse température). La ferroactinolite est stable dans des conditions hydratées extrêmement réductrices, et la babingtonite dans des conditions extrêmement hydratées et à faible teneur en CO_2 (généralement avec les zéolites).

L'influence du fluor sur les faciès de skarn est intéressante, notamment en ce qui concerne la relation entre les skarns et les greisens. Si l '«opérateur d'échange» fictif F_2O_{-1} est utilisé (défini par la relation $\mu F_2O_{-1} = 2 \mu HF - \mu H_2O$), les équilibres de skarn impliquant la calcite et le CO_2 sont presque entièrement échangeables contre des équilibres de greisen impliquant la fluorite et le F_2O_{-1} (Burt, 1972 c). De même, à des températures très élevées, les réactions impliquant la tilleyite et la spurrite sont échangées contre celles impliquant la cuspidine. La présence de sidérite, ainsi que de fluorite, dans de nombreux gisements de greisen suggère que les fugacités de CO_2 et de HF étaient toutes deux élevées pendant leur formation. Enfin, l'influence des équilibres de sulfuration et d'oxydation est intéressante, dans la mesure où ces équilibres peuvent être liés à des processus de dépôt de minerai (Burt, 1972 d). Le composant hédenbergite

du clinopyroxène contrôle le potentiel d'O_2 et de S_2 à de faibles niveaux par des réactions telles que les suivantes:

$$9\ [CaFeSi_2O_6] + 2\ O_2 = Mag + 9\ Qtz + 3\ And$$
$$3\ [CaFeSi_2O_6\ ] + S_2 = Py + 3\ Qtz + And.$$

Si de l'eau est ajoutée, l'ilvaite peut participer à des réactions telles que:

$$28\ [CaFeSi_2O_6] + 2\ H_2O + 5\ O_2 = 4\ Ilv + 24\ Qtz + 8\ And$$

Et Le composant andradite des grenats est stable sur une gamme un peu plus large de conditions.
Sous haut μS_2 et bas μO_2, il se décompose en pyrite plus wollastonite:

$$2\ [Ca_3Fe_2Si_3O_{12}] + 4\ S_2 = 4\ Py + 6\ Wol + 3O_2.$$

Sous des conditions élevées de μS_2 *et* μO_2, il se décompose en associations hématite (ou pyrite) -anhydrite-quartz

$$2\ [Ca_3Fe_2Si_3O_{12}] + 3\ S_2 + 9\ O_2 = 2\ Hem + 2\ Ah + 6\ Qtz.$$

Les associations contenant de l'anhydrite sont rares dans les skarns, probablement en raison de la solubilité relativement élevée à basse température de l'anhydrite. Dans tous les cas, les minéraux de skarn Ca-Fe-Si formés précocement sont considérés comme capables de modifier chimiquement les fluides ultérieurs qui les traversent. Cette modification pourrait favoriser le dépôt de minerai.

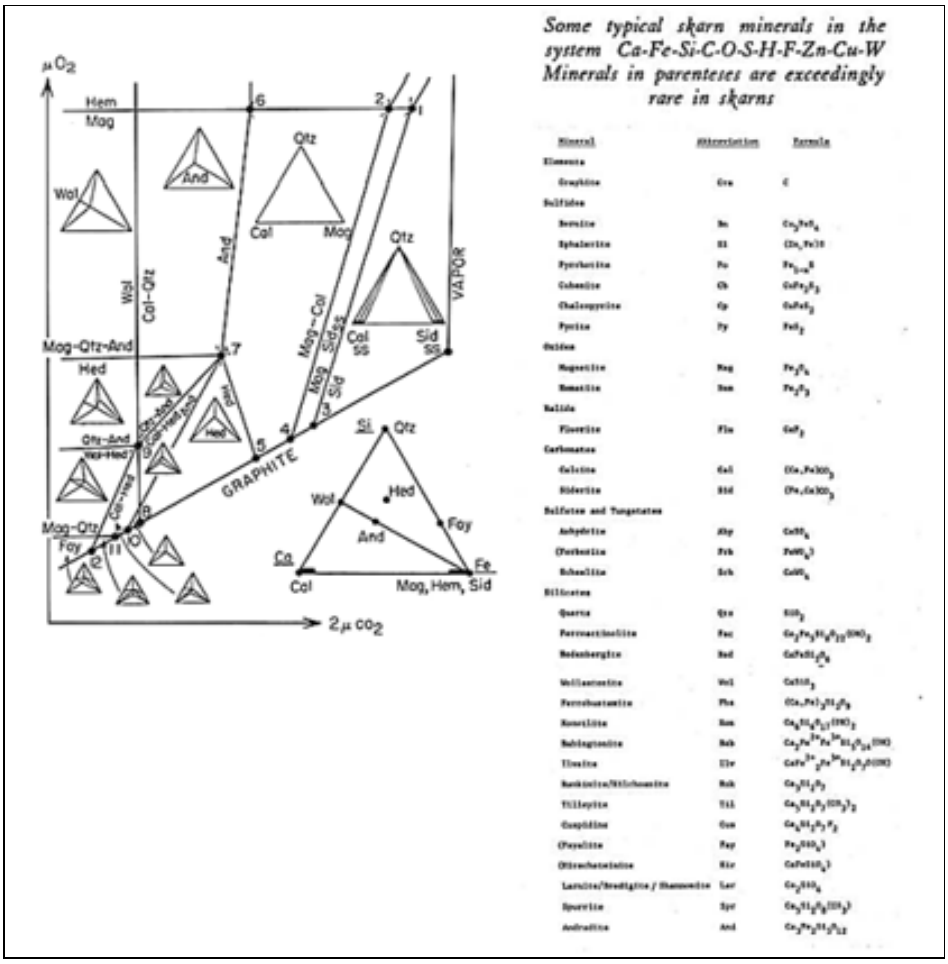


Figure 333 : Skarn : Diagramme schématique isobarique et isothermique μO_2 - μCO_2 dans le système Ca-Fe-Si-C-O-S-H-F-Zn-Cu-W (d'après Burt 1972 a)
les minéraux en parenthèse sont rares dans les skarns

1.8.1. Zonage métasomatique

Skarn Ca-Fe-Si
Le zonage métasomatique est une caractéristique distinctive des gisements de skarn. Les zones individuelles de skarn formés tôt sont généralement constituées essentiellement d'un ou deux minéraux. Une seule séquence de zones a tendance à se produire à travers un gisement ou un groupe de gisements donné, bien que localement la largeur des zones individuelles puisse varier considérablement et que certaines zones puissent manquer à certains endroits.

Des modèles de zonage de skarn basés sur des diagrammes de potentiel chimique ont été développés pour la première fois par D. S. Korzhinskii (1959 et articles précédents). J. B. Thompson, Jr. (1959) a présenté une approche géométrique équivalente. Burt a ensuite appliqué ces modèles aux gisements de skarn de C.-Fe-Si (Burt, 1972 a; 1974); ce qui suit est un bref résumé de cette approche (cf. Grant, 1977; Joesten, 1977). Lors de la formation des skarns de remplacement, le transport de masse se produit vraisemblablement à la fois par infiltration de fluide le long des fractures et par diffusion loin de ces fractures. Burt a supposé, en utilisant des diagrammes de potentiel chimique, que les résultats ressembleraient principalement à une diffusion, le mouvement des fluides tendant simplement à «étaler les zones» sur de plus grandes distances (cf. Fletcher et Hofmann, 1974). Cette approche semble fonctionner et la figure jointe en est un exemple. Ce chiffre est basé sur - la séquence classique de zonage de l'exoskarn magnétite / ilvaite / hédenbergite / calcaire à Temperino, Toscane, Italie (Vom · Roth, 1868; Bartholome et Evrard, 1970). Le fait qu'à certains endroits à Temperino une zone de quartz se trouve entre l'hédenbergite et le calcaire est également conforme au modèle. Des modèles tels que la figure 2 impliquent le développement simultané de toutes les zones principales, en raison des gradients de potentiel chimique établis entre les solutions riches en fer et en silice et les roches hôtes calcaires. Les zones intérieures remplacent continuellement les zones extérieures. Dans la nature, les séquences de zonage formées précocement sont modifiées à mesure que les compatibilités et les stabilités des minéraux changent avec les variations de température et de composition des fluides. Le contact hédenbergite / marbre est un bon endroit pour rechercher de tels changements, une hédenbergite plus calcite peut devenir instable par des réactions telles que les suivantes :

$$2\ \text{Cal} + 4\ \text{Hed} + O_2 = 2\ \text{And} + 2\ \text{Qtz} + 2\ CO_2$$

Ont été découvertes des bandes locales millimétriques d'andradite au contact hédenbergite / marbre à Campiglia Marittima, en Toscane.

1.8.2. Solution solide

Le modèle de zonage simple ci-dessus néglige le fait que les minéraux de skarn dans la nature sont des solutions solides. Cette caractéristique s'exprime généralement dans les séquences de zonage du skarn par un changement régulier des compositions minérales dans chaque zone. De nombreuses études montrent que le grenat andraditique a tendance à être enrichi en Fe loin de l'intrusif, et le clinopyroxène hédenbergitique est généralement enrichi d'abord en Fe puis Au Mn à l'approche du calcaire. La séquence d'enrichissement cationique dans les clinopyroxènes de skarn, à savoir .Mg-Fe-Mn, est apparemment l'inverse de l'ordre de préférence des clinopyroxènes pour le cations Mg, Fe et Mn (comme le suggèrent les stabilités thermiques décroissantes du diopside, de l'hédenbergite et de la johannsénite). Une interprétation possible est que les fluides traversant une zone de clinopyroxène sont d'abord appauvris en Mg puis en Fe, de sorte que finalement il ne reste plus que Mn pour former de la johannsénite à proximité du calcaire non remplacé.

Les associations de minéraux des formations de fer calcaire métamorphosé (Klein, 1973) sont similaires à ceux des skarns. Une distinction concerne le comportement de l'oxygène. Au cours des premières étapes de la formation du skarn, il semble être contrôlé «extérieurement» par des solutions évolutives. Dans les formations de fer métamorphosées, en revanche, (le µO2 semble être contrôlé «en interne» par les assemblages minéraux locaux eux-mêmes (cf. Zen, 1963; Vidale et Hewitt, 1973). Le contrôle local le plus courant est peut-être le graphite finement divisé, en partie le produit de la décomposition métamorphique de la sidérite. Les teneurs les plus élevées de métamorphisme dans ces roches produisent parfois une roche appelée eulysite, contenant de la fayalite (Burt, 1972 b). Ni la fayalite, ni le fer hydraté à basse température silicates greenalite, minnesotaite et greenalite, se produisent généralement dans les skarns. Enfin, les associations de minéraux des gisements de skarn ressemblent à ceux des gisements métamorphosés riches en manganèse, notamment Langban, Suède (Moore, 1970), Franklin, New Jersey (Frondel, 1973) et divers gisements au Japon (Watanabe et al., 1970) . Ces gisements, en plus d'être beaucoup plus variés sur le plan minéralogique que la plupart des skarns, n'ont pas le caractère métasomatique typique des skarns de

remplacement discutés ici. Certains des gisements de manganèse zonés au Japon sont cependant d'excellents exemples de skarns réactionnels.

2. GEOLOGIE DES PYRENEES

Toute la partie méridionale du massif jusqu'au pic Long, ainsi que la zone ouest et nord-ouest, sont composées de roches sédimentaires à base de calcaires, schistes et grès datant du Dévonien (–420 à –360 Ma), et que l'on nomme la nappe de Gavarnie. C'est une nappe de charriage qui s'étend sur une partie de la zone axiale des Pyrénées, dont les massifs adjacents du Mont-Perdu (secteur nord) et de la Munia.

Les couches de la nappe sont issues de la diagenèse (solidification) de dépôts sédimentaires marins au fond de l'océan Rhéique, au Dévonien dans l'hémisphère sud. La migration de ces couches dans l'hémisphère nord est due à la remontée vers le nord des plaques tectoniques situées sous cet océan, lors de l'orogenèse varisque (collision entre les paléocontinents du Gondwana et de la Laurussia).

La zone nord-est du massif, du pic Long jusqu'au massif de l'Arbizon (et englobant la réserve naturelle nationale du Néouvielle), est située sur un pluton formé de granodiorites et de granites calco-alcalins à biotite. Ce pluton fait 98 km^2 et s'est formé au Carbonifère, il y a –300 Ma, à l'occasion d'une intrusion magmatique lors de la formation de la chaîne varisque.
La poche magmatique formée en profondeur, dans la racine de la chaîne varisque, se refroidit alors très lentement durant des milliers d'années.
De -260 à -100 millions d'années, de la fin du Permien au milieu du Crétacé, l'ouverture de l'océan Neo-Thétis et de l'océan Atlantique érode fortement la chaîne varisque jusqu'à son socle, si bien qu'il ne reste plus qu'à la fin une pénéplaine. On observe alors un affleurement progressif du socle granitique.

À partir de –100 Ma au Crétacé, la remontée de la plaque africaine entraîne avec elle la plaque ibérique, qui commence à passer sous la plaque eurasiatique. La collision des croûtes situées sur ces plaques engendre une montée en altitude des roches, c'est la phase de soulèvement des Pyrénées vers –40 Ma à l'Éocène.

Toutefois, les caractéristiques actuelles du relief sont dues à l'érosion au cours de ces 5 derniers millions d'années : l'alternance de périodes de refroidissement et réchauffement creuse les roches sédimentaires assez profondément pour laisser apparaître le pluton au nord-est du massif.

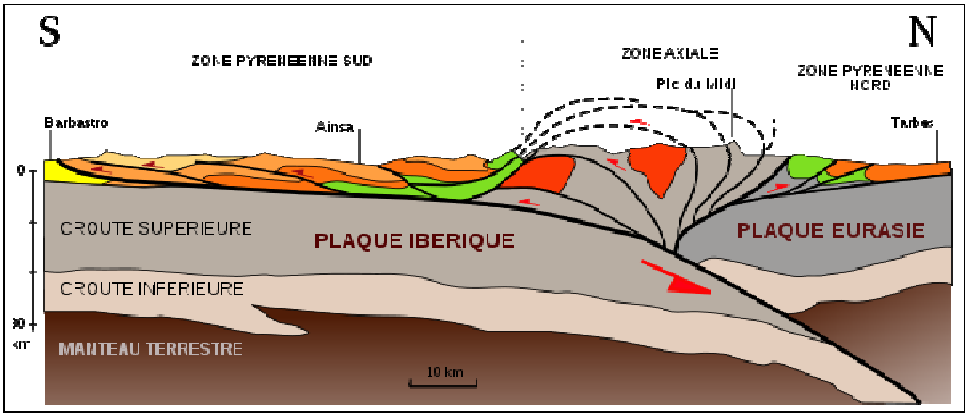


Figure 334 : Skarn : Coupe géologique des Pyrénées au niveau du massif du Néouvielle
la plaque ibérique à gauche passe sous la plaque continentale à droite, au centre les couches sont remontées et fortement plissées (traits et pointillés noirs). Puis l'érosion draine les roches des hauts sommets vers les plaines (traits en pointillés), ce qui fait affleurer le pluton du Néouvielle (en rouge au centre de la chaîne).

Au cours du Pliocène et Pléistocène, de –5 Ma à –10 000 ans, de nombreux glaciers sont à l'origine des des cirques glaciaires et des vallées glaciaires que l'on peut rencontrer aisément dans les Pyrénées. Dans la nappe de Gavarnie de nature sédimentaire, les glaciers creusent de profondes vallées comme la vallée d'Aure au sud-est ou les vallées de l'ouest vers Gavarnie-Gèdre.
Dans les roches granitiques plus résistantes, on voit apparaître de petits cirques et de petites vallées glaciaires, permettant durant l'Holocène, à partir de –10 000 ans, l'apparition des nombreux lacs glaciaires.

3. GRENATS DU VALLESPIR - COSTABONNE

3.1 Introduction de Maurice Courtet

Dans le Vallespir, le gisement le plus connu est certainement celui du Pic de Costabonne où le grossulaire et l'andradite sont représentés. Les cristaux de grossulaire que j'ai pu admirer dans les collections sont certes de taille modeste, souvent très bien formés, brillants, mais opaques. Des cristaux de tailles plus importantes, pouvant atteindre 2 à 3cm ont été signalés ; ceux de petites dimensions sont parfois jaunes à rouge-orangé et partiellement transparents. Concernant l'andradite, soulignons que les échantillons de Costabonne sont cités dans la littérature comme étant les meilleurs de France.

L'ancienne mine de fer de Batère, dont l'exploitation s'est arrêtée en 1994, a également permis la découverte d'échantillons d'almandin de taille parfois importante (certains cristaux dépassaient les 3cm). Ces derniers n'auraient cependant constitué que rarement des échantillons esthétiques.

A Montbolo, proche du Mas Carbonell, des petits grenats grossulaires spessartines de couleur rouge sont signalés, engagés dans leur gangue de pyrrhotite et sans intérêt esthétique. Toutefois, des découvertes anciennes mentionnent des cristaux bien formés et mesurant plusieurs centimètres de diamètre.

Sur la commune de Reynes, une variété de composition chimique située entre le grossulaire et l'andradite est présente aux environs de Roca Gelera. Elle s'y exprime en petits cristaux qui peuvent rarement devenir centimétriques, de couleur rouge et parfois associés à la calcite.

Dans le secteur de Py, notamment au ravin de Tonnet, des grenats grossulaires de taille centimétrique, légèrement rosés à orange, ont été récoltés. La collection de Robert Boher contient quelques exemplaires intéressants de cette provenance.

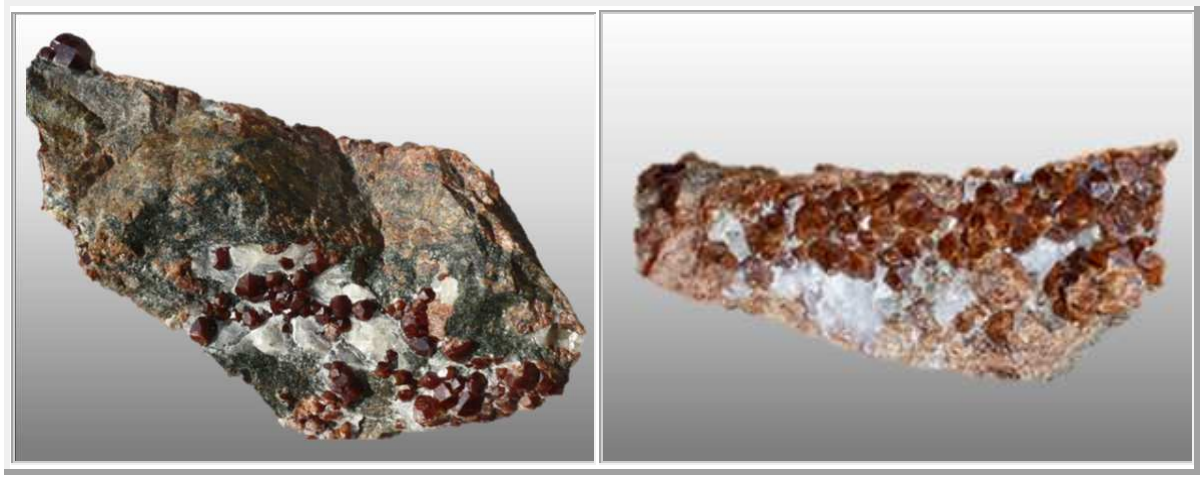


Figure 335 : Skarn : PO66 : Reynes : Grossulaire – Andradite
Coll. Geoforum, Aldebaran 66

4. GRENATS DE COSTABONNE

4.1 Définition

Un skarn est selon Phan (1969) un terme d'origine suédoise et désigne des roches de silicates calciques, fréquemment enrichies en composés métalliques : fer, aluminium ou magnésium, etc… Les skarns se présentent sous la forme de zones très différenciées car chacune ne se compose que d'un tout petit nombre de minéraux.

Leur formation est généralement due à la métasomatose à haute température de roches carbonées avec intrusions de ces éléments métalliques. Ces gisements, puisque les skarns sont souvent suffisamment enrichis par ces intrusions pour être exploités, se sont formés à haute température, au-dessus de la température critique de l'eau, c'est ce qui les différencie des gisements hydrothermaux.

4.2 Gisement de Salau

Le gisement de Salau, en Ariège est un gisement de tungstène, mais avant tout un gisement de skarn et c'est ce qui nous intéresse dans cet exposé.

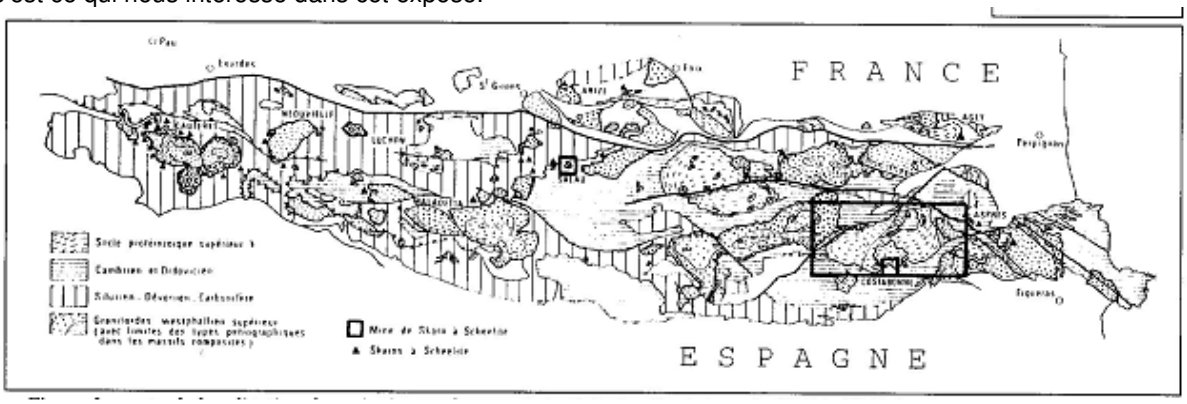


Figure 336 : Skarn : Pyrénées : Carte géologique globale

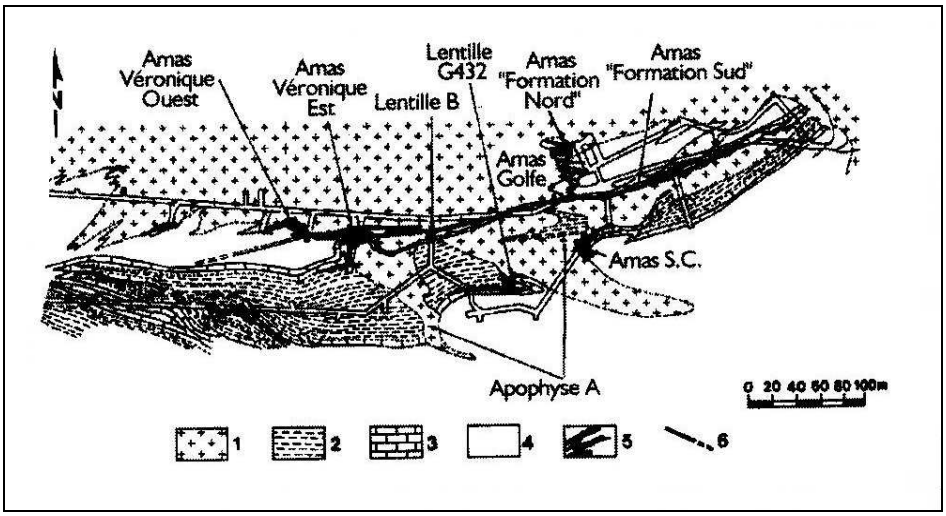


Figure 337 : Skarn : Pyrénées : Carte géologique : zoom sur le gisement de Salau

Le gisement de Salau se trouve à la bordure sud d'un **apex granodiorique**, le stock de la Fourque. Ce stock est intrusif dans une série sédimentaire plissé paléozoïque datée du Silurien supérieur au dévonien moyen.
Il s'agit en fait d'une granodiorite composite. Sa partie principale est constituée de grains de dimensions moyennes, généralement équigranulaire, mais localement porphyrique. La partie apicale montre une texture particulière caractérisée par la présence de plagioclases et biotites idiomorphes baignant dans de grands cristaux xénomorphes et poïkilites de quartz. Les minéraux présents sont des plagioclases, du microcline, du quartz, et de la biotite brun rougeâtre. Du point de vue géochimique, cette granodiorite est relativement mafique avec une concentration en MgO comprise entre 0,5 et 3%.

Soler (1977) et Kaelin (1982), ont identifié deux lignées calcoalcalines qui semblent correspondre à deux arrivées différentes de magmas.
La première lignée développée dans les parties externes du stock au voisinage de l'exploitation comprend des diorites quartzifères et des granites, avec un niveau élevé en Fe_2O_3 et bas en K_2O par rapport aux séries calcoalcalines classiques.
La seconde lignée apparaît dans la zone centrale du stock et recoupe la première partie par l'intermédiaire de petits dykes constitués principalement de granodiorites à grenats et accessoirement de diorites et de granites monzonitiques. Les roches porphyriques à grain moyen appartiennent à cette lignée qui est plus riche en K_2O et en Fe_2O_3, que la première lignée.
La mise en place du minerai est une conséquence de la circulation de fluides chargés en éléments métalliques et de réactions chimiques avec les roches préexistantes, c'est la métasomatose.

Dans le gisement de Salau, se sont succédées 3 étapes dans le processus de développement des skarns :

- **Etape 1**
  Développement des skarns dans les marbres et dans les roches calco-silicatées du métamorphisme de contact des barrégiennes. Dans les marbres plus ou moins graphiteux et dans le granite, au contact du granite ou en filons se développent des skarns caractérisés par la succession des zones suivantes : développement mineur d'endoskarns avec une paragenèse à épidote + amphibole + sphène, transformation ultérieure d'après Soler d'une paragenèse) plagioclase calcique + clinopyroxène ; une zone amont monominérale de grossulaire riche en fluor (0,5 à 1%) ; une zone monominérale d'hédenbergite (de loin la plus importante) ; une zone avale de calcite blanche qui sépare les silicates du marbre graphiteux.

  Les skarns présentent par rapport aux roches initiales, un enrichissement en silice, fer et manganèse. De l'aluminium est introduit dans le grenat amont seulement. MgO monte jusqu'à quelques % dans les skarns clairs à salite. De la scheelite et de l'hédenbergite peut y être observée.

- **Etape 2 : pluies météoriques**
  Fonteilles et al (1989) ont décelé un stade hydratation qui transforme le grossulaire en épidote+calcite+quartz, ainsi que les endoskarns selon la paragenèse mentionnée précédemment. Pas d'apport autre que de l'eau et du dioxyde de carbone.

- **Etape 3 :**
  Second stade de développement de skarn caractérisé par un grenat rouge alumineux (almandin-spessartine), pauvre en fluor, associé à du quartz noir et à une hornblende bleu-vert, ainsi qu'exceptionnellement de la scapolite. Ces skarns ne se développement que dans les roches silicatées (granodiorite ou skarns de la première étape. A l'opposé du 1er grenat, ce grenat se trouve au contact du calcaire, mais toujours du côté de la roche silicatée.

4.3 Massif du Costabonne (66)

Le massif granitique du Costabonne constitue un relief à 2464 m d'altitude, à la terminaison occidentale de la vallée du Vallespir, sur les pentes duquel le Tech prend sa source. Il fait partie des derniers plutons à s'être mis en place dans l'histoire paléozoïque des Pyrénées, c'est à dire après les déformations majeures qui structurent la chaîne. Il a induit à sa périphérie, un encaissant carbonate, des perturbations minéralogiques et chimiques importantes entraînant la formation de skarns.

Il s'agit de roches largement grenues (avec des cristaux pouvant atteindre 20 cm) issues du métamorphisme de contact de roches carbonatées à la périphérie des granites, par métasomatose.

On distingue classiquement l'endoskarn, le granite lui-même, transformé, de l'exoskarn, le skarn dérivant des formations carbonatées. Dans le cas simple, avec la silice des granites et le calcium/magnésium des formations carbonatées (calcaire magnésien, dolomie), il se forme des silicates calciques de type grenat grossulaire-andradite, épidote, diopside, vésuvianite, wollastonite, etc. très intéressants pour le minéralogiste.

Figure 338 : Skarn : Costabonne : Vue générale du massif depuis le départ du sentier de mineur

Figure 339 : Skarn : Costabonne : Vue du pic depuis la frontière et voie ferrée entre versants
Photos J.-C. Goujou

Les déblais apparaissent sur le versant sud :
Ancienne voie ferrée qui permettait le charriage du minerai du versant est vers le sud (équipé d'une descenderie). En arrière-plan, veine de marbre blanc et au premier plan les cornéennes calciques

Figure 340 : Skarn : Costabonne : Zone de travaux sur le versant sud
On peut remarquer la trace des anciennes galeries qui se sont effondrées en arrière-plan ainsi que la zone de déblais alt. 2200 m en haut à gauche. Photo J.-C. Goujou

Dans certains cas plus complexes, comme au Costabonne, une minéralisation en tungstène, fer (quelquefois bismuth et molybdène) est associée à la zone de skarn ce qui a conduit la recherche minière (le BRGM) à s'intéresser de plus près à ces roches particulières tout le long de la chaine.

Les nombreux travaux effectués de 1955 à 1978 ont abouti à la parution d'une synthèse dans laquelle A. Autran (1980) replace les principaux skarns (à scheelite) et les deux "mines de skarn à scheelite", Salau et le Costabonne, dans leur contexte géologique à l'échelle de la chaîne. N'y figurent pas, bien sûr, les autres skarns peu ou non minéralisés.
Les skarns pyrénéens sont répartis le long de la chaîne et l'on a parlé des Pyrénées comme d'une véritable "province à tungstène".
Les skarns des Hautes-Pyrénées, autour des massifs de Cauteret, Néouvielle et Maladetta, formés à partir des niveaux carbonates du Paléozoïque moyen à supérieur se distinguent des skarns plus orientaux (Ariège et Pyrénées-Orientales) localisés dans le Paléozoïque inférieur (Salau et Costabonne).

La géologie régionale, catalane, quant à elle, est décrite depuis les travaux de cartographie (à 1/80 000) sur la feuille de Prades (première édition : Mengel, 1925 et deuxième édition : Guitard et al., 1968) et la thèse de Guitard (1970). Le granite du Costabonne est intrusif dans la série de Canaveilles faisant elle-même partie du massif du Canigou-Carança. Il recoupe franchement les structures antérieures acquises par les gneiss. Nous nous attarderons dans cet article sur la bordure sud du granite du Costabonne, la seule à montrer une auréole de contact qui a fait l'objet de nombreux travaux.

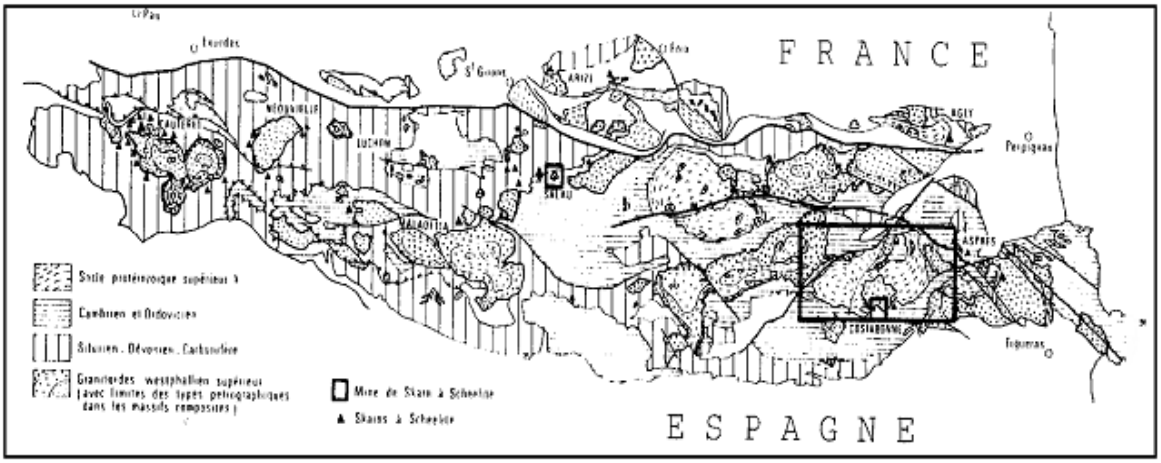


Figure 341 : Skarn : Costabonne : Carte de localisation des principaux skarns minéralisés de Pyrénées Exploités de 1951 à 1975,
Localisation des skarns de Salau et de Costabonne

L'auteur distingue les tactites Nord (TN), les plus proches du granité, des tactites Sud (TS), les plus éloignées, et il ajoute une distinction pour les tactites intermédiaires entre Nord (TIN) et Sud (TIS). Il conclut entre autres que la tactite intermédiaire Nord est la zone minéralisée la plus intéressante.
Les notations Cnl, Dl et DU indiquent la lithologie (calcaire, dolomie, etc.)

Cette description est basée sur la coupe faite au niveau du "chemin de fer" pour laquelle il conviendra de se reporter à la figure 43 (d'après Guitard et Lafitte, 1958).

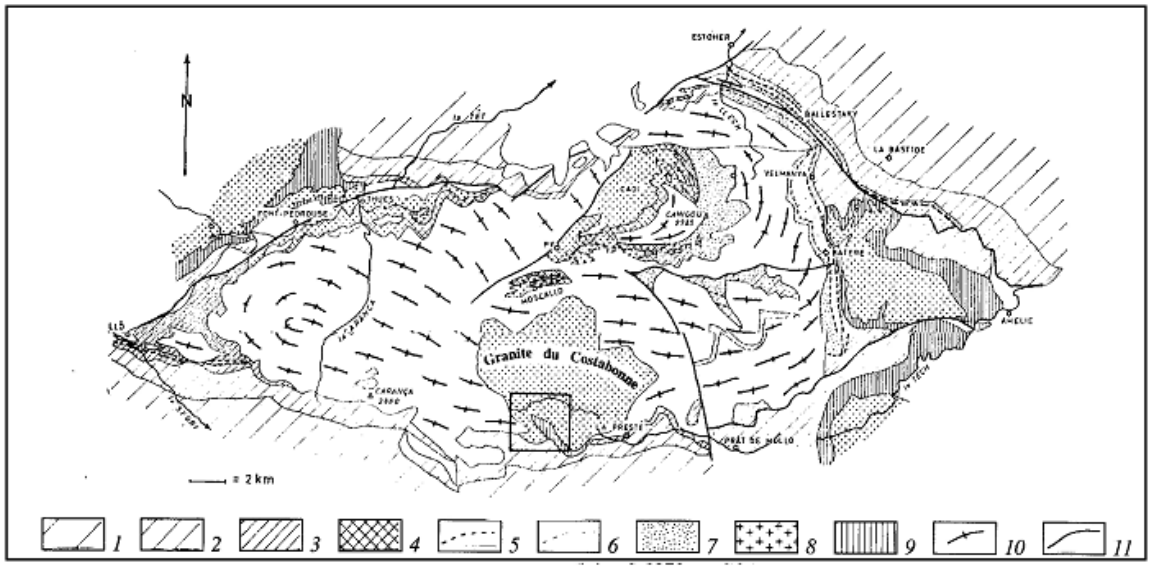


Figure 342 : Skarn : Costabonne : Carte géologique (d'après Guitard, 1970, modifiée)

Dans sa thèse, Guitard (1970) donne le titre suivant pour cette figure : structure thermique du massif du Canigou et de la Carança. Cette structure est soulignée par une zonéographie complète observée dans les micaschistes et les gneiss pélitiques depuis la zone la moins chaude (dite aussi épizonale), à chlorite, vers la zone la plus chaude (dite aussi mésozone profonde, voire catazone), à sillimanite.

On trouve successivement : **l** : zone de la chlorite ; **2** : zone de la biotite ; **3** : zone de la cordiérite et de l'andalousite où la cordiérite précède l'apparition du couple andalousite-biotite dans les micaschistes ; **4** : zone de la sillimanite. Le domaine d'apparition de la staurotide, stable avec quartz et muscovite est noté (+) tandis que sa disparition est notée (-) ; **5** : isograde (+) staurotide ; **6** : isograde (-) staurotide ; **7** : domaine à staurotide relique dans l'andalousite. Sont indiqués également ; **8** : les granitoïdes ; **9** : leurs auréoles de contact ; **10** : tes gneiss non pélitiques d'origine magmatique ; **11** : les failles principales. Noter les bordures du granité qui recoupent nettement l'encaissant gneissique déjà déformé EE3.

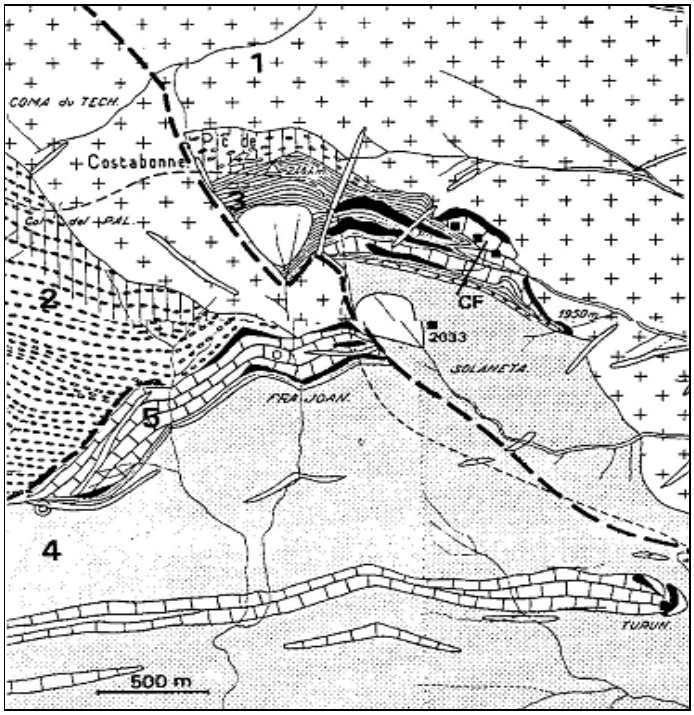
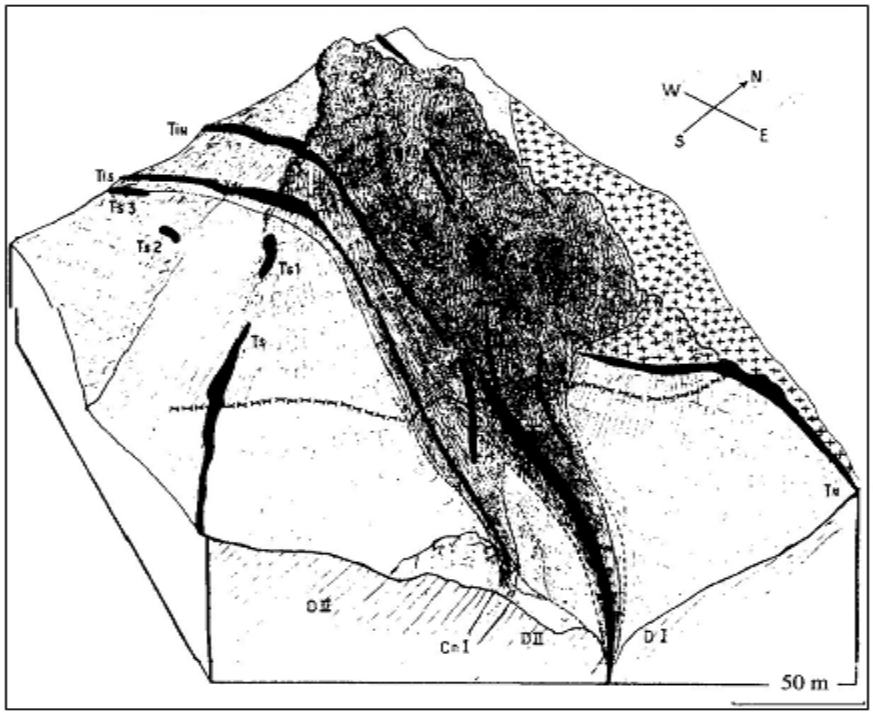


Figure 343 : Skarn : Costabonne : Carte géologique du contact sud du granité (Guitard et Lafitte, 1958)
l : granité : 2 : gneiss œillés ; 3 : cornéennes calco-alumineuses ; 4 : micaschistes ; 5 : calcaires métamorphiques.
Les skarns sont en noir : on distingue ceux du pic dans la face orientale ainsi que les autres pointements sur le versant espagnol (Fra Joan et Turun). Les carrés noirs indiquent l'entrée des galeries tandis que le niveau du chemin de fer noté CF (voir photo) est signalé par le trait noir rectiligne



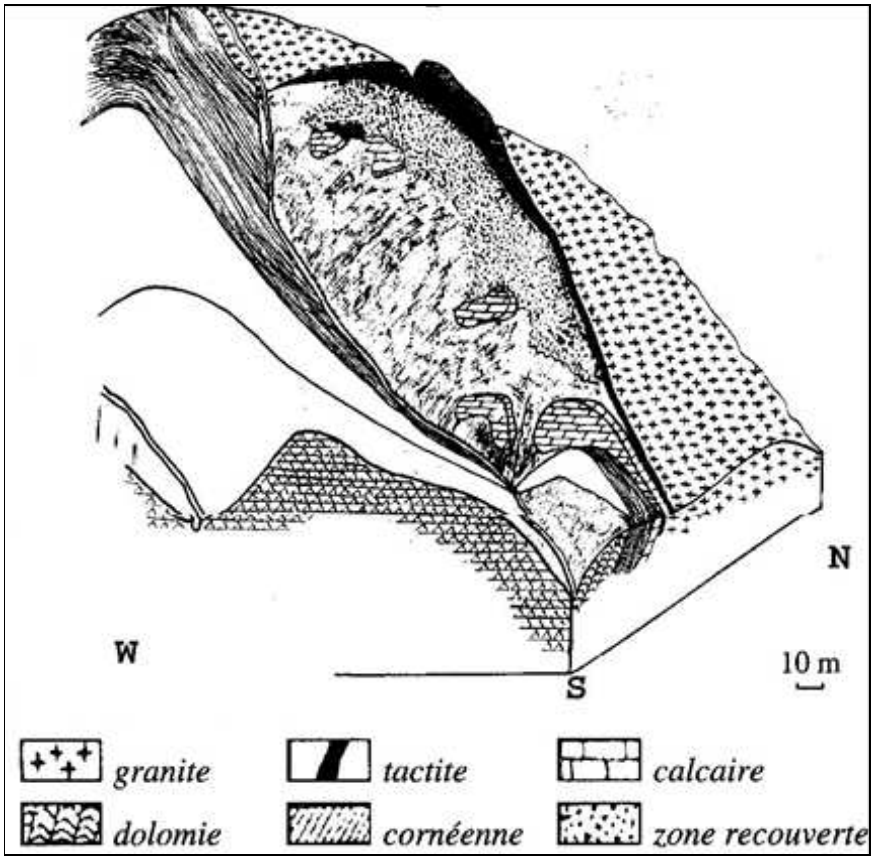
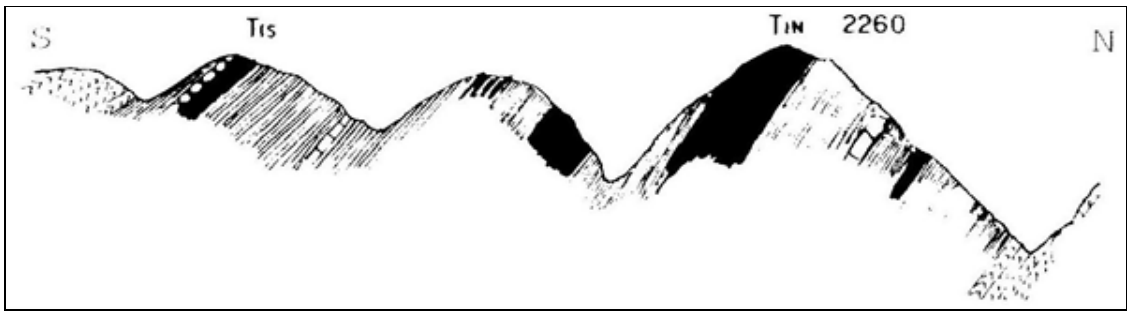


Figure 344 : Skarn : Costabonne : Bloc-diagrammes rendant compte de la géométrie entre le granité, la "tactite" et les formations carbonatées telle qu'elle apparaît à Guitard en 1954.

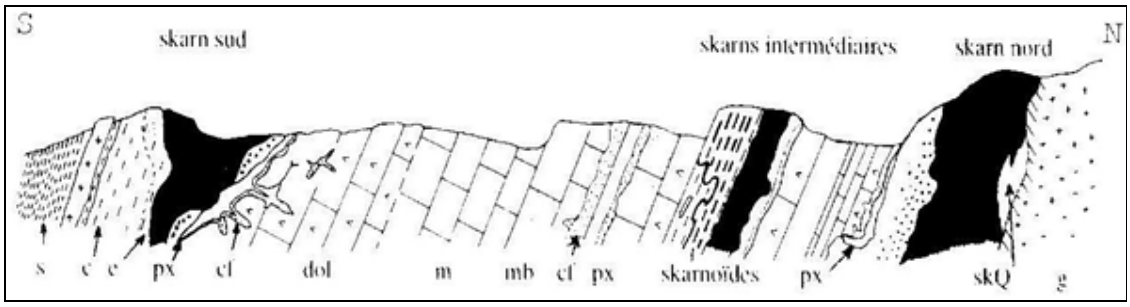
En partant du nord et en simplifiant, on rencontre successivement :
1 - le granité normal ;
2 - le granité modifié ;
3 - un premier skarn très important (skarn Nord) ;
4 - des dolomies et marbres à minéraux ;
5 - des alternances : grenatite-dolomie-cornéenne calcique avec intercalations de skarns ;
6 - des dolomies ;
7 - le skarn Sud ;
8 - les micaschistes de la série de Canaveilles recoupés par des filons de granités.

Plus en détail, en repartant du Sud, on rencontre d'abord :

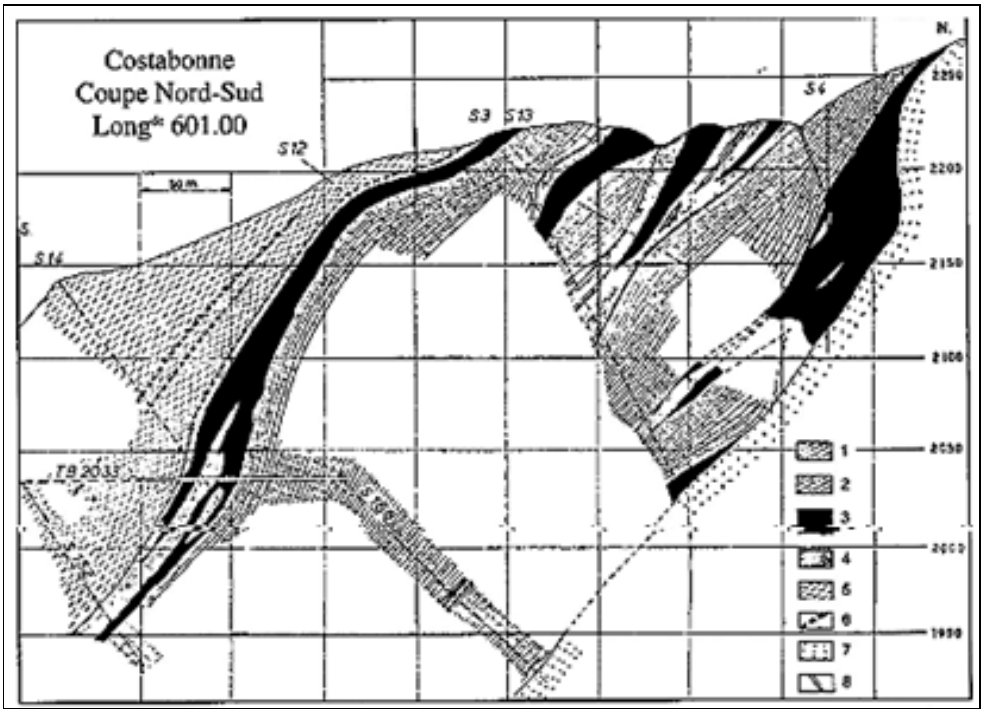
8a.- la série de Canaveilles avec les schistes pélitiques violacés sombres à biotite-andalousite ;
8b.- des schistes alumineux grisâtres tachetés à cordiérite chloritisée alternant avec ;
8c.- des lits centimétriques de cornéennes calciques rubanées de teinte verte dominante ;
7a.- le skarn Sud avec un niveau massif de 3 m de puissance de cornéennes calciques vertes ;
7b.- des apparitions de veines +/- concordantes à cœur de grenat (effet du métasomatisme) ;
7c.- un matériel rubané riche en clinozoïsite rosé (transformation des cornéennes) ;
7d.- des résidus de dolomies entre les cornéennes et les skarns (localement) ;
7e.- la grenatite massive a deux types de grenat (grenat l et grenat 2) à reliques de roche verte ;
7f.- un niveau à gros grenats 2 dans la pyroxénite, ou de grenats l avec auréole de grenats 2 ;
7g.- une zone d'injection de veines à grenat tardif (grenat 3), idiomorphe, souvent géodique ;
7h.- un niveau de pyroxénite sombre ;
7i.- un niveau de pyroxénite claire ;
7j.- un petit lit de 5 mm de serpentine + calcite ;
7k.- un petit niveau de calcite de l à 2 cm ;
6.- des dolomies et des marbres calcaires injectés de veines provenant des zones 7i, 7j et 7k ;
5a.- le skarn intermédiaire à calcite+forstérite et à diopside sans grenat, alternant avec ;
5b.- des marbres à brucite ;
5e.- des cornéennes rubanées vert clair (l à 2 m) ;
5d.- des roches sombres rubanées à lits de pyroxène, grenat et épidote ;
5e.- une pyroxénite claire ;
4a.- une masse de 60 à 70 m de dolomies ;
4b.- des calcaires rubanés à minéraux et des cornéennes ;
3a.- le skarn Nord avec des veines zonées à cœur de diopside vert bordé de serpentine brune ;
3b.- des marbres rubanés avec lits de marbres à minéraux ;
3c.- une pyroxénite claire de 10 à 50 cm ;
3d.- une pyroxénite sombre sans grenat (5 à 10 cm de puissance) ;
3e.- une pyroxénite à cristaux centimétriques de grenat associés à des veines à grenat ;
3f.- la grenatite avec souvent des rubanements de pyroxénite
3g.- un lit siliceux noir de 5 à 7 cm;
2a.-.le granité modifié : toujours altéré et silicifié avec peu de minéraux ferromagnésiens
l.- le granité normal.



a) : Costabonne : TIS = tacite intermédiaire Sud ; TIN = tacite intermédiaire Nord



b) : Costabonne : Coupe schématique (400 m) du gisement au niveau du "chemin de fer" (cote 2180 m),
s : micaschistes ; c : cornéennes calciques ; e : zone épidotisée ; px : pyroxène (salite) = gros points noirs et diopside = blanc ; cf : calcite +forstérite ; dol : dolomie ; m : marbres calcaires ; mb : marbre à brucite ; g : granité ; skQ : skarn quartzique. Les skarns (grenatites) sont en noir.



c) : Costabonne : Reconstitution en profondeur du gisement d'après les travaux miniers les indications S suivies d'un nombre signalent les sondages et TB = travers-banc, I : dolomies et calcaires métamorphiques ; 2 : marbres à brucite ; 3 : skarns ; 4 : cornéennes calciques ; 5 : micaschistes ; 6 : alaskite ; 7: granité ; 8 : filon de quartz.

Figure 345 : Skarn : Costabonne : Coupes nord-sud du gisement du Costabonne (Guitard, 1954 (5) et Guitard et Lafitte, 1958 (b et c)).
Remarque, l'évolution des dessins de coupes et les précisions qui sont apportées en profondeur grâce au démarrage des travaux miniers qui ont permis de recouper les différentes formations.

Les grenats principaux proviennent en partie du niveau à grenatite 3f où l'on rencontre un grenat orangé sombre souvent idiomorphe laissant des espaces centimétriques qui peuvent être remplis par du quartz avec parfois des aiguilles d'amphibole vert sombre et de la calcite. Cette grenatite contient par endroits des taches jaune clair témoins d'un grenat antérieur englobé dans le grenat tardif dominant. La disposition actuelle des différentes formations et zonations minéralogiques est le résultat principalement d'une altération secondaire qui s'est superposé à la zonation primaire. Cette succession d'événements est illustrée par la figure II-27.

	Diopside	Salite	Salite	Grenat 1	Grenat 2	Grenat 2	Grenat 3
Na_2O	0,00	0,08	0,09	0,01	0,01	0,00	0,00
SiO_2	53,35	52,47	51,67	35,43	36,45	37,23	37,20
FeO*	3,70	11,55	9,85	25,69	20,02	11,49	9,40
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	14,85	8,81	9,70	0,14	0,01	0,00	0,06
Al_2O_3	0,23	0,25	0,15	1,64	7,22	13,40	19,45
MnO	1,61	5,15	3,74	0,24	2,83	5,03	10,55
CaO	23,70	23,49	23,68	36,65	29,40	30,91	21,35
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,05	0,20	0,04	0,10
TOTAL	97,44	101,80	98,88	95,84	96,20	98,09	98,13

* Fer total exprimé sous forme de FeO

** Les analyses ont été effectuées au BRGM, département M.G.A.

Table 25 : Skarn : Analyses représentatives à la microsonde électronique des minéraux des skarns de Costabonne**

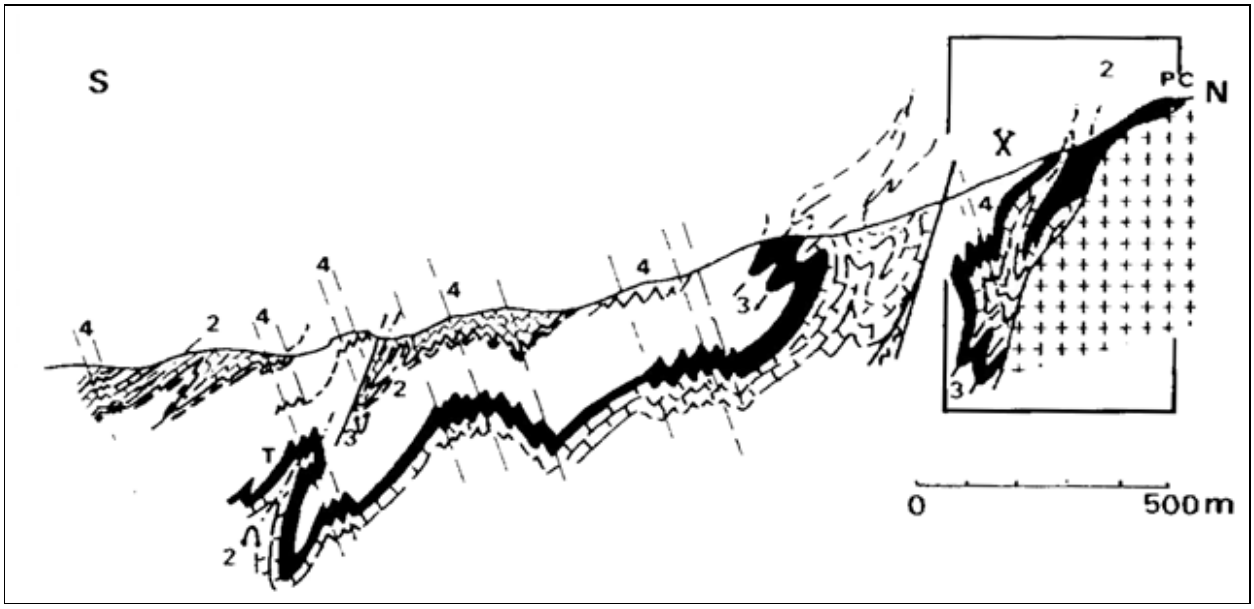


Figure 346 : Skarn : Costabonne : Coupe interprétative entre le Pic du Costabonne et le col 1910. L'encadré correspond à la zone du gisement.
I : granité du Costabonne ; 2 : gneiss ; 3 : roches carbonatées du Costabonne :
4 : roches à silicates calciques de la barre de Fra Joan ; 5 : micaschistes ; 6 : roches carbonatées de la Balmeta; PC = Pic du Costabonne.
Les plans axiaux des plis sont également reportés.(d'après Perrin et Guv. 1985)

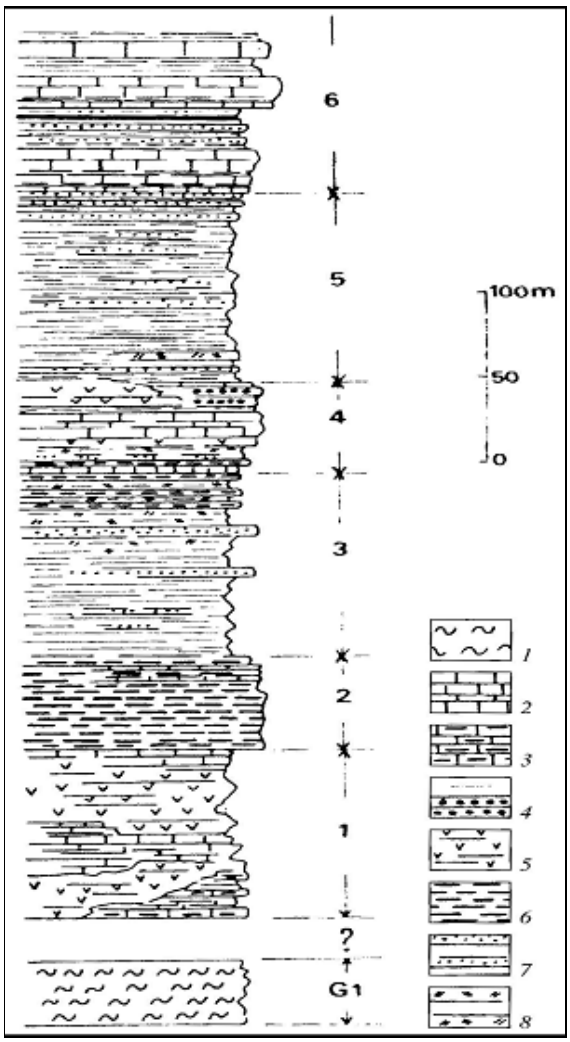


Figure 347 : Skarn : Costabonne : Log stratigraphique de la série de Canaveilles observé sur le versant Sud du Pic du Costabonne.
I : gneiss : 2 : calcaires ; 3 : calcaires à silex ; 4 : dolomie : 5 : roche à silicates calciques ; 6 : grès ; 7 : tufs ; 8 : niveaux ferrugineux oolitiques
(d'après Perrin et Gouv. 1985)

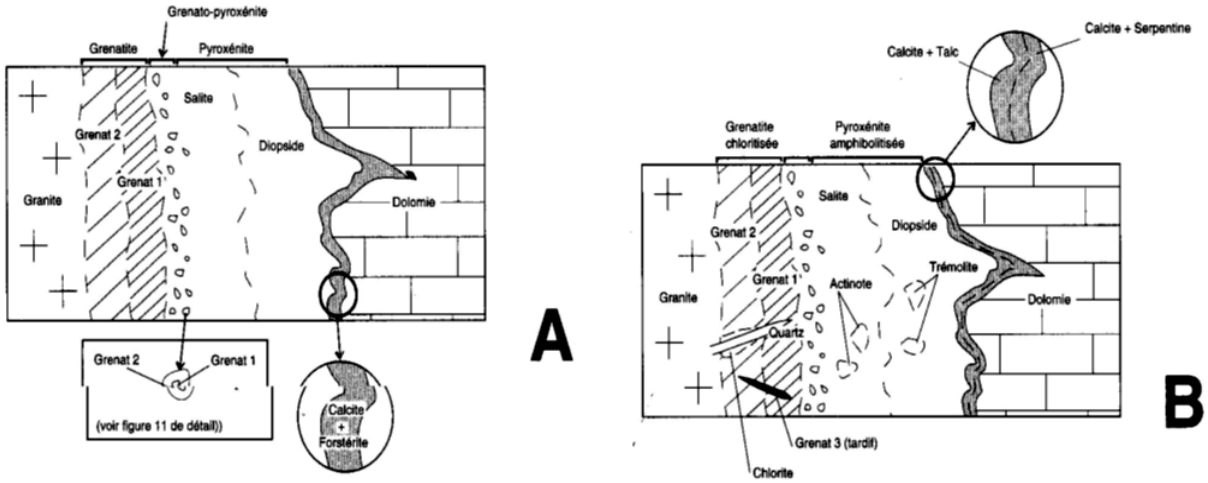


Figure 348 : Skarn : Costabonne : Zonation primaire des skarns
a): Zonation primaire synthétique des skarns du Costabonne d'après Guitard et Lafitte, 1958, modifié.
On retrouve cette disposition à proximité des trois skarns signalés sur la coupe du chemin de fer (figure 7).
Remarquez de part et d'autre les deux roches initialement en présence.
b): Cette zonation primaire subit ensuite une altération et se transforme en une altération secondaire.
Les sulfures et la scheelite sont associés à cette donation tardive, notamment à la zone à talc, celle à actinote... et celle à chlorite.

On trouve les grenats dans différentes roches :

A - dans les skarns, ils constituent près de 98% de la roche (monominérale) appelée alors grenatite (voir 3f et 7e ci-dessus). Cette roche grenue montre des cristaux imbriqués les uns dans les autres, de densité forcément élevée, de teinte sombre, bordeaux à brun foncé ou encore ocre. Il est paradoxalement toujours difficile de dégager de beaux cristaux idiomorphes tant que l'on ne tombe pas sur une cavité où ils ont pu croître librement ; il s'agit dans ce cas soit de grenats de la zone 3f orange sombre, soit de grenats tardifs de la zone 7g. De gros cristaux peuvent alors être récoltés, atteignant 2,5 cm. Des grenats altérés en surface jusqu'à 3 cm ont même été découverts dans ce contexte.

Il serait hasardeux de vouloir donner un nom précis en se basant uniquement sur la couleur des cristaux. Cependant, d'après les études et les analyses effectuées à l'époque par le BRGM (voir table 4), on apprend qu'il y a eu, au cours de l'événement métasomatique, cristallisation de trois générations de grenats de composition très distincte (appelés successivement grenats l, 2 et 3), la première se rapprochant nettement du pôle andradite pur, la deuxième montrant une tendance mixte grossulaire - andradite tandis que la troisième (celle que l'on rencontre le plus souvent dans des cavités géodiques) est à classer dans la famille des grossulaires. Ceci représente un enrichissement en alumine et une perte en fer au cours du temps. Cette évolution est d'ailleurs bien visible dans la zone de transition entre la grenatite et la grenato-pyroxénite (voir zones 7e et 7f) où le grenat andradite jaune (l) s'entoure d'une couronne de grenat grossulaire (2) rouge bordeaux (voir photo). La roche a un aspect facilement identifiable avec les formes cristallographiques du grenat soulignées deux fois : la première par sa composition andraditique jaune au cœur et par sa surcroissance rouge plus alumineuse. Les couleurs catalanes en fait ! De quoi donner de belles tranches polies.

On observe une calcitisation partielle des grenats de première génération au cours de l'altération secondaire

Quelquefois, dans les cavités, on rencontre des minéraux interstitiels associés aux grenats. Il s'agit fréquemment de quartz, en cristaux rarement limpides et terminés qui ont tendance à joindre les grenats. L'actinote est le minéral également rencontré entre les grenats. Elle est d'un joli vert et fibreuse.

B - Ailleurs que dans les skarns, les cristaux de grenat sont plus intéressants car sur une gangue plus contrastée de quartz ou de calcite et présentent de belles couleurs, jaune à rouge. Ils sont d'autant plus gemmes que la taille est petite (photo). Là encore, il est difficile de ranger ces grenats dans telle ou telle famille tant que des analyses ne sont pas faites "sur chaque cristal" mais on peut avancer qu'il s'agit de grossulaire orangé. Un intérêt supplémentaire de rechercher des grenats ailleurs que dans la grenatite est la possibilité de les dégager à l'acide lorsqu'ils sont dans la calcite.

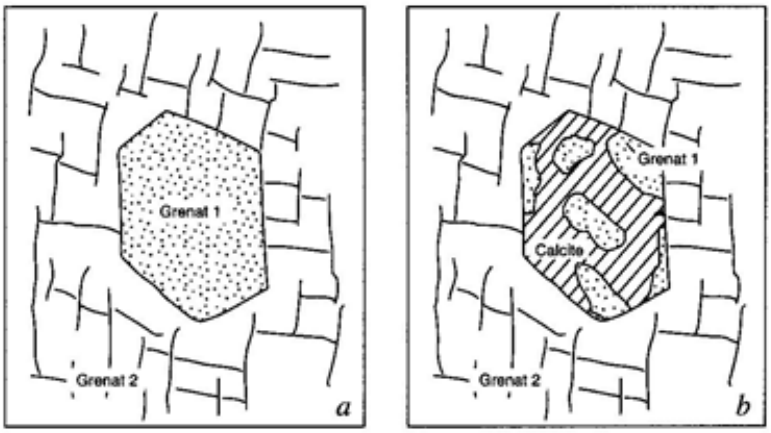


Figure 349 : Skarn : Costabonne : Inclusions de grenats
a) : Inclusion de grenat de première génération (andradite quasi-pure) dans les grenats 2 (mixte andradite - grossulaire)
b) : Dissolution des grenats l au sein des grenats 2: la calcite remplace le grenat l qui subsiste encore en reliques.

Détail des sites de Costabonne renfermant des grenats (1)

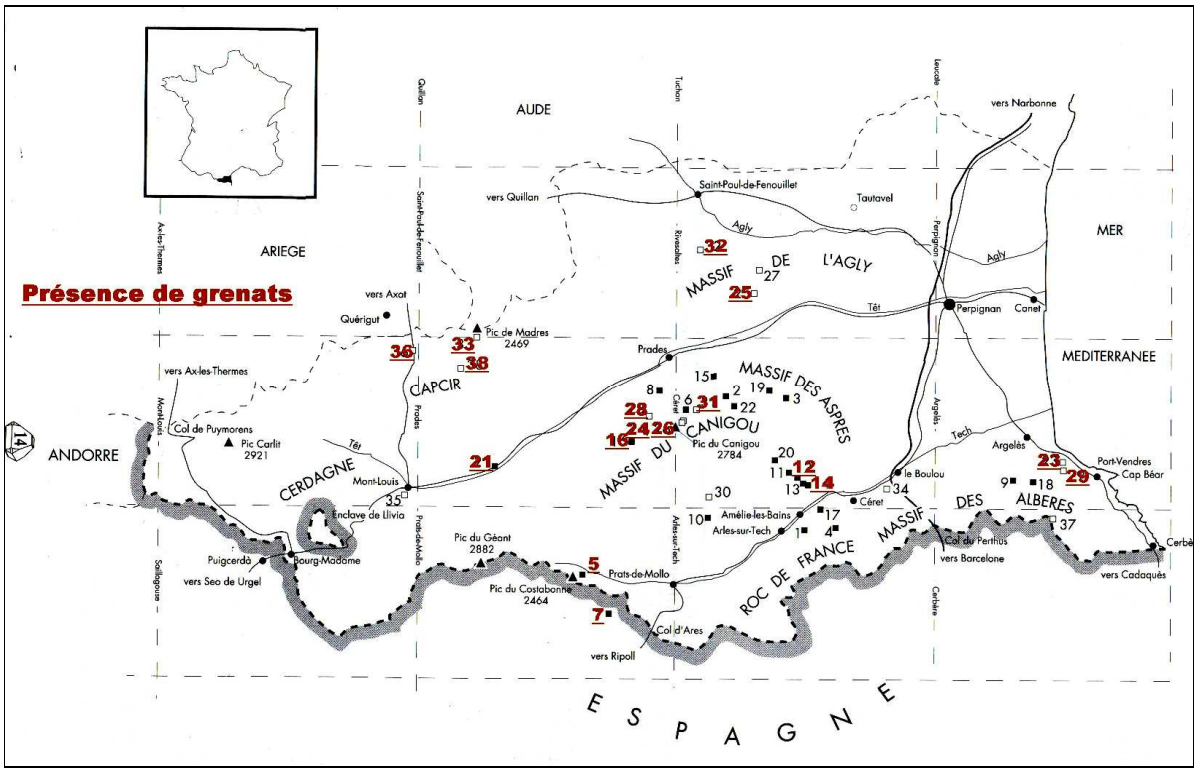


Figure 350 : Skarn : Costabonne : Sites à grenats de Costabonne et autres Grenats de Perpignan

Indice 7 : Espinavell - Espagne

Ce gîte, à proximité de celui de Costabonne, sur le versent espagnol de la crête qui y accède, a fourni un bel échantillon « Guitard » n°383, de grenats andradite en placage dans une ancienne veine qui traverse le skarn et qui est remplie de calcite. Les cristaux ont une taille homogène de 2 cm sur une gangue de grenatite, et contrastent fortement avec leur couleur brun-marron avec le blanc de la calcite.

Indice 12 : Montbolo (Mas Carbonell)

La collection Guitard présente un grenat de 5 cm qui provient de cette localisation.

Indice 14 : Montbolo (Roque Jalaire)

Sur le contact nord entre la barre de calcaire et le pluton, on rencontre une gangue de clinopyroxène vert sombre dans laquelle on peut trouver de bons échantillons de grenats. La clinopyroxénite est particulièrement bien développée avec des masses de **salite** (le terme intermédiaire entre diopside et hédenbergite).

L'attaque par l'acide permet de mettre en évidence le zonage de ces grenats qui sont en fait un mélange d'andradite $Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$ et de grossulaire $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$. Le Fer confère aux grenats une couleur qui peut aller du rouge-brun à l'orange en passant par le rouge sang.

Il est à souligner que les grenats étant des ugrandites, à base de calcium, ils sont attaqués par l'acide, mais l'acide demeure le seul moyen de dégager les grenats qui sont noyés dans de la calcite.

Les habitus de ces grenats sont des trapézoèdres ou icositétraèdres.
Les grenats ne sont toutefois pas gemme et leurs faces sont peu lisses.

N°	Gite	Type de gisement	Chlorite	Salite Diopside hedenber	Forstérite	Grenat	Epidote	Trémolite	Vésuvianite	Wollastonite	Scheelite	Autres minéraux
1	Amélie les bains-Mas Patau- Reynes	Filon		+							+	
2	Buillestavy – La Coume	amas		+					+		+	Ax, hém, sid, tourm
3	Caixas – Fontcouverte	filon									+	Indice de Pb, Cu, Zn
4	Céret – Mas carol/Mas Parer			+			c. zoisite		+		+	
5	Costabonne	amas	clinochlore	+	+	+	+	+	+	+	+	…..
6	En Salze –Cortalets -Fillols	amas									+	
7	Espinavell- Espagne					+					+	
8	Fillols										+	Anc mine de Fe, Pb, Mn
9	Lavall-Sorède										+	
10	Leca-Corsavy										+	
11	Montbolo, La Balme	amas									+	Cc,fl,gy,phil,pyr,qtz,sid,ull
12	Montbolo – Mas Carbonell	Amas				+		+			+	Ap, ars, gy, pyh
13	Montbolo – Mas Sabé	Amas									-	Phl
14	Montbolo – Roque Jalaire	amas		+		+					+	Ars, bt, cc, fl, lõ, pyh, pyr, qtz…
15	Puig des Maurous - Estoher	Filon qtz									+	Ars
16	Py		clinochlore	+		inc. à rose	zoisite		+	+	+	Cc, cho, clih,cliz,mic,phl,sph
17	Reynès			+			+				+	Cliz,sph, zo
18	Roc des Chèvres – Argelès sur mer										+	Bér, bt, mus,tourm, wol
19	Serrabonne – Boule d'Amont	Filon									+	Ars, cha,gy,pyr,qtz,sid,wol
20	Taulis	amas									+	Cc,gy,ox-fe
21	Thuès			+		+					+	Cho
22	Valmava – Mas d'en Pascalou	Filon									+	
23	Argelès – Eperon d'argent					+			+			Hem,bt,mus,to
24	Barbet (pic de) – Taurinuya		+	+		+	+		+			Act,cliz,qtz
25	Bélesta			+	+	+				+		Phl,sca,api
26	Canigou (pic de) – Casteil – Vernet les Bains	+	+		+	+	+		+			Cliz,qtz
27	Cassagnes									+		
28	Casteil - Cady					+			+	+		
29	Collioure - Pradeils					+			+	+		
30	Corsavy – Canals de Batère			+			Zoïsite					All,sca
31	Estoher – Les clots d'Estabell		+	+		+	+		+			Ars, cliz,pyh,qtz,zo
32	Felluns					Noir				+		Has,mt,qtz,sca
33	Madres (pic de) - Sansa		clinochlore	+		+	+	+	+	+		Ax,pré,sph
34	Maureillas – Mas Fraixe – Le Boulou		+				cl. zoïsite	+				
35	Mont Louis								+			
36	Puyvalador – Rieutrod					+			+			Ab,all,ar,cc,chry,mic, py,sph,to
37	Salfort (pic de) – Banyols sur mer								+			
38	Sans-Ayguatébia- Railleu			+		+						Mic,mat,pyh,mél,sit,goe mah

Ab :	albite	act	actinote	all	allanite	ap	apatite	ar	aragonite	ars	arsénopyrite	ax	axinite
bé	beryl	bt	biotite	cc	calcite	cha	chalcopyrite	cho	chondrodite	chry	chrysocolle	clih	clinohumite
clin	clinochlore	cliz	clinozoite	fl	fluorite	goe	goethite	gy	gypse	has	hastingsite	hém	hématite
mah	maghémite	mél	mélantérite			mic	microcline	mt	magnétite	mus	muscovite	phl	phlogopite
pré	préhnite	py	pyrite	phy	pyrrhotite			qtz	quartz	sca	scapolite	sid	siderite
sit	sidérotile	sph	sphène	spi	spinelle	to	tourmaline	ull	allanite	wol	wolframite	zo	zoïsite

Indice 16 : Py

Des affleurements de calcaires à minéraux ont été remarqués, notamment à 600 mètres au Sud-Est du village, le long du sentier menant au Cortal, et surtout le long de la D6 en direction de Mantet à 1,5 km de Py. Les vallons de Tonnet (ou Tounet - sur la commune de Py) et de Marquirol (sur Sahorre) ont également été productifs.

Notons qu'une grande variété de grenats calciques est visible à Py où l'on a pu observer le grenat grossulaire pur, incolore sans Fe^{3+} jusqu'au terme andradite quasi-pur où tout l'Al^{3+} est remplacé par le fer ferrique (grenats orange foncé à roses ou rouges). Dans une veine grenatifère blanche peu commune. Leur taille peut atteindre le centimètre mais ils perdent alors tout transparence. Rappelons qu'une géode avait même fait l'objet d'une présentation à la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie en 1953 par Guitard, montrant des cristaux incolores de 2 à 8 millimètres en trapézoèdre, associés à la vésuvianite très pâle.

Sur un spécimen, récolté en 1950, les cristaux de grossulaire sont orange, en partie gemmes, infra-centimétriques à centimétriques et noyés dans la calcite et développés dans une veine de grenatite incomplètement remplie d'un skarn verdâtre. Cette couleur traduit la présence du clinopyroxène. Il y a par

ailleurs des microcristaux de diopside. Les faces des grenats sont très brillantes. L'utilisation d'acide pour dissoudre la calcite semble avoir endommagé certains cristaux (avec des inclusions?). Un autre échantillon permet de voir les termes intermédiaires, des grenats orange pâle et brillants, centimétriques mais incomplets à faces losangiques sans troncature. Le quartz y est interstitiel.
De gros grenats grossulaires orange peuvent être associés à la zoïsite formant des cristaux rose pâle aux faces mates.

Indice 21 : Thues

Présence de Grossulaire en cristaux pluricentimétriques incomplets. Ils sont fracturés dans le skarn à grenat et à clinopyroxène vert pâle.. En partie gemme, les grenats sont noyés dans la calcite.

Indice 23 : Argeles : Esperon d'argent (sud-ouest)

Cet indice, situé à proximité du ruisseau le Ravaner (en rive droite), a vraisemblablement disparu avec. la nouvelle route construite il y a quelques années. I1 est localisé à la limite des communes Argelès et Collioure. Pour le distinguer de l'indice n° 29 nous l'avons placé sur la commune d'Argelès.

Comme pour l'indice n°18, les minéraux des roches acides intrusives ont fourni des cristaux qui sont signalés dans l'inventaire minéralogique. La collection Guitard n'en mentionne aucun, qu'il soit d'origine pegmatitique ou de skarn. Cependant, la microminéralogie révèle qu'il existe aussi des gîtes de minéraux des skarns comme le grenat grossulaire rouge, en cristaux jusqu'à 5 mm altérés, associés à la vésuvianite brune prismati.que, atteignant 3 cm avec un faciès plutôt allongé.

Indice 24 : Barbet (pic de) – Taurinya

Avec de la réussite, les minéraux de ce skarn peuvent être récoltés au pied de la face nord du Barbet, à la faveur d'éboulements naturels (n'en déplaise aux écologistes), mais l'indice lui-même est précisément localisé dans les barres rocheuses de cette face nord. Il a été trouvé des géodes à grenat (grossulaire-andradite). L'une d'elles, trouvée au début du siècle serait au Muséum national d'histoire naturelle de Paris (MNHN). D'autres ont fait l'objet d'une présentation à la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie dans les années cinquante par Guitard.
Les grenats grossulaire peuvent être pluricentimétriques rouge bordeaux, en partie gemme dans les fentes du skarn (photo). La bonne qualité des cristaux vient de l'érosion active dans ce secteur nord du Barbet: les grenats n'ont pas eu le temps de s'altérer.

Des cristaux de grossulaire se sont développés dans une veine de la grenatite pas complètement remplie de grenat et finalement comblée par la calcite tardive qu'il est facile de dégager à l'acide. Leur couleur est un beau rouge profond tandis que les faces sont toutes très brillantes et lisses. Le plus gros cristal, voisin de 1,6 cm, est en partie gemme de même que les petits associés au diopside, également gemme : un assemblage qui rappelle tout à fait les associations classiques du Val d'Ala dans le Piémont, Italie. L'Inventaire minéralogique signale des cristaux rouge hyacynthe à brun jaune avec une taille de 0,5 à 30 millimètres parfois associés à du diopside en petits cristaux vert pâle à vert foncé ou granulaire.

Indice 28 : Casteil – Cady

Sur les hauteurs de Casteil et non loin de l'abbaye de Saint-Martin du Canigou, ce skarn a produit un spécimen en 1950, qui est un grossulaire enchâssé dans une grenatite à vésuvianite. Cette dernière est plutôt massive, brun foncé, et montre aussi des petits cristaux de l'ordre du millimètre.

Les grenats par contre sont exceptionnels par leur taille : jusqu'à 5 cm. Ils présentent une forme irrégulière avec des faces plus développées que d'autres. Elles montrent une corrosion intense (piquetées) mais sont entières et sont restées brillantes. Le groupe compte 7 cristaux dont le plus gros mesure 5 cm et le plus petit environ 1 cm. Les bords des cristaux sont nettement gemmes, rouge foncé.

Le grenat et le diopside constituent les épontes du filon.

Indice 29 : Collioure (Pradeils ou Pradells)

Localisé dans la vallon du Ravaner, mais plus en amont que l'indice n° 23, nous l'avons reporté sur la commune de Collioure. En fait les deux indices sont distants de 400 m environ. Les échantillons de la collection sont étiquetés "Pradeils" tandis que les cartes mentionnent "Padrells".

Un skarn, altéré en surface, a permis la récolte en 1975 de deux beaux spécimens de grossulaire de qualité gemme. Il s'agit de beaux petits cristaux orange de 5 mm à 9 mm environ totalement gemmes issus d'une zone de skarn. Certains cristaux montrent des lacunes de cristallisation ("empreintes négatives" d'anciens cristaux actuellement dissous). Il est difficile de dire de quel minéral il s'agissait. Dans une cavité d'un échantillon, on peut voir un groupe de cristaux rouge brun gemmes dont les plus gros atteignent 8 à 9 mm. Leurs faces losangiques sont très brillantes et présentent les troncatures de la combinaison entre le trapézoèdre et le rhombododécaèdre

Des échantillons provenant du même skarn (1954) renferment des cristaux trapus et centimétriques d'une belle
vésuvianite à terminaison plate avec les faces (101) et (011). Les prismes sont visibles au fond des cavités du skarn (vésuvianitite massive) remplies tardivement par le quartz. On note la présence de petits grenats ocre et brillants.

Indice 31 : Estoher – Les clots d'Estabell

Présence de grossulaire avec de la vésuvianite brune noyés dans la calcite.

Indice 32 : Felluns

Présence, en particulier, de deux spécimens de grenat noir brillant spectaculaires par leurs formes et leur taille ont été extraits en 1979 et en 1981. Il s'agit de grenat andradite de la variété mélanite dont les plus gros cristaux, jusqu'à 4 cm, sont posés en relief sur le plus ancien échantillon. Sur l'autre les nombreux grenats centimétriques sont disposés à plat sur la roche. Ils montrent la combinaison des deux formes du grenat avec .des faces losangiques tronquées. On constate la présence de petits cristaux de quartz tordus et fracturés associés aux skarns. Les faces concaves traduisent un certain amortissement (accommodation) de la déformation qui atteint la fracturation.

Une association classique andradite - magnétite a été récoltée en 1986. Il s'agit de la même andradite "mélanite" noire et brillante, en cristaux de plusieurs centimètres, enchâssés dans la gangue avec les octaèdres centimétriques de magnétite plus ternes. On retrouve le quartz (sans intérêt) fracturé.

Parmi les échantillons de Felluns, certains nous renseignent sur l'existence d'assemblages minéralogiques particuliers, notamment l'association andradite, scapolite et quartz (1979). La taille des cristaux de grenat noirs et brillants atteint 5 mm tandis que les scapolites blanchâtres (altérées) ont la forme classique de baguettes non orientées mates et mal terminées. Le quartz est gris à jaunâtre montrant des cristaux abimés ou tordus mais biterminés.

Une association similaire met en évidence l'andradite, la scapolite et l'hastingsite chlorée. Les deux premiers se présentent comme sur l'échantillon précédent mais sont ici en contact avec des cristaux millimétriques d'une amphibole riche en chlore : la chloro-hastingsite. Il s'agit au départ d'une amphibole ferrifère où le Fe;' remplace tout l'Al;'. Cette substitution a tendance à s'accompagner d'un enrichissement en chlore car cet élément se comporte comme le fer (Guitard, comm. orale).

Indice 33 : Madres (pic de) – Sansa

Ce sommet est recensé parmi les gîtes classiques grenatifères dans les P.-O., sûrement parce que Lacroix avait signalé très tôt le grossulaire et la vésuvianite dès le début du siècle. La notice de la dernière édition de la carte géologique de Prades à 1/50 000 nous apprend que ce sont les formations dévoniennes carbonatées (calcomagnésiennes) de ce relief accentué qui ont donné naissance à diverses espèces dont surtout des silicates calciques et/ou magnésiens au contact du granite de Quérigut: grossulaire, diopside, vésuvianite, épidote, wollastonite, plagioclase, microcline, sphène, clinochlore, prehnite, trémolite, spinelle et plus rarement axinite et scheelite.

Indice 34 : Maureillas - Mas Fraixe - Le Boulou - Saint-.lean Pla-de-Corts

Un spécimen, de la taille d'un gros poing, attire l'attention par la couleur rose vif de son cœur, criblé de grenats grossulaires orange entourés d'une auréole de chlorite réactionnelle vert foncé qui isole la clinozoïsite du reste de la roche. Cette succession minéralogique sciée et polie est du plus bel effet.

Figure 351 : Costabonne : Grossulaires-Andradites

Grossulaire et sulfure (molybdénite ?)
Costabonne
Cristal central 11 mm
Collection : perso n°1132

Grossulaire et actinote
Costabonne
Vue 4 cm
Collection : perso n°1132

4.4 Pétrographie

Comme décrit sur Geowiki, l'histoire mouvementée de la région se traduit par une grande variété de roches : au S-E, le granite du Costabonne (280 millions d'années) parcouru par le filon de quartz des Esquerdes de Rotja, les marbres et calcaires dolomitiques minéralisés et les skarns du Pic du Costabonne.,
Il en résulte une grande variété de minéraux avec principalement calcite, forstérite, diopside, grenats, épidote, serpentine et aussi scheelite, brucite, sphalérite, pyrite, chalcopyrite, malachite, molybdénite et uranotile.

Plus précisément, dans l'ancienne mine de Prats-de-Mollo-la Preste, dans le massif de Costabonne, les minéraux rencontrés sont :

- grenat : de types andradite ou grossulaire, de couleur jaune à rouge, en cristaux centimétriques,
- épidote : cristaux vert foncé typiques, associés au quartz,
- On trouve aussi, en belles masses, des cristaux d'actinolite et de trémolite, ainsi que tous ceux listés ci-dessus.

4.4.1. Couleur

Les grenats du Costabonne sont des andradites avec une portion de grossulaire. Leur couleur est principalement représentée par du brun jaune, opaque.

Toutefois, il est possible de trouver de petits cristaux millimétriques gemmes. Ce sont probablement des grossulaires. Si je n'ai trouvé que des gemmes oranges, que ce soit orange vif ou orange pale, sur le site de mindat, il est possible de voir des gemmes rouges, et même vert pale (cf photos).

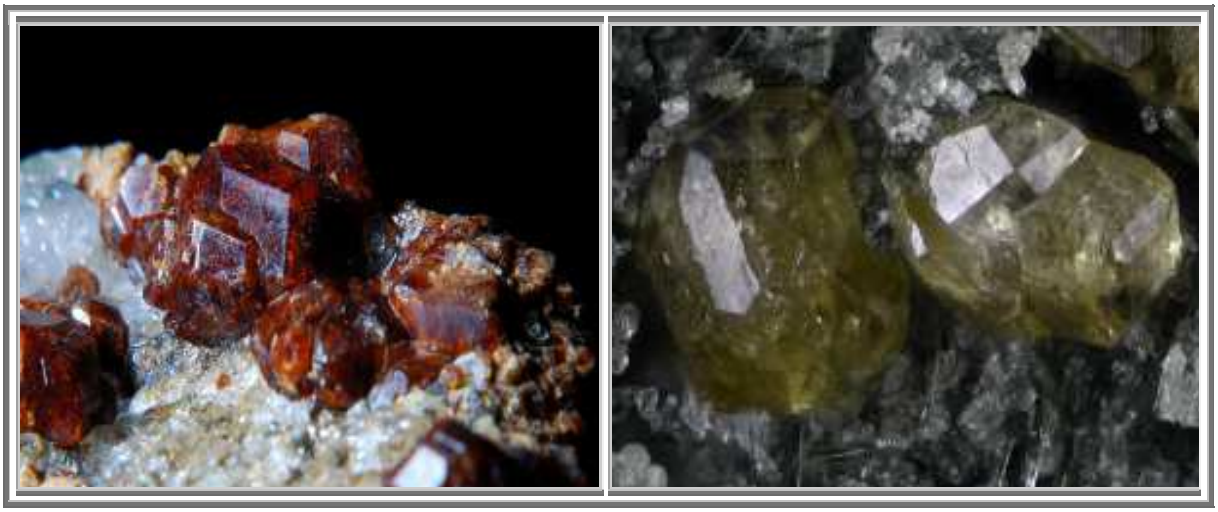


Figure 352 : Skarn : Costabonne : Mine Prats-de-Mollo-la Preste, Différents échantillons
Cristal 5 mm - Collection et photo Andre CASTRO
Champ 1,4 mm - Photographie Juan Miguel SEGULA

Figure 353 : Skarn : Costabonne : mine Prats-de-Mollo-la Preste, Couleurs et faciès des cristaux
Les cristaux gemmes, probablement grossulaires ont des faces lisses.
Les cristaux opaques, probablement andradites ont des faces très accidentées

4.4.2. Facies

Les cristaux gemmes, que je suppose être des grossulaires plutôt que des andradites, cristallisent selon le faciès du rhombododécaèdre {110} avec troncature des arêtes (présence des faces {112}).
Les faces {110} sont très lisses.

Les andradites, quant à elles, présentent des faces constituées de rhomboèdres millimétriques qui forment une succession de petites “facettes” formant dans l’ensemble, un faciès de cristallisation en spirale rhombique (figure a)).
Cependant, sur les cristaux réels, les “facettes” sont préférentiellement sur les angles (figure b), de sorte que la facette centrale de la face {110} est de dimension plus petite, voire inexistante. Dans ce second cas, le centre de la facette est constitué d’un creux.
La cristallisation serait donc plus rapide sur les faces K, suivie par celle des faces F.

Nota
Les andradites brun-vert provenant de Mongolie au cours des années 2010, présentent un faciès très similaire.

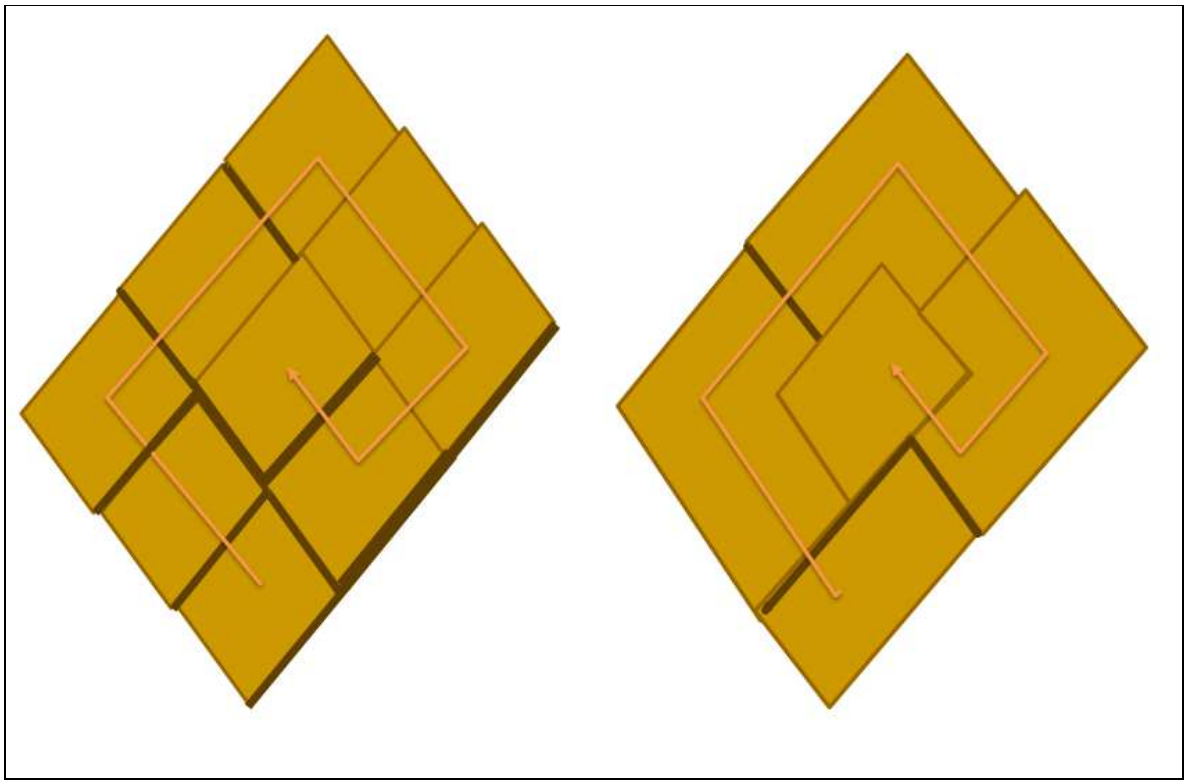


Figure 354 : Skarn : Costabonne : Faciès de cristallisation des andradites
Cristallisation idéale en spirale rhomboque
Cristallisation réelle avec les facettes sur les angles du cristal

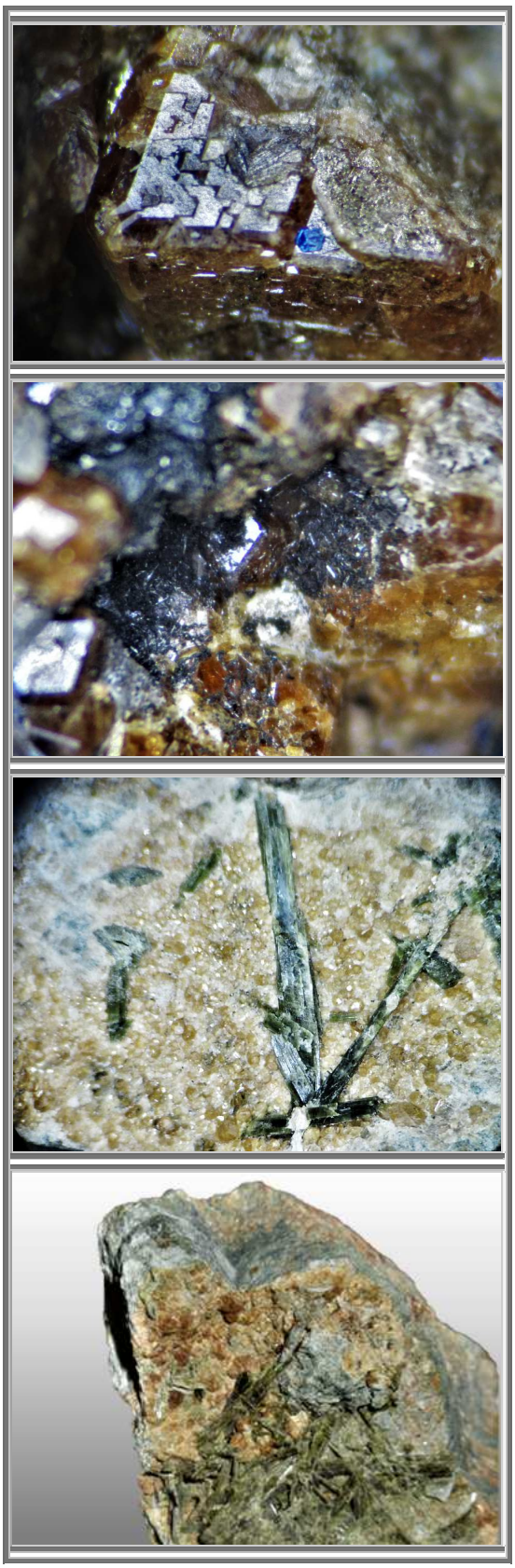


Figure 355 : Skarn : Costabonne : Grenats grossulaire-andradite avec épidote

Grossulaire andradite avec sulfure (molybdenite ?)
Costabonne
Vue 2 mm
Collection : perso n°1132

Grossulaire andradite avec sulfure
Costabonne
Vue 3 mm
Collection : perso n°1132

Grossulaire et epidote
Costabonne
Vue 2 cm
Collection : perso n°1131

Grossulaire et epidote
Costabonne
Vue 3 cm
Collection : perso n°1130

Figure 356 : Skarn : Costabonne : Echantillons de grenats

Andradite - Grossulaire
Costabonne,
5.0 cmx 4.0 cm
Collection : perso, N°1108

Andradite - Grossulaire
Costabonne
4,5 cm x 4,0 cm
Collection : perso n°1096

Andradite - Grossulaire
Mine turon, versant espagnol
cristal 1.8 x 1.4 cm
Collection : perso

5. GRENATS DE MONTBOLO

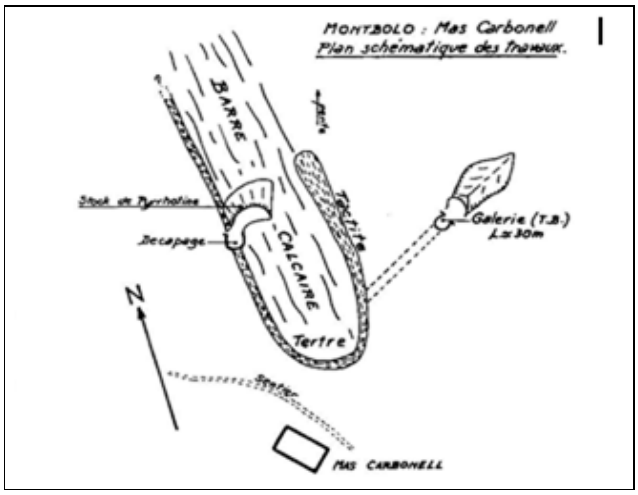


Figure 357 : Skarn : Montbolo : Localisation des skarns minéralisés (d'après C. Berbain modifié) (le plus intéressant est celui de Roque Jalaire

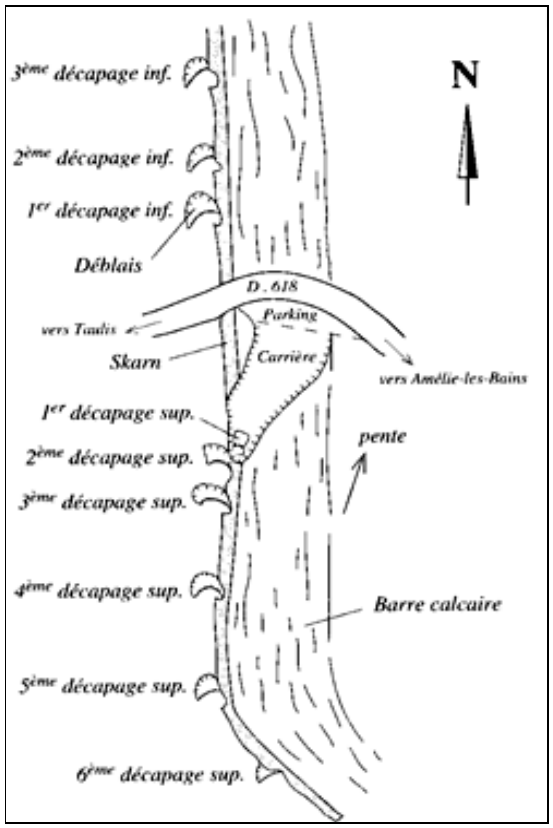


Figure 358 : Skarn : Montbolo : Plan schématique des travaux sur l'indice 14 de Roque Jalaire d'après C. Berbain

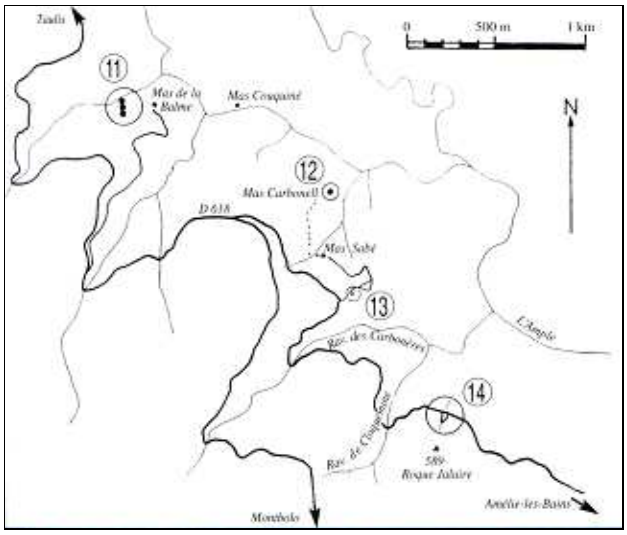
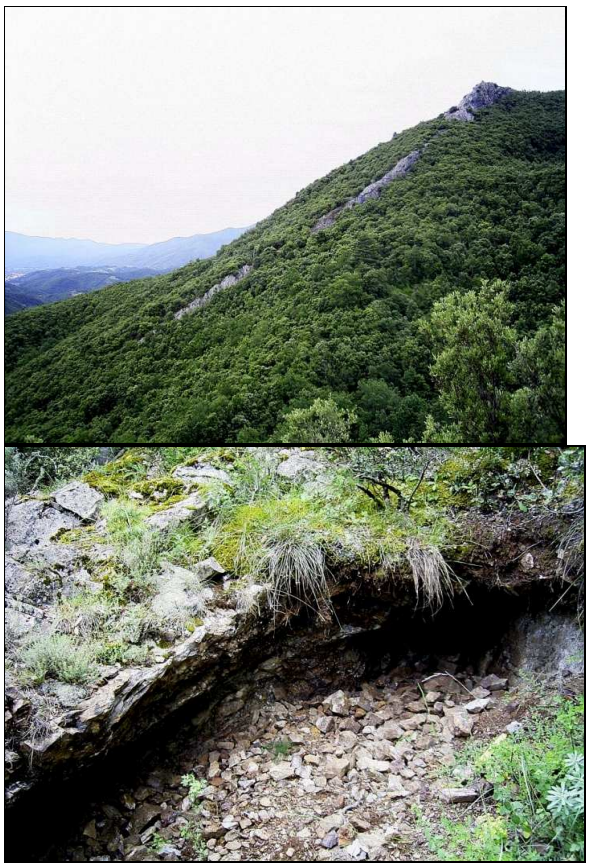


Figure 359 : Skarn : Montbolo : Plan schématique des travaux sur l'indice 1 du Mas Carbonell d'après C. Berbain



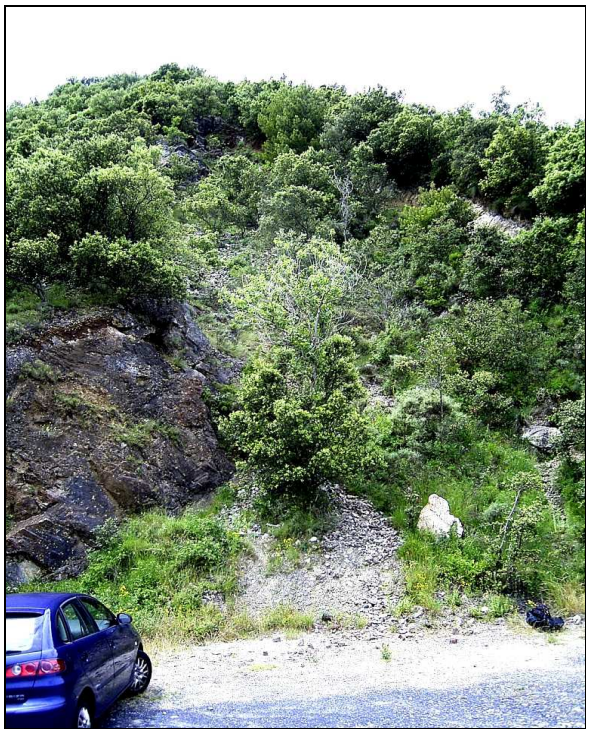


Figure 361 : Skarn : ontbolo : site de Roque Jalaire (n°14) avec la barre de calcaire vue du nord et le premier décapage supérieur

Figure 360 : Skarn : Montbolo : Pièces de Roque Jalaire (n°14) : coll. perso n°423 et 420-422 Avec diopside et hedenbergite

6. GRENATS DU TOURMALET- BAREGES

Le col du Tourmalet est surtout réputé pour ses anatase et autres brewsterites, ainsi que pour ces axinites qui rivalisent avec celles des Alpes.
Mais dans cet ouvrage, ce sont les grenats qui sont décrits, et comme vous pourrez le constater, il est surprenant de voir la quantité de types de grenats de cette région ainsi que leur qualité, dignes des plus belles collections, de micromounts.

6.1 Faciès géologiques

6.1.1. P. Pegmatites.

Roches massives de composition granitique, à cristaux centimétriques de feldspath plagioclase automorphe et de feldspath potassique (orthose et microcline) à fréquentes inclusions de quartz et de plagioclase, de quartz xénomorphe abondant, de muscovite en lames de plusieurs centimètres, d'un peu de biotite et de tourmaline, et de béryl rare.
Elles se présentent, dans le secteur du pic du Midi, en lentilles d'épaisseur décamétrique à hectométrique et, dans les granitoïdes et leur encaissant, en filons de 0,5 m à 4 ou 5 m d'épaisseur. Au col de Sencours, elles renferment en abondance de la tourmaline et du grenat (Bresson, 1903), tandis qu'au col d'Oncet a été signalée de la tourmaline bleu foncé.

6.1.2. Granitoïde de Néouvielle

Massif du Néouvielle
Les limites, nettes, sont approximativement parallèles aux couches de l'encaissant sédimentaire, mais dans le détail elles présentent un caractère sinueux et déchiqueté. Elles sont fortement inclinées vers l'intérieur du massif.
On y distingue une granodiorite sombre externe et une granodiorite claire interne (Bresson, 1903; Tamborini, 1971; Alibert et al., 1988). Le passage de la première à la seconde, marqué par la raréfaction de l'amphibole, est progressif, sur quelques mètres ou décamètres. Mais des dispositions, telle la présence d'enclaves de la zone externe dans la zone interne, indiquent une certaine postériorité de celle-ci. Comme les diagrammes de composition chimique (fig. 1) suggèrent une origine légèrement différente pour chacune des zones, il apparaît qu'elles résultent de deux injections magmatiques légèrement asynchrones.

y4. Granodiorite sombre à biotite et amphibole

Roche de teinte gris bleuté, à grain moyen, constituée de feldspath plagioclase en cristaux automorphes zonés, de feldspath potassique (orthose) peu abondant, d'amphibole (hornblende) toujours très apparente, de biotite, de pyroxène, de quartz interstitiel et de minéraux accessoires : apatite, oxydes de fer et de titane, sphène et zircon. La roche est en général plus foncée près du contact avec l'encaissant en raison d'une plus forte teneur du plagioclase en anorthite. Il existe de nombreuses enclaves sombres, surmicacées et à amphibole, qui pourraient résulter de l'hybridation en profondeur des liquides anatectiques crustaux et des magmas basiques mantelliques.

y3. Granodiorite claire à biotite

Roche claire, grenue, localement à tendance porphyroïde, constituée de feldspath plagioclase zoné (anorthite, andésine, oligoclase) abondant, de feldspath potassique (microcline) et d'un peu de biotite. L'amphibole est presque totalement absente. Le microcline en grandes plages xénomorphes englobe parfois du plagioclase, de la biotite et de l'amphibole. En divers secteurs ont été signalés des corps parfois filoniens, d'extension décamétrique, de granite leucocrate à biotite et muscovite, peralumineux (Alibert, 1988).
Vers le centre du massif, des granites francs et un granite aplitique restent encore à cartographier. Moraines d'altitude. La fin du Pléistocène est marquée par une brusque diminution d'intensité de la glaciation. Il semble qu'il y ait eu, aux altitudes concernées dans ce secteur, presque disparition des appareils glaciaires, ou du moins très large dégagement des versants supra-glaciaires. Les récurrences glaciaires qui vont marquer cette zone altitudinale seront le fait d'appareils modestes et bien individualisés, le plus souvent de simples glaciers de cirque isolés (type «pyrénéen »), parfois jointifs ou esquissant des langues glaciaires. Mais au-dessus d'eux, sur les hautes parois héritées des phases précédentes, le domaine supra-glaciaire est soumis à une cryoclastie trèsactive; les glaciers très chargés construisent des moraines volumineuses.

Figure 362 : Skarn : Tourmalet : Cartes géologiques et reliefs du Pic du Midi de Bigorre versant sud et versant nord
Différentes zones géologiques

GZb; Gzc. Postglaciaire ancien; Postglaciaire récent

Fortes accumulations morainiques à l'amont des vallées-cirques et à la périphérie des grands cirques composés du massif granitique. Les matériaux sont dans l'ensemble beaucoup plus grossiers que ceux du stade précédent, mais il y a des nuances liées à la lithologie.
Plus divisés dans les régions schisteuses, ils conservent pour les formes les mêmes dispositions d'arcs et de cordons emboîtés que pour le stade de la Gaoube et du Tourmalet; mais leur végétalisation est nettement moins poussée, jusqu'à être très médiocre sur le dernier épistade (Gzc).
Les moraines des secteurs granitiques se caractérisent par l'extrême grossièreté du matériel; les blocs très anguleux peuvent souvent dépasser le mètre-cube; ils sont disposés le plus souvent sans interposition de matrice fine, sinon quelques arènes claires.
Cependant, l'arc externe, qui est aussi le plus volumineux, comporte quelques éléments fins sur sa pente aval, où un liseré de rhododendrons souligne la disposition en lobes et festons; les arcs internes ne sont pratiquement pas végétalisés.
La répartition est inégale en fonction de l'exposition, au bénéfice des versants regardant au Nord et au Nord-Est: crête d'Astazou-Lurtet au Sud-Ouest du lac Dets Coubous, crête de Touatère et de Gourguet pour Aygues-Cluses. Pour une ligne d'équilibre gla-iaire auxcenvirons de 2200 m pour GZb et de 2400 m pour Gzc, le plancher des cirques supporte des lobes morainiques jointifs, avec plusieurs arcs emboîtés; chaque lobe correspond à un cirque élémentaire avivant la crête héritée des grands névés pléistocènes.
Plus l'accumulation est puissante, plus on distingue d'étapes dans un même épistade. Aux expositions sud et ouest, l'accumulation glaciaire se réduit à un liseré de moraines qui ne sont à la limite que des festons de névé, par exemple au pied de la crête des Quatre-Termes pour Aygues-Cluses, de celle de Montarrouye pour Caderolles, ou de part et d'autre du pic de Bastan.

6.1.3. Auréole de métamorphisme de contact

L'auréole affectée par le métamorphisme a une épaisseur de quelques centaines de mètres. Dans les terrains gréso-pélitiques, deux paragenèses concentriques par rapport au massif ont été distinguées (Tamborini, 1971; Lamouroux, 1987) :

- biotite - grenat - muscovite - épidote - albite - quartz;
- biotite - andalousite - albite - quartz - grenat - muscovite.

Dans les terrains carbonatés, on distingue des cornéennes calciques rubanées et des skarns. Les cornéennes calciques montrent des alternances centimétriques de lits calciques riches en grenat (grossulaire) et idocrase, de lits de teinte verte à épidote, amphibole et diopside, de lits sombres à phlogopite; il s'agit des barégiennes stricto sensu (pic de Caoubère) dont le litage correspond à la stratification.
Les skarns sont d'anciens calcaires situés à proximité immédiate de la granodiorite. Ils sont caractérisés par une alternance de lits d'épaisseur centimétrique, d'origine probablement tectonique, colorés en brun, blanc ou rosé et composés (Lamouroux, 1987) de:

- calcite - grenat - diopside;
- calcite - grenat - idocrase (vésuvianite)
- diopside - grenat - vésuvianite.

La vésuvianite est souvent disposée en fibres rayonnantes autour des grenats.

L'axinite (Lacroix, 1892), de teinte violette, se rencontre à proximité de la granodiorite, en filonnets et en cristaux enchevêtrés, en amas ou tapissant des géodes (rares) aussi bien dans les skarns que dans les barégiennes, particulièrement dans la partie nord-est (Arbizon).

Les températures atteintes durant ce métamorphisme de contact varient de 200 à 550 °C, pour une pression relativement faible compte tenu du niveau stratigraphique élevé .

- **Bordères.** Les calcaires massifs du Dévonien moyen-supérieur sont largement recristallisés en marbres à minéraux. Les grès du Culm se chargent en biotite et parfois en hypersthène. En rive gauche de la Neste d'Aure (Cadéac), l'auréole paraît se poursuivre avec des skarns gris-vert et sombres.

- **Enclaves métasédimentaires**. De taille métrique à plurihectométrique, elles comportent des calcaires purs largement recristallisés, des calcaires lités et rubanés à diopside, amphibole, épidote, feldspath, quartz et muscovite. Le diopside et l'épidote en lits parallèles soulignent la foliation de la roche. Au contact du granite existent souvent des skarns à pyroxène et grenat. D'anciens sédiments gréso-pélitiques sont transformés en micaschistes à biotite, andalousite et sillimanite.
  Ces roches rappellent le Dévonien inférieur.

Des quartzophyllades au sein des migmatites proviendraient de roches gréso-carbonatées ordoviciennes ou cambro-ordoviciennes.

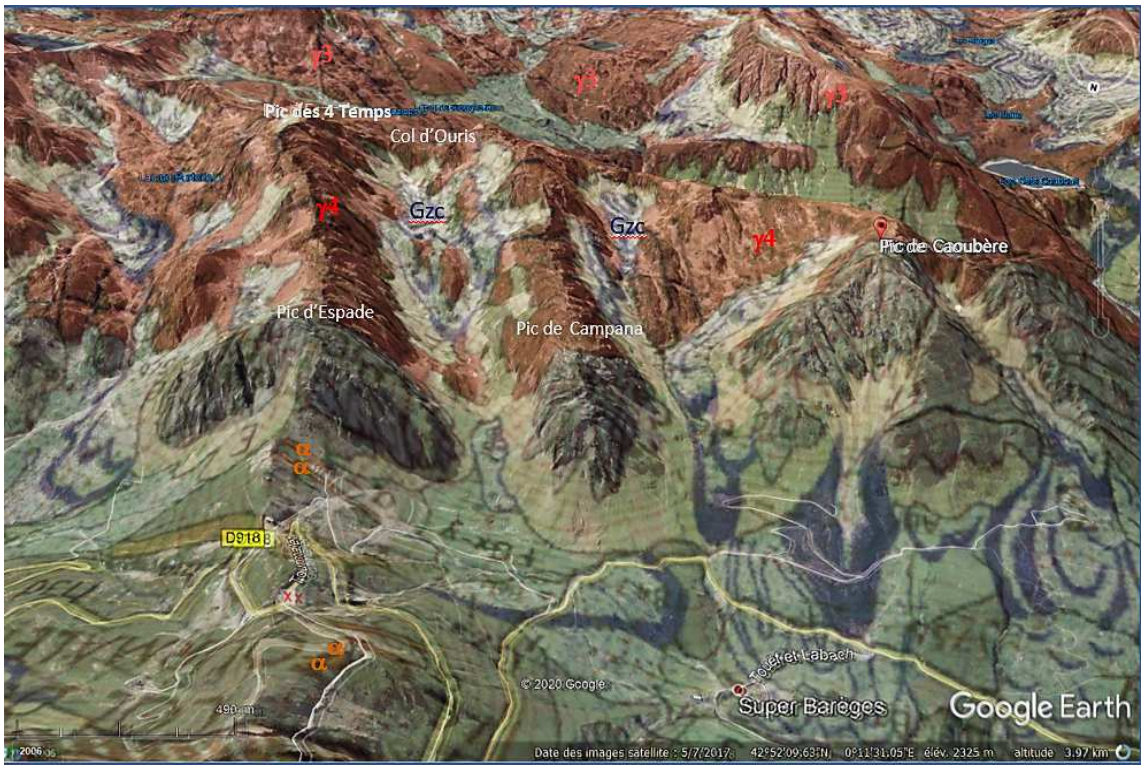


Figure 363 : Skarn : Tourmalet : Carte géologique versant sud et relief
Présence de Granodiorite et de moraines
La limite nord du massif de Néouvielle est un zone d'auréole métamorphique propice à la récolte d'anatases, de zéolites et bien sûr, de grenats

6.2 Skarn Zn-Pb

Une fois n'est pas coutume; au lieu de nous intéresser d'abord aux grenats, puis aux minéraux associés, il est ici nécessaires de déterminer les minéraux associés pour définit le type de skarn en présence.
Tous les auteurs, y compris les ingénieurs du BRGM sont unanimes pour dire qu'il s'agit de skarns Zn-Pb situés sur l'auréole de métamorphisme autour du granodiorite de Néouvielle.
Malheureusement, ne disposant plus de microsonde électronique, seules des études morphologiques et de couleur permettent de définir tant bien que peu, la nature des minéralisations métalliques observées dans le skarn.
Deux minéraux ne font aucun doute à savoir galène PbS et sphalérite ZnS, ce qui confirme qu'il s'agit bien d'un skarn Zn-Pb. Et de la chalcopyrite $CuFeS_2$.
D'autres sulfures et sulfosels sont également présents mais leur identification est difficile.

Néanmoins, l'attaque à l'acide de ces sulfosels provoque une importante élimination de fer qui forme une espèce de limonite en surface des sulfosels.
De même, la couleur très brune des sphalérites dévoile une forte teneur en fer de ces dernières.

Enfin, il y a un autre sulfosel qui apparaît gris clair, et extrêmement brillant. De par la nature du skarn, il s'agit probablement d'un sulfosel riche soit en manganèse (alabandite), soit en argent (acanthite).

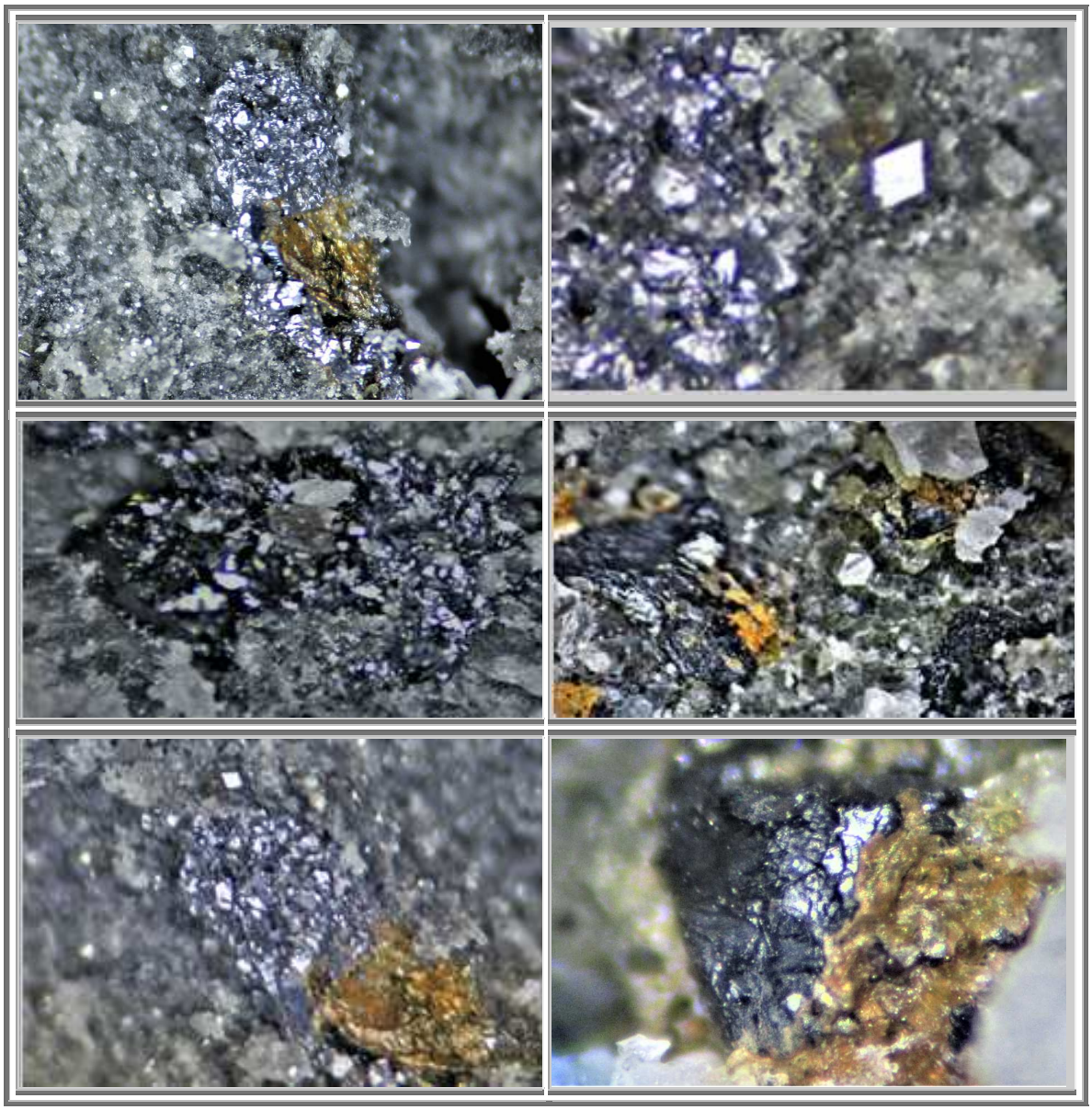


Figure 364 : Skarn : Barèges : Sulfures et sulfosels

6.3 Etudes antérieures des grenats

Mais revenons à l'essentiel, les grenats de la région du Tourmalet.
Le grenats y ont été répertoriés dès le XVIIIème siècle comme l'atteste le rapport suivant des mines de cette époque. Ce qu'il y a de très attrayant également, c'est la méthodologie d'analyses.

Un vieux rapport des Mines, Journal des Mines (1797-98, volume 8)

JOURNAL DES MINES
n°XLIV
FLOREAL

Sur des cristaux dodécaèdres, à plans rhombes, les uns noirs et opaques, les autres blancs et transparens, trouvés dans la pierre calcaire, au pic d'Eres-Lids, près Barèges, dans les monts Pyrénées ;
par le C^ne^. Ramond, Professeur 'Histoire naturelle à, Tarbes

NOTE

Le pic d'Eres-Lids, ou pic des Lavanges (*eres* article, *Lids* Lavanges), mal-à-propos nommé *pic d'Eslitz*, dans la carte de *Casini*, n° 76, et *piquette de Dretlis*, dans l'ouvrage de mon compatriote *Dietrich*, ne mérite la qualification de *pic,* que par l'apparence qu'il prend à son extrém[22]ité septentrionale. C'est une longue crête tranchante, dirigée de nord au sud et formée de bancs transversaux à sa direction, inclinée de la verticale au midi, et appuyée postérieurement sur les bancs de granit primitif dont l'inclinaison est pareil, et la direction à-peu-près parallèle à celle de la chaîne des Pyrénées.

Cette crête, placée sur les limites du granit primitif, est comprise toute entière dans la région où se fait la transition du genre siliceux aux genres argileux et calcaire. Ses roches, de composition fort hétérogène, offrent à l'observateur ces singuliers mélanges que l'on rencontre toujours dans les agrégations intermédiaires. On y voit alterner des roches de corne, des porphyroïdes, des ardoises, des granits fortement souillés d'argile et de magnésie, des petrosilex plus ou moins terreux, des schistes rubanés, et des pierres calcaires de diverses couleurs et de diverses consistances.
Les granits que l'on y observe sont généralement à grains très-menus, dépourvus de mica, chargés de pierres de corne, de terre chlorite, et renferment dans de nombreuses lacunes qui paraissent produites par le desséchement de beaux cristaux de quartz, d'yanolite, d'adulaire mâclé, des schorls verts, et toutes les variétés de l'asbeste et de l'amiante.

Entre ces grenats et le granit de première position, on remarque des bancs calcaires où abonde la matière grenatique. Ils constituent un marbre primitif, blanc-verdâtre, très-compacte, et tout parsemé de petits grenats dodécaèdres rouges, opaques, très-ferrugineux, peu brillans, ordinairement de la grosseur d'une tête d'épingle, et de veines irrégulières du même grenat dont la couleur est plus pâle. Une autre variété présente le grenat en gros cristaux irréguliers de dix à douze millimètres de diamètre, plus pâles à l'extérieur qu'à l'intérieur où ils sont quelquefois d'un brun un peu verdâtre. Quoiqu'ils paraissent dodécaèdres, on les trouve souvent striés sur leurs faces. Ils dégénèrent aussi en veines, en plaques, enfin en veinules crispées, déchirées, où le rouge du grenat se dégrade jusqu'au blanchâtre. Ces divers grenats ont à-peu-près la pesanteur spécifique de leur genre. Ils fondent aisément au chalumeau, et sans addition. Les moins colorés paraissent les plus fusibles. Ils ne bouillonnent point, et donnent un vert noir compacte.
Plus près de l'extrémité septentrionale du pic, la pierre calcaire est noirâtre. Elle perd cette couleur en se calcinant, et devient d'une blancheur éclatante, sans exhaler au feu l'odeur du bitume qui colore ordinairement en noir la pierre calcaire des Pyrénées.

Dans cette pierre, j'ai reconnu çà et là de forts cristaux très-noirs, opaques parfaitement réguliers, à arêtes bien vives, dont la figure est le dodécaèdres à plans rhombes. Les plus gros ont trois millimètres de diamètre.
Parmi ces cristaux on remarque des plaques de la même substance, dont la figure est plus ou moins distinctivement exagone, et qui semblent des cristaux aplatis. Leur diamètre va jusqu'à huit et dix millimètres.
Enfin la même substance s'étend en veines aplaties qui paraissent formées par des plaques confluentes. Les cristaux réguliers, les plaques, les veines, sont absolument analogues dans leur figure et leur disposition aux cristaux, aux plaques, aux veines que forment le grenat rouge dans la pierre calcaire blanche ; et cette similitude porte naturellement à rechercher si la substance noire n'est pas du grenat accidentellement coloré par la pierre calcaire interposée entre ses lames.
En observant soigneusement les cristaux noirs, on reconnaît, en effet, que leur couleur ne leur est pas essentielle. Tous ne sont pas également colorés, quelques-uns ne le sont qu'en partie. Enfin, dans des veines blanches qui coupent la pierre calcaire, on retrouve les mêmes cristaux absolument blancs, sauf, çà et là, une très-légère teinte rougeâtre qui se manifeste aussi dans les veinules blanchâtres qui accompagnent les grenats rouges. Ces cristaux blancs sont d'une extrême petitesse, et peuvent à peine être aperçus à l'œil nu ; mais à l'aide d'une forte loupe, on peut en déterminer la forme. Ils sont, comme les noirs, dodécaèdres à plans rhombes, et on voit se perdre dans une substance d'un gris blanc qui a toute l'apparence d'un petrosilex terreux, faisant feu avec l'acier, et effervescence avec les acides, mais qui, étant mieux observé, paraît composé de la substance même des cristaux, mêlée de pierre calcaire blanche.

Les cristaux noirs, exposés à la flamme du chalumeau ; perdent promptement leur couleur, comme la pierre calcaire où ils sont renfermés la perd en se calcinant. Ils fondent avec autant et même plus de facilité que le grenat rouge : mais ils bouillonnent, et donnent un émail sensiblement vert, tant qu'il est bulleux. Le bouillonnement peut être dû au dégagement de l'acide carbonique contenu dans la pierre calcaire dont ils sont souillés ; et le vert n'est pas noir, parce que les cristaux ne contiennent point le fer qui colore le grenat rouge.
Les cristaux blancs fondent également en bouillonnant, et, sans doute, ils contiennent aussi de la terre calcaire. Ils produisent aussi un émail vert dont la couleur se fonce à proportion que le nombre des bulles diminue. Mais ce qu'il y a de remarquable, c'est *l'extrême fusibilité* de ces cristaux. Elle excède encore celle des grenats noirs, et approche de celle des schorls les plus fusibles.
Enfin, ce qui achève de différencier ces cristaux noirs et blancs des grenats rouges, c'est leur *gravité spécifique* moindre de près de moitié. Je n'ai pu la déterminer avec exactitude dans les cristaux blancs qu'il est difficile de bien distinguer et de bien séparer de leur gangue calcaire ; mais les cristaux noirs, pesés en grand nombre, m'ont donné 25,000, pour terme moyen.
Ces cristaux donc, qui sont essentiellement blancs comme le *lemite*, se rapporteraient à cette espèce de grenat par la couleur et la densité ; mais ils s'en éloignent par la fusibilité et par le nombre des facettes.
Ils se rapprochent, au contraire, du grenat ordinaire par l'aspect, la cristallisation et la fusibilité ; mais ils s'en écartent par leur légèreté, leur ébullition au feu, et la couleur de leur vert. De ces trois différences, au reste, la dernière s'explique par la privation du fer qui leur est commune avec le lemite, et les deux premières par la souillure de la terre calcaire.
Je suis donc porté à ranger ces deux variétés de cristaux dans le genre du grenat, entre le grenat rouge et le lemite, jusqu'à ce qu'un examen plus approfondi m'ait fourni de nouvelles lumières à ce sujet.

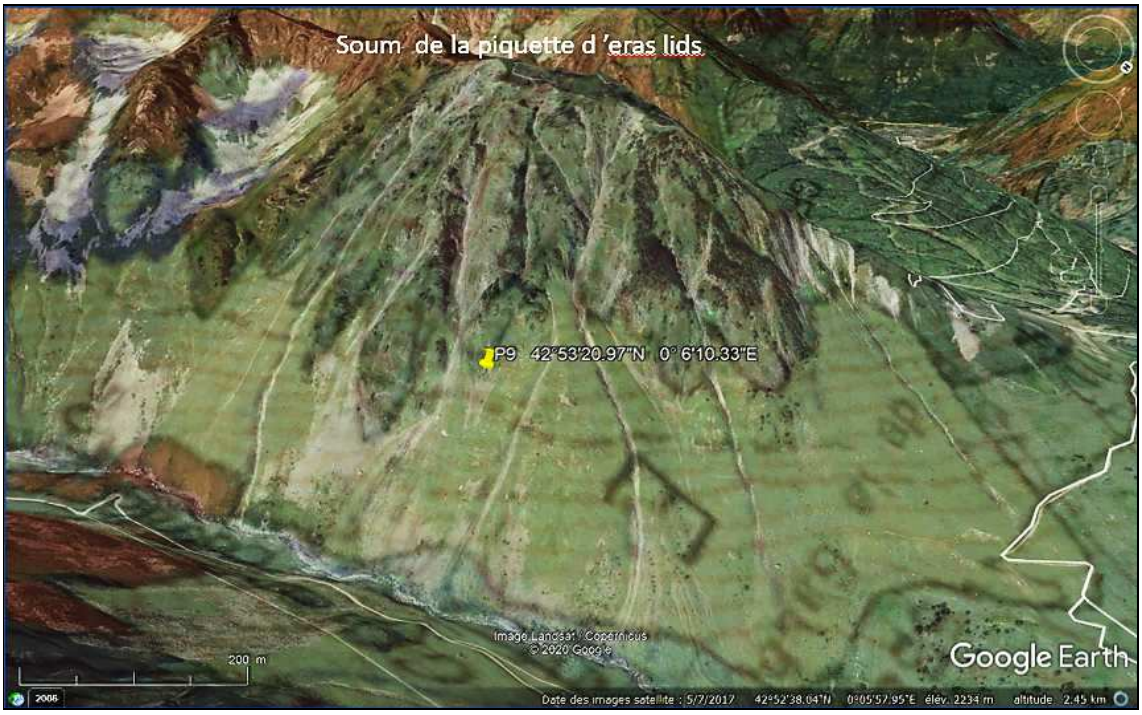


Figure 365 : Skarn : Barèges : Pic d'Eras-Lids : Grenats rouges et Grenats noirs

Grenats noirs 88% grossulaire – 12 % andradite
61% grossulaire – 39% andradite
Grenats rouges 66% grossulaire – 34% andradite

ANALYSE

Faite par le C^ne^ Vauquelin, *d'une variété de grenats noirs du pic d'Eres-Lids, près Barèges, envoyée au Conseil des mines par le C^ne^ Ramond.*

Ce grenat se trouve dans des couches de pierre calcaire noire qui blanchissent à la chaleur du chalumeau ; il s'y trouve en petits cristaux noirs qui ont aussi la propriété de blanchir au chalumeau, et de se fondre en un émail vert jaunâtre.
Pour en faire l'analyse, j'ai concassé quelques morceaux de la pierre calcaire contenant les grenats, et je les ai mis dans l'acide nitrique affaibli, pour dissoudre la terre calcaire ; la majeure partie des grenats fut réduite en poudre noire ; ceux qui avaient conservé leurs formes, avaient beaucoup perdu de leur consistance.
Après les avoir bien lavés et séchés, j'en ai pris cinquante parties que j'ai broyées dans un mortier de silex ; ils n'ont point augmenté de poids par la pulvérisation, et ont donné une poussière d'un gris noir. Je l'ai fait rougir dans un creuset d'argent, elle est devenue d'un gris de perle, par cette opération, et a perdu deux grains.
J'ai mêlé les quarante huis parties restant avec deux cents parties de potasse caustique ; j'ai fait rougir le mélange demi-heure, et après le refroidissement, j'ai trouvé dans le creuset une masse saline d'un beau vert. J'ai délayé cette masse dans l'eau ; je l'ai sursaturée d'acide muriatique, et l'ai soumise à l'évaporation jusqu'à siccité.
La matière avait alors une couleur jaune-foncée ; je l'ai délayée dans l'eau ; j'ai fait chauffer légèrement le mélange, et j'ai ramassé *la silice* qui s'était séparée pendant l'évaporation : lavée et séché, elle pesait vingt-un grains et demi.
La liqueur filtrée d'où la silice avait été séparée, avait une belle couleur jaune ; je l'ai étendue de beaucoup d'eau, et après m'être assuré qu'elle contenait un excès d'acide, je l'ai saturée avec du carbonate de potasse : il s'est forma un précipité rouge ; j'ai filtré la dissolution sur-le-champ, et j'ai rassemblé le précipité sur un filtre. Après l'avoir bien lavé, je l'ai fait bouillir dans une dissolution de potasse caustique, pour dissoudre l'alumine qui aurait pu s'y trouver. Le résidu avait acquis une couleur rouge plus foncée qu'auparavant ; étant lavé et séché, il pesait huit grains ; c'était de l'oxyde de fer. J'ai ensuite sursaturé la liqueur alkaline séparée de l'oxyde de fer, avec de l'acide muriatique, et j'ai précipité la dissolution par le carbonate de potasse saturé ; il s'est formé un précipité blanc qui, lavé et séché pesait huit parties : *c'était de l'alumine*.
La liqueur séparée de l'alumine et de l'oxyde de fer, et qui contenait un excès de carbonate de potasse, a été évaporée presque à siccité : il s'est formé un dépôt assez abondant ; il pesait, après avoir été séché, dix-sept grains. C'était du carbonate de chaux.
Il suit de ces expériences que cent parties de grenat contiennent,

Silice……..	43
Alumine……..……	16
Chaux……..……	20
Oxyde de fer…..……	16
Humidité ou matière volatile	4
Perte……	1

	100

Bien que nos anciens connaissaient bien des choses que nous avons oubliées, je n'ai aucune confiance dans ces analyses effectuées dans les années 1790. On est en effet, et c'est même précisé dans le rapport de l'époque, en présence de grandes quantités de calcaire, donc de chaux CaO, y compris par conséquent, dans les grenats ; qui d'après nos connaissances sur les skarns, devraient être une solution solide andradite-grossulaire.
Or, avec si peu de chaux quantifiée, il ne peut pas y avoir d'andradite mais seulement de l'almandin.
J'ai donc reconsidéré ces valeurs erronées, en boustant la proportion de chaux (sans doute éliminée par la potasse caustique à l'époque).
Une fois la valeur en chaux réestimée, j'ai pu obtenir la composition en pôles limites, avec le logiciel, GTCal, soit : 61% grossulaire – 39% andradite en mol.

Pour nous assurer si *la couleur noire de cette pierre* n'était pas due à une matière charbonneuse, nous en avons mis douze grains dans une cornue de porcelaine, avec quatre parties de salpêtre, et nous avons tenu la matière en fusion ; jusqu'à ce qu'il ne se soit plus dégagé de gaz. En examinant ce gaz avec tout le soin

possible, nous n'y avons pas trouvé sensiblement d'acide carbonique : ainsi il paraît que la matière colorante de cette pierre n'est pas due au charbon, mais bien à un oxide noir de fer.
Le nombre et la nature des principes obtenus de cette substance, autorisent à penser que c'est véritablement une espèce de grenat contenant beaucoup d'oxide de fer peu oxidé.

Dans une analyse de grenat, le *C^en^ Achard* a trouvé,

Silice……..	48
Alumine……..…….	30
Chaux…….……..…….	11
Fer……..…….	10

	99

A partir des mêmes considérations sur CaO que ci-avant, cette composition, avec le logiciel, GTCalc, fournit en composition de pôles limites : 88% grossulaire – 12 % andradite.

ANALYSE
DES GRENATS ROUGES *du pic d'Eres-Lids, près Barèges*
par le C^ne^ VAUQUELIN

J'ai pris 100 parties de cette substance, je les ai fait rougir avec de la potasse caustique ; la masse délayée dans l'eau, a été sursaturée avec de l'acide muriatique, la liqueur évaporée à siccité ; je l'ai redissoute dans l'eau, et j'ai filtré de la silice, qui, après avoir été séchée et rougie, pesais 5 grains.
La liqueur filtrée était claire, je l'ai précipitée par le carbonate de potasse, et j'ai croisé le précipité par la potasse caustique, qui en a dissous une grande partie ; j'ai filtré la liqueur ; il est resté sur le filtre une poudre brune , que j'ai fait redissoudre dans l'acide muriatique, dont j'ai séparé le fer par l'ammoniaque ; l'ayant bien lavé et rougi, il pesait 17 grains.
J'ai ajouté au restant de la liqueur, du carbonate de soude, et il s'est précipité du carbonate de chaux, qui, ayant été séché, a pesé 10 grains.
La liqueur alcaline qui serait de l'alumine en dissolution, fut sursaturée avec de l'acide, et l'alumine en fut reprécipitée par le carbonate de potasse ; ayant été bien lavée, séchée et rougie, elle pesait 20 grains.
Ainsi 100 parties de grenats contiennent :

De Silice……...…...	52
Alumine……..…….	20
Carbonate de Chaux 14 grains	
Ce qui fait à-peu-près de chaux…….	7,7
Fer……..…….	17
Perte……..….	3,3

	100,0

A partir des mêmes considérations sur CaO que ci-avant, cette composition, avec le logiciel, GTCalc, fournit en composition de pôles limites : 66% grossulaire – 34% andradite.

Figure 366 : Skarn : Barèges : Pic d'Eras-Lids : Grenats rouges Grossulaire-Andradite
La transformation des résultats des analyses massiques en quantités molaires, conduit à une composition 66% grossulaire – 34% andradite

6.4 GRENATS DE BAREGES

Tout autour du col du Tormalet, on peut récolter des grenats. Bien que tous millimétriques hormis quelques grenats de 8-9 centimètres, leur nature est très différente, ce qui fournit un panaché très intéressant et digne d'intérêt.
Cette présentation s'appuie autant que possible sur les informations receuillies sur internet. Malheureusement, les inventeurs de sites (mis à part JPK) sont peu loquaces sur les localisations précises de leurs découvertes.

6.4.1. Grenats Grossulaires gemmes

Les grenats les plus spectaculaires de Barèges sont des grenats grossulaires, gemmes, de l'ordre du millimètre, très pâle à incolore.
Leur habitus est celui du rhombododécaèdre.
Leur éclat rappelle celui des grenats de rodingites (Asbestos) ou de Saint-Véran (ophiolite).

Leur aspect est principalement dû à l'absence totale de fer. Ils se sont donc formés à la limite extérieure de l'auréole de métamorphisme, dans une zone où seuls l'aluminium et le silicium sont parvenus à migrer. Leur composition est donc très proche du pôle limite grossulaire.

La cristallisation est isue d'une nucléation importante, mais qui n'a pas été suivie de croissance. L'apport des fluides métasomatiques a donc été de courte durée. Sans doute, de l'eau à une température supérieure à 450°C, suffisante pour dissoudre la silice, a apporté dans le calcaire les éléments Al et Si; permettanjt ainsi la nucléation des grossulaires.

Puis, soit le fluide était limité en matière alumino-siliceuse, soit plus probablement, il s'est échappé, interdisant ainsi la croissance des grenats.

6.4.2. Grenats Andradites

Plus proches des granodiorites de néouvielle que les grenats grossulaires présentés ci-dessus, se sont formés des grenats andradites à andradites-grossulaires.
Ce sont des grenats millimétriques à sub-millimétriques présentant le faciès du rhombododécaèdre.
Ils sont mats, de couleurs allant du beige (proche du pôle limite andradite), au brun presque noir.

6.4.3. Grenats Andradite-Grossulaires

Ce sont des grenats intermédiaires entre Grossulaire et Andradite.
D'après les analyses effectuées au XIIIème siècle présentées dans cet ouvrage, il existe aux alentours de Barèges des grenats rouges. Ils ont une composition médiane entre Andradites et Grossulaires.
Si les plus petits peuvent être gemmes, ils sont généralement mats.
Ils présentent des faciès de rhombododécaèdres.

Les parts grossulaires ont certainement des cations FeIII en substitution aux AlIII, colorant fortement ces grossulaires en rouge. Et, par leur présence en quantité importante dans le grenat dasn sa globalité apporte une coloration allochromatique au grenat Andradite-Grossulaire.

6.5 GRENATS GROSSULAIRE « PYRENEITE»

D'après une étude sur les grenats, du Bulletin du Club de Minéralogie de Chamonix, du Mont-Blanc et des Alpes du Nord et geowiki.

6.5.1. Définition

Si le titre du paragraphe répond à la question de l'identification même des pyrénéites, les géologues et minéralogistes ont connu quelques difficultés à les définir par le passé, comme Egleston, 1892, Hey, 1962, Clark, 1993, qui se sont demandés s'il s'agissait d'une andradite (OMN).

Et pourtant d'illustres collègues avaient déjà bien précisé la nature des pyrénéites :

- Pour Lapparent, il s'agissait d'un grossulaire noir
- Pour A.G. Werner, en 1811, il s'agit de l'appelation qu'il attribua à un grenat que Ramon avait découvert à la Piquette déras Lids quelques années auparavant. Ce grenat, et son analyse par Vauquelin, fut publié par Ramond dans le Journal des mines de floréal an VI. Ramond donna, par erreur, 2,5 comme densité, ce qui fit penser à Werner qu'il ne pouvait s'agir d'un grenat, mais d'un nouveau minéral.
- Vauquelin, suite à ses analyse, pensa qu'il s'agissait d'une " mélanite " (= andradite)
- Mallard a montré qu'il s'agissait d'un grossulaire.

6.5.2. Localisations

Lacroix : "Les grenats du type pyrénéite se rencontrent particulièrement aux environs de Barèges, à la lisière du massif de Néouvielle. En voici du reste les principaux gisements nets en outre de la Piquette déras lids." "Ils ne dépassent guère quelques millimètres ; isolés, ils ne présentent que le rhombododécaèdre b1 ; dans les cavités, b1a2. Ils sont généralement disséminés dans des calcaires noirs, alternant avec des lits siliceux ou silicatés au contact desquels on rencontre parfois de l'idocrase qui n'est jamais mélangée avec les grenats. Les grenats pyrénéites, parfois incolores ou jaunes, sont le plus souvent colorés en noir par de la matière charbonneuse."

C.L. Frossard, " Ramond, le premier, a signalé la Pyrénéïte du pic d'Eres-Lids et lui attribue la densité de 2,50 (Journal des Mines, floréal, an VI.) ". [*in* Bulletin de la Société Ramond de Bagnères-de-Bigorre (Hautes-Pyrénées) Tome XXVII, 2e trimestre 1892.].
Concernant le gisement, il précise que *Piquette deras lids*, plus conforme à la langue du pays, signifie *le petit pic des avalanches* ; cette signification est juste, ce qui ne l'est pas, c'est l'orthographe préconisée par Frossard, et reprise par Lacroix ; en effet, on doit écrire *lits* . De Dietrich, donna une analyse intéressante des lieux et conditions d'extraction…

6.5.3. Propriétés optiques

Suite à l'étude des phénomènes optiques présentés par certains grenats, le nom pyrénéite est appliqué à des grenats qui en présentent un type particulier…

Lacroix : "On divise souvent les grenats d'après la nature du sesquioxyde qui entre dans leur composition en grenats alumineux, ferrifères ou chromifères. J'ai préféré les grouper de façon à réunir les grenats calciques qui possèdent en effet des propriétés spéciales. La symétrie extérieure des grenats masque les différences profondes qui existent entre quelques-uns d'entre eux. Depuis longtemps, plusieurs savants et en particulier M. des Cloizeaux avaient observé que certains grenats n'étaient pas tous monoréfringents." (Lacroix, Minéralogie de la France... Tome 1, page 207).
"La plupart des mélanites [lire "andradites"] présentent des phénomènes de biréfringence tantôt très nets, tantôt peu distinct. Ils se rapportent aux types pyrénéite, aplome ou topazolite..." (Lacroix op. cit., page 231)
" La pyrénéite présente des phénomènes extrêmement nets observés pour la première fois par A.O.L. des Cloizeaux. " (Lacroix op. cit., page 217).
Ces phénomènes ont d'abord été décrits sur l'uvarovite par Mallard (A. M. X, 1876) (cf ci-après) qui retrouva ces critères mieux lisibles sur des grenats des Pyrénées et attribua ce nom de pyrénéite aux grenats les présentant : "La pyrénéite est un cristal de symétrie rhombique, dont les groupements figurent un cristal cubique à forme dodécaédrique" "… la symétrie rhombique apparente… est due à un groupement intime de cristaux d'une symétrie moins élevée" (Mallard, Étude optique de la pyrénéite, in B.S.M., XIV, 293, 1891).

"Les dodécaèdres de la pyrénéite semblent formés de 12 pyramides rhombiques se réunissant au centre du grenat, ce qui donnerait 6 cristaux ; en fait le réseau élémentaire n'est pas réellement rhombique, chacune des pyramides étant constituée par des groupements de cristaux de symétrie moins élevée. Certains grenats seraient constitués de 2 pyrénéites emboîtées l'une dans l'autre, ces 2 sous individus semblent être une "mélanite" [= andradite] entourée d'un grossulaire (ex : grenat jaune brunâtre de Senet, Catalogne [Lacroix op. cit. page 229]).

Nota

Dans les ouvrages anciens, les grenats andradite sont dénommés " mélanites ” quelle que soit leur couleur… Actuellement, les mélanites sont les variétés noires du grenat andradite.

Figure 367 : Skarn : Tourmalet : Pyrénéites

Andradite variété Pyrénéide dans le calcaire
Piquette Deras Lids, Barèges
50 mm
Coll. et photo : otto lindenbrock, geoforum

Andradite variété Pyrénéite
Barèges
Cristaux 1-2 mm
Collection et photo : Mineral muséum

6.6 GRENATS DU SOUM DE LA PIQUETTE D'ERAS LIDS

Etudié depuis plus de deux siècles, cette montagne foisonne de minéraux du métamorphisme de la région. La montagne elle-même est un site.

Lacroix y a décrit des découvertes de quartz, amiante, asbeste, albite, adulaire, épidote, axinite, galène, brewsterite, grenats, heulandite, hormotome, etc...

A la découverte du minéral, dès 1780, les cristalliers se suspendaient à des cordes pour exploiter des poches à cristaux. C'est la montagne qui domine "le pont de la Gaubie" par ces à-pics vertigineux . Elle forme le flanc droit du ravin d'Escoubous.

La voie normale qui mène au sommet part de " la laquette ", au pied des téléskis, et suit la crête en longeant les falaises de la face Nord. De cette laquette le « sentier des pêcheurs » passe au pied du flanc Est de La Piquette et conduit au barrage d'Escoubous . C'est un bon chemin d'accès aux divers ravins qui s'ouvrent sur cette face .

En 1985, JPK (*Minéraux-pyreneen-jpk.fr*) a visité tous les ravins en partant, soit du «sentier des pêcheurs» vers le sommet, soit l'inverse. Avec ces comparses, ils ont trouvé une dizaine d'anciennes poches, parfois dans les parois verticales, toutes vides !

Inutile de préciser que le matériel d'escalade est recommandé, car les ravins dans leur partie supérieure ont une déclivité vertigineuse.

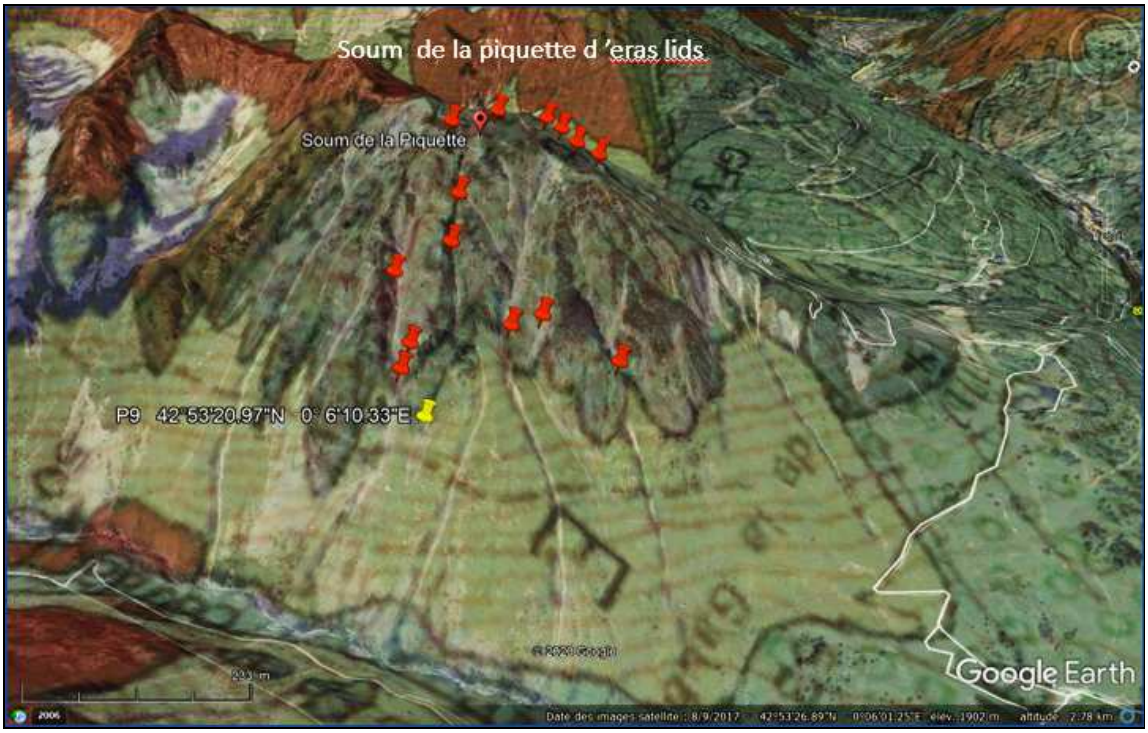


Figure 368 : Skarn : Soum de la Piquette d'Eras lids : Carte géologique et relief
En jaune, l'éboulis où les grenats rouges en photos ont été récoltés
En orange, les différents sites des autres minéraux

Figure 369 : Skarn : Barèges : Grossulaire-Andradite
Soum de la Piquette d'Eras lids
Coll. Et photo : JPK

6.7 GRENATS DU LAC D'AOUBE (65)

6.7.1. Localisation

Au-dessus de Barèges, en montant vers le Col du Tourmalet on arrive à une grande épingle à cheveux avec parking. C'est le départ des randonnées vers le lac d'Oncet, le Lac d'Aoube et le lac Bleu.
Prendre le sentier du lac d'Aoube. Quelque centaines de mètres avant le lac, les éboulis à main gauche montrent un contact de roche métamorphisée à grenats, idocrase et axinite, P4.

Juste après le lac, à main droite du sentier vers le Col d'Aoube se distingue par sa blancheur un contact de cipolins à micro cristaux non identifiés. (Point P5, à 1h 30 du parking).

Figure 370 : Skarn : Barèges : Lac d'Aoube : Carte géologique et relief

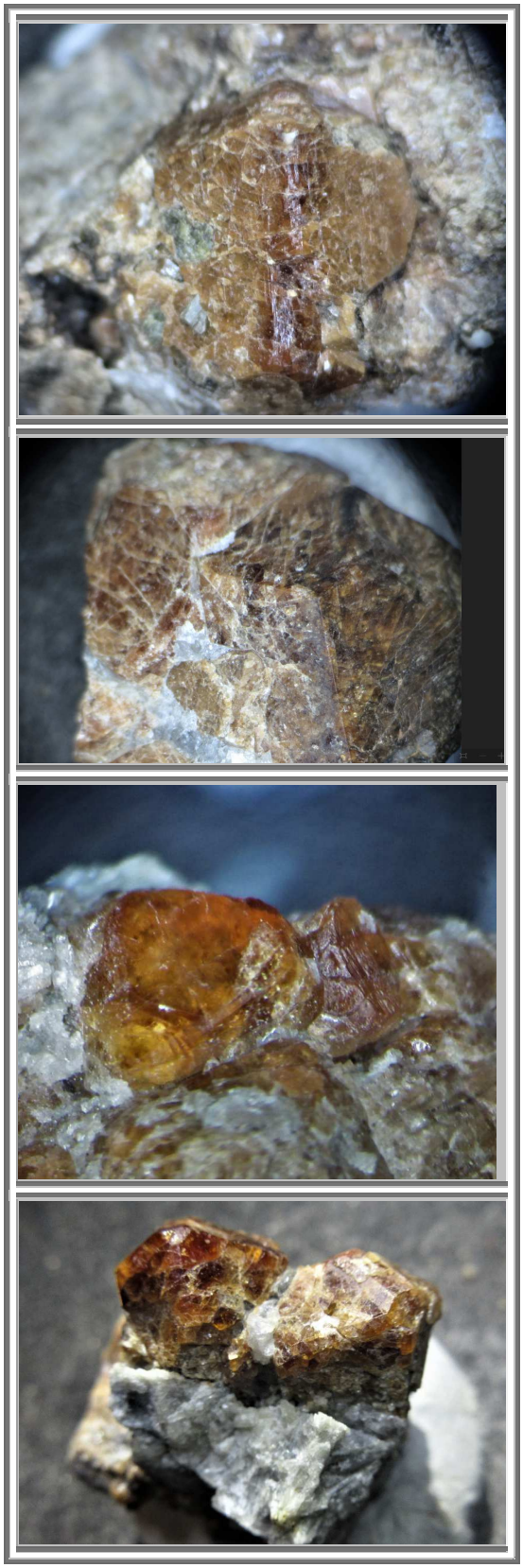
Figure 371 : Skarn : Barèges : Lac d'Aoube : Grossulaires-Andradites

avec hédenbergites et axinites
Coll. et photo : Minéraux-pyreneen-jpk.fr

avec hédenbergites et diopside en fleur
60 x 40 mm
Perso n° 1232

cristal 12 mm
Perso n° 1242

vue 20 mm
Perso n° 1234



cristal 13 mm
Perso n° 1239

vue 30 mm
Perso n° 1241

cristal gemme 7 mm
Perso n° 1238

vue 23 mm
Perso n° 1237

6.8 GRENATS DE SAINTE MARIE DE CAMPAN

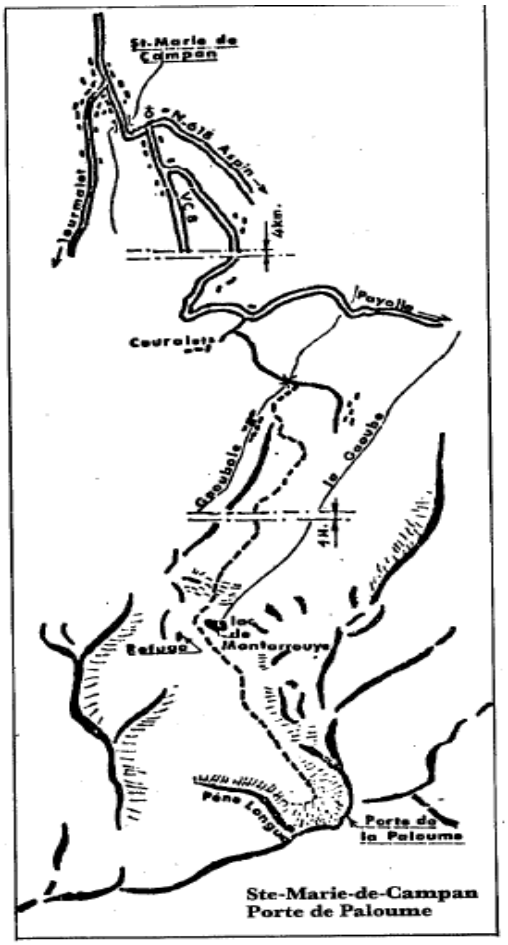
Figure 372 : Skarn : Tourmalet : Ste Marie de Campan : Carte géologique et relief

6.8.1. Accès

Pour atteindre les grenats si désirés, il faut bien compter 6 heures de marche aller-retour.
Départ en voiture de Sainte-Marie-de-Campan en direction du col d'Aspin (N.618). A 100 m à peine après avoir traversé le petit pont qui est à la sortie du village, se trouve à droite, en face d'une chapelle une route, un panneau portant comme indication « G V N° 8 dit de Peyrehitte ». Cette route étroite et sinueuse ne figure pas sur la carte Michelin n° 85 ; elle est pourtant à peu près bien entretenue sur toute sa longueur de Sainte-Marie-de-Campan à Payolle.
Après 500 mètres, prendre à gauche, en suivant l'indication « Sarat-de-Gaye » ; toujours aussi étroite, elle conduit sur une crête boisée. Quatre kilomètres plus loin, plus dégagée, elle permet d'admirer le merveilleux paysage de la route du Tourmalet qui, par endroits, côtoie l'Adour qui descend de la Mongie ; plus haut, le pic du Midi-de-Bigorre et son observatoire.
Brutalement, la route semble venir buter sur un contrefort montagneux, mais tourne rapidement vers l'est pour s'élever légèrement. C'est le point le plus élevé de la route, qui descend ensuite vers Payolle. A droite, au milieu des prés, trois granges et un large sentier aux profondes ornières y conduit.

Deux solutions sont possibles : abandonner la voiture au milieu des pacages ou continuer pour économiser un quart d'heure de marche. Quelle que soit la formule choisie, il faut se diriger vers ces granges (les Couralets), une cinquantaine semblant de pont. La route, légèrement élargie, permet de tourner la voiture qu'il faut ranger soigneusement pour ne pas gêner le passage éventuel du bétail.

Une centaine de mètres avant d'y arriver, un embranchement (peu visible) à gauche ; on peut y circuler en voiture 400 ou 500 mètres, sans risques, à flanc de montagne, jusqu'à un ruisselet qui traverse la route sous un



Il faut maintenant partir à pied et si le sentier est encore assez large, on s'aperçoit rapidement qu'il n'est plus utilisable sans danger pour les quatre roues. Dix minutes de marche conduisent à un pont qui franchit un torrent, la « Gaoubole » ; sitôt passé le pont, quitter ce large sentier pour entamer la raide montée qui est à droite ; c'est un raccourci, et dans cinq minutes il va rejoindre une voie plus large qui conduit au village de bergers abandonné, le « Saroua », où une seule maison a été restaurée.
Quittant franchement le torrent, on gravit la pente herbeuse qui est à gauche, des sentiers et une conduite d'eau artificielle (aujourd'hui tarie) conduisent sur la crête d'où on découvre une partie de Payolle et un autre village abandonné, les « Esclozes ». Plus importante sera encore la découverte de la grande vallée où coule la « Gaoube », qui est le torrent issu du lac de Montarrouye, le prochain objectif.
Plus de risques de s'égarer jusqu'à ce lac, mais simplement un parcours plus ou moins aisé suivant les sentiers à emprunter. Un conseil tout simple : ne pas hésiter à prendre le sentier que l'on distingue au-dessus chaque fois que cela est possible, on évite ainsi la dure montée pour franchir le verrou du lac.

Figure 373 : Skarn : Ste Marie de Campan : Parcours

A l'approche de ce verrou, seul un sentier subsiste ; inutile de chercher un autre passage dans ces éboulis où logent les marmottes ; il ne pourrait être que dangereux. Après les éboulis, un dernier effort pour franchir la barre rocheuse qui cache encore le lac et après environ deux heures de marche, la rive est en vue.
Pratiquement dans le calcaire, ce petit lac est une réserve d'eau de faible étendue, mais certainement très profonde par endroits car, malgré la sécheresse de l'été et les glaces de l'hiver, de nombreuses truites y trouvent refuge. Il est alimenté par une source d'eau glacée et certainement par des résurgences en son milieu, émissaires suffisants pour assurer le débit de la « Gaoube ». Ce lieu est idéal pour faire la pause et prendre quelques réconfortants.
Après cet arrêt, on aborde la dernière partie de la randonnée, au travers des mamelons verdoyants que sillonnent de nombreux sentiers tracés par le bétail. Infléchir lentement le parcours vers la gauche, on rencontre des éboulis de calcaire blanc qui descendent des sommets élevés, ne pas s'y engager : ils sont stériles et la progression deviendrait pénible et plus lente.
Un sentier suit leur base et après trois quarts d'heure de marche, il va devenir brusquement plus raide ; la roche change d'aspect ; on traverse un court passage granitique, pointement extrême du nord-est du massif du Néouvielle. Immédiatement après, c'est l'arrivée dans la zone minéralisée des calcaires métamorphisés, des schistes et des barrégiennes, curieuses roches rubanées constituées de lits de silice et de calcaire métamorphisé, l'ensemble étant le plus souvent plissé. Ces ensembles sont d'une puissance très variable, par le nombre des couches qui les composent et par l'épaisseur. Ce sont les mêmes que l'on voit au pied du Montfaucon dans l'Arbizon.
On arrive alors à l'extrémité est du cirque constitué par la Porte de la Paloume, le Pic d'Aulon et la Pêne-Longue.

6.8.2. Pétrographie

Les grenats et les idocrases abondent dans les éboulis, ainsi que dans les roches en place. Les filons d'axinite et de chlorite sont également nombreux, mais rares sont les échantillons de qualité exceptionnelle. Cependant ont été trouvés quelques cristaux d'axinite aux abords immédiats des granités.
Ceux qui entreprendront de faire le tour du cirque trouveront, en suivant à faible hauteur les éboulis, un vague sentier tracé par les moutons. Les éboulis situés directement sous la Porte de la Paloume sont stériles ; aux abords du Pic d'Aulon, les grenats réapparaissent, plus petits, mais de meilleure qualité ; enfin, vers la fin de la crête de Pêne-Longue, on trouve l'ensemble des minéraux déjà vus (nous y avons également trouvé un peu de prehnite).
S'il reste du temps, atteindre l'espèce de brèche qui se dessine vers la fin de crête, je n'ai pas eu personnellement l'occasion d'y faire une recherche sérieuse, mais d'après des renseignements, les minéraux (en particulier l'axinite) y seraient de bien meilleure qualité.
L'ensemble de ces recherches ne peut se faire en une seule journée et pour éviter plusieurs marches longues et épuisantes, il est préférable d'envisager un campement de deux ou trois jours sur le terrain.

6.8.3. Les Couralets : tourmaline de pegmatites

Au retour, s'il n'est pas trop tard, si les souliers ne sont pas trop lourds et le sac trop chargé, il est possible de s'arrêter aux granges des Couralets. Légèrement en dessous, coulent de minces ruisselets, souvent taris. Dans les périodes de crue, ils entraînent sur leur passage la terre meuble, mettant à nu un filon de pegmatites, essentiellement composées de feldspath, avec en moindre quantité du quartz et un peu de mica muscovite. La présence assez importante de tourmaline (schorl), en masses grenues et informes, englobées dans le feldspath est intéressante.
Ce ne sont pas ces tourmalines que je vous propose de récolter, mais les cristaux que l'on trouve en « cassant du caillou » comme l'on dit ; de qualité satisfaisante, ils ne sont malheureusement pas très volumineux et leur longueur est généralement de l'ordre de 2 à 3 centimètres. Autre inconvénient, ils ont une fâcheuse tendance à se casser lors des clivages.
Avec un peu de patience, vous aurez néanmoins le plaisir de récupérer quelques jolis échantillons pour votre collection.

Figure 374 : Skarn : Ste Marie de Campan-Montarouye : Grossulaire et Chlorite
Cristaux 5 mm max 10 mm ; 60 x 60 mm
Coll. et photo: inconnu, geoforum -- perso n° 1231

6.9 GRENATS DU PIC DE CAOUBERE

Le pic de Caoubère, que ce soit les versants est ou ouest, est certainement le meilleur lieu pour récolter des grenats.

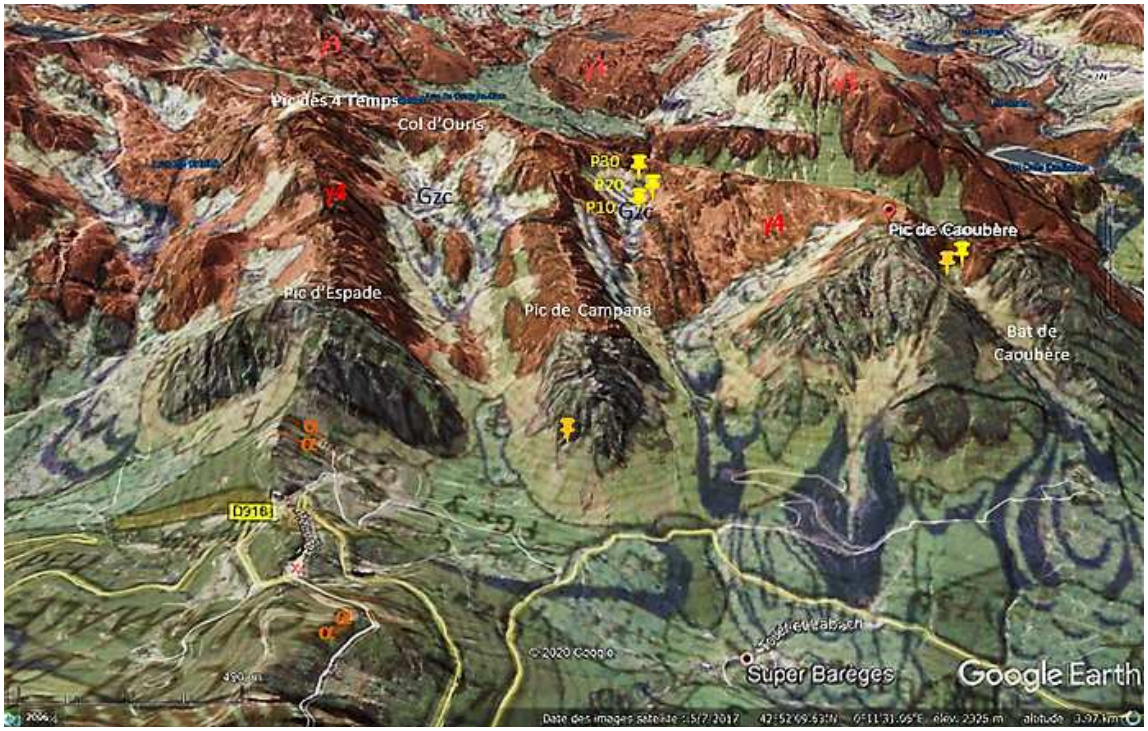


Figure 375 : Skarn : Tourmalet : Pics du versant sud : Carte géologique et relief

Présence d'hessonite en association avec de l'épidote ?, souvent massive.
Comme présenté ci-avant, dans les skarns Zn-Pb, on trouve fréquemment des cristaux verts : il s'agit le plus souvent d'hédenbergite, ou de diopside, et non d'épidote comme bon nombre d'amateurs les dénomment.

Face Est : C'est le deuxième pic, à main gauche, après le «pic d'Espade», en descendant du «col du Tourmalet» vers «Barèges». Il sépare la «Bat de Barrère» de la «Bat de Caoubère»

- **Point 10 :**
  A 1h30 de la voiture, c'est un éboulis de roches métamorphisées au contact du granite qui qoit attirer notre attention. On y trouve Axinite, Epidote, Actinote, grenats type « Arbizon », Grenats jaunes et zéolites…

- **Point 20 :**
  Après l'éboulis, remonter la pente en suivant un éperon rocheux. Il y a des indices d'axinite et d'èpidote.

- **Point 30**
  A 1h du point 10, se présente un filon de quartz à prehnite et , un autre minéral marron indéterminé. C'est un autre contact de roches métamorphiques .

Entre les points 20 et 30, la pente herbeuse venant du sommet a fourni une belle plaque de grenats incolores .

On peut voir en pied de paroi une ancienne fouille d'une dizaine de mètres de long.

De plus lorsque l'on revient vers l'entrée du ravin, les éboulis du « pic d'Espade » peuvent fournir de rares grenats verts et un peu d'axinite, d'après JPK. Ces grenats verts ont été l'objet d'échanges sur Geoforum lors du Noël 2020. Sont ils vraiment verts, des démantoïdes (présence de chrome) ou bien seulement des andradites légèrement colorés idiochromatiquement par son fer de constitution ?

Présence de gros grenats pluricentimétriques
Il a été décrit la présence de grenats énormes (>7 ou 8cm !! pour le plus gros) sur geoforum. Ils sont souvent altérés. Leurs couleurs est comprise entre: orange et rouge. Les plus petits sont souvent plus "gemmes". Les découvreurs ont ainsi trouvé le skarn en place, mais évidemment, les éboulis sont également très prometteurs.
Sur Geoforum, il y a une série de gros grenats présentés en tant que nord Tourmalet, alors que le pic de caoubère est au sud du col. Il n'en demeure pas moins, qu'entre description et photographies, la similitude est assez flagrante.

En outre, pour la barite associée à de la galène, elle est présente sur les miroirs d'une fracture et uniquement sur deux blocs dans un autre éboulis très proche!! Généralement assez petits et de formes "rectangles ou losanges tabulaires", certains cristaux peuvent atteindre 1 à 1,5cm, présenter une autre forme (plus ou moins polygonale) et être plus translucides. Mais faut être alpiniste pour y aller ...

Figure 376 : Skarn : Tourmalet : Pic de Caoubère? : Grenats géants

Grossulaire
Nord Tourmalet
Cristal 8 x 9 cm
Coll. et photo : inconnu, geoforum

Grossulaire
Nord Tourmalet
Arête 4 cm
Coll. et photo : inconnu, geoforum

Grossulaire et Chlorite
Nord Tourmalet
Coll. et photo : inconnu, geoforum

Figure 377 : Skarn : Barèges : Grossulaires jaunes avec axinite et pyroxène ou épidote
Pic de Caoubère – face est
Coll. et photo : Minéraux-pyreneen-jpk.fr

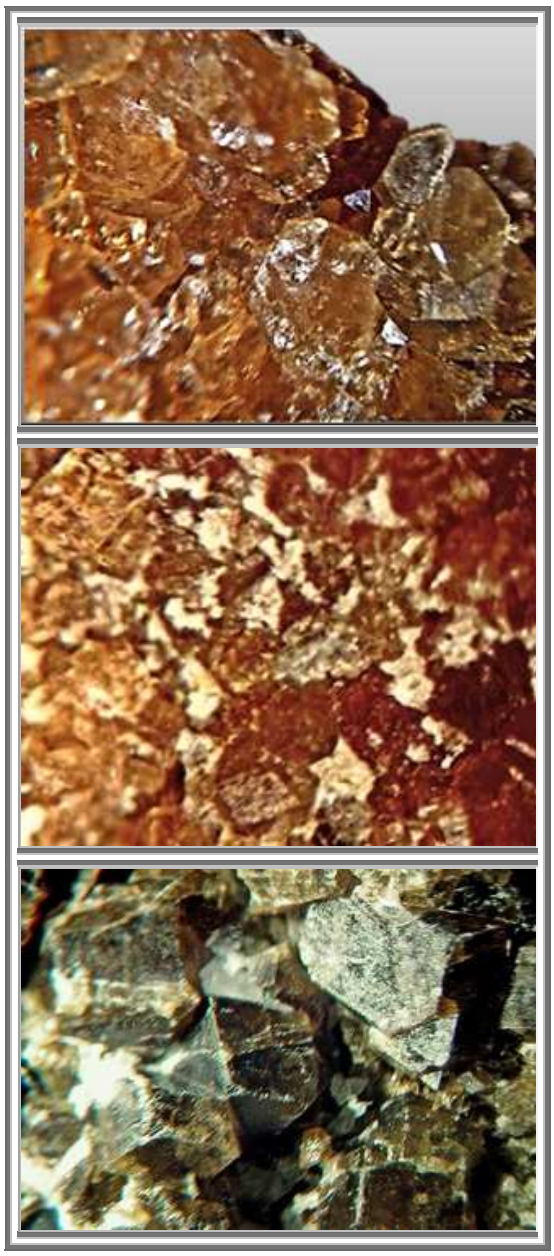


Figure 378 : Skarn : Barèges : Grenats Rouges Grossulaires-Andradites et Grenats noirs Andradites
Pic de Caoubère – face est
Coll. et photo : Minéraux-pyreneen-jpk.fr

6.9.1. Bat de Barrère

Il y a un site traditionnel d'axinite, mais le site est bien plus que cela puisqu'on y a découvert de la prehnite en petits casques, de l'axinite massive, de la pistacite, ainsi que des grenats grossulaires et des hessonites, et des petits quartz fumés bien plus loin.

6.10 GRENATS DU PIC D'ESPADE

6.10.1. Andradites

A l'occasion d'une sortie sur le pic d'Espade, il a été trouvé une roche brun-rouge que l'on croirait venue directement de mars.
Sans doute très riche en oxyde de fer, cette roche est parsemée de petits grenats bruns-noirs de 1 à 2 mm , au faciès rhombododécaédriques.

Sur la photogaphie, on distingue que la roche brune est stérile et que les grenats sont situés sur les veines blanches de carbonates, qui oscille dans la matrice ferrique. Cet échantillon est donc plus probablement issu de la partie endoskarn du site, donc du côté $\gamma 3$ granodiorite de Néouvielle. Ce qui explique les intérrogations du découvreur, peu familiarisé à ce type de roches sur les alentours de Barèges où les grenats sont davantage définis dans l'exoskarn.
Par conséquent, il s'agit d'andradites avec un rapport Fe/Al probablement très élevé.

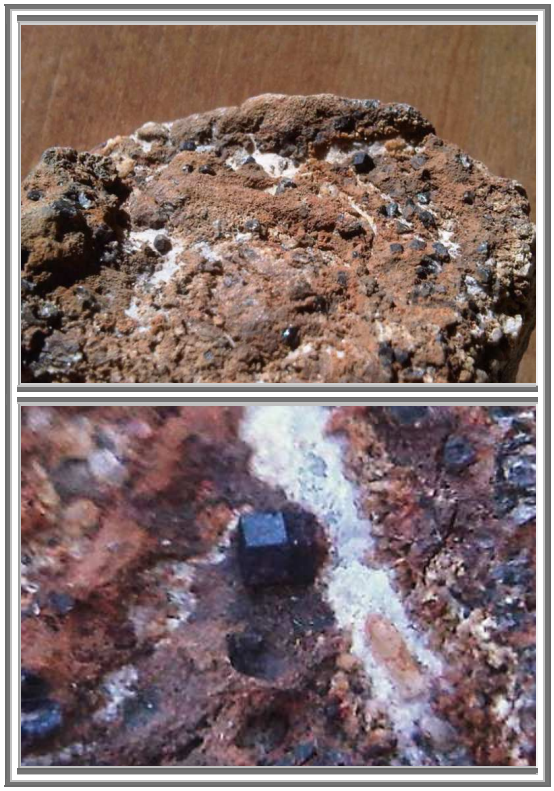


Figure 379 : Skarn : Barèges : Andradite
secteur Pic d'espade-Tourmalet
1 à 2 mn
Coll. et photo : Yves HERRIOU, Geoforum

6.10.2. Grossulaire-Andradites

Cette seconde roche est composée de grenats andradite-grossulaires dans une structure litée avec des strates carbonatés très marqués. Cette roche est similaire aux grenatites de l'Arbizon.

Figure 380 : Skarn : Tourmalet : Grossulaire-Andradite
pic d'Espade dans un des vallons à gauche en descendant sur Barèges
Cristaux 5 mm max
Coll. et photo : Maurice, geoforum

6.11 GRENATS DES PEGMATITES DU COL D'ONCET

L'érection du pic du Midi de Bigorre a permis l'émergence de deux zones de pegmatites, l'une sur le versant sud, l'autre sur le versant nord. Sans doute pour des raisons d'accès, peut-être pour des raisons de réserves de non divulgation de sites, je n'ai pas la moindre information sur la zone de pegmatite du versant nord.

Au-dessus du lac d'Oncet, et se propageant vers l'est, se trouve les roches pegmatitiques du versant sud du pic du midi (cf. § P. ci-avant). Au sein de cette pegmatite, il y eut formation de grenats gemmes de couleur rose au cœur de mica blanc. Les faces sont mal définies.
Une coupe de ces grenats permettrait de définir s'ils sont zonés ou pas, ainsi que la détermination de la part de spessartine au cœur de ces grenats qui semblent être des rhodolites (almandins avec une quantité non négligeable de pyrope). La présence de manganèse dans les skarns du versant sud du col du Tourmalet fait à penser que cette pegmatite renferme également du manganèse, précurseur à la nucléation des grenats sous la forme de spessartine.

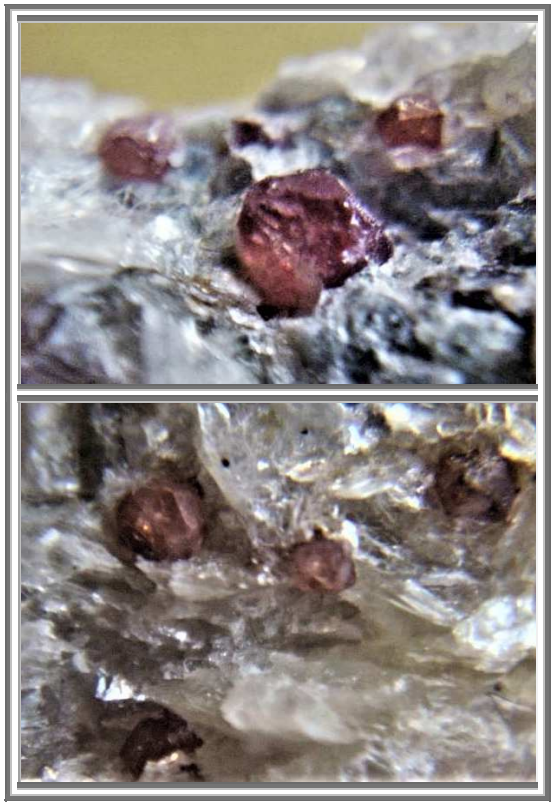


Figure 381 : Skarn : Grenats de Pegmatites
Lac d'Oncet
1 à 2 mm
Collection et photo : rives_3, geoforum

6.12 GRENATITES DU PIC DU MIDI

Dans un endroit que je ne connais pas, avec pour seule information “pic du midi”, il y a des grenatites. Toutefois, il doit s’agir d’une zone à pegmatites, compte tenu de la petitesse des grenats de skarn et de la nucléation éparse de ces grenats du skarn de Barèges.

Figure 382 : Skarn : Pic du Midi : Grenatite
Probablement récoltée dans la pegmatite ?
90 x 60 mm
Collection : perso n°560

6.13 GRENATS DE LA MONGIE

Sur l'autre versant du Tourmalet, côté ouest, près de la Mongie, se trouvent des grenats andradites.
Une pièce présente même des grenats iridescents. Toutefois, cette particumarité optique ne semble pas être due au maclage poysynthétique du grenat mais à de fines couches d'oxydes de fer en surface.
Mais je ne connais pas le lieu exact de ces réoltes.

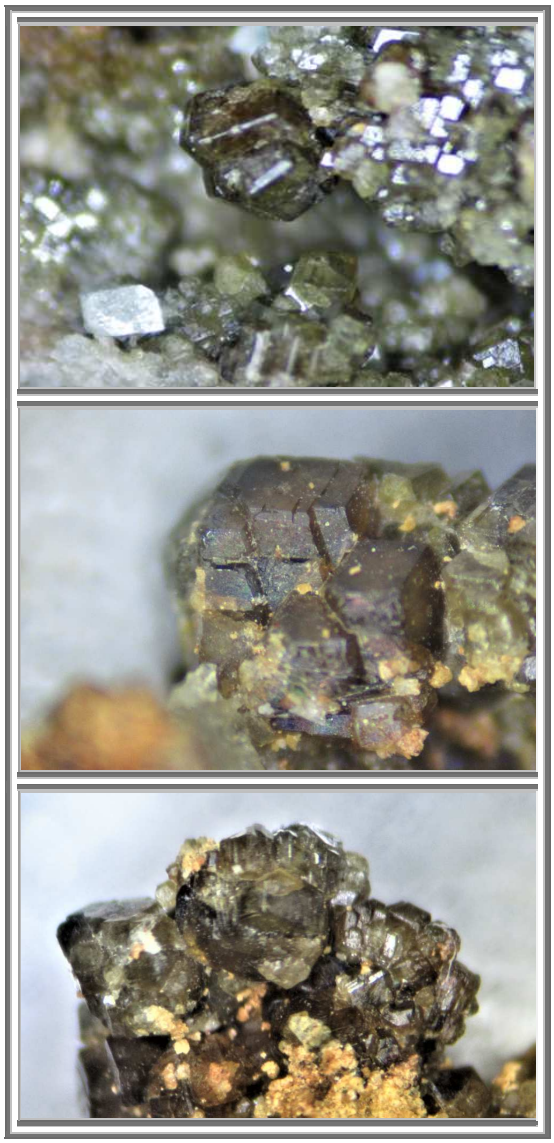


Figure 383 : Skarn : La Mongie : Andradite

Andradite
La mongie
Vue : 12 mm
Collection : ME262 – Laurent G.

Andradite iridescente
La Mongie (65)
Vues 1 mm et 6 mm
Collection : ME262 – Laurent G.

En outre, le sites de la Mongie est riche en minéraux associés. Depuis le creux de la vallée , à La Mongie , remonter jusqu'à la dernière piste , contre les parois rocheuses .

En se dirigeant vers la petite cabane , on observe un contact du calcaire avec des roches issues du métamorphisme de contact . C'est là que l'on y trouve la stilbite et la chabasie .En place , mais surtout dans les déblais sous la piste . La stilbite s'y présente sous deux formes cristallines .

A noter la présence de minuscules cristaux de brewstérite .

Quelques mètres plus loin , c'est l'idocrase que l'on rencontre en cristaux tabulaires octogonaux , avec les arêtes tronquées. Et , avec beaucoup de chance , de la tourmaline bichromatique .

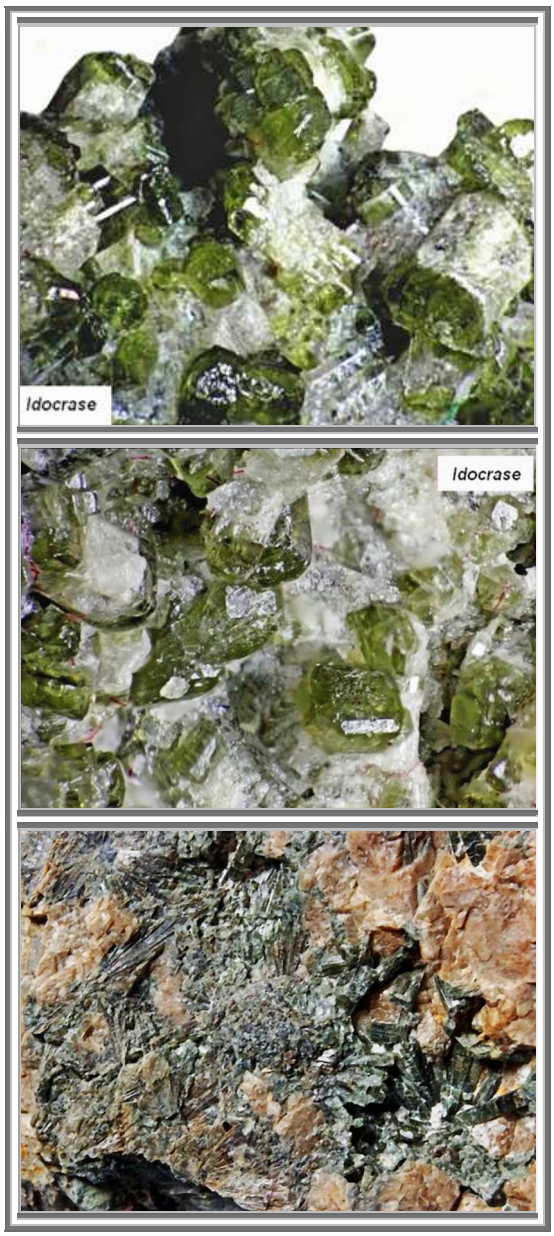
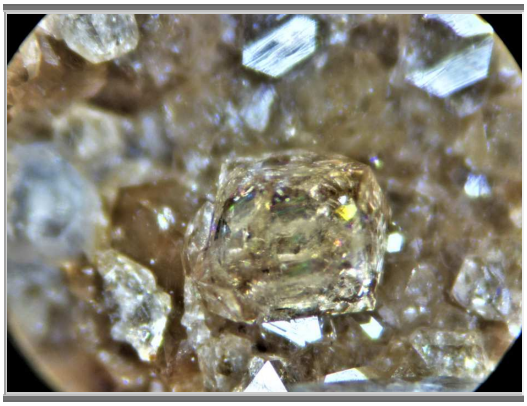


Figure 384 : Skarn : La Mongie : Vésuvianite

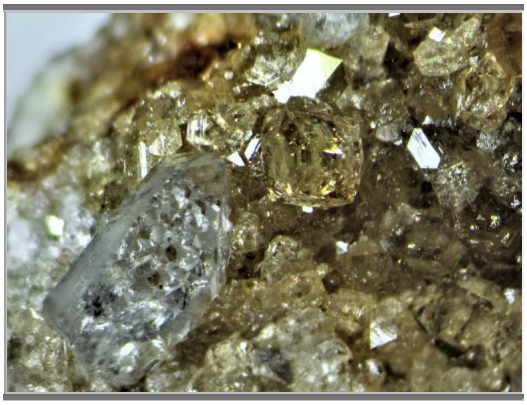
Vésuvianite
La Mongie
Collection et photo : JPK

Vésuvianite
La Mongie
Collection et photo : JPK

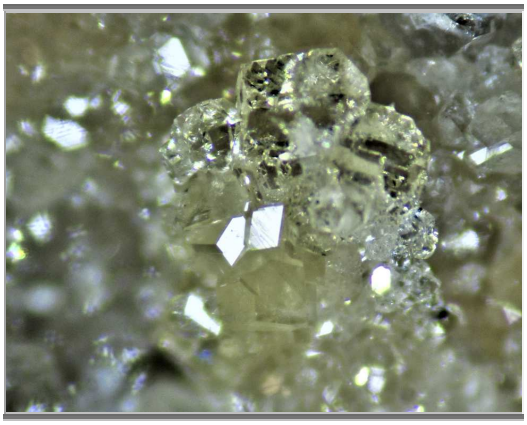
Vésuvianite en étoile
La Mongie
Collection et photo : JPK



Grossulaire
Tourmalet
Cristal < 1 mm
Collection : ME262 – Laurent G.

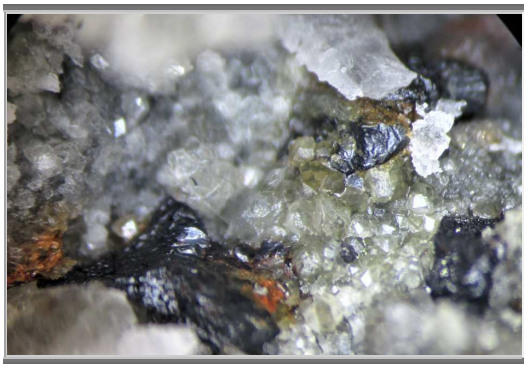


Grossulaire, et quartz
Ourdis
Vue 2 mm
Collection : ME262 – Laurent G.



Grossulaire
Tourmalet
Vue 1 mm
Collection : ME262 – Laurent G.

Grossulaire
Tourmalet
Vue : 12 mm
Coll. et photo ME262



Grossulaire et galène et sphalérite
Tourmalet
Collection : n°1219, merci à ME262

Grossulaire, et sulfures
Tourmalet
Vue : 12 mm
Coll. et photo ME262

Grossulaire et sulfures
Tourmalet
Coll. et photo ME262

Andradites
Barèges
cristaux 1- 2 mm
Collection : ME262 – Laurent G.

Figure 385 : Skarn : Barèges : Séries d'Andradites et Grossulaires
De localisations indéterminées

Figure 386 : Skarn : Tourmalet : Grossulaires-Andradites

Grossulaire-Andradite, Hédenbergite et fleur de diopside
lac d'Aoube
collection : perso n°1232, merci à Maurice 65, geoforum

Grossulaire-Andradite et Hédenbergite
lac d'Aoube
collection : perso n°1233-1242, merci à Maurice 65, geoforum

Grossulaire
lac d'Aoube
collection : perso n°1232, merci à Maurice 65, geoforum

Grossulaire
lac d'Aoube
collection : perso n°1232, merci à Maurice 65, geoforum

Figure 387 : Skarn : Tourmalet : Grossulaires et vésuvianites

Grossulaire et vésuvianite
Nord Tourmalet
Cristal 10 mm
collection : Maurice, geoforum

Grossulaire et vésuvianite
Nord Tourmalet
Cristaux 5 mm
collection : Maurice, geoforum

Grossulaire et vésuvianite
Nord Tourmalet
collection : Eric T, geoforum

6.14 GRENATS DU LAC D'ARTOUSTE VERS LE COL D'ARRIOUS

Figure 388 : Skarn : Barèges : lac d'Artouste : Carte géologique et relief

6.14.1. Vers le col d'Arrious

Juste sur la limite du Parc avant le col, ont été découverts des cristaux de grenats très verts de 1 à 4-5 mm, d'après Frédéric Bec (smocky sur geoforum). Les localisations potentielles de ces grenats verts sont marqués en jaune orange.

Figure 389 : Skarn : col d'Arrious : Andradites
Col d'Arrious,
Origine photo non certifiée

Les cristaux sont millimétriques.
Ils présentent l'habitus du rhombododécaèdre.
Sur la carte géologique, il y a des taches vert foncé. Je ne sais pas à quoi correspond ces roches, mais il semble bien que les grenats se soient formés à l'interface entre le granitoïde, le calcaire et ces zones

6.14.2. Lac d'Artouste

Pour le lac, le moyen le plus simple d'y parvenir est de prendre les œufs puis le petit train. C'est l'occasion d'une belle balade! L'indice à grenats jaunes et prehnite se trouve vers le fond du lac, en laissant sur la droite le sentier qui monte à Arémoulit. C'est dans la barrégienne, directement au contact des roches granitiques, au raz de l'eau qu'ont été ramassés :

- des grenat jaunes, millimétriques et gemmes
- du quartz en petits cristaux de la très belle prehnite flabelliforme accompagnée de cristaux non identifiés

Figure 390 : Skarn : lac d'Aouste : Grossulaires jaunes
Lac d'aouste
Collection et photo : JPK

6.14.3. Pic Barlonguere (8h de marche) (09)

Vous connaissez pas les grenats du Pic Barlonguère, moi non plus. Il faut dire que la ballade, que dis je, la marche, non, le trek de ce pic atteint les 9 heures dont 5h45 de montée

Figure 391 : Pic Barlonguere
15 mm
perso n°1229

6.14.4. GRENATS VERTS DU PIC POSETS

M. de Lapparent communique à la Société les renseignements suivants, qui lui ont été envoyés par M. Maurice Gourdon, sur le gisement de grenat chromifère que cet explorateur a découvert dans le de massif du Pic Posets. Le gisement est situé, par 2630 mètres d'altitude, sur le flanc sud de la crête qui sépare le lac Pardina du lac où s'alimente le Rio d'Eristé, affluent du Rio Essera. Le grenat se trouve dans un filon de calcaire, encaissé lui-même dans le granite de la montagne et d'une puissance variable entre un mètre et quarante-cinq centimètres. A peu de distance au sud, entre le pic de la Habana et le pic de Boups, se trouve un gisement d'idocrase. En outre, à 500 mètres à l'ouest du filon grenatifère, près du cd! de la Cabanette, sur la crête qui sépare le lac Pardina du lac de Barbaris, on observe un gisement de serpentine, tantôt compacte et d'un vert franc foncé, tantôt en filaments fibreux et soyeux (Chrysotile).
Un échantillon du grenat chromifère conservé au Musée Lezat, à Luchon, contient, dans ses géodes, des dodécaèdres verts remarquablement bien formés

Note sur un grenat chromifère trouvé au Pic Posets près la Maladetta (Pyrénées), par M. A. Damour.

Ce minéral fait partie essentielle d'une roche à texture cristalline, de couleur vert-pâle, contenant du calcaire, du quartz, et une matière blanche très-fusible à la flamme du chalumeau, qui montre quelques rapports avec la Wernérite ou la Zoïzite. En soumettant cette roche à l'action de l'acide nitrique étendu de son volume d'eau, on dissout la partie calcaire et l'on met à jour quelques petites druses où le grenat vert se montre cristallisé en dodécaèdres rhomboïdaux.
Ce minéral étant fendillé en divers sens, se laisse facilement égrener, en conservant toutefois la dureté de 6 à 7 particulière à la famille des grenats. Sa densité = 3,43.
Chauffé à la flamme du chalumeau, il fond assez difficilement en un verre noir, non magnétique. Lorsqu'on le fond soit avec le borax, soit avec le sel de phosphore, il donne un verre coloré en vert d'émeraude
L'analyse a donné les résultats suivants :

			Oxygène	Rapports
Silice……..	36,20……..	……	19,30	2
Alumine……..……	10,20……...	4,75}		
Oxyde chromique…...……..	6,50……...	2,04}	9,67	1
Oxyde ferrique……..…	9,60……...	2,88}		
Oxyde ferreux……..…	8,16……...	1,81}		
Oxyde manganeux…..……..	0,50……...	0,13}	9,79	1
Chaux……...……..	27,50……...	7,85}		

	98,66			

On en tire la formule : 3(CaO, FeO, MnO) + (Al_2O_3, Fe_2O_3, Cr_2O_3) + 3 SiO_2 qui se rapporte à celle des grenats.
Cette analyse se rapproche notablement de celle d'un grenat chromifère provenant d'Orford (Canada) et qui a donné à M. Sterry Hunt les nombres suivants :

Silice……..	36,65
Alumine……..……	17,50
Oxyde chromique…...……..	6,20
Oxyde ferreux……..…	4,97
Chaux……...……..	33,20
Magnésie……	0,81
Matières volatiles……	0,30

	99,63

Ces matières minérales ne renferment pas assez d'oxyde de chrome pour qu'on puisse les réunir à l'Ouwarowite; mais elles constituent une variété nouvelle, intermédiaire entre l'Ouwarowite, l'almandine et la mélanite. On conçoit du reste que la combinaison des bases isomorphes RO et R_2O_3, $3SiO_2$ puisse donner lieu à des mélanges isomorphes très-multipliés.

L'échantillon qui m'a servi dans l'analyse que je viens d'exposer m'a été remis par M. le Cte Bégouen, Membre de la Société géologique de France. Il a été trouvé près de la ville de Vénasque, sur le Pic Posets, massif montagneux voisin de la Maladetta dont il n'est séparé que par une vallée. M. le Cte Bégouen fera connaître les circonstances particulières au gisement de ce minéral, lorsque la fonte des neiges et l'état de la montagne lui auront permis d'en faire l'exploration.

Figure 392 : Pyrénées : Grossulaires verts
Pic Posets
Collection et photo : Maurice, Geoforum

A partir de cette composition, avec le logiciel, GTCalc, nous avons pu obtenir la composition en pôles limites :

- Andradite 29,70% $\{Ca_3\}[Fe_2](Si_3)O_{12}$
- Grossulaire 29,00% $\{Ca_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$
- Uvarovite 21,13% $\{Ca_3\}[Cr_2](Si_3)O_{12}$
- Almandin 18.08% $\{Fe_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$
- Spessartine 1,16% $\{Mn_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$

Livre 10 - Les grenats des rodingites

Les plus beaux grenats du monde, selon votre serviteur, proviennent de la mine d'amiante d'Asbestos au Québec, du Val d'Ala en Italie ou encore de la carrière de Canari en Corse. La serpentinisation et la rodingitisation de roches métabasiques est une source de cristallisation de grenats hessonites aux qualités exceptionnelles.

De surcroit, la présence de chrome d'origine hydrothermal, parfois présent dans la paragenèse serpentinite/rodingite, permet la formation de grossulaires chromifères ou uvarovites.

C'est ainsi, que certains sites grenatifères ont obtenu une réputation mondiale, produisant des grenats qui couvrent toute une palette du blanc rosé pour des grossulaires purs, au vert le plus intense pour les uvarovites.

1. INTRODUCTION AUX RODINGITES

1.1 Définition

La terminologie **« rodingite»** a été créée par Bell et al (1911) [1] pour définir des roches semblables à des gabbros, riches en chaux, à grains grossiers à fins, de couleur chamois à rose, composées principalement de grossulaire ou de prehnite dans le complexe ultramafique de Roding River, dans les alentours de Dun Mountain, Nouvelle Zélande.

Depuis cette première définition, de nombreux géologues se sont intéressés aux rodingites, notamment au cours d'études effectuées sur des associations tectoniques contenant des péridotites serpentinisées.
En effet, de telles roches calco-siliceuses forment communément des croûtes autour de corps mafiques ou felsiques, en intrusion dans ces péridotites serpentinisées.

Depuis, le terme s'est généralisé à tout type de roche calco-siliceuse, produit métasomatique de l'altération de roches diverses en contact avec de la serpentinite, et, parfois, de la serpentinite elle-même.

Les rodingites sont fréquemment riches en grenats grossulaire et pyroxènes calciques ; épidote, vésuvianite et autres minéraux riches en calcium sont aussi communément présents.

1.2 Formation

Les gabbros sont des roches basiques, d'origine océanique. Apparus le long des dorsales média océaniques, ils sont présents soit sous la forme de masses, soit sous la forme de litages verticaux formant la majeure partie des ophiolites (cf. ci-après).
Puis, demeurant des millions d'années en milieu marin, les basaltes de la croûte océanique sont hydratés par l'eau de mer en serpentinite.

Plus tard, lors de phénomènes de collision ou d'obduction (Québec, Val d'Ala, Alpes françaises), les séquences ophiolitiques peuvent subir une métasomatose importante par les fluides H_2O, CO_2, sous l'effet d'un accroissement de température, et ainsi s'enrichir en carbonate. Les serpentinites vont alors donner de l'amiante (Québec, Canari) alors que les métagabbros, périphériques de ces serpentinites, vont permettre la cristallisation de grenats grossulaire et/ou andradite.

2. CYCLE DE WILSON

Avant d'envisager proprement dit l'histoire géologique des Appalaches ou des Alpes, permettez-moi de faire une légère digression pour présenter quelques rappels au sujet du cycle de Wilson dont la formation de ces massifs montagneux sont de parfaits exemples.
Le cycle de Wilson décrit les étapes successives de la tectonique des plaques au cours desquelles un supercontinent se fracture puis se reconstitue.

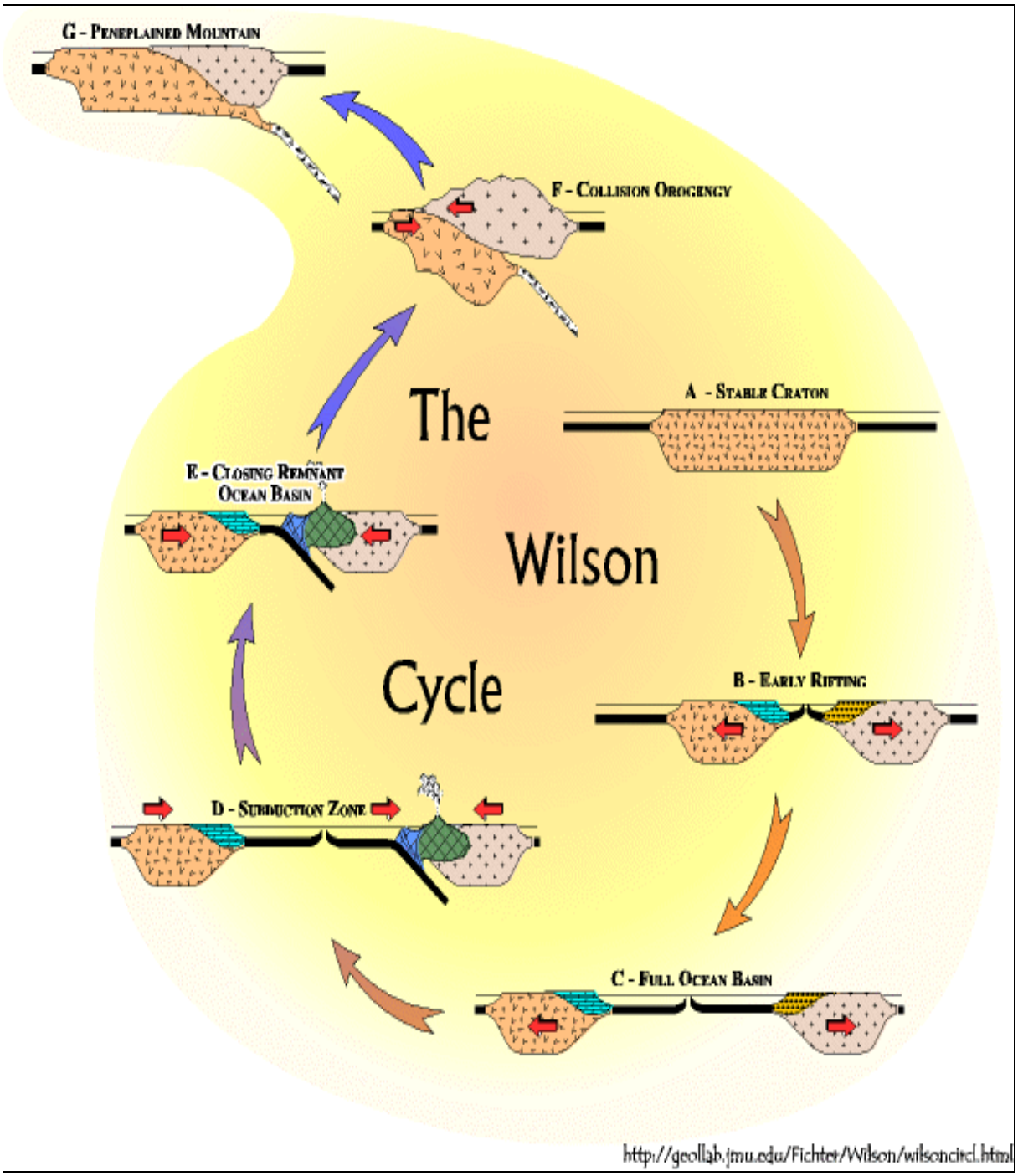


Figure 393 : Appalaches : Présentation du cycle de Wilson

Reprenons les étapes du cycle de Wilson, quelque peu adapté à l'histoire de la formation des Appalaches.

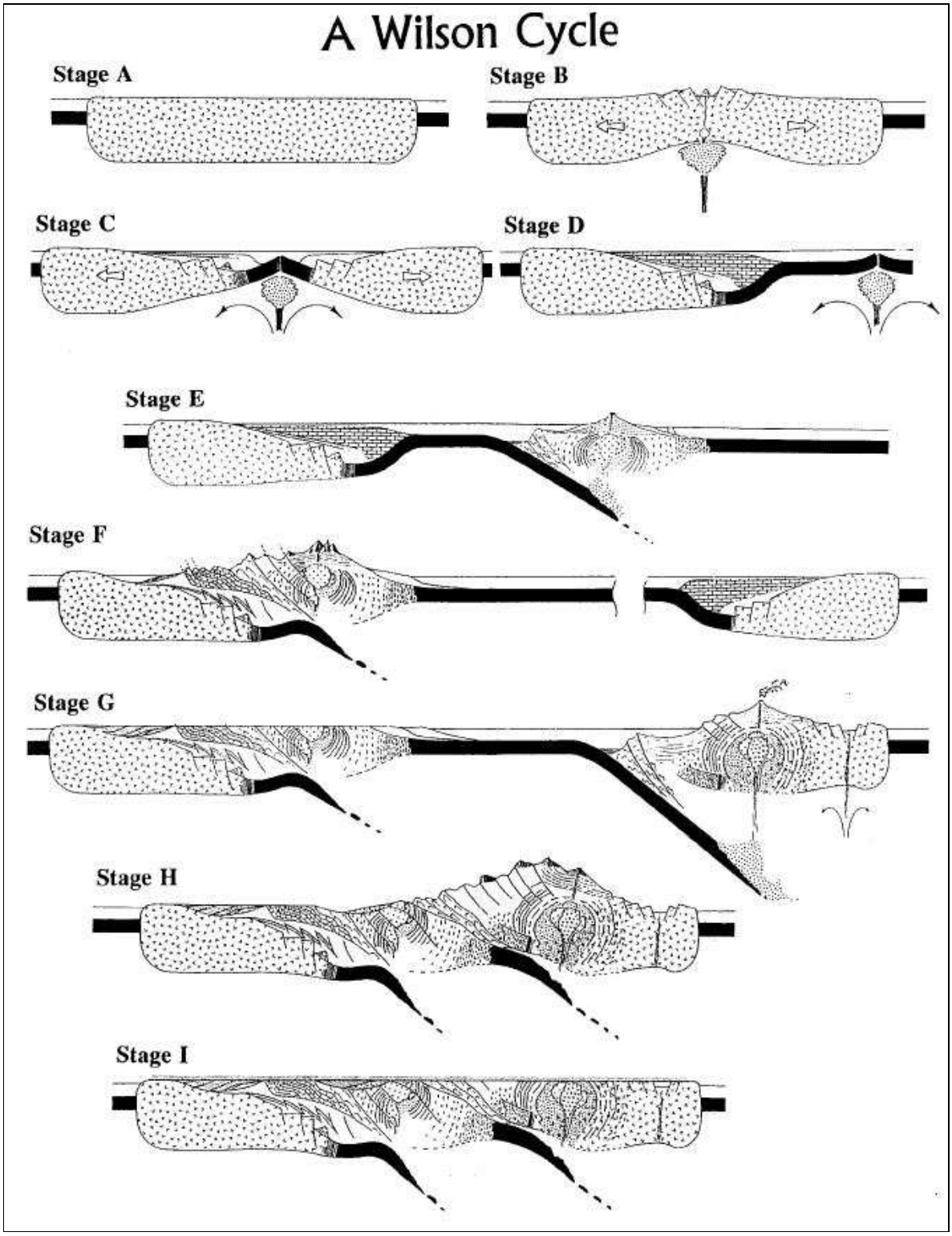


Figure 394 : Appalaches : Etapes du cycle de Wilson de séparation et reformation d'un supercontinent

- **Etapes A et B : Séparation des continents**
  Un supercontinent est formé (Etape A)
  Par convection du magma sous ce supercontinent, il y a apparition d'un **point chaud** et fusion des roches profondes sous ce continent. La formation de ce point chaud s'accompagne également d'un gonflement qui se propage vers la surface en amincissant la croûte continentale, puis en la fracturant.
  Finalement il y a scission du supercontinent en deux blocs distincts : il y a formation d'un **rift.**

- **Etapes C et D : Expansion océanique**
  Le rift s'est élargi. L'eau a pu pénétrer au cœur du rift : c'est la naissance d'un nouvel océan. Au niveau de la dorsale médio-océanique qui vient remplacer le rift, il y a en permanence apport de basalte et formation d'ophiolites. Cet apport continuel contribue à éloigner davantage les deux continents l'un de l'autre : il y a **expansion océanique**.

- **Etape E : Subduction**
  En s'éloignant de la dorsale médio-océanique, la croûte océanique se refroidit, s'épaissit et, sous son propre poids, commence à plonger dans l'asthénosphère, démarrant ainsi un processus de **subduction.** Dans le cas de la formation des Appalaches, la zone de subduction est apparue au cœur de l'océan Iapetus, proche du continent Laurentia.
  Dans le cas de l'orogenèse alpine, la ligne de subduction est apparue au large de l'Afrique, il y a 85 Ma.
  Un arc insulaire se forme sur la **plaque chevauchante** à la verticale de la zone de fusion partielle de la plaque subductante. Entre le continent et l'arc insulaire, se forme **un bassin après arc.**
  Sous l'effet de la subduction, les deux continents commencent à se rapprocher.

- **Etape F : Obduction/Collision**
  La subduction se poursuit, le continent de la plaque subductante entre en contact avec l'arc insulaire. Par la suite, deux mécanismes peuvent intervenir : soit des éléments structuraux de l'arc insulaire sont simplement charriés par-dessus les éléments de l'autre plaque continentale : c'est le phénomène d'**obduction** ; soit l'arc insulaire et les ophiolites avant et/ou après arcs sont déformés, fracturés, et donc métamorphisés sous des conditions de moyennes à hautes pressions : c'est le phénomène de **collision.**
  Il y a alors **orogenèse** d'une chaîne de montagnes.

- **Etape G : Erosion et subduction**
  L'érosion rabote les reliefs de la nouvelle chaîne de montagne et alimente l'océan en grandes quantités de sédiments continentaux, en particulier en contrebas du plateau continental.
  La subduction qui se poursuit de l'autre côté de l'océan, continue à rapprocher les deux continents primaires.

- **Etape I : Collision**
  Le second continent entre en **collision** avec le premier. Il y a à nouveau orogenèse d'une chaîne de montagnes et surtout, création d'un nouveau supercontinent.

3. LES OPHIOLITES

3.1 Introduction

Le terme ophiolite a toujours été exprimé pour décrire des roches d'origine océanique. Mais après plusieurs controverses, un choix de définition détermine depuis 1972, les ophiolites comme étant l'ensemble croûte océanique et sous couche mantique, qui a été relevé et charrié sur un continent lors d'un phénomène de convergence de deux plaques lithosphériques : on parle de mécanisme d'obduction.
Les ceintures ou sutures ophiolitiques sont les représentants d'une fermeture océanique, qui a pu engendrer dans un second temps la formation d'une chaîne de montagne, comme dans le cas des orogenèses des Appalaches ou des Alpes.

Sur terre, il y a 150 complexes ophiolitiques recensés d'âges très disparates. Ainsi, les ophiolites du Chili ne sont âgées que de 3 millions d'années ; les ophiolites du Briançonnais et du Queyras, reliques du plancher océanique de la Téthys alpine, se sont formées il y a quelques 160 millions d'années avant d'être

propulsées en altitude il y a 40 Ma, et l'ophiolite de Chamrousse bien plus ancienne, est datée de 400 millions d'années, et a été émergée lors de l'orogenèse hercynienne.
L'ophiolite québécoise est encore plus ancienne, elle est âgée de 2 milliards d'années, et son orogenèse est d'origine taconienne
Attention, il est nécessaire de bien différencier la datation des ophiolites proprement dites, qui se sont formées au cœur des océans, et celle des sutures ophiolitiques, c'est-à-dire en fait la datation de la fermeture des océans ou encore celle du début de la collision des deux continents en approche.

3.2 Etymologie - définition

Le terme "ophiolite" a été utilisé pour la première fois par **Alexandre Brongniart** en 1813, pour décrire une séquence de roches vertes (serpentine, diabase) dans les Alpes. En 1927, Steinmann a précisé cette terminaison en évoquant ce que l'on appelle la « trinité de Steinmann », serpentine, pillow lava (lave en coussins) et chert au sujet d'occurrences rencontrées dans les Alpes.

Par la suite, on a défini les ophiolites comme une séquence type formée le long des dorsales océaniques, comportant de bas en haut les éléments suivants :

- un niveau ultrabasique, constitué de péridotites (lherzolites, harzburgites, dunites) ;
- un niveau gabbroïque (gabbros lités surmontés par des gabbros isotropes) ;
- un niveau filonien (filons subverticaux de basalte) ;
- un niveau de laves basiques (pillow lavas).
- un niveau sédimentaire

Lors de la conférence internationale sur les ophiolites de 1972, le terme « *ophiolite* » a été redéfini pour ne plus représenter que les roches ignées de la séquence stratigraphique énoncée ci-dessus, excluant ainsi les sédiments qui ont une origine indépendante de la formation de la croûte océanique.

Cette définition a de nouveau été contestée dernièrement suite aux nouvelles reconnaissances acquises sur la croûte océanique par le **Programme intégré de forage de l'Océan** ainsi que par d'autres recherches effectuées au fond des océans. Ils ont permis de constater que la croûte océanique était assez variable, et que parfois, les roches volcaniques venaient directement sur les péridotites, sans que les gabbros ne soient présents.
De nombreuses ophiolites ont des variations similaires dans leur stratigraphie, certaines sont primaires, d'autres se sont formées plus tard (par exemple, lors de la mise en place dans une ceinture montagneuse).

Cette reconnaissance est liée à deux événements majeurs :

- Premièrement, la découverte de lignes d'anomalies magnétiques sur le fond des océans, parallèles aux systèmes de dorsales océaniques, dont l'interprétation par **Frederick Vine et Drummond Matthews** (1963), est une représentation physique de la formation d'une nouvelle croûte océanique le long des dorsales et de son expansion à partir de celles-ci.
- Deuxièmement, l'observation d'un réseau filonien à l'intérieur de l'ophiolite de Troodos (Chypre) par Ian Graham Gass et al., qui se serait formé par la seule intrusion d'un nouveau magma. En effet, aucune roche plus ancienne n'a pu être découverte à l'intérieur du complexe Gass (1968). Moores et Vine (1971) en ont donc conclu que le réseau filonien de Troodos n'a pu se former que selon le processus d'expansion océanique préalablement proposé par Vine et Matthews (1963).

Depuis, il est globalement reconnu que les ophiolites représentent des parcelles de croute océanique, charriée sur un continent.

3.3 Etudes des croûtes océaniques

Bon nombre d'auteurs s'étonnent de ce qu'on puisse envoyer des hommes sur la Lune, des sondes sur Mars, alors que nous connaissons si mal les océans, qui couvrent pourtant les deux tiers de notre planète. Mais il faut constater que la tâche est considérable compte tenu de la surface à étudier et que le retour sur investissements est faible voire inexistant (excepté pour les recherches pétrolières, et dans un avenir plus lointain pour les nodules polymétalliques).

De plus, ces personnes n'ont pas à l'esprit les contraintes physiques et mécaniques dues aux grandes profondeurs (à mille mètres de profondeur, la pression atteint 100 kg/cm²).

Néanmoins, les fonds océaniques ont pu être étudiés et observés suite aux progrès technologiques réalisés dans la seconde moitié du XXème siècle et plus particulièrement au cours des années 60-70, époque héroïque où l'homme se lançait à l'exploration et à la conquête de nouveaux espaces. Il est en effet curieux de voir que les premières études des fonds océaniques coïncident justement avec les principales phases d'exploration spatiale.

- Mesures de champ magnétique
- Cette technologie a l'avantage d'être peu couteuse en moyen technique
- Etudes de propagation sismique
- La détermination des vitesses de propagation sismique, l'observation des réflexions de ces ondes, ont permis d'ausculter le cœur de notre planète et d'en définir les différentes couches successives, du noyau solide de fer-nickel à la lithosphère que nous foulons de nos pieds.
- Observations in situ

3.3.1. Etude des anomalies magnétiques

Les basaltes sont riches en minéraux ferromagnésiens ; or, ces minéraux sont sensibles au champ magnétique terrestre. Tant que le basalte est à l'état liquide ou visqueux, les ferromagnésiens ont tout loisir de s'orienter selon ce champ magnétique. Lorsque le basalte refroidit, ces minéraux se trouvent alors piégés dans l'orientation qu'ils avaient au moment de cette solidification. Ils sont donc les indicateurs de l'orientation du champ magnétique terrestre de l'instant auquel le basalte s'est figé.

L'analyse des orientations de ces minéraux ferromagnésiens permet donc d'établir les évolutions du champ magnétique terrestre au cours du temps, comme par exemple de visualiser les retournements des pôles nord et sud qui sont intervenus par le passé.

En ce qui concerne les fonds océaniques, l'analyse de ces ferromagnésiens à montrer que les anomalies positives et négatives s'organisent en bandes parallèles à l'axe des dorsales, de part et d'autre desquelles elles sont pratiquement symétriques. Ces anomalies correspondent à des variations locales du champ magnétique par rapport au champ moyen de la région, avec des valeurs soit légèrement plus fortes (anomalies positives), soit légèrement plus faibles (anomalies négatives).

On peut en conclure que l'expansion des océans est bel et bien le fruit de l'accrétion de magma le long de ces dorsales. Cette découverte eut une incidence notable dans la confirmation de la théorie de la tectonique des plaques.

3.3.2. Etudes sismiques

C'est vers la fin des années 30 que l'on commence à voir apparaître les premières campagnes de sismique marine dans la Manche et au large du New-Jersey. A cette époque, les systèmes d'acquisition étaient composés d'un ou de plusieurs hydrophones qui captaient les ondes émises par des explosifs simulant une source sismique.

Les recherches off-shore des gisements pétroliers ont contribué à développer ces études sismiques, dès la fin de la seconde guerre mondiale. Ainsi, avec les moyens financiers adéquats et les progrès de l'informatique, les techniques et les méthodes d'acquisition et de traitement de données vont très vite évoluer : on a pu utiliser des navires tractant jusqu'à douze flûtes sismiques parallèles de 6 à 8 km de long, et la source sismique est devenue un ensemble de canons à air qui émettent une onde de pression à des cadences élevées (de l'ordre d'une impulsion toutes les 5 secondes).

En ce début de XXIème siècle, différentes technologies de prospections sismiques ont été développées et mises à disposition des chercheurs en fonction des différents paramètres rencontrés (profondeur d'eau, de pénétration et résolution).

La croûte océanique possède une répartition en couches des vitesses de propagation sismiques, ce qui montre que la structure de la croûte océanique est bien stratifiée en couches horizontales.

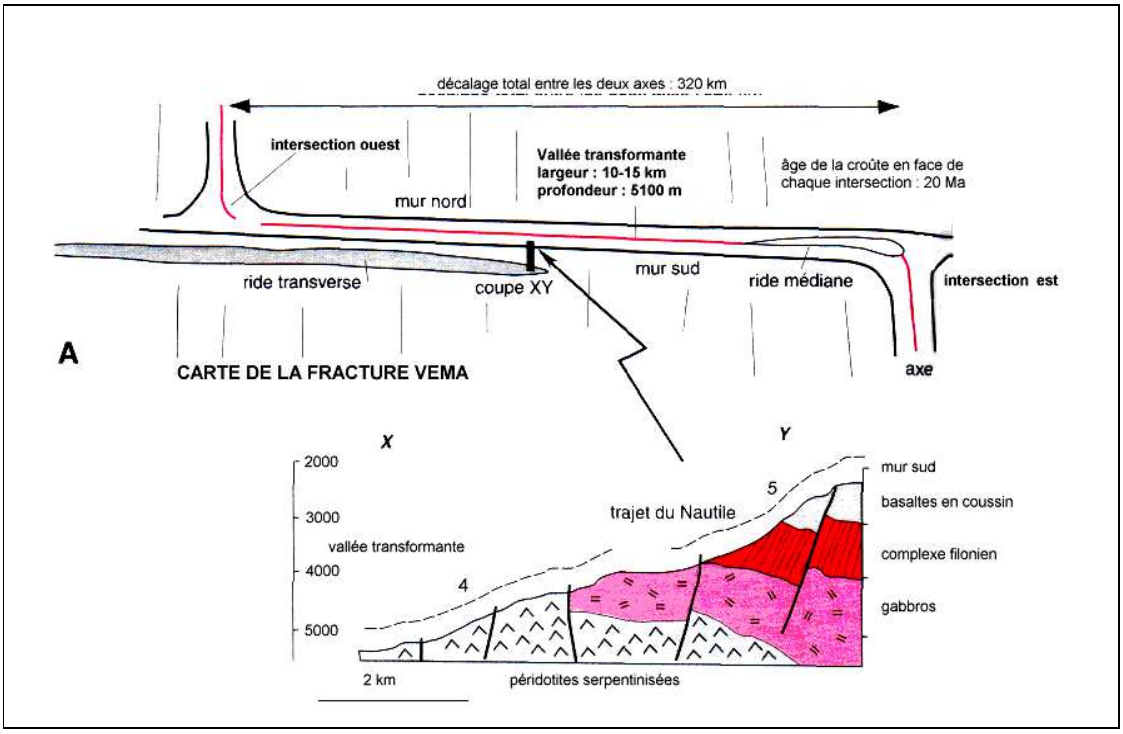


Figure 395 : Ophiolites : Trajet du Nautile, 1988 le long de la fracture VEMA
Observation des différentes couches superposées des ophiolites au cœur de l'océan atlantique

A. Carte simplifiée de la zone de fracture Vema (localisation)
B. Coupe X, Y du mur sud montrant la section complète de la partie superficielle de la croûte océanique observée durant la campagne Vemanaute (1988). Le trajet suivi avec le Nautile lors des plongées 4 et 5 est reporté en pointillés.

NOTA

On distingue deux types d'études sismiques :

- la réflexion sismique
  plus précise, cette technique a été développée pour la recherche de nouveaux gisements pétrolifères et gaziers
- la réfraction sismique plus adaptée à l'étude des croûtes océaniques.

Chaque impulsion provoquée par une explosion, permet de repérer des surfaces de discontinuité (au sens physique et non au sens géologique) séparant des roches par discontinuité de la vitesse de propagation des ondes sismiques. Les ondes qui arrivent à une de ces limites sous l'angle d'incidence correspondant à la réfraction limite se propagent ensuite le long de cette interface qui leur sert de "guide d'onde" ce qui canalise leur énergie et leur permet de se propager plus loin.

Ces ondes sont réfléchies ou réfractées aux changements d'élasticité et/ou de densité, aux frontières des couches géologiques et atteignent ainsi les différents capteurs disposés sur le sol (OBS : Ocean Bottom Seismometer). Le traitement des données permet ainsi de déterminer les vitesses de propagation des ondes sismiques à travers les différentes couches de matériaux, ainsi que leur profondeur. Avec ce type de procédé, on récupère les ondes de types S et P, cependant les ondes S naissent lors de conversion des ondes P au niveau des interfaces.
Le champ d'application de la sismique réfraction est, pour le génie civil ou pour la prospection minière, la recherche de la base des alluvions dans une vallée, pour la prospection pétrolière, la reconnaissance par points d'un socle cristallin et l'étude de l'épaisseur de la croûte terrestre à terre et en mer.

3.3.3. Observations sous-marines

Suite au développement de sous-marins capables d'atteindre des profondeurs abyssales, des observations sous-marines telles que celles des fumerolles le long des dorsales ont pu être réalisées. La structure de la croûte océanique a pu être ainsi précisée lors de campagnes d'exploration menées par des sous-marins tels l'américain "Alvin", et le français "Nautile", le long des failles transformantes.

En particulier, une mission réalisée à bord du Nautile, en 1988, le long du mur sud de la zone de fracture Vema (Atlantique central), a permis d'observer la première coupe continue à travers la lithosphère océanique, depuis le manteau jusqu'aux basaltes.

3.3.4. Forages

Cette technique, de loin la plus précise est cependant encore peu applicable. Les scientifiques n'ont foré que les 2 premiers kilomètres sur les 6 ou 7 km d'épaisseur de la croûte océanique. Seul le niveau supérieur des gabbros sous le complexe filonien a pu être atteint jusqu'à maintenant.
Des forages ont été pratiqués au cours de 6 campagnes successives sur le site 504B du programme DSDP-ODP depuis le Leg 69, soit depuis une trentaine d'années. Ils ont permis de traverser 2 000 m au total dans la croûte océanique âgée de 6,2 Ma, à proximité des Galapagos, et ainsi d'atteindre les gabbros.

3.3.5. Conclusion

Le développement des recherches pétrolières et gazières ont apporté le financement et le développement de nouvelles technologies, les moyens techniques pour étudier la croûte océanique et y déterminer la présence d'ophiolites. Toutefois, les difficultés dues aux conditions d'investigation ne permettent pas vraiment d'aller pratiquer des observations ou des forages de grande ampleur, in situ. C'est pourquoi, la connaissance de la croûte océanique provient encore aujourd'hui, essentiellement de la comparaison entre la structure des ophiolites connues par ailleurs et des sondages sismiques de la croûte océanique.

Il est toutefois à noter que ces études ont permis d'affirmer définitivement la théorie de la tectonique des plaques, basées sur l'expansion des océans de part et d'autre de dorsales océaniques et de cartographier pas moins de 75 000 km de dorsales sur la planète.

3.4 Les séquences ophiolitiques – origine sous-marine

La séquence stratigraphie observées dans les ophiolites est le reflet du processus de formation de la lithosphère le long des dorsales médio-océaniques :

1. Péridotite tectonisée : roche du manteau riche en harzburgite/lherzolite.
2. Cumul de péridotite : couches de minéraux riches en dunite déposés en dehors de la chambre magmatique
3. Gabbro lité, résultant de l'arrangement de minéraux en dehors de la chambre magmatique.
4. Importants niveaux de roches intrusives : gabbro isotrope, représentant de la chambre magmatique fractionnée.
5. Réseau filonien : filons verticaux parallèles par lesquels il y a eu alimentation de la surface en basalte permettant ainsi la formation des laves en coussin
6. Séquence extrusive : laves en coussins basaltiques au contact eau/magma
7. Sédiments : dépôts de boue (schistes noirs) et cherts postérieurs à la formation de la croûte océanique (N'appartenant pas à la séquence ophiolitique).

3.4.1. Cumulats de péridotite

Une dorsale, ou ride médio-océanique, est formée par la remontée convective du manteau plastique (asthénosphère). Les conditions de pression et de température permettent un début de fusion du manteau dès 60 à 100 km de profondeur, selon les auteurs. Les péridotites du manteau supérieur, appelées lherzolite, constituées d'olivine + orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclase, vont alors produire du basalte par fusion partielle, pour un taux pouvant atteindre 10 à 20 %. Elles forment le manteau dit "fertile".

Au-dessus se forment des harzburgites (olivine + orthopyroxène + spinelle), résidus des lherzolites après extraction du liquide basaltique, puis des dunites (roches encore plus réfractaires constituées presque exclusivement d'olivine). Ces deux dernières espèces de péridotites constituent le manteau dit "appauvri".

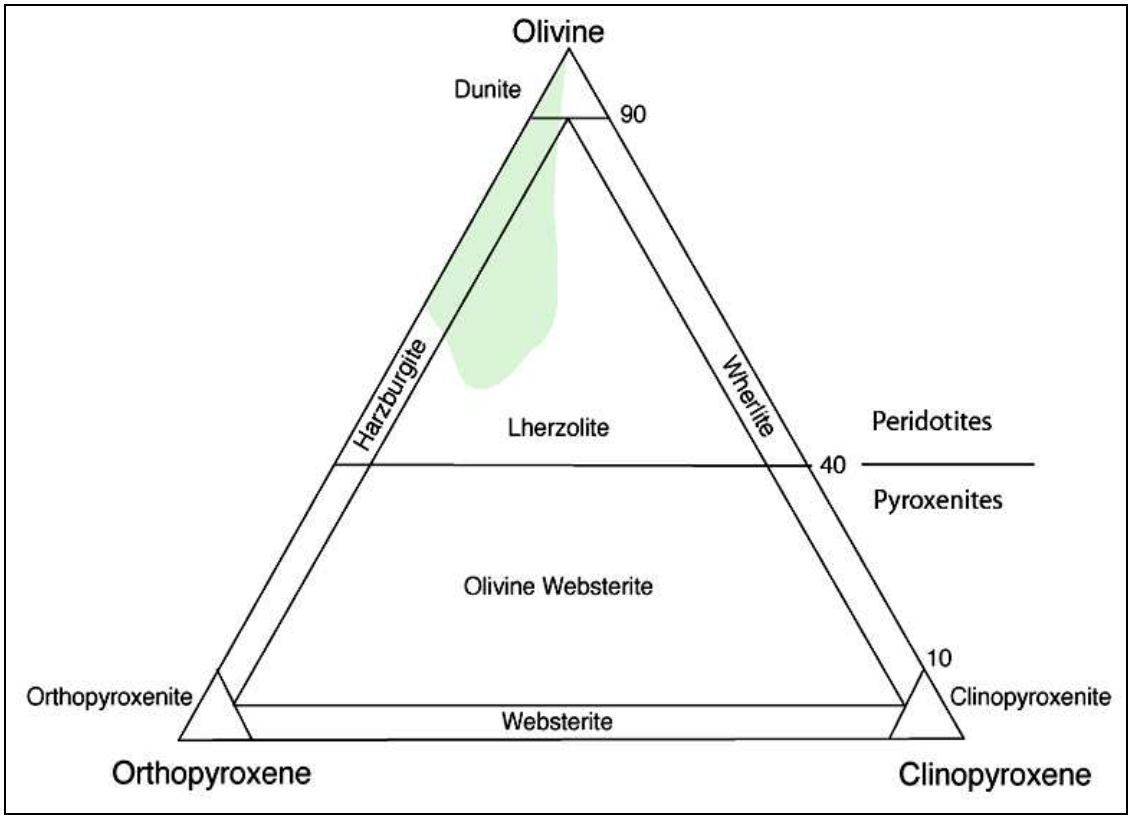


Figure 396 : Ophiolites : Roches de la partie sous-jacente le MOHO des séquences ophiolitiques
En vert composition moyenne du magma sous les dorsales

3.4.2. Gabbros lités

Au-dessus du Moho, à la base de la croûte, le liquide basaltique s'accumule dans une chambre magmatique située sous la dorsale. Elle peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres de largeur sur plusieurs kilomètres de hauteur.
En se refroidissant lentement, passant de 1200°C à 950-1000°C, le basalte liquide donne naissance aux gabbros lités. Ces gabbros, très proches chimiquement des basaltes, s'en distinguent par une cristallisation grossière, formée au toit de la chambre magmatique ainsi qu'au contact des parois refroidies par des circulations hydrothermales.
Le litage des gabbros est dû à des intrusions de magmas gabbros encore plastiques. L'étude des ophiolites a ainsi montré que les chambres magmatiques des dorsales rapides ne sont pas remplies de liquide pur. Les gabbros présentent en effet des textures qui indiquent des déformations plastiques à chaud d'un matériau comprenant des grains (les cristaux), non déformables, lubrifiés par le liquide magmatique en faible proportion (2 à 20 %). Ce mélange est soumis à une convection interne à la chambre et il est probable que la cristallisation complète des gabbros s'effectue au toit de la chambre, plus froid, et non à sa base par simple précipitation comme on l'a longtemps pensé. Le toit de la chambre est en effet perpétuellement refroidi par la circulation hydrothermale.

3.4.3. Gabbros supérieurs

Les gabbros lités sont surmontés par des gabbros isotropes qui ont pu cristalliser plus rapidement au toit de la chambre magmatique. Les basaltes du complexe filonien s'y enracinent. Ils alimentent les coulées de lave et les laves en coussin par fracturation de la partie supérieure de la croûte.

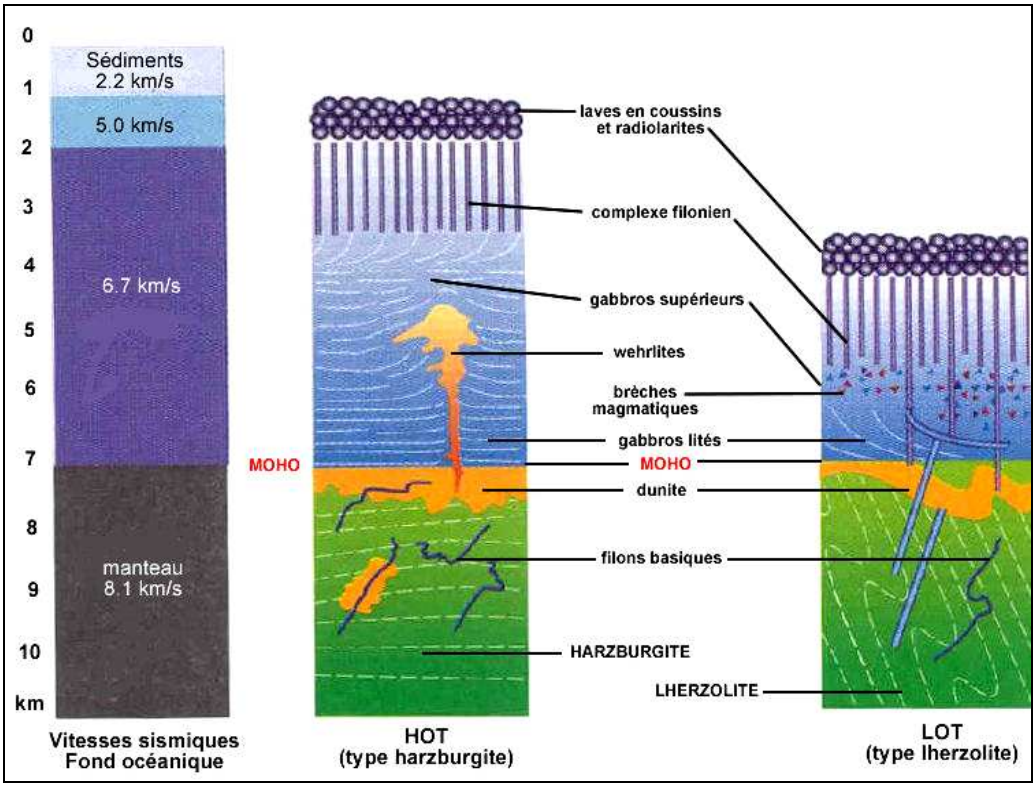


Figure 397 : Ophiolites : Structure des ophiolites
Comparaison entre les résultats obtenus par étude des vitesses de propagations d'ondes sismiques et les observations et sondages réalisés sur des ophiolites de type HOT et de type LOT, Nicolas : montagne sous la mer

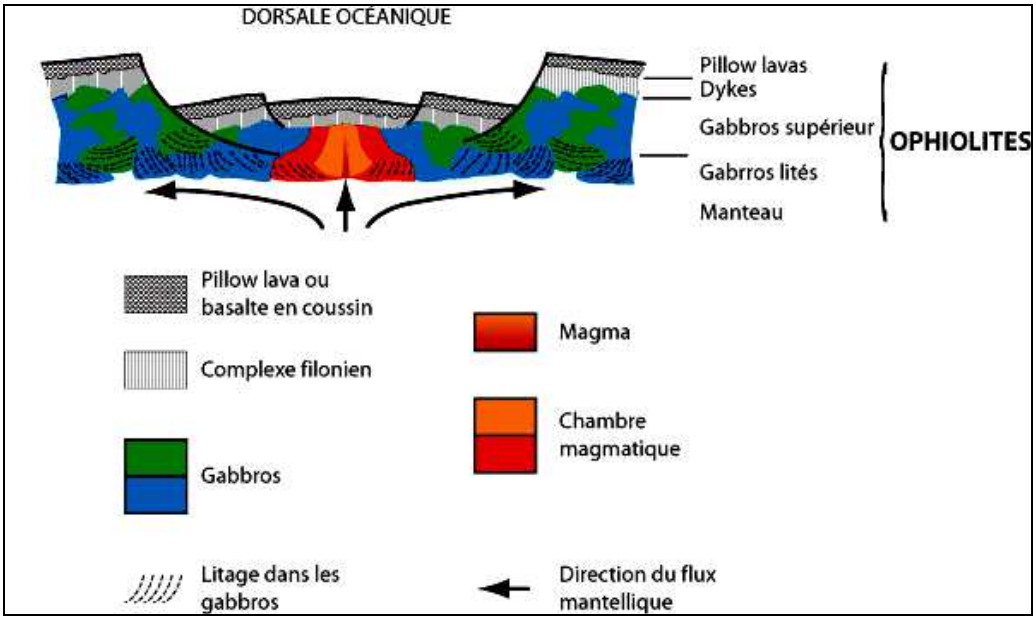


Figure 398 : Ophiolites : Coupe d'ophiolite en place
de part et d'autre d'une dorsale océanique, CNRS Ifremer

3.4.4. Complexe filonien

Au-dessus de ces couches de gabbros, le magma se présente sous la forme d'une carapace solide surnageant au-dessus de basalte liquide. L'expansion océanique, qui se comporte comme une force de traction exercée sur la croûte océanique, va provoquer des déchirures dans cette carapace. Elles se présentent sous la forme de fissures verticales, parallèles aux dorsales océaniques, par lesquelles le basalte liquide va s'engouffrer.

Une partie du basalte liquide qui traverse ces fissures va pouvoir déboucher sous le fond sous-marin et former de nouvelles laves en coussin au contact de l'eau froide, tandis que le reste du basalte liquide va se refroidir et figé à l'intérieur des fissures, formant ainsi un filon.

Sous l'effet continuel de la traction exercée par la tectonique sur la croûte océanique, celle-ci va avoir fortement tendance à se fissurer à nouveau, parallèlement à la fissure précédente. En outre, comme l'interface entre le basalte solide et le filon est moins cohésive que le basalte lui-même, la nouvelle fissure va préférentiellement apparaître puis se propager le long de cette interface. Du basalte liquide va alors monter par cette nouvelle fissure, formant en surface une nouvelle génération de pillows lavas et au cœur du basalte solide un nouveau filon.

De proche en proche, la formation successive de ces filons verticaux va constituer le complexe filonien observé dans les ophiolites.

NOTA

Traction par les plaques subductantes
L'influence de la vitesse d'expansion océanique est très significative. Une expansion rapide comme celle de l'océan Pacifique (20 cm/an) va provoquer des déchirures de la croûte solide basaltique avec une fréquence assez élevée : chaque événement sismo-volcanique s'accompagne d'un écartement de l'ordre du mètre et donne un filon dont la largeur est du même ordre, avec une périodicité de dix ans.
Pour les dorsales plus lentes, où la production magmatique est faible voire nulle, il n'y a pas de réseau filonien, si ce n'est quelques filons isolés reliant les rares réservoirs magmatiques aux quelques volcans sous-marins. Souvent, dans ce cas, l'ensemble des composants des ophiolites sont absents et on peut observer directement l'affleurement du manteau.

NOTA

Autres filons
On peut également noter qu'il y a d'autres types de filons que ceux du réseau complexe des ophiolites… Ce sont les filons qui alimentent le réservoir magmatique intracrustal. Ils donnent des filons de gabbros et non de basaltes ou de dolérites.

3.4.5. Pillows lava

Le magma, lorsqu'il entre en contact avec l'océan est brutalement refroidi et figé sous la forme de blocs plus ou moins arrondis. Cette morphologie est à l'origine des termes de « lave en coussin » ou « pillows lavas ».
L'épaisseur de la couverture basaltique (complexe filonien + coulées de lave) est de l'ordre de 2000 m.

3.4.6. Sédiments (hors séquence ophiolitique)

Ils sont essentiellement constitués de dépôts de boue (schistes noirs) et cherts postérieurs à la formation de la croûte océanique
Cette couche est elle-même recouverte par des sédiments de plaine abyssale : les radiolarites.

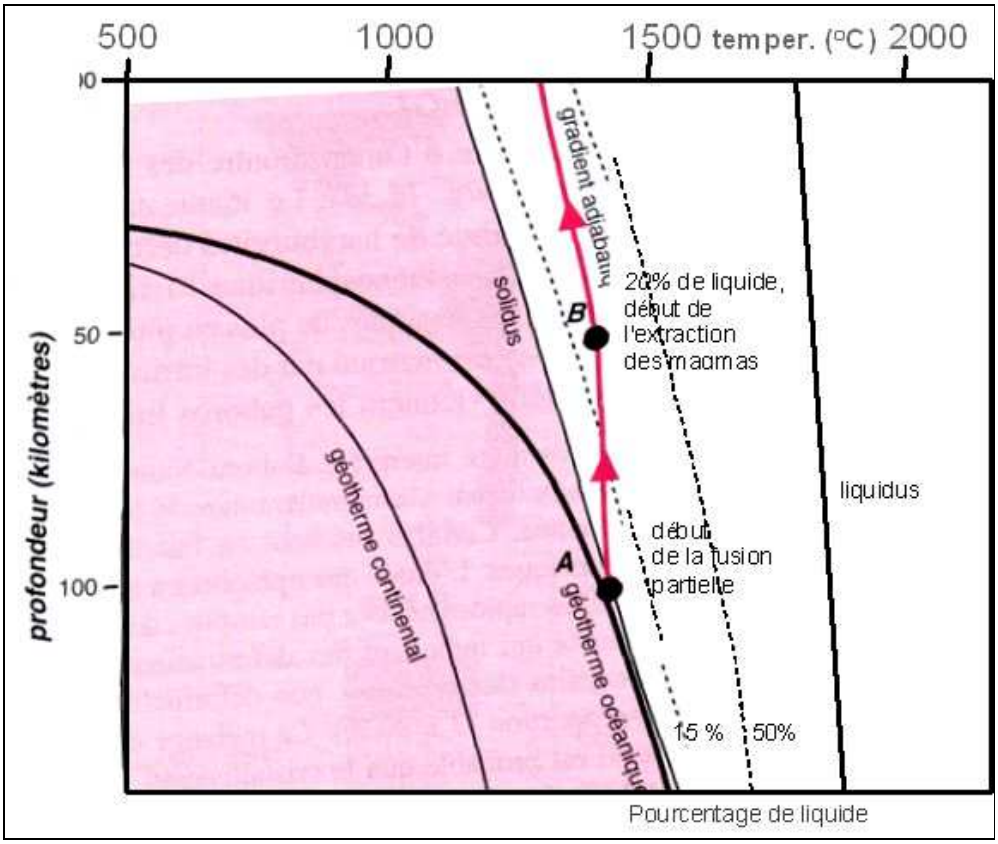


Figure 399 : Ophiolites : Fusion partielle d'un manteau lherzolitique.
Le manteau remonte sous l'axe de la dorsale selon un gradient adiabatique (flèches rouges). La fusion partielle débute au point A quand il croise le solidus vers 100-80 km de profondeur. L'extraction des magmas vers la surface commence au point B où 20 % de liquide est présent au sein du manteau.

3.5 Les différentes ophiolites

En 1972, les travaux de la "Penrose Conference" ont conduit à définir une séquence ophiolitique type comportant de bas en haut les éléments suivants :

1. un niveau ultrabasique, constitué de péridotites (lherzolites, harzburgites, dunites) ;
2. un niveau gabbroïque (gabbros lités surmontés par des gabbros isotropes) ;
3. un niveau filonien (filons subverticaux de basalte) ;
4. un niveau de laves basiques (pillow lavas).

Cependant, les recherches menées dans les années qui suivirent ont montré qu'une telle séquence caractérisait en fait une lithosphère océanique d'expansion rapide : c'est actuellement le cas pour la lithosphère Pacifique, dont le taux moyen d'expansion est de l'ordre de dix centimètres par an. On est alors en présence d'une croûte océanique épaisse et continue. La partie supérieure du manteau lithosphérique est à dominante harzburgitique (HOT : Harzburgite Ophiolite Type). L'ophiolite d'Oman appartient à ce type, qu'elle a d'ailleurs largement contribué à définir.
En revanche, dans le cas d'une lithosphère océanique d'expansion lente, comme actuellement pour la lithosphère Atlantique, avec un taux d'expansion moyen de l'ordre de 2 cm/an, la croûte océanique est d'épaisseur réduite ; elle est discontinue et peut même venir à manquer totalement : les péridotites du manteau supérieur affleurent alors directement au contact de l'océan. Cette partie supérieure du manteau lithosphérique est à dominante lherzolitique (LOT : Lherzolite Ophiolite Type). Les ophiolites alpines des Alpes françaises (massif du Chenaillet, près de Briançon ; massif de Roche Noire près de Ceillac) appartiennent à ce type. A Roche Noire (vallée du Haut Cristillan près de Ceillac), les péridotites du manteau, serpentinisées par altération hydrothermale, affleurent directement sous les radiolarites métamorphisées.

3.5.1. Ophiolites d'Oman et le type HOT

Une coupe type dans l'ophiolite d'Oman montre des roches en continuité d'affleurement sur 10km d'épaisseur :

1. Le manteau, à la base, est visible sur une épaisseur de 4 km, il est constitué de harzburgites déformées plastiquement par fluage à haute température (foliation asthénosphérique fossilisée caractéristique des tectonites). La présence d'intrusions basiques de plus en plus fréquentes vers le haut signale l'approche du Moho. Celui-ci est marqué par des intrusions de dunite (ancienne lentille de liquide basale).
2. Au-dessus viennent les gabbros lités puis les gabbros isotropes.
3. Au-dessus des gabbros, se trouve le complexe filonien fait de dykes de composition basaltique, injectés les uns dans les autres et présentant des bordures figées caractéristiques.
4. Les dykes s'enracinent dans les gabbros isotropes représentant le toit entièrement cristallisé du réservoir qu'ils fracturent. La présence de cet ensemble traduit bien la réalité de l'expansion océanique, puisqu'il ne peut se comprendre que par des injections répétées, nécessitant (ou induisant) une ouverture continue.
5. On rencontre ensuite un ensemble de laves en coussins de 500 à 1 000 m d'épaisseur (on y distingue, sur des bases géochimiques, 3 unités volcaniques superposées).
6. Enfin, on distingue des sédiments océaniques d'âge Crétacé supérieur (radiolarites et sédiments hydrothermaux) sont associés aux laves. Les sédiments plus récents (Crétacé terminal, Eocène basal) sont discordants sur l'ophiolite et le socle continental. Ils sont donc post-obduction.

3.5.2. Ophiolites des Alpes et le type LOT

Dans les ophiolites des Alpes, de la Corse et de l'Apennin (ou ophiolites liguro-piémontaises), représentatives du type LOT, les gabbros sont intrusifs dans le manteau et ne forment jamais une couche unique et continue.

Il n'y a plus la grande chambre magmatique au droit de la dorsale des séquences de type HOT qui alimente au fur et à mesure de l'expansion océanique, les gabbros lités dans la masse et les pillows lavas via le complexe filonien, mais au contraire une multitude de poches magmatiques que l'on pourrait qualifiées de « secondaires ».

La structure verticale du manteau vers la surface des séquences ophiolitiques de type LOT est donc :

1. Péridotites (serpentinisées pour partie)
2. Gabbros intrusifs

Il s'agit soit de filons indépendants relativement épais (quelques mètres), soit de corps plus volumineux, de taille kilométrique, isolés les uns des autres et représentant autant de chambres magmatiques indépendantes. Ils sont souvent déformés le long de zones de cisaillement de haute température (amphiboles stables à 800 °C). Ces bandes de cisaillement sont elles-mêmes traversées par des filons basaltiques non déformés, mis en place en domaine océanique.
Surtout, ils ne constituent pas de complexe filonien global. Au plus, peut-on trouver quelques complexes épars.

- Le basalte n'est présent que partiellement, en une couche fine souvent dissociée, sous la forme de laves en coussins ou en tubes. Les basaltes alpins ont des caractéristiques de MORB, mais peuvent présenter une tendance alcaline, comme le confirment les analyses de pyroxènes reliques préservés dans certaines laves. Ces caractères sont compatibles avec un faible taux de fusion.
- En surface, le basalte peut faire défaut. Dans ce cas, le manteau affleure directement au fond de l'océan.
- Les premiers sédiments **pélagiques** déposés sur le substratum océanique sont radiolarites en gisements discontinus et des calcaires pélagiques. Les radiolarites contiennent des fossiles encore indentifiables en plusieurs endroits des unités schistes bleus des Alpes (Pic Cascavelier), elles sont d'âge Jurassique supérieur (Callovien\ Oxfordien).

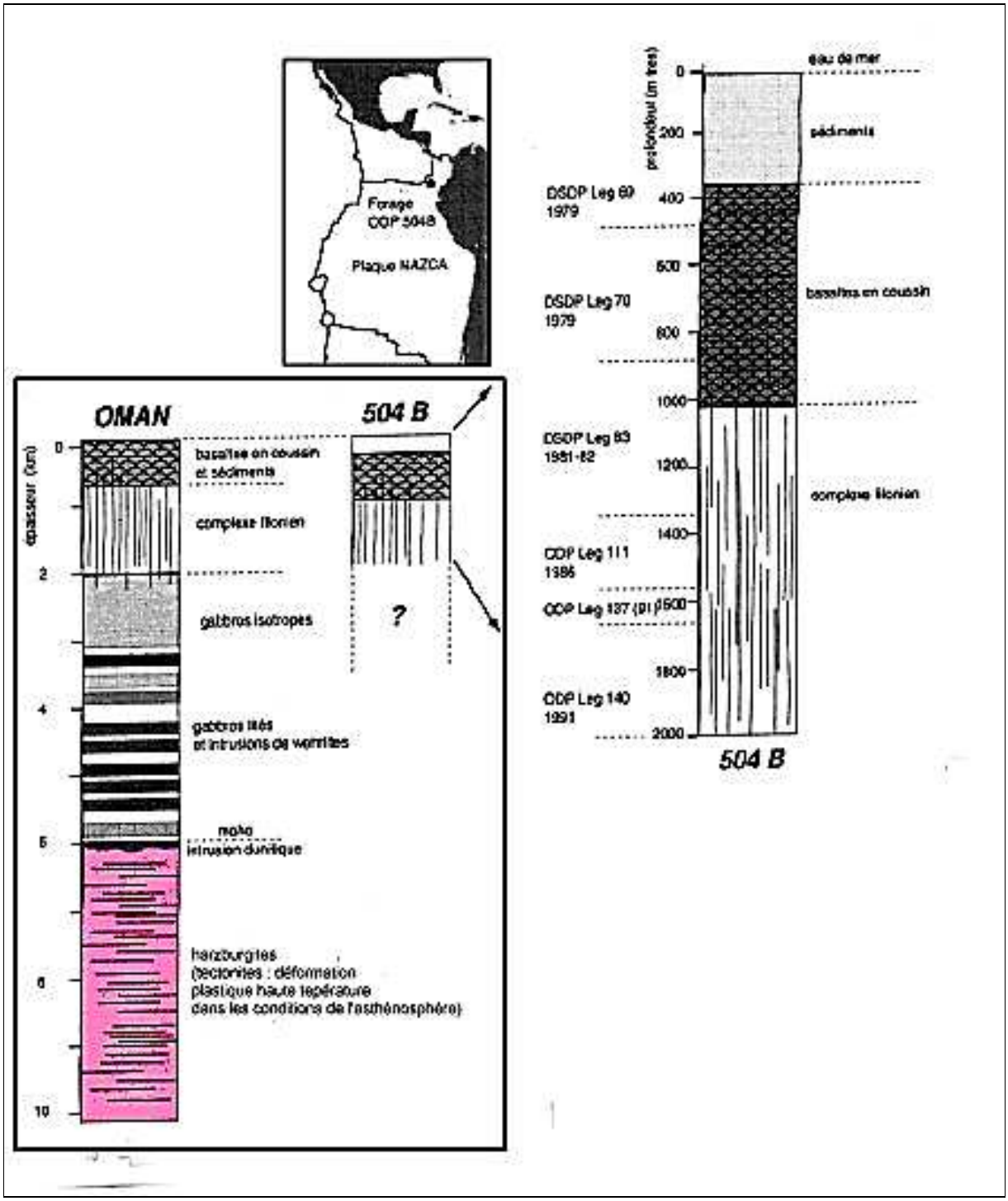
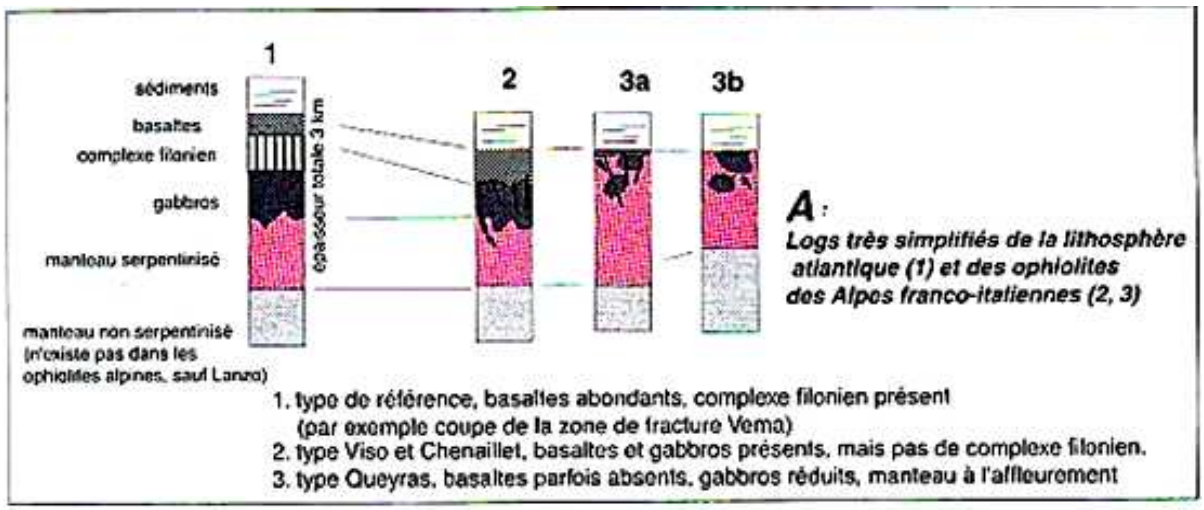


Figure 400 : Ophiolites : Comparaison entre le log ophiolitique d'Oman et les données du forage ODP 504B



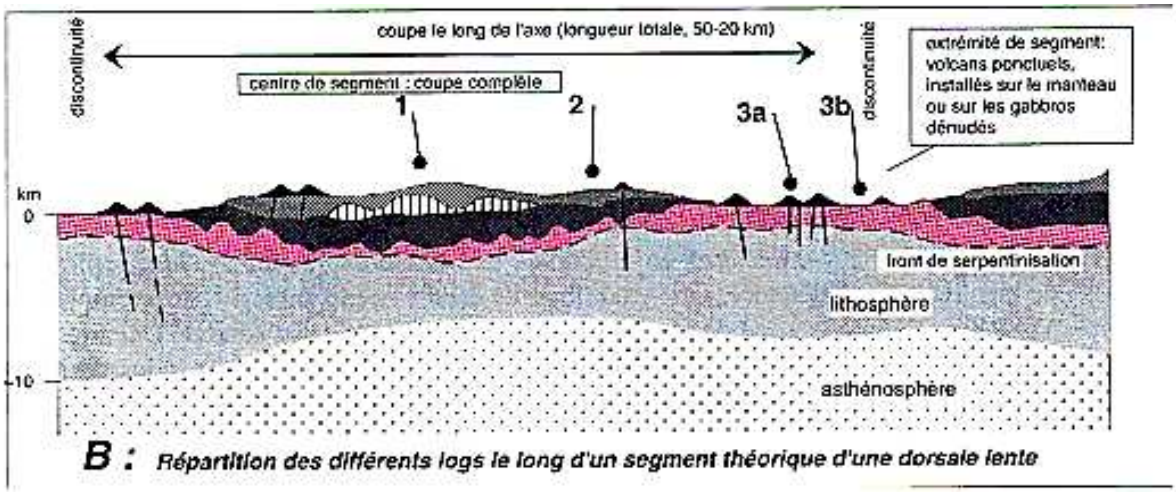


Figure 401 : Ophiolites : Lithosphères des dorsales lentes
Comparaison entre des données de terrain (ophiolites alpines) et des données océaniques (coupe de Vema). Coupe théorique très schématique de l'axe d'une dorsale lente les différentes sections présentées en A.

Les séries alpines de type Queyras sont l'équivalent des zones à manteau dénudé et à volcanisme très limité des extrémités de segment des dorsales lentes. Les séries de type Viso ou Vema sont représentatives des centres de segment où la production magmatique est plus élevée.

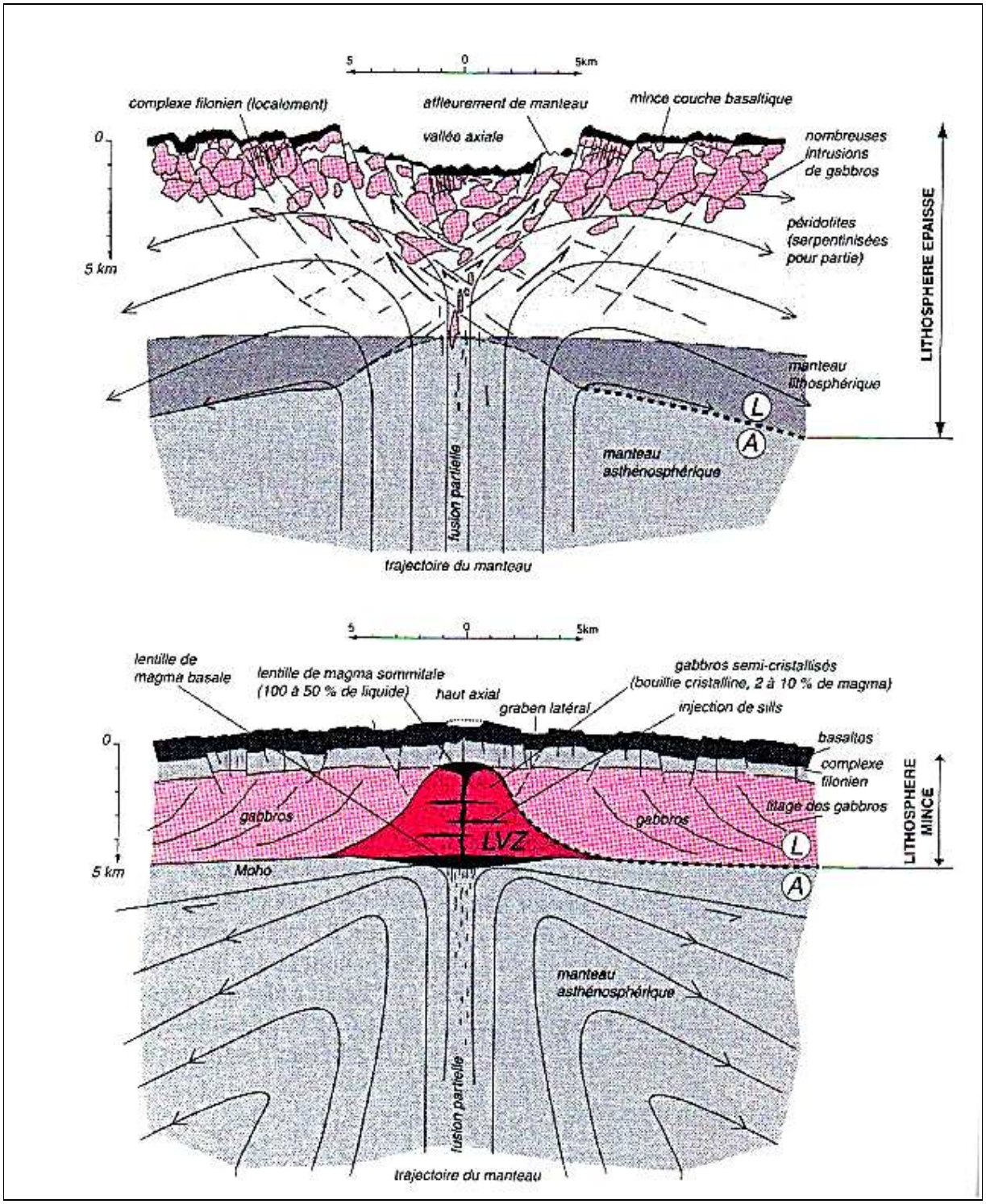


Figure 402 : Ophiolites : Coupe schématique A : dorsale lente – B : Dorsale rapide

Des campagnes de plongées ont été organisées le long de certaines zones de fractures de l'Atlantique (Kane, Vema), dont les murs mettent à jour de véritables coupe-temps à travers la lithosphère océanique. La coupe de Vema nous montre une succession classique, comparable à celle d'Oman, mais cependant très réduite en épaisseur. Le long de la zone de fracture Kane, en revanche, la croûte peut être réduite ou absente et les gabbros montrent des déformations spectaculaires liées à l'extension tectonique.
Il apparaît que la croûte océanique de l'Atlantique est « normale » et relativement épaisse au centre des segments (mais moins épaisse que dans le cas du Pacifique) et « réduite », de type HOT, aux extrémités.

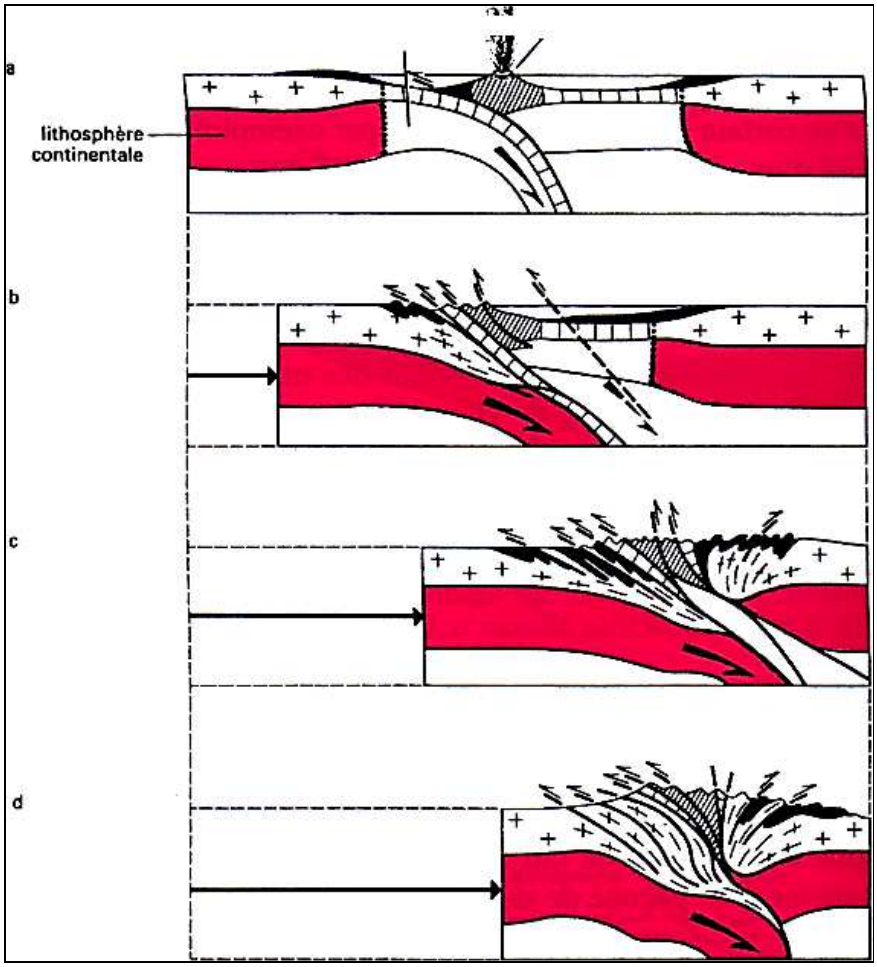


Figure 403 : Ophiolites : Les chaînes d'obduction et leur évolution (Mattauer 1985)
Subduction intra-océanique avec formation d'un arc insulaire,
Formation d'une chaîne d'obduction par blocage de la subduction, une partie de la croute océanique vient chevaucher le continent. Un nouveau plan de subduction (tireté) se met en place en arrière du précédent,
Formation d'une chaîne de collision avec fermeture de l'océan arrière arc. Les deux sont continents sont superposés mais séparés par une (ou plusieurs) suture océanique (ophiolites)
Stade d'hypercollision avec déformations intracontinentales qui se superposent aux structures précédentes se trouvant verticalisées.

3.6 Les chaînes d'obduction

Lors du phénomène de subduction d'une plaque océanique sous une autre plaque océanique, il se forme un arc insulaire sur la plaque restée en surface.

Lorsque la subduction se poursuit jusqu'à ce que la plaque continentale contigüe à la plaque océanique subductante parvienne au niveau de la zone de subduction, ce continent, plus léger, ne parviendra pas à s'enfoncer sous cet arc insulaire et aura plutôt tendance à entrer en collision avec celui-ci.

Sous l'effet de cette collision et des contraintes de pression ainsi engendrées, il arrive que la plaque océanique vienne chevaucher la plaque continentale pour aboutir finalement au charriage du matériel océanique sur le continent qui subit lui-même une importante déformation.

NOTA

L'obduction est à différencier de la collision qui est le niveau extrême de contact et de contraintes de pression entre deux blocs continentaux. La collision survient le plus souvent en troisième phase de la séquence subduction-obduction-collision, lors du rapprochement de deux continents sous l'effet d'une zone de subduction.

Dans le cas de la chaîne d'Oman, l'obduction de la lithosphère océanique s'est effectuée vers le sud, sur la marge arabe, rebord du continent arabo-africain à la fin du Crétacé. Il en résulte l'un des plus vastes massifs d'ophiolites au monde (plus de 500 km de long d'un seul tenant, et 50 à 100 km de large). Les ophiolites ont échappé à la collision, en raison du dessin particulier, à cet endroit de la limite des plaques Eurasie et Arabie-Afrique

L'obduction a permis le charriage d'une écaille de 10 km d'épaisseur environ de lithosphère d'âge crétacé. Elle s'est accompagnée de l'enfouissement et de l'écaillage d'unités de la marge, sous l'ophiolite. Ces unités ont subi un métamorphisme dans les faciès de haute pression (éclogites et schistes bleus) et sont remontées relativement rapidement pour des raisons d'équilibre isostatique. Elles affleurent aujourd'hui au cœur des ophiolites sous la forme d'une fenêtre tectonique.

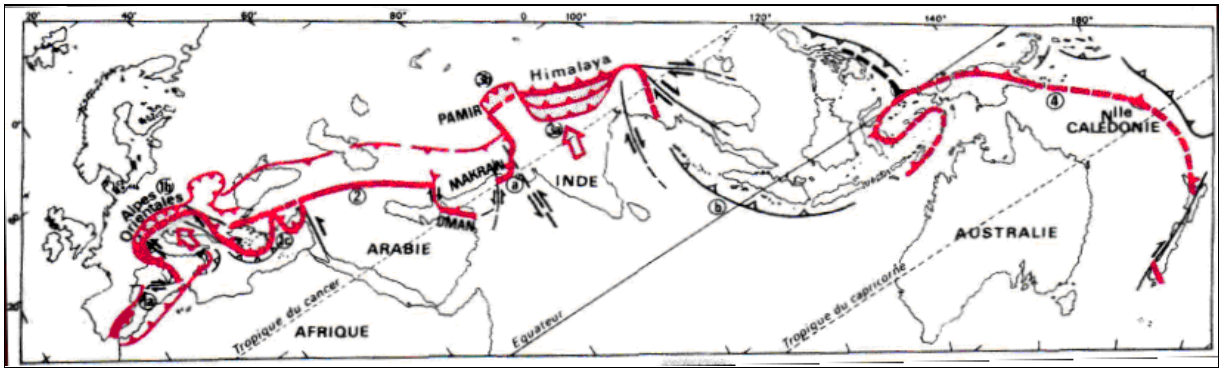


Figure 404 : Ophiolites : Les chaînes alpines issues de la Téthys (d'après Aubouin, 1980).

La suture ophiolitique, cicatrice de l'océan téthysien, est représentée par des nappes ophiolitiques bien visibles en Oman (où le stade de collision n'est pas atteint) et sur le pourtour de l'Arabie (croissant ophiolitique péri-arabe). Au nord de l'Himalaya, on a représenté plusieurs sutures parallèles témoignant de l'accrétion de blocs continentaux et des fermetures océaniques qui se sont succédés depuis le Permien (la suture du Tsang Pô, la plus récente est la plus méridionale). On notera également les grands décrochements de la bordure est de l'Asie, effets indirects et lointains au sein de ce continent, de la collision de l'Inde.

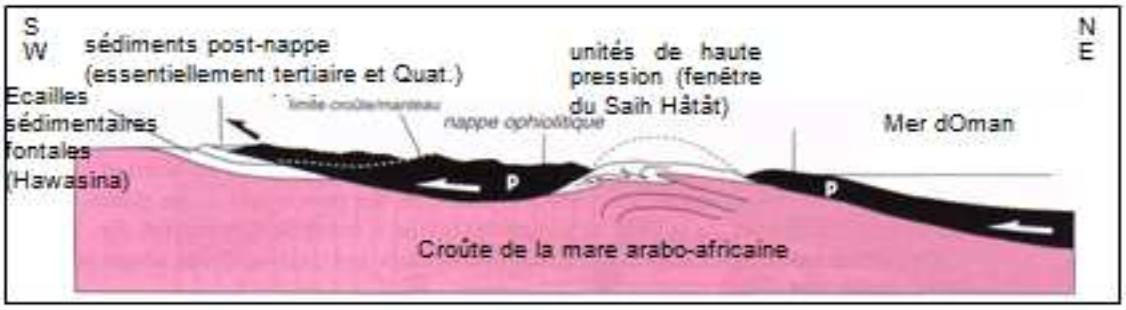


Figure 405 : Ophiolites : Les ophiolites d'Oman. Coupe très schématique (largeur totale 200 km) (modifiée d'après A. Michard et d'après A. Nicolas).

Une telle évolution a pu exister dans toute la chaîne alpine depuis les Alpes jusqu'en Nouvelle-Guinée, mais ces stades précoces ont souvent été repris par des phases de collision et les ophiolites sont pincées, plissées et charriées dans des sutures où elles subissent une évolution métamorphique ultérieure. C'est le cas dans la majeure partie les Alpes franco-italiennes où les ophiolites sont souvent présentes au cœur de la chaîne dans les unités de haute pression. Le cas particulier du massif du Chenaillet, dont l'unité sommitale n'a pas connu le métamorphisme alpin, est voisin de celui des ophiolites de Ligurie dans les Apennins. Ces ensembles n'ont pas été enfouis et sont toujours restés en surface dans l'empilement des nappes alpines.

En Nouvelle-Calédonie, l'obduction est d'âge éocène et les ophiolites (dont la partie crustale est manquante) là encore, reposent sur une semelle d'unités de marge continentale ayant subi une évolution dans les domaines de haute pression. L'obduction apparaît comme un phénomène rapide et la croûte continentale enfouie n'a pas le temps de se rééquilibrer thermiquement, ce qui explique l'absence de magmatisme et de métamorphisme haute température.

3.7 Les chaînes de collision

Le terme ultime de l'évolution d'un système convergent est la mise en contact de deux continents : la collision. Cette phase est toujours précédée soit par une subduction, soit par une obduction. Au Québec, il y a eu d'abord subduction, puis obduction.
Lorsqu'il y a précédemment obduction, des séquences ophiolitiques peuvent avoir été charriées sur le premier continent. Lors de la collision, ces couches d'ophiolites charriées se trouvent compressées entre les deux masses continentales (Alpes, Himalaya, Avalonia et Laurentia) et assurent une certaine continuité entre les deux continents : on dit alors que les séquences ophiolitiques servent de suture entre les deux continents.
Le plateau du Tibet porte dans sa structure les traces des épisodes plus anciens de l'évolution de la chaîne. Les ophiolites du Tsang Pô sont en effet la suture de la néo-Téthys, océan situé entre l'Inde et l'Eurasie dont la fermeture a précédé la collision. Cette fermeture s'est achevée il y a 60 Ma, la véritable collision a débuté vers 50 Ma.

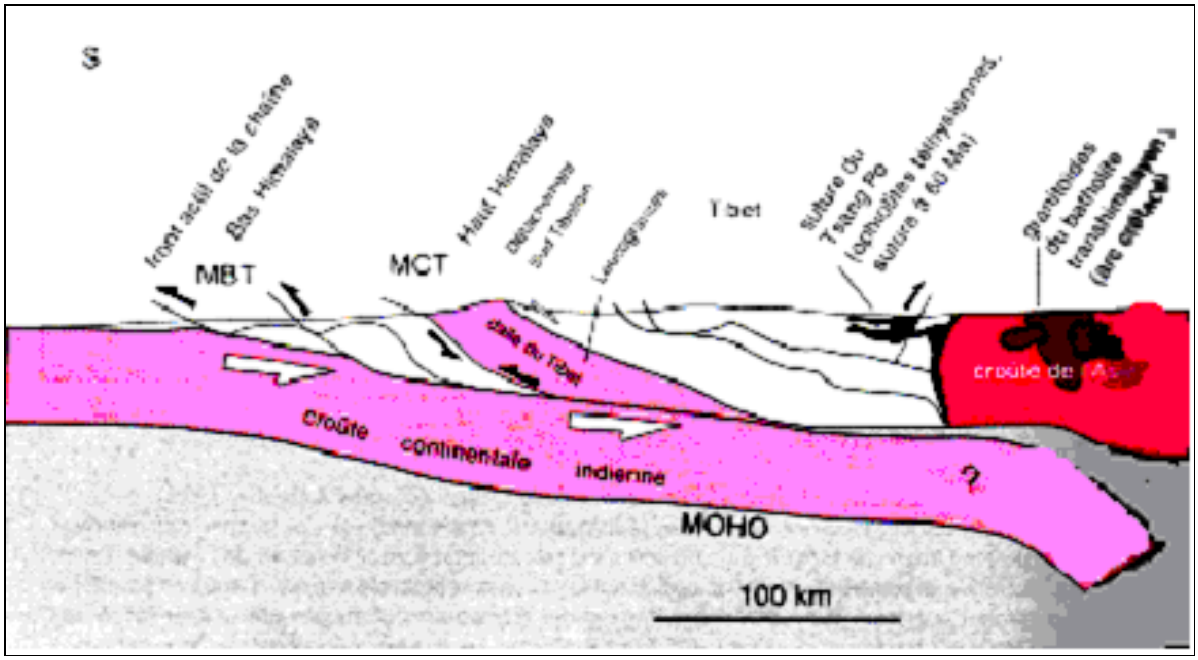


Figure 406 : Ophiolites : Coupe très simplifiée de l'Himalaya,
(adaptée de Jolivet, 1997, modifié d'après J. P. Burg et d'après M. Brunel).
Disposition des ophiolites du Tsang Pô à la jonction (suture) des deux anciens continents

Les Alpes occidentales, et franco-italiennes en particulier, résultent aussi d'une collision de deux continents l'Europe et l'Afrique, et de la fermeture d'un océan la Téthys.
L'architecture de la chaîne dans son ensemble est simple : la marge de l'Europe (du côté externe) est recouverte par les unités océaniques, résultat d'une obduction, elles-mêmes recouvertes sur plusieurs centaines de kilomètres par les unités de la marge opposée de l'Afrique (unités plus internes). Ce recouvrement majeur de l'Europe par l'Afrique est bien visible dans la structure actuelle. La nappe de la Dent Blanche, est un témoin du socle de la marge africaine (klippe) reposant sur les unités océaniques (ophiolites de Zermatt), elles-mêmes charriées sur la marge de l'Europe métamorphisée (Mont Rose et Grand Paradis).

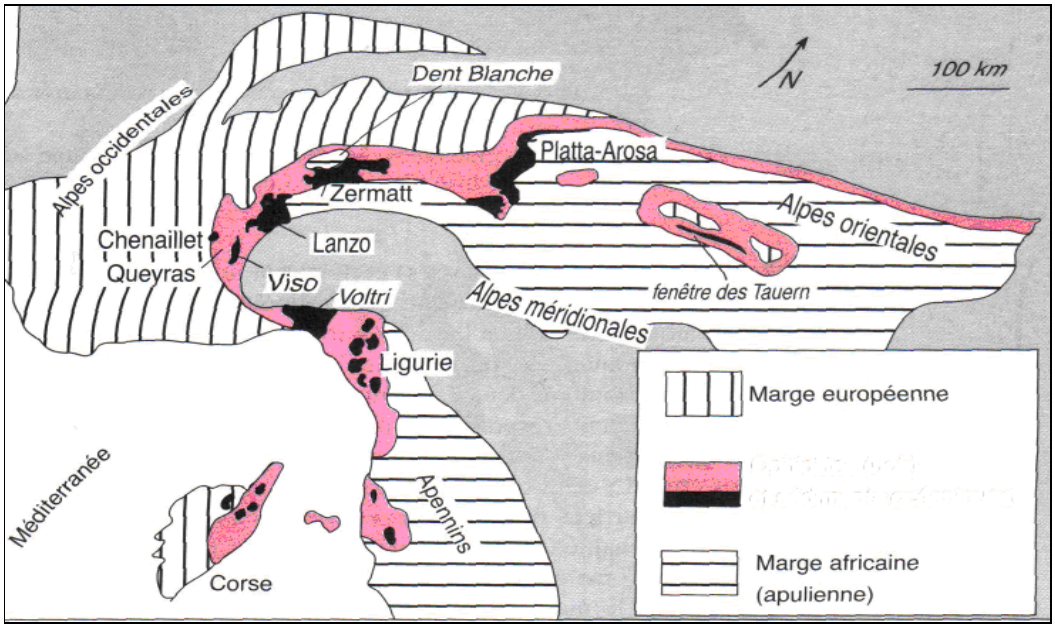


Figure 407 : Ophiolites : Les Alpes européennes.
Carte schématique montrant les 3 grands domaines : l'Europe, l'ancien océan téthysien et l'Afrique. La suture entre les deux masses continentales est constituée de roches métamorphisées et de séquences ophiolitiques elles-mêmes plus ou moins métamorphisées. A souligner, la dent blanche originaire du socle africain a été charriée sur les ophiolites de Zermatt.

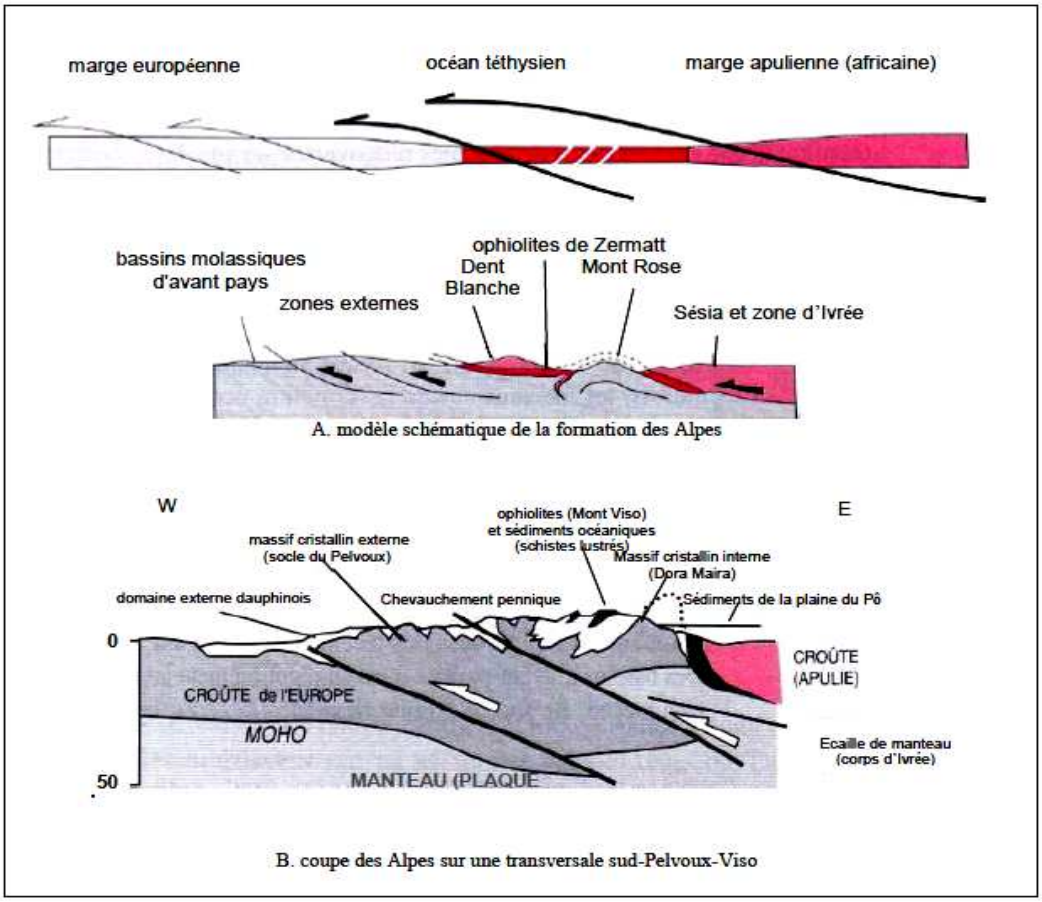


Figure 408 : Ophiolites : Les Alpes occidentales. Modèle d'évolution et coupe schématique (modifié d'après M. Lemoine)

4. RECOMBINAISONS MINERALOGIQUES – REACTIONS

4.1 Introduction

De l'accrétion sous-marine à l'orogenèse taconienne, les conditions de pression et de température ainsi que la nature de l'environnement proche : magmas, fluides hydrothermaux, etc., ont très fortement évoluées au cours du temps. Ces bouleversements ont permis certaines migrations d'éléments, des recombinaisons chimiques et minéralogiques, des réactions entre minéraux, pour finalement conduire à la formation des grenats d'Asbestos, du Val d'Ala et des rodingites des Alpes françaises.
Ce sont ces différents mécanismes que nous allons aborder maintenant.

4.2 Serpentinisation

4.2.1. Définition

La serpentinite est une roche composée de l'un au moins des minéraux du groupe de la serpentine. Ce groupe est constitué de phyllosilicates hydratés de fer et de magnésium satisfaisant à la formule générique $(Mg, Fe)_3 Si_2O_5 (OH)_4$. Ils peuvent également contenir d'autres éléments comme le chrome, le manganèse, le cobalt ou le nickel.
Il s'agit donc de minéraux en solution solide entre les deux pôles limites, la lizardite : pôle magnésien $Mg_3 [(OH)_4[Si_2O_5]]$ et un pseudo pôle ferreux : la greenalite $Fe_{2-3} [(OH)_4[Si_2O_5]]$.
Néanmoins, les serpentines des fonds océaniques sont très majoritairement formées de lizardite, le fer étant rejeté principalement sous la forme de magnétite.

4.2.2. Formation

Les serpentinites sont issues de la serpentinisation, transformation métamorphique et hydrothermale de roches ultramafiques provenant du manteau terrestre.
Ainsi, les péridotites et autres dunites de la croute océanique vont donner des serpentines, associées à d'autres minéraux comme la brucite et la magnétite.

Réactions de serpentinisation

La serpentine est produite principalement à partir de l'olivine selon plusieurs mécanismes possibles, dont certains se décomposent en plusieurs étapes successives :

L'olivine est une solution solide de forstérite (pôle limite magnésien : $Mg_2[SiO_4]$) et de fayalite (pôle limite ferreux : $Fe_2[SiO_4]$).

Mécanisme principal

Soient les réactions :

Réaction 1a:

Fayalite	+	eau	⟶	Magnétite	+	silice aqueuse	+	hydrogène
$Fe_2 [SiO_4]$		H_2O		Fe_3O_4		SiO_{2aq}		H_2

Réaction 1b:

Forstérite	+	silice aqueuse	⟶	serpentine
$Mg_2 [SiO_4]$		$SiO_{2\ aq}$		$(Mg,Fe)_3 [Si_2O_5] (OH)_4$

Autres mécanismes

D'autres réactions sont possibles conduisant notamment à la formation de brucite $Mg(OH)_2$, ou bien à l'élimination de magnésium et de silice.

Il peut se produire notamment un mécanisme réactionnel à partir de minéraux du groupe des pyroxènes. Toutefois, ce mécanisme est plus compliqué, en partie à cause de la complexité des produits due aux domaines étendus de solutions solides des pyroxènes et des mélanges olivine-pyroxènes. En plus des minéraux du groupe de la serpentine tels que antigorite, lizardite ou chrysotile, il peut également y avoir formation de talc ou de chlorite magnésienne ; la composition minéralogique finale dépendant des compositions des roches mères et de celles des fluides, ainsi que des conditions de pression et de température. L'antigorite $(Mg, Fe)_3 [Si_2O_5](OH)_4$ se forme lorsque la température du métamorphisme est supérieure à 600°C. La lizardite et le chrysotile se forment à plus basses températures, proche de la surface de la croûte océanique. Les fluides impliqués dans les réactions de serpentinisation sont généralement fortement réactifs et peuvent transporter du calcium et d'autres éléments dans les roches environnantes ; la réaction entre ces fluides et ces roches peuvent créer des zones de réactions métasomatiques enrichies en calcium appelées **rodingites.**

En présence de dioxyde de carbone, la serpentinisation peut former de la magnésite $MgCO_3$ ou générer du méthane CH_4. Il est en effet supposé que des gaz hydrocarbures sont produits par la serpentinisation à l'intérieur même de la croute océanique.

Soient les réactions :

Réaction 2a:

$$18\ Mg_2SiO_4 + 6\ Fe_2SiO_4 + 26\ H_2O + CO_2 \longrightarrow 12\ Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 4\ Fe_3O_4 + CH_4$$

Olivine + eau + dioxyde de carbone → Serpentine + Magnétite + Méthane

Réaction 2b:

$$2\ Mg_2SiO_4 + 3\ Fe_2SiO_4 + 2\ H_2O + CO_2 \longrightarrow Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 2\ Fe_3O_4 + MgCO_3 + 3\ SiO_2$$

Olivine + eau + dioxyde de carbone → Serpentine + Magnétite + Magnésite + Silice

La réaction 2a est favorisée si la serpentinite est pauvre en magnésium et s'il n'y a pas assez de dioxyde de carbone pour promouvoir la formation de talc. La réaction 2b est favorisée par une teneur élevée en magnésium de la roche mère et par une pression partielle en CO_2 faible.

Le degré de serpentinisation d'une roche ultramafique dépend de la composition de la roche mère et des taux de transport du calcium, du magnésium et d'autres éléments pendant le processus. Si la composition en olivine contient suffisamment de fayalite (pôle Fe), alors l'olivine en présence d'eau, pourra être totalement métamorphisée en serpentine et magnétite (cap corse - canari)

Toutefois, comme la plupart des roches ultramafiques formées dans le manteau, l'olivine est constituée essentiellement de forstérite (pôle Mg), avec une teneur de l'ordre de 90%. Ainsi, pour que l'olivine puisse réagir totalement en formant de la serpentine, le magnésium doit absolument être expulsé par les fluides, hors de la zone de réaction.

4.2.3. Effets des réactions de serpentinisation

Au cours de la serpentinisation, de grandes quantités d'eau sont absorbées par les minéraux, ce qui a pour effet d'accroître leur volume jusqu'à 40% : ainsi, la densité d'une péridotite brute de 3 300 kg/m^3, décroît pour n'être plus que de 2 600 kg/m² après serpentinisation.
De plus, ce fort accroissement de volume détruit la structure initiale de la roche mère qu'on ne distingue plus après serpentinisation, et ce d'autant plus que les minéraux de la serpentinite sont peu résistants et se comportent comme des matériaux ductiles. Des teneurs de 15 à 20 % de serpentine dans la péridotite suffisent à diminuer la résistance de la roche et peuvent en particulier faciliter le mouvement sur les failles.

Il existe néanmoins certaines masses de serpentine qui sont moins sévèrement déformées, prenant pour preuve la préservation apparente des textures des péridotites, et peuvent se comporter comme des matériaux rigides.

La réaction de serpentinisation est également fortement exothermique (250J/kg de péridotite), et porte les roches jusqu'à des températures de l'ordre de 260°C.

La formation de magnétite consomme de l'oxygène et de l'eau au profit de libération d'hydrogène ; les sulfates et les carbonates sont alors réduits produisant du méthane et du sulfure d'hydrogène.

4.3 Rodingitisation – Application aux grenats d'Asbestos

4.3.1. Rappel définition

La terminologie « **rodingite**» a été créée par Bell et al (1911) pour définir des roches semblables à des gabbros, riches en chaux, à grains grossiers à fins, de couleur chamois à rose, composées principalement de grossulaire ou de prehnite dans le complexe ultramafique de Roding River, dans les alentours de Dun Mountain, Nouvelle Zélande.
Les rodingites sont fréquemment riches en grenats grossulaire et pyroxènes calciques ; épidote, vésuvianite et autres minéraux riches en calcium sont aussi communément présents.

4.3.2. Rappel formation

Les lherzolites ou harzburgites sont des roches ultramafiques d'origine mantellique qui s'hydratent au fond des océans pour donner de la serpentine.
Les gabbros sont des roches basiques, d'origine océanique. Apparus le long des dorsales médio-océaniques, ils sont présents soit sous la forme de masses, soit sous la forme de litages verticaux formant la majeure partie des ophiolites.Puis, demeurant des millions d'années en milieu marin, les basaltes de la croûte océanique ont été hydratés par l'eau de mer en serpentinite.
Plus tard, lors de phénomènes de collision ou d'obduction (Québec, Val d'Ala, Alpes), les séquences ophiolitiques peuvent subir une métasomatose importante par les fluides H_2O, CO_2, sous l'effet d'un accroissement de température, et ainsi s'enrichir en carbonate. Les serpentinites vont alors donner de l'amiante (Québec, Canari) alors que les métagabbros, périphériques de ces serpentinites, vont permettre la cristallisation de grenats grossulaires et/ou andradites.

4.3.3. Système hydrothermal responsable des rodingitisations

L'histoire de la mise en place des ophiolites des Appalaches au Québec est complexe. Heureusement, les techniques poussées d'investigation et les analogies avec d'autres complexes ophiolitiques permettent aujourd'hui d'éclaircir notoirement le sujet.
Il est maintenant bien établi que les dernières ophiolites ont été obductées très peu de temps après leur formation et que les granites se sont mis en place au cours de l'obduction sur la bordure du continent Laurentia au cours de l'Ordovicien (Whitehead J, Reynolds PH and Spray JG, (1995, 2000), David A. Clague, Charles S. Frani El, and Jacqueline S. Eaby [34]).
Ainsi, Charles Normand et Anthony E. Williams Jones [31] excluent l'implication dans la rodingitisation de l'eau de mer qui aurait pu agir en tant que système hydrothermal amené par le magmatisme mafique dans ou près de la zone d'expansion océanique.
Pour la même raison, ils excluent également que le système hydrothermal qui a permis la rodingitisation ait une quelconque origine dans la déshydratation de la croute océanique profondément subductée et dans les sédiments.
Les seules candidates potentielles au rôle de fluide de rodingitisation, piégées dans les inclusions de fluides à salinité modérée à forte, de l'ophiolite d'Asbestos, sont par conséquent des eaux métamorphiques.

4.3.4. Chronologie des rodingitisations

L'étude des inclusions de fluides et les données pétrographiques indiquent qu'il y a eu probablement trois épisodes de rodingitisation, et qu'ils se sont produits au cours du charriage des ophiolites :

1. Le premier épisode correspond à la rodingitisation de la diorite et probablement de celle de l'ardoise sous de hautes pressions.
2. Le second épisode consista en la rodingitisation du granite et à l'aboutissement de celle de l'ardoise.
3. Les veines riches en vésuvianite se sont formées en dernier.

Ces données déterminent ainsi des régimes d'altération, tout d'abord sous de fortes pressions, puis sous des pressions plus faibles.

Phase 1 : rodingitisation de la diorite

Au moment supposé de l'intrusion des roches felsiques à travers la base des séquences ophiolitiques, entre - 475 et - 465 Ma (Whitehead J, Reynolds PH and Spray JG, (1995)), la seule unité de roche qui existait au-dessus de l'ophiolite était la formation de St-Daniel, qui renfermait, entre autres lithologies, des sédiments pélagiques déposés sur le fond sous-marin (A. Tremblay et al). Au sud-est d'Asbestos, cette formation atteint une épaisseur proche de 6 km.
Les épaisseurs combinées de l'unité sédimentaire (en supposant qu'elle représente toujours l'épaisseur originelle) et la sous couche de croute ignée (2 km), indiquent que la profondeur minimale de l'emplacement des roches felsiques intrusives dans les ophiolites d'Asbestos atteignait 8 km, ce qui correspond à une pression lithostatique équivalente de 2,2 à 2,4 kbar.

L'étude entreprise sur les inclusions gazeuses conduit à des pressions du même ordre, bien que quelque peu supérieures à celles-ci. Elle indique que la rodingitisation de la diorite est intervenue au cours de l'obduction, sous haute pression (~2,5 à 4,5 kbar), sous des températures de 290-360°C, avec des fluides ayant une salinité modérée à forte (~1,4 à 5,7 m eq. NaCl).

Phase 2 : rodingitisation du granite

Les granites se sont probablement insérés dans les serpentinites avant la rodingitisation complète des ardoises.

La seconde phase de rodingitisation, celle du granite, et l'achèvement de celle des ardoises se sont déroulés sous des températures plus élevées (325 - 400°C) ; mais sous des pressions plus faibles, avec des fluides à teneur en salinité élevée (~ 5.3 à 6.3 m eq. NaCl), principalement dans des veines qui sont venues traverser les ardoises rodingitisées et dans du granite rodingitisé.

Phase 3 : formation de vésuvianite

Enfin, les inclusions de fluides montrent qu'il y a eu probablement une troisième phase de rodingitisation, sous des conditions physiques moins sévères, à plus basse température (< 200°C) en présence de fluide de plus faible salinité (~1.5 m eq. NaCl), qui est intervenue dans des associations à minéraux fortement poreux, riches en vésuvianites.

La présence systématique d'hydrocarbure, préférentiellement du méthane CH_4, démontre que ces fluides ont interagi avec la serpentinite selon des réactions de synthèse d'hydrocarbures ou de Fischer –Tropsch.

4.3.5. Mécanismes des rodingitisations

Laurent & Hebert (1979) ont montré que trois groupes distincts de roches intrusives sont venus s'infiltrer dans la partie ultrabasique de la séquence ophiolitique :

- filon de gabbro fortement rodingitisé
- diorite à hornblende déformée, et partiellement rodingitisé
- filons de granite relativement peu déformé, mis en place après serpentinisation des péridotites mais avant la formation de la chrysotile fibreuse.

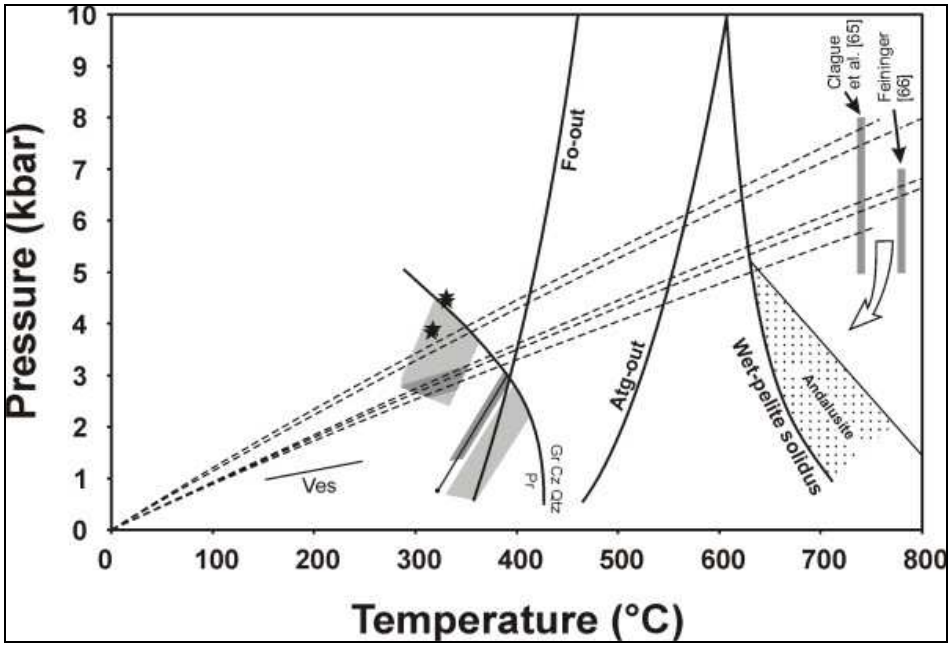


Figure 409 : Rodingites : Diagramme température-pression
Conditions de piégeage des inclusions de fluides dans les rodingites de la mine Jeffrey, Asbestos avec diagramme (P-T-t (temps)) estimé par Whitehead et al. [59] pour le mur de la base de l'ophiolite de Thetford-Mines (lignes tiretées)

P. Wares et Robert F Martin [30] ont étudié le parcours minéralogique de deux roches initialement très différentes : un granite calco alcalin et une serpentinite, au cours de la rodingitisation intervenue entre ces deux roches. Ces roches ont été recueillies dans un filon qu'ils pensent s'être inséré en fin de cycle.
La composition du granite a suivi le parcours granite-1H – 1A, en direction du domaine des rodingites défini par Coleman (1977) mais toutefois sans l'atteindre. L'évolution de la composition du granite a principalement été causée par la cristallisation des clinopyroxènes saliques comme phase calco-silicate.

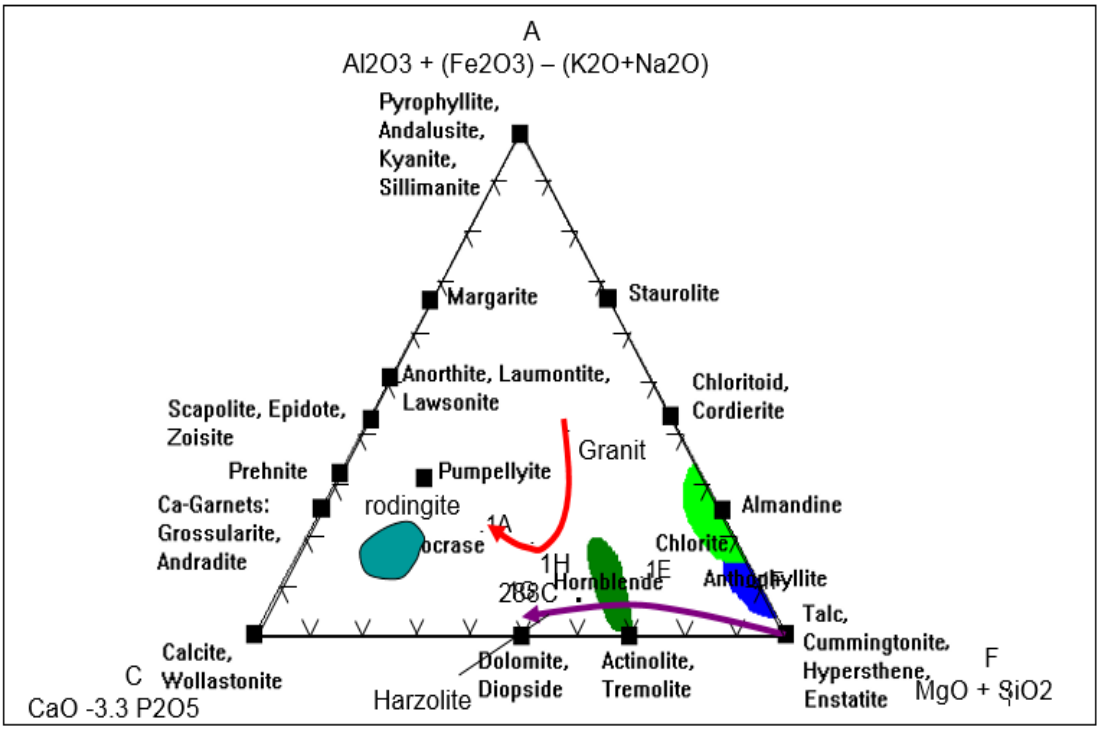


Figure 410 : Rodingites : Parcours des compositions d'un granite et de la serpentinite au cours de leur rodingitisation

Les rodingites 1E et 1G se sont formées aux dépens de la serpentinite. Les principaux éléments consommés sont le calcium et le silicium. Le magnésium nécessaire pour former du diopside provient de la décomposition de la serpentine. Le filon felsique s'est indubitablement enrichi en Si.

Les fluides responsables de la rodingitisation observée sont fortement alcalins, contenant probablement Ca, Al et OH (Barnes et O'Neil (1969)). Le K-feldspath dans l'association calco-siliceuse est clairement dans son domaine de stabilité, et par conséquent dépourvu d'altération séricitique. L'incapacité du K-feldspath d'être totalement ordonné en présence d'un fluide alcalin (Martin (1973)) doit faire tort, d'une part à la nature éphémère des évènements métasomatiques, d'autre part à la présence de cations divalents dans la structure. Malgré cela, les fluides doivent avoir été particulièrement sursaturés si l'on tient compte de la présence de diopside, vraisemblablement due à une activité élevée du Si, pour donner une transformation métasomatique importante de la serpentine de la croûte au cours des épisodes de rodingitisation. La forte activité du Si dans la phase fluide peut également expliquer la prédominance de grossulaire (ou d'hydrogrosulaire) dans ces rodingites.

L'aspect bréché de la zone centrale du filon et la présence de veines venues cicatriser les fissures qui contiennent des associations de minéraux rodingitiques indiquent que la déformation est intervenue après la mise en place du filon et après le commencement de la rodingitisation. Ce qui est en accord avec la chronologie des rodingitisations : le granite s'est introduit dans les serpentines au cours de l'obduction des ophiolites et la rodingitisation du granite n'est que la deuxième phase de rodingitisation.
La période de la seconde génération de rodingitisation doit ainsi correspondre au second épisode de serpentinisation dans la roche hôte fracturée et au dépôt de veines d'amiante.

Le premier événement métasomatique qui est intervenu après la mise en place du filon impliqua une métasomatose de Na tempérée. P. Wares et Robert F Martin [30] en ont déduit que cet événement est intervenu sous la mer, lors du refroidissement de la roche du filon. Or, depuis Charles Normand et Anthony E. Williams Jones [31] ont dénié cette conclusion. De plus, nous savons aujourd'hui que l'intrusion de roche ignée n'est intervenue que lors de l'obduction, donc hors zone marine.
Puis, a suivi un renversement dans le processus de métasomatose, au cours duquel Ca et en quantité moindre Ba sont venus s'immiscer aux dépens de Na, et K a été redistribué pour former les feldspaths potassiques observés.
Les données recueillies sur les pyroxènes suggèrent que la salite métasomatique contenant des quantités significatives de fer ont formé des diopsides quasi purs dans les étapes les plus avancées de la rodingitisation.
Toutefois, la rodingitisation à Asbestos n'est pas courante car la plupart des cas de rodingitisation décrit dans la littérature présentent la métasomatose du Ca dans des roches basiques.
Sans doute, est-ce dû au fait que les ophiolites du sud-est du Québec renferment une quantité importante de filons granitiques mis en place probablement au cours d'un épisode de magmatisme calco-alcalins, lors de l'obduction de la séquence ophiolitique.
Les rodingites qui en sont issues sont par conséquent inhabituelles dans le fait qu'elles présentent des assemblages avec Ca, Mg et K dans des associations issues de métasomatose basse température. La source de calcium nécessaire pour la rodingitisation est habituellement attribuée à l'harzburgite serpentinisée environnante et aux cumulats de dunite, du fait de de l'incapacité de la structure de la serpentine à accepter cet élément.
Les roches du filon constituent un environnement à forte activité du Si ce qui est favorable à la formation d'associations calco siliceuses.

Cette formation de rodingite est inhabituelle sur d'autres aspects : il semble que ce soit le premier cas répertorié de serpentinite totalement rodingitisée. Au premier coup d'œil, il peut sembler contradictoire de proposer que la rodingitisation d'une roche soit la raison d'être de la série rodingitique.
La seule manière d'expliquer l'originalité de cette formation à la limite du filon granitique est de proposer qu'il se soit produit :

1) Rodingitisation par des fluides dont l'activité en silice est si anormalement élevée que la serpentine est instable

2) Nouvelle métasomatose de Ca après le premier épisode, vraisemblablement comme résultat d'une serpentinisation plus complète dans la péridotite voisine. Cette rodingitisation qui n'est pas symétriquement développée, suggère que les fluides se sont infiltrés unidirectionnellement, vers le haut au travers du filon.

5. GRENATS D'ASBESTOS, QUEBEC

5.1 La formation des Appalaches

La formation des Appalaches est longue et complexe : d'ailleurs nous n'en connaissons pas les origines exactes et leur première orogenèse demeure encore inconnue. Sous l'effet des orogenèses et érosions postérieures, il est en effet souvent difficile de pouvoir exploiter le peu de roches anciennes qui sont d'une part restées en place et d'autre part restées en l'état, sans subir de métamorphisme par exemple.
Toutefois, la formation des grenats d'Asbestos et Thetford mines, ont une histoire plus récente et sont les conséquences d'événements mieux définis.

5.1.1. Période archéenne (- 4 000 Ma, - 2 500 Ma)

Le continent nord-américain est la représentation physique de la plaque tectonique Laurentia. Il repose sur un noyau continental appelé bouclier canadien, qui fait partie des roches les plus anciennes de notre planète. Ce bouclier date en effet de la période archéenne, il y a quelques 4 016 Ma.

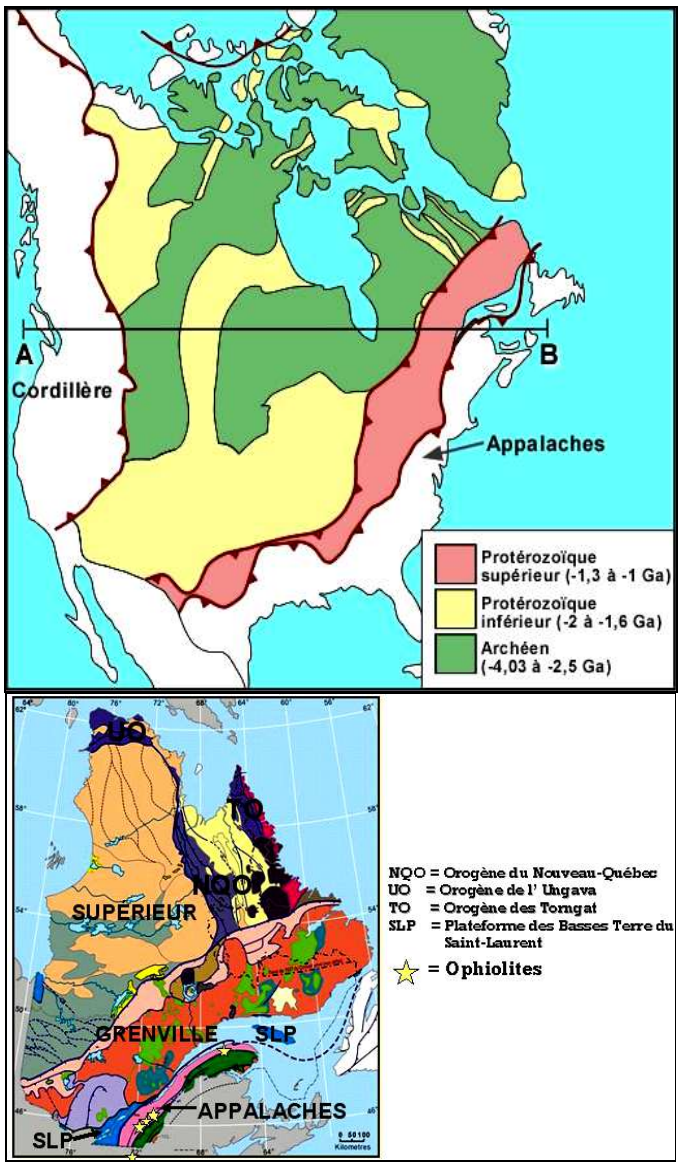


Figure 411 : Appalaches : Cartes géologiques simplifiées de l'Amérique du nord et du Québec Présentation du bouclier canadien

5.1.2. Protérozoïque (- 2 500 Ma, - 640 Ma)

Tout au long des périodes archéenne et protérozoïque, pendant plus de 2 000 Ma, l'épaisseur de la croûte terrestre a considérablement augmenté. Et l'ensemble archéen-protérozoïque occupe l'ensemble de la masse continentale de Laurentia, excepté la zone des Montagnes Rocheuses.
La façade sud-est du continent Laurentia est constituée par des roches datant du protérozoïque supérieur (-1 300 à -1000 Ma) : il s'agit de la chaîne de GRENVILLE. Elle est constituée de roches métamorphiques, qui sont en fait le reliquat de l'érosion d'une haute chaîne de montagne.
Nous ne connaissons pas l'origine de la formation de cette chaîne de GRENVILLE. Toutefois, à la fin du protérozoïque, elle était coincée entre les boucliers nord-américain et sud-américain.

5.1.3. Cambrien (- 640 Ma)

A la fin du Protérozoïque, les différentes masses continentales étaient rassemblées en un unique supercontinent, appelé Rodina.
Au Cambrien, différents points chauds sont apparus sous ce supercontinent, qui ont entrainé l'apparition de rifts continentaux, puis séparation de différentes masses continentales.
La séparation des continents Laurentia et Baltica a ainsi permis l'ouverture d'un nouvel océan, appelé océan Iapetus (- 460 Ma), puis son expansion sous l'effet de l'action d'une dorsale océanique.

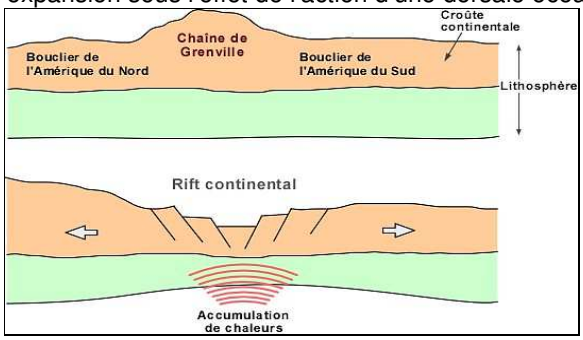


Figure 412 : Appalaches : Histoire de la formation des Appalaches
Formation d'un point chaud accompagné de la formation d'un rift

Au cours de cette expansion océanique, des sédiments se sont déposés sur la nouvelle croûte. Avec en particulier, sur le plateau continental du Laurentia, dépôts de sédiments d'eau peu profonde : sables, boues, calcaires ainsi que les restes fossilisés des organismes vivants à cette époque. Plus au large, au pied du talus continental, sont venus s'entasser des quantités phénoménales de sédiments issus de l'érosion de la chaîne de Grenville.

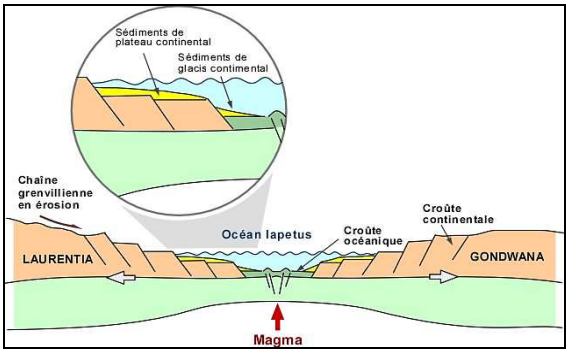


Figure 413 : Appalaches : Histoire de la formation des Appalaches
Le rift est envahi par l'eau – Création et expansion de l'océan Iapetus

5.1.4. Ordovicien – (- 510 Ma, - 450 Ma)

Au cours de cette période, le long de la dorsale médio-océanique de l'océan Iapetus, il y a eu formation de séquences ophiolitiques. Le séquences en affleurement au Québec aujourd'hui, se sont mises en place à l'état solide au cours de l'ordovicien inférieur (Laurent 1975).
L'expansion de l'océan Iapetus a atteint son apogée à la fin du cambrien, il y a – 510 Ma. Le déplacement du continent Baltica s'est alors inversé sous l'action d'une ligne de subduction, apparue proche du continent Laurentia. Les deux continents ont commencé à se rapprocher.

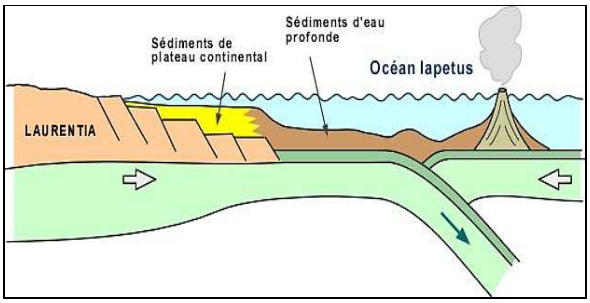


Figure 414 : Appalaches : Histoire de la formation des Appalaches
Apparition d'une zone de subduction au large du continent Laurentia

Formation d'un arc insulaire et d'un bassin arrière arc
Cette subduction a engendré un arc insulaire volcanique dont les vestiges sont toujours visibles dans les Appalaches du Québec.
Pendant ce temps, les péridotites du manteau supérieur se transforment en harzburgites et en dunite : c'est le phénomène de serpentinisation des couches inférieures de la séquence ophiolitique.
Il est à souligner que c'est la plaque océanique occidentale (côté Laurentia) qui est venue s'enfoncer sous la plaque océanique orientale (côté Baltica).
so
Ainsi, à la fin de l'ordovicien (-450 Ma), l'arc volcanique se trouvait au sud-est de la zone de la fosse de subduction et se déplaçait vers le nord-ouest, jusqu'à entrer en collision avec le continent Laurentia. Il y a eu alors obduction : le complexe sous-marin, constitué des sédiments arrière arc (sédiments d'eau peu profonde, fossiles de la faune et de la flore, sédiments de l'érosion de la chaîne de Grenville) ainsi que des sédiments volcaniques provenant de l'arc insulaire, ont été poussés, élevés sur le plateau continental de Laurentia et déformés. C'est **l'orogenèse de la chaîne taconienne**.

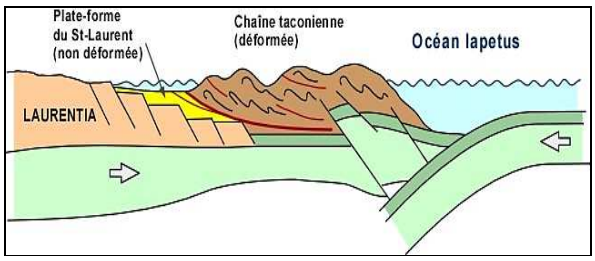


Figure 415 : Appalaches : Histoire de la formation des Appalaches
orogenèse taconienne

L'obduction de la chaîne taconienne a principalement eu lieu le long d'une grande zone de décollement, la faille Logan en rouge épais ci-dessus. Ces sédiments marins sont venus se poser, à l'ouest, sur la plateforme du St Laurent qui n'a pas été déformée.

5.1.5. Silurien – (- 450 Ma, - 420 Ma)

Au Silurien la côte orientale du Québec était située autour du 25° de latitude nord, en zone tropicale. C'est pourquoi s'est développée sur le plateau continental, une grande barrière de récif produisant de grande quantité de calcaire.

Iapetus était au Silurien un océan étroit entre Laurentia et Baltica. La faible élévation de la chaîne taconienne a permis une érosion rapide due à l'agression des pluies tropicales, qui, couplées à un enfoncement tectonique, a amené un envahissement progressif de la mer. Il s'est donc développé, entre Laurentia et Avalonia, un bassin marin qui a reçu durant tout le Silurien et une grande partie du Dévonien, les sédiments provenant de l'érosion de la jeune chaîne taconienne et du continent Laurentia, ainsi que des épanchements volcaniques probablement dus à une zone de subduction au large de la chaîne taconienne.

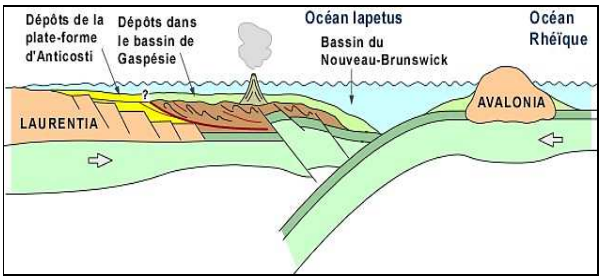


Figure 416 : Appalaches : Histoire de la formation des Appalaches
Fermeture du bassin avant arc lors du rapprochement entre Laurentia et Avalonia.

5.1.6. Dévonien – (- 400 Ma, - 360 Ma)

C'est à cette période qu'intervint la collision entre Laurentia et le microcontinent Avalonia qui est à l'origine de **l'orogenèse acadienne**. Cette orogenèse marque une deuxième phase cruciale dans la formation des Appalaches.
Au nord des Appalaches actuelles, se forme une chaîne avec des intrusions granitiques (par exemple en **Gaspésie)** ; puis cette région a subi une forte érosion. Au sud, l'arc insulaire et **terrane d'Avalonia (Terre-Neuve, Nouvelle-Écosse et Nouvelle-Angleterre)** entre en collision avec Laurentia, comblant la partie ouest de l'océan Iapetus.

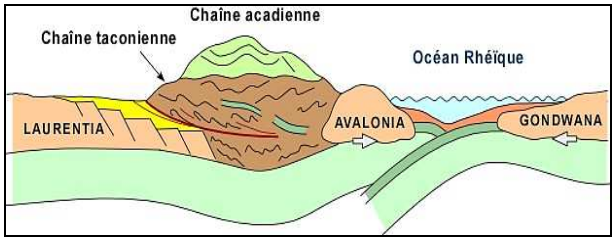


Figure 417 : Appalaches : Histoire de la formation des Appalaches

F- orogenèse acadienne

Au cours de cette obduction, une partie de la croûte océanique formée de séquences ophiolitiques, a été charriée avec des sédiments et des éléments volcaniques, sur le continent Laurentia. Ces séquences ophiolitiques ont subi l'intrusion de roches felsiques au cours de cette obduction qui ont conduit à la rodingitisation partielle des serpentines avec pour principal attrait, la formation des grenats hessonite du Québec.

Il est à noter que Church (1987) qui a étudié les ophiolites de Thetford Mines, Oshin et Crockett (1987), puis Laurent et Hébert (1989) parviendront tous à la conclusion que la formation et la localisation des ophiolites de Thetford mines et Asbestos, sont originaires d'une ancienne croûte océanique avant-arc, donc très au large, mais qu'un décrochement a propulsé ces ophiolites en position arrière-arc.
En revanche, ces auteurs ainsi que Harnois et Morency (1989), ont démontré que l'ophiolite d'Orford, plus au sud, est bien d'origine arrière-arc.

Aux alentours de -340 Ma, la course des continents du sud-est vers le nord-ouest se poursuit et le supercontinent Gondwana entre en collision avec l'ensemble Laurentia+Avalonia, avec pour conséquence la formation de la chaîne des Mauritanides. C'est **l'orogenèse hercynienne.**

5.1.7. Carbonifère – (- 310 Ma, - 250 Ma)

L'orogenèse alléghanienne constitue l'ultime phase orogénique de formation des Appalaches. Le Gondwana, plus précisément le nord-ouest de l'Afrique actuelle heurte la Laurasia, dans le processus de formation de la **Pangée** au Permien-Pennsylvanien. Cela provoque l'élévation du cœur métamorphique des Appalaches, la formation de failles et du métamorphisme.
L'érosion continue de produire d'importantes quantités de sédiments qui se déposent dans la mer peu profonde située à l'ouest des Appalaches.

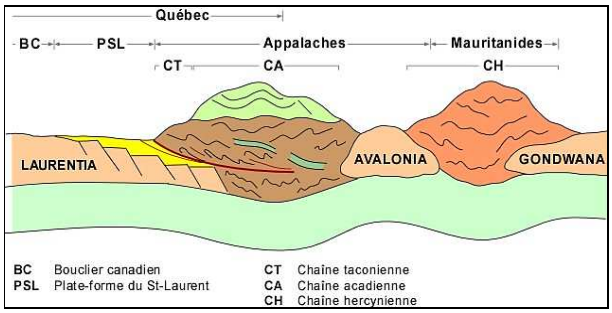
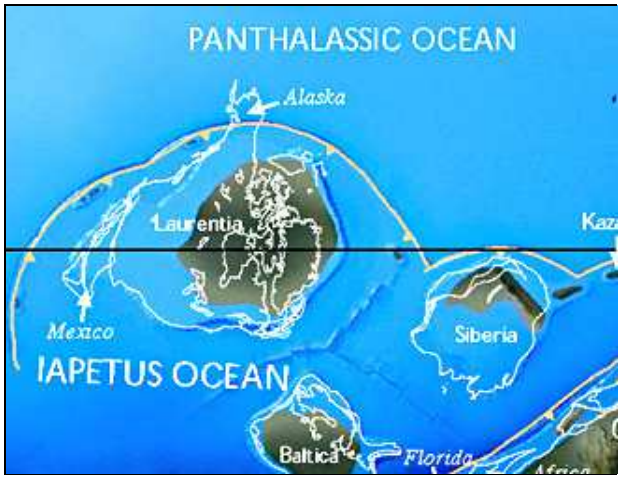
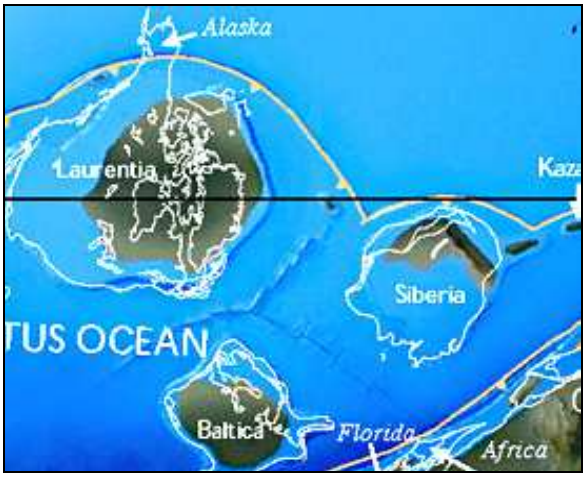


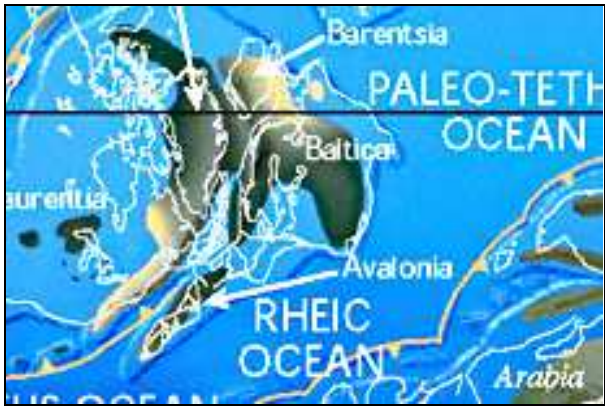
Figure 418 : Appalaches : Histoire de la formation des Appalaches
G- Formation du supercontinent Gondwana accompagnée de l'orogenèse alléghanienne



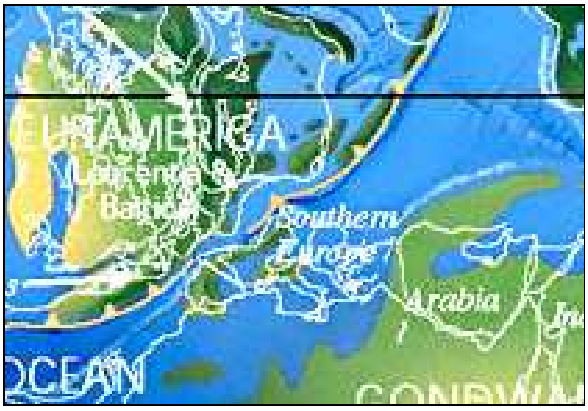
Cambrien supérieur - 514 Ma



Ordovicien moyen - 458 Ma



Silurien moyen - 425 Ma



Dévonien supérieur - 390 Ma

Carbonifère inférieur - 356 Ma

Carbonifère supérieur - 306 Ma

Figure 419 : Appalaches : Evolution des continents en fonction des époques géologiques Présentation du niveau des océans, et de la végétation - cartes de Scortese

5.1.8. Et après…

C'est au Jurassique que la Pangée a commencé à se fragmenter. La fracture qui a séparé l'Afrique de l'Amérique s'est faite dans les Mauritanides.

Avec l'ouverture de l'Atlantique, des morceaux de ces Mauritanides - certains disent des morceaux du Maroc - sont restés accrochés à la masse continentale américaine. La Floride en est un exemple, ainsi que la moitié sud de la Nouvelle-Écosse.

5.2 La mine Jeffrey - Pétrologie

5.2.1. Ophiolites du sud Québec

La ceinture ophiolitique du sud du Québec est composée de 4 Complexes Ophiolitiques majeurs (notés CO) : Thetford mines (COTM), Asbestos (COA), lac Bromptyon (COLB) et MontChauve/mont Orford (COMO), et de nombreux affleurements d'importance moindre.

Ces massifs ophiolitiques étaient antérieurement considérés comme des blocs de dimensions kilométriques, indépendants, insérés dans le mélange de St-Daniel.

NOTA : Mélange de St-Daniel [24]

Le mélange de St Daniel est un bassin sédimentaire d'échelle orogénique des Appalaches canadiennes qui est communément interprété comme étant les restes d'un complexe de subduction formé pendant l'orogenèse taconienne (Cousineau et St-Julien 1992,1994). Cependant, les données géochronologiques, structurelles et stratigraphiques des roches du plateau continental de Laurentia et les roches ophiolitiques adjacentes dans le sud du Québec indiquent que le Mélange de Saint Daniel est un bassin olistotromal, syncollisionnel « sur le dos » qui représente la base du bassin du Groupe Magog d'avant arc.

L'encadrement stratigraphique régional du Mélange de St-Daniel et les relations avec les roches sous-adjacentes ou sur-adjacentes ont été établies sur la base de six sections stratigraphiques des complexes ophiolitiques de Thetford mines, Asbestos et du Mont Orford. Il en ressort que :

1- Le Mélange de St-Daniel est une suite sédimentaire qui recouvre anormalement les différentes structures et les niveaux pseudo-stratigraphiques des ophiolites du sud du Québec.

2- Il est constitué de quatre unités distinctes et latéralement discontinues qui rappellent l'obduction des ophiolites sur le continent Laurentia et l'exhumation des roches sous-bassantes, suivies par la subsidence et le dépôt supérieur de la formation de Saint Victor du groupe de Magog.

3- Les roches sédimentaires de St-Daniel décrivent une transition de sources à dominante ophiolitique vers des sources continentales, indiquant les exhumations progressives des ophiolites et du plateau continental, qui ont été obductées le long de la faille Logan [5], il y a 467 +- 2 Ma.

4- Le mélange de St-Daniel est recouvert stratigraphiquement par le groupe de Magog et représente la base syncollisionelle développée en position avant arc au cours de l'orogenèse taconienne. (Schroetter et al, 2003, 2005,2006, cf. Dérosier 1971, Hébert 1983).

L'obduction des ophiolites du sud Québec est intervenue au cours de l'Ordovicien (-467 à -491 Ma selon les auteurs [24,34]). La base de la séquence ophiolitique était constituée d'une péridotite tectonisée, partiellement serpentinisée. Cette base a subi au cours de l'obduction des intrusions de filons felsiques, de diorites puis de monzonites, il y a 460 Ma [34, Whitehead et al].

5.2.2. Pétrographie de la mine JEFFREY

Contexte géologique

La mine Jeffrey à Asbestos, est localisée dans des roches ultramafiques serpentinisées appartenant au complexe ophiolitique d'Asbestos, formé au cours de l'Ordovicien, puis qui a subi un mécanisme d'obduction sur le continent Laurentia au cours de l'orogenèse taconique, il y a 460 à 470 Ma [17,18].

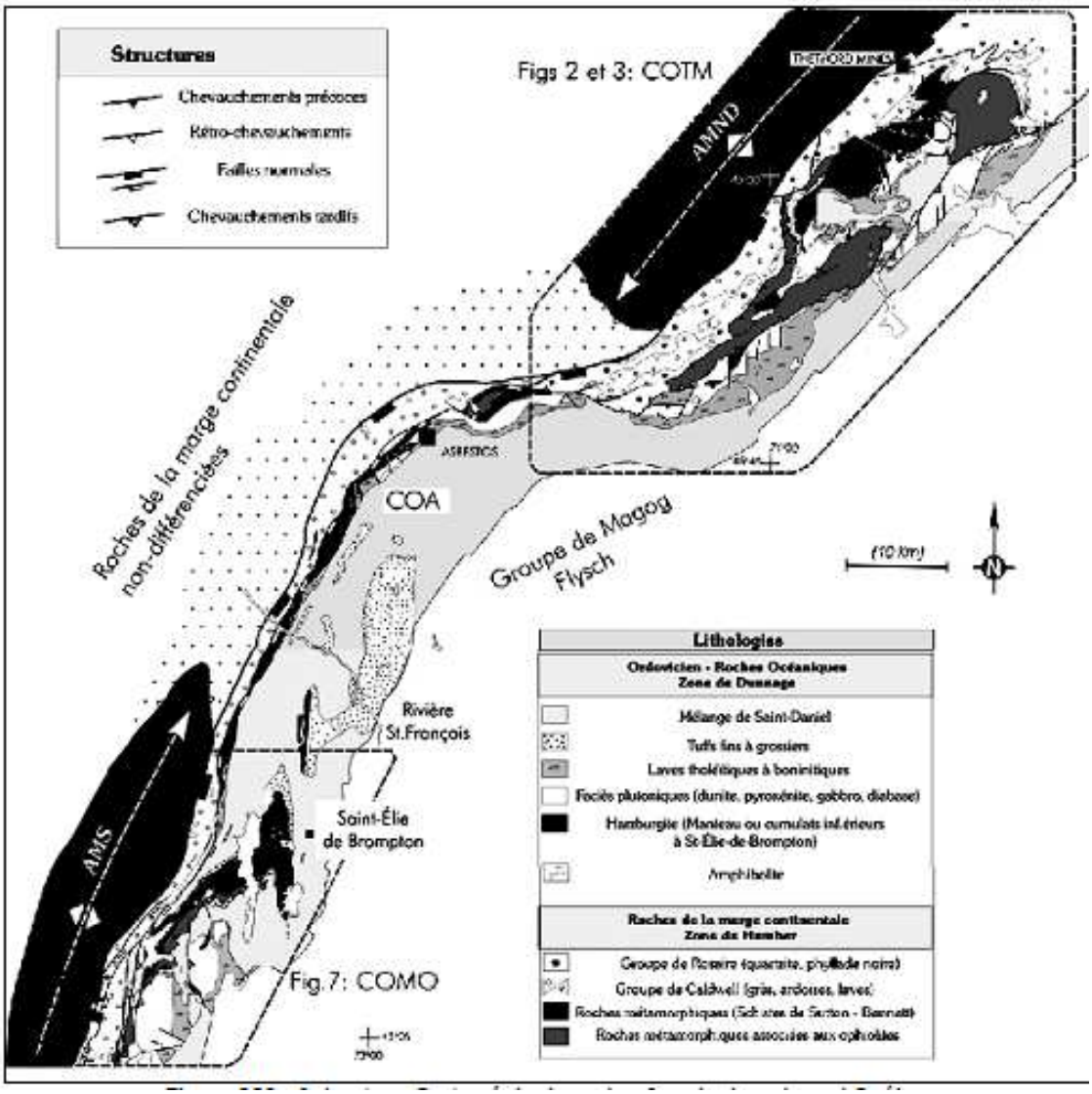


Figure 420 : Asbestos : Carte géologique des Appalaches du sud Québec modifiée de Schroetter et al (2004a) [23]
avec des données compilées de Beulac (1982), Brassard et Tremblay (1999), Brodeur et Marquis (1995), Cooke (1938,1950), Hébert 1980,1983) Huot (1997), Lamarche (1973), Lavoie(1989), Marquis (1989), Pinet (1995), Riordon (1958), Rodrigue (1979), St-Julien (1961), St-Julien et Slivitsky (1985)

AMND = anticlinorium des Monts Notre Dame
AMS = Anticlinorium des Monts Sutton.
Complexes ophiolitiques de Thetford Mines COTM, d'Asbestos COA et du Mont Orford COMO.

Le massif d'Asbestos est plus mince que celui de Thetford mines (2000 à 2500 m contre 5000 m) mais ils se sont formés au cours de la même période (Whitehead et al 2000) et sont constituées des mêmes roches (Hébert 1980) :

1. Harzburgite serpentinisée recouverte de cumulats (dunite, chromitite litée, pyroxénite, gabbro)
2. Diabases
3. Laves tholéïtiques
4. Laves boninitiques
5. Volcaniclastiques fines
6. Phyllades du mélange de St Daniel

Ces roches sont en contact de faille avec des ardoises du faciès de schistes verts et de grès qui se sont préalablement déposés sur le bord du continent Laurentia [Cousineau 1990, Pinet et Tremblay 1995].
Des roches dioritico-monzodioritiques et plus tardivement granodioritico-granitiques, dont beaucoup contiennent de l'andalousite magmatique primaire [C. Normand 2001], se sont trouvées intruses dans la base inférieure ultramafique de l'ophiolite, préalablement en place dans l'assemblage tectonique.
Selon Laurent et Hébert, les roches dioritiques intrusives sont consanguines de l'ophiolite et se sont invitées dans les péridotites avant leur serpentinisation.

En revanche, ces auteurs ont montré à partir d'études de terrain, que les roches granitiques tardives se sont placées dans une péridotite déjà partiellement serpentinisée.
Contemporaine de la serpentinisation et du charriage de l'ophiolite, les roches intrusives sont soumises aux altérations sodio-calcique et hydrothermal rodingitique. Ces deux faciès d'altération également développés dans des unités continentalement dérivés (ardoise) sous l'ophiolite au cours du positionnement de la plus récente sur le bord du continent Laurentia [22,24].

Minéraux répertoriés

Le but principal de cet exposé est la reconnaissance de la qualité des grenats hessonite gemmes de la mine Jeffrey, à Asbestos. Néanmoins, il ne faut pas négliger la qualité esthétique des autres minéraux que l'on peut rencontrer dans cette mine, en particulier les mangano-vésuvianites... La mine Jeffrey a bénéficié d'un contexte géologique fort intéressant qui a favorisé la cristallisation de bon nombre de spécimens exceptionnels. Voici donc une liste de 148 minéraux différents qui furent trouvés à la mine Jeffrey et identifiés correctement. Les minéraux identifiés en caractères gras représentent ceux qui, à mon avis, ont un intérêt particulier pour le collectionneur en raison de leur couleur, taille, forme cristalline, rareté (localité-type), etc.

Actinolite	Albite	Allanite-(Ce)	Almandin	Andalousite	Andradite
Annite	Antigorite	Antrophyllite	Apatite	Apophyllite	Aragonite
Argent natif	Artinite	Atacamite	Awaruite	Biotite	Bornite
Brucite	Calcite	Chalcocite	Chalcopyrite	Chlorite	Chromite
Chrysotile	Clinozoïsite	Cubanite	Cuivre natif	Diaspore	Diopside
Dolomite	Epidote (groupe)	Galène	Graphite	**Grossulaire**	Groutite
Heazlewoodite	Hydromagnésite	Jeffreyite (LT)	Kaolinite	Lizardite	Magnétite
Manganite	Maucherite	Malachite	Molybdénite	Montmorillonite	Muscovite
Néphrite	Nickeline	Okénite	Orthose (microcline)	Parawollastonite	Pectolite
Phlogopite	Picrolite	Préhnite	Pumpellyite	Pyroaurite	Pyrochroïte
Pyrrhotite	Quartz	Schorl	Spertiniite (LT)	Sphalérite	Titanite
Thomsonite	Tochilinite	Trémolite	**Vésuvianite**	Wollastonite	Xonotlite Zoïsite

Figure 421 : Asbestos : Echantillons de minéraux typiques du site

a) Hessonite, n°531
b) Grossulaire chromifère, n°1122
c) Hessonite, n°571
d) Hessonite, n°574
e) Hessonite et pectolite, n°570
f) Hessonite et diopside, n°501
g) Mangano-vésuvianite, n°573
h) Mangano-vésuvianite, n°575

Analyses des roches

Les complexes ophiolitiques du sud est du Québec ont apporté une certaine richesse économique grace à l'exploitation de l'amiante, mais suscite également l'intérêt des autorités canadiennes dans leur potentiel à fournir principalement du chrome, mais aussi comme minerai secondaire, du platine et du palladium.

Cet intérêt a permis de financer des études approfondies sur les mécanismes de rodingitisation de ces complexes ophiolitiques, par des technologies sophistiquées nous permettant aujourd'hui de mieux appréhender les mécanismes mis en jeu dans la formation des grenats.
Ainsi Robert P. Wares et Robert F Martin [30] ont analysé nombre d'échantillons pour étudier la pétrographie et les échanges d'éléments chimiques entre les roches par l'intermédiaire de fluides hydrothermaux, alors que Charles Normand et Anthony E. Williams Jones [31] ont même étudié les phases gazeuses contenues dans les inclusions pour remonter aux conditions physiques (Pression-Température) de la rodingitisation.

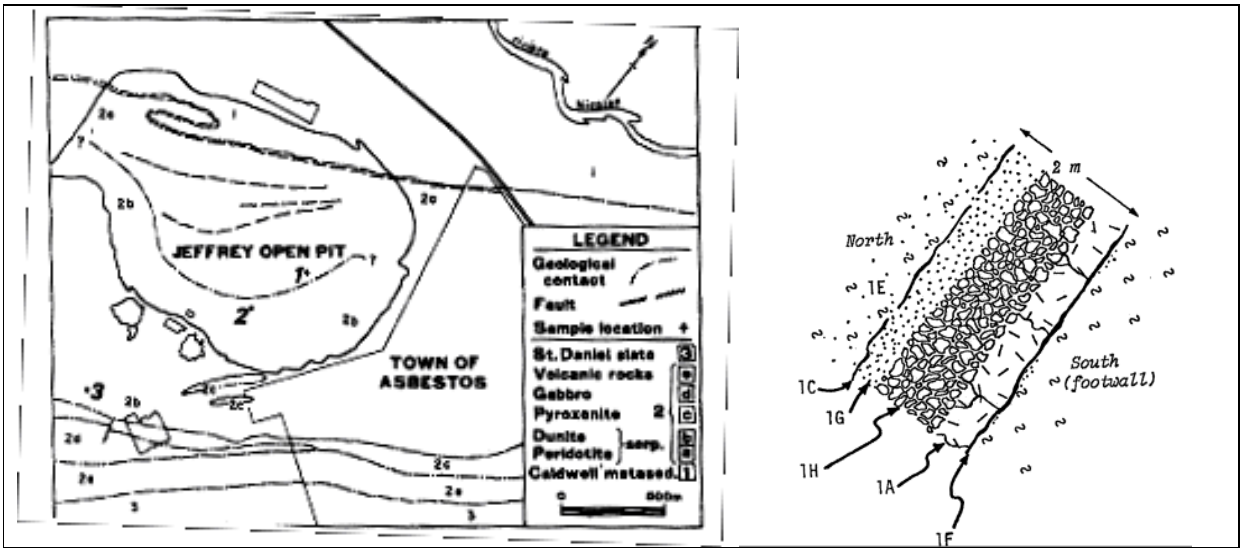


Figure 422 : Asbestos : Lieu de présence du filon rodingitisé et Schéma du filon rodingitisé et roche encaissante d'après Robert P. Wares et Robert F Martin [30]

1 E : serpentine partiellement rodingitisée
1 C : croûte chloriteuse sporadique et brune
1 F : croûte chloriteuse verte, bien formée
1 H : cœur feldspathique bréché
1 A : association diopside- K feldspath - prehnite
1 G : serpentine totalement rodingitisée en clinopyroxénite

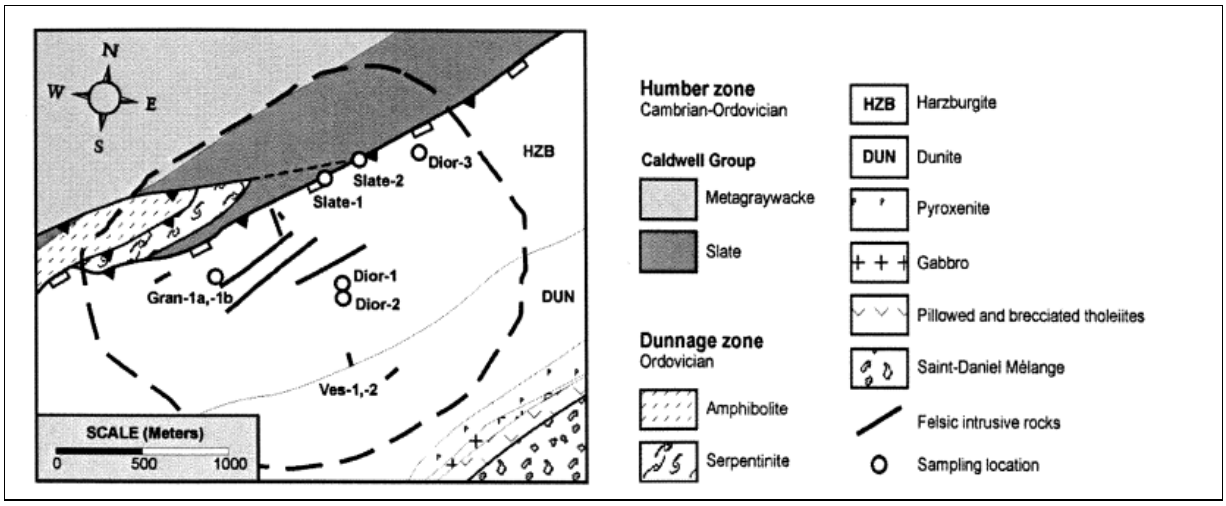


Figure 423 : Asbestos : Carte géologique du sitede la mine Jeffrey d'après Johns-Manville Inc, Bédard et al., Hébert. Le contact entre l'ophiolite et le groupe de métasédiments de Caldwell met en evidence le charriage précoce suivi par la creation de la faille normale.

Echantillon	Protolithe	Association dans les rodingites								
		Gr	Ves	Hyd	Clpy	Chl	Zoï	Prh	Alb / K-fel	Wol
Dior-1	Diorite	X			X	X				
Dior-2	Diorite	X			X		X	x		
Dior-2 vein		x			X		x	X	X	
Dior-3	Diorite	X			X (coupé par veine de vesuvianite)					
Gran-41a	Pegmatite-leucogranite	x				XX		X		
Gran-1b	Pegmatite-leucogranite	X orange			X					
Gran-2a	Granite à biotite mylonitisée			X	X	X				
Gran-2b,2c	Granite à biotite mylonitisée		X	X	X					X
Slate -1a	Ardoise			X	X		X	x		
Cut by veins with		X orange			X			X		
Slate -1b	Ardoise			X	X			X		
Slate -2	Ardoise			X				X		
Ves-1			X Pourpre à verte		X					
Ves-2			X verte		X					

Table 26 : Liste et composition des échantillons récoltés par Charles Normand et Anthony E. Williams Jones [31]

Gr : Grossulaire **Ves : Vesuvianite** **Hyd : Hydrogrossulaire** **Clpy : Clinopyroxène**
Chl : chlorite **Zoï : Zoïsite** **Prh : Prehnite** **Alb : Albite**
K-Fel : K-feldspath **Wol : Wollastonite**

Echantillon 288C

L'échantillon 288c récolté par Laurent est une représentation fidèle du protolithe serpentinisé. La texture primaire ignée est encore visible, la roche est gris clair, constituée de grains de dimension moyenne et homogène.

Elle contient :

30 %vol de microcline turbide

20 %vol de microcline limpide secondaire

30 %vol de plagioclase zoné

20 %vol de clinopyroxènes irréguliers, à grains fins (< 200 µm).

Ces clinopyroxènes masquent les joins de grains des feldspaths plagioclases originaux et remplacent le cœur de ces plagioclases. Le microcline limpide et des prismes de diopside viennent remplir les porosités Autour de la veine de feldspath potassique-diopside, on trouve essentiellement des associations albite + augite.

Echantillon 1H

Le filon rodingitisé 1H a un cœur de couleur rose.
Il est constitué de :

35 %vol de clinopyroxène incolore

15% de grossulaire rose

50% de K feldspath à la fluorescence orange.

La roche apparaît fortement bréchée avec des fragments angulaires généralement compris ente 2 et 10 mm.

Les grossulaires se présentent en cristaux sans arêtes, faiblement biréfringent, de 2 mm de côté et contiennent des inclusions de diopside.

Echantillon 1A

La rondingite gris clair 1A est constituée de grains fins (< 500µm).
Elle contient :

70% de clinopyroxène

25% de K feldpsath turbide

prehnite rose sans arête

Ces clinopyroxènes sont un mélange En37 Fs 17 Wo46 : $(Mg_{3.7}, Fe_{1.7}, Ca_{4.6})_2\ Si_2O_6$ (Turnock et al (1973))

Echantillon 1G

La composition moyenne de la rodingite blanche 1G est anormalement basse en Al et élevée en Si et Mg. La roche est clairement une péridotite très fortement rodingitisée en clinopyroxénite métasomatique (diopside essentiellement) denses, en prisme de 100 µm de long.

Dans ces masses claires, on peut distinguer accessoirement des taches noires de chromite avec des cristaux fracturés de 2 mm de côté, généralement entourés d'un halo de grossulaire vert au chrome et de phlogopite chromique. Deer et al (1966) ont déterminé que le paramètre de maille de ces grenats verts est a = 11,8489 A. Il ne s'agit donc pas d'uvarovite (a =12,00 A) mais bien de grossulaires colorés par la présence de chrome, en faible substitution de l'aluminium.
Un autre type de grenat incolore, riche en Ca et Al (a = 11,8926 A) est présent dans la roche près du contact avec les tâches sombres. D'après la courbe de Yoder (1950), ces grenats incolores seraient en fait de composition intermédiaire entre le grossulaire et l'hydrogrenat hibschite $Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$.
La frontière entre la rodingite blanche et le cœur plus rosé, est marqué par la disparition du microcline. Des grossulaires verts, roses et brun-cannelle sont présents près de cette limite. Certains d'entre eux ont un cœur vert dû au chrome et une surface brune.
Les fissures dans la rodingite riche en diopside comportent également des grossulaires incolores à vert dodécaèdriques jusqu'à 1 mm de côté ainsi que des aiguilles de diopside jaune-vert jusqu'à 4 mm de long.
Les cavités sont remplies de cristaux de diopside aciculaires incolores, probablement cristallisés très rapidement, à partir de solution sursaturée.

Il a été souvent répertorié qu'il y avait formation d'une croûte chloriteuse noire et fine autour des corps de matériaux étrangers introduits ou incorporés tectoniquement dans les parties serpentinisées des complexes ophiolitiques (Vuagnat (1953)). Cette croûte dans l'échantillon d'Asbestos s'est probablement formée peu de temps après la première période de serpentinisation et de rodingitisation.

La croûte chloritique verte sur la face sud est probablement la représentation d'une métasomatose de Mg précoce et localisée du filon plutôt que celle d'une serpentine métasomatisée ; cela expliquerait la formation de cristaux de zircon dans cette croûte.

5.2.3. Formation des grenats

Nous pouvons maintenant appréhender les réactions de rodingitisation qui ont conduit à la formation des grossulaires.

Les diorites et granites, principalement constitués de plagioclases ($NaAlSi_3O_8$ et $CaAl_2Si_2O_8$), de biotite $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH,F,Cl)_2$, de silice SiO_2 +- amphibole $(Ca,Na)_{2-3}(Mg,Fe,Al)_5(Al,Si)_8O_{22}(OH,F)_2$, ont tout d'abord perdues une partie de leur sodium [31] par migration.
Ce sodium Na^+ a par la suite été remplacé tout d'abord par du potassium K^+ puis par du calcium Ca^{2+}.

Ces nouveaux éléments ont alors pu se recombiner dans un milieu dont l'activité de la silice a été définie comme très élevée [31].

- Calcium et Magnésium, se sont associés pour former du diopside : $CaMg\ (SiO_3)_2$
- Potassium et aluminium se sont associés pour former du K feldspath : $KAlSi_3O_8$.
- Calcium, aluminium et hydroxyles se sont associés pour former de la prehnite $Ca_2Al(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ ou de l'hibschite $Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$.

Enfin
- Calcium et aluminium se sont associés pour former du grossulaire : $Ca_3Al_2\ (SiO_4)_3$

5.3 Aspects des grenats

Les grenats de la mine Jeffrey sont des grossulaires. Toutefois, ils doivent être classifiés en deux groupes principaux distincts :

- grenats de couleur rose à orange : hessonites
- grenats incolores à verts

Ces deux groupes de grenats diffèrent non seulement par la couleur, mais également par d'autres propriétés optiques, les grenats hessonites présentent une croissance particulière avec succession de formation de plans de macle qui ont engendré un phénomène de biréfringence de ces grenats comme le montre les études réalisées sur les grenats de la mine Jeffrey, notamment en microscopie optique par contraste interférentiel [32].

5.3.1. Grenats orange pâle

Biréfringence

Les grenats sont théoriquement de structure cubique, et donc parfaitement isotropes. Cependant, la nature est rarement aussi catégorique que ne l'est la théorie, la preuve en est que les grenats ne sont jamais purs mais bien des solutions solides des pôles minéraux limites ugrandites ou pyralspites.
Ainsi, les grenats hessonite d'Asbestos présentent souvent un phénomène de biréfringence, contradictoire à une structure isotrope (Ford et Mills (1978)).

NOTA

La biréfringence est la propriété optique de diviser un rayon lumineux incident, en deux rayons réfractés. On appelle biréfringence la différence ng – np des valeurs de deux indices de réfraction mesurées selon deux directions cristallines. Elle n'existe donc que pour des corps **anisotropes.**

Cette biréfringence des grenats d'Asbestos a été tout d'abord attribuée à une distribution imparfaite des cations qui conduirait à une structure de symétrie inférieure (Takeuchi et Haga (1976), Hirai et Nakasawa (1982)). Kalinin (1967) a conclu de ses expériences de synthèse de cristaux, que la biréfringence se produit dans les grenats de composition intermédiaire plutôt que dans les pôles limites : ce qui est en accord avec une biréfringence due à une structure atomique imparfaite.
Les études de spectroscopie infra-rouge pratiquées par Rossman et al [40-41] (1984) et White and Moore (1972) ont montré que l'environnement proche des cations Fe^{2+} était bien de symétrie cubique (isotrope) car ces cations n'ont montré aucune absorption particulière associée à une direction donnée.
Kalinin a également conclu que cette biréfringence n'est pas due à la présence d'eau à l'intérieur de la structure des grenats. Il a en effet synthétisé des grenats biréfringents, au-dessus de 600°C, température trop élevée selon lui, pour que de l'eau puisse s'incorporer au grenat. Cependant, des études plus récentes ont montré que des fractions de composés hydrogrenats pouvaient se former à l'intérieur des grenats, et ce même sous des températures de formation élevées (Aines et Rossmann (1984)).
Aines et Rossmann [41] ont également constaté l'absence d'anisotropie dans les vibrations de SiO_4 indiquant ainsi que le positionnement des tétraèdres SiO_4 respectait une symétrie cubique.

En revanche, ils ont pu observer en spectroscopie infra-rouge des bandes d'absorption caractéristiques de la présence de groupements hydroxyles OH^-. Ces bandes d'absorption présentent un degré « remarquable » d'anisotropie. De plus, elles ont été observées sur un nombre important de grossulaires, tous biréfringents.
Comme les bandes d'absorption anisotropiques n'ont pas été observées sur les spectres des grenats qui ne sont pas optiquement biréfringents, la **cause de la biréfringence des grenats est directement corrélée à la distribution à faible niveau de symétrie des groupements OH^-, due à la substitution de groupements $[O_4H_4]^{4-} \Leftrightarrow [SiO_4]^{4-}$.**

Toutefois, il n'est pas possible de déterminer si l'orientation des OH^- est la cause primaire de cette biréfringence ou si l'organisation des OH^- est, elle-même, due à une orientation préférentielle d'un autre élément lors de la croissance.

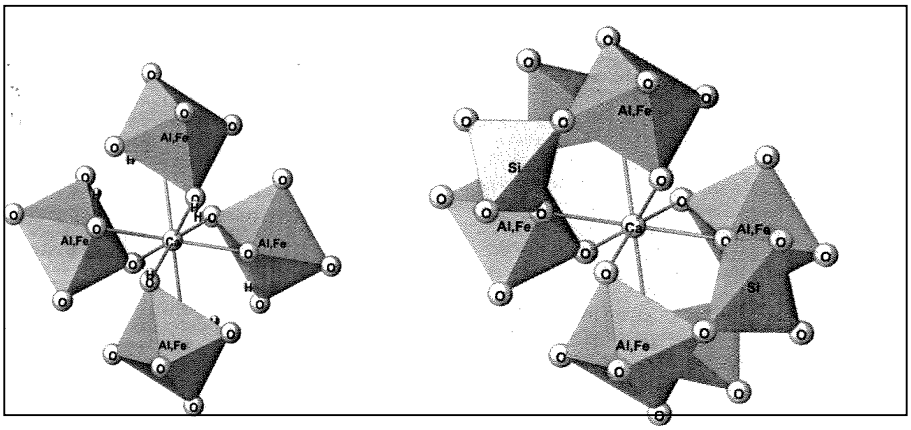
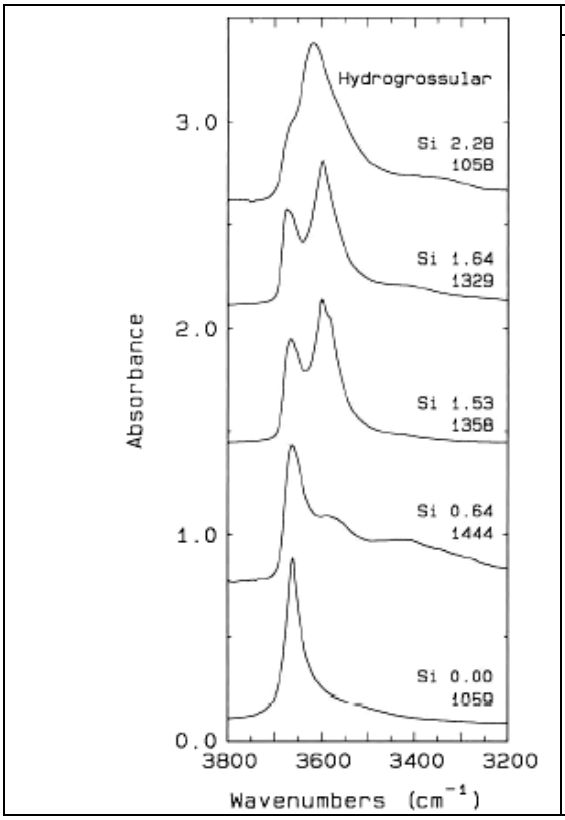


Figure 424 : Asbestos : Sphère de coordination (plus proches voisins) des cations Ca2+
- 8 groupements OH- dans la katoite
- 8 tétraèdres SiO_4 dans le grossulaire



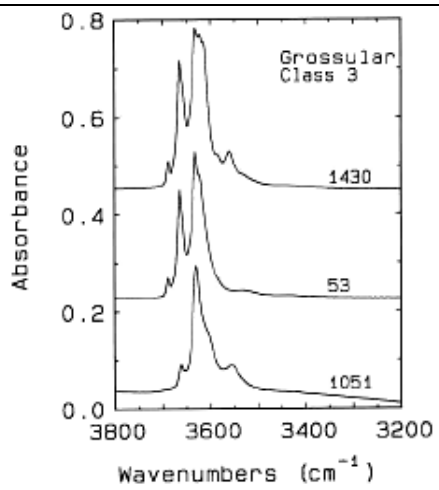


Figure 425 : Asbestos : Spectre d'absorption infrarouge de grossulaires et d'hydrogrossulaires d'après Rossman et Aines
Comparaison des spectres d'échantillons en fonction de la teneur en silicium,
Spectre d'absorption des grenats hessonites d'Asbestos (53)
Les n° font référence aux échantillons du tableau

La proximité de la composition du grenat étudié de celle du pôle limite (grossulaire quasi pur avec 0.71 %pds MnO - 1.46 %pds FeO avec légère zonation - 0.035 %pds H_2O) et l'absence d'anisotropie autour de Fe^{2+} suggèrent que l'arrangement Fe-Al n'est pas la cause de l'anisotropie dans ces grenats.
Pourtant Franz Pertlik [44] (2003) précise que des expériences de recuit ont montré que l'incorporation de groupement hydroxyles n'était pas la cause primaire du comportement biréfringent des grossulaires, mais qu'il serait plutôt dû au niveau d'ordre des cations en site octaédrique.
La biréfringence liée à l'eau n'est pas commune dans les grenats. Durant le cursus d'études sur la teneur en eau de grenats naturels (Aines et Rossman (1984)), bon nombre de grenats observés se sont révélés biréfringents dont certaines andradites zonées périodiquement qui présentaient une biréfringence supérieure à 0.01. La plupart de ces échantillons contenaient également des composés hydrogrenats, mais les spectres IR dans le domaine d'élasticité des liaisons O-H n'étaient pas anisotropiques. Seul un autre échantillon a montré des caractéristiques analogues aux résultats de cette étude : une biréfringence due à la faible symétrie d'arrangement de groupements hydroxyles. Il provenait de Belvidere mountain, dans le Vermont, à la gangue ultramafique altérée, similaire à l'occurrence d'Asbestos. Il présentait un taux de polarisation de 4.9 :1 pour la bande à 3680 cm^{-1}.

Couleur

Il est très difficile d'expliquer la couleur de ces grenats, toutefois les études entreprises par Rossman et Aines [40-41] nous permettent d'aborder quelques pistes. Cf chapitre la couleur des grenats

Les grenats grossulaires d'Asbestos ainsi que tous ceux provenant de rodingites ont la particularité de contenir une certaine teneur en ions hydroxyles OH^-.
Les pics d'absorption infrarouge des grenats d'Asbestos présentent des pics d'intensité voisine pour des longueurs d'onde de 3 662 cm^{-1} représentatif des groupements O_4H_4 en environnement O_4H_4, et 3 598 cm^{-1} représentatif des groupements O_4H_4 en environnement SiO_4.
De plus on peut remarquer sur les spectres IR que les bandes d'absorption des O_4H_4 sont décalées vers les abscisses (cm^{-1}) plus élevées lorsque la concentration en O_4H_4 diminue. Il y a donc interactivité entre les groupements O_4H_4 et SiO_4, mais aussi, dans le cas des grenats d'Asbestos, interactions entre O_4H_4 et O_4H_4 qui sont parfois plus proches voisins.

Les grossulaires purs ont une structure cubique. La substitution limitée $[O_4H_4]^{4-} \Leftrightarrow [SiO_4]^{4-}$ provoque la distorsion de la maille qui est la cause en particulier, de la biréfringence des grenats d'Asbestos. En effet, La structure des grenats est constituée de plans (111) formés par les octaèdres centrés sur Fe^{3+}et Al^{3+} et les pseudocubes centrés sur Ca^{2+} reliés les uns aux autres par les tétraèdres SiO_4.
Lorsqu'il y a suffisamment de $[O_4H_4]^{4-}$ présents dans le grossulaire pour que des groupements $[O_4H_4]^{4-}$ aient comme plus proches voisins d'autres $[O_4H_4]^{4-}$, la rigidité de la structure du grossulaire n'est plus assurée, et il va y avoir rapprochement de deux plans (111) voisins. En conséquence, il va y avoir apparition d'une direction [221] le long de laquelle il n'y aura plus de SiO_4, causant ainsi la biréfringence des grossulaires.

Une substitution $[O_4H_4]^{4-} \Leftrightarrow [SiO_4]^{4-}$ plus conséquente conduit à la formation d'une solution solide d'hydrogrenats dans la matrice du grossulaire. Des « grains » d'hydrogrenats sont répartis aléatoirement dans le grossulaire et la structure de ce dernier tend à nouveau à être isomorphe, et la biréfringence s'éteint.

Compte tenu de l'origine des grossulaires hessonite d'Asbestos, il y a absence d'éléments de transition susceptibles de colorés les grossulaires d'Asbestos en orange, et ce d'autant plus que la stabilité électronique est assurée lors de la substitution $[O_4H_4]^{4-} \Leftrightarrow [SiO_4]^{4-}$ et n'engendre pas la substitution des cations du grossulaire par d'autres cations de valence différente. La couleur de ces grenats est probablement due au phénomène de transfert de charge. Les transferts de charge absorbent généralement des énergies importantes dans l'ultraviolet ou le bleu, pour réémettre des couleurs chaudes, orange-rouge.

5.3.2. Grenats incolores à verts

Biréfringence

La symétrie cristalline de certains aluminosilicates est déterminée par la direction de croissance des marches sur la surface du cristal. Cette symétrie est le résultat de l'ordre de l'organisation des alcalins, et des cations Al^{3+} et Si^{4+} dans le but de satisfaire à la neutralité électrique du cristal (Akizuki (198l)).
Si les marches de croissance sont parallèles ou inclinées par rapport à un plan miroir, ce plan miroir joue alors le rôle de plan de macle, qui est conservé tout au long de la croissance.
La corrélation entre la direction de croissance et la symétrie du cristal suggère que les aluminosilicates zonés se sont formés dans des conditions métastables à basse température.

Couleur

La présence abondante de chrome dans les structures ophiolitiques, a permis à certains grossulaires de prendre le couleur vert émeraude de l'uvarovite.
Nous connaissons le pouvoir couvrant exubérant de l'eskoalite qui nécessite 10 l d'eau pour nettoyer seulement une dizaine de gramme de minéraux. Ce pouvoir couvrant de l'oxyde de chrome vert se retrouve dans les grenats d'Asbestos. La composition des grenats verts est $(Ca_{2.98}, Fe_{0.05}, Mn_{0.07})(Al_{1.93}Fe_{0.04}, Cr_{0.02})$ $Si_{3.01}O_{12}$?, et avec seulement 0.2 ions Cr^{3+} par maille, les grenats sont d'un vert soutenu à intense.

5.4 La Mine Jeffrey, ASBESTOS - Exploitation

5.4.1. Introduction

La mine Jeffrey, située au cœur de la ville d'Asbestos, Québec, Canada est certainement l'un des sites qui a fourni parmi les plus beaux grenats au monde. D'une transparence et d'un éclat incomparable, les grossulaires orange, variété hessonite font la joie des spécialistes des grenats, les grossulaires aux teintes combinées variant du rose au vert intense suscitent l'émerveillement de tout un chacun.
Et que dire de tous les autres minéraux qu'on a pu y recueillir, voire y découvrir, tels les cristaux de vésuvianite aux teintes allant du rose au vert, des mangano vésuvianites au violet intense, sans oublier les cristaux bien formés de prehnite aux habitus prismatiques, pyramidaux et pseudocubiques ou globulaires, et de pectolite aux cristaux terminés, blancs translucides.
Et, il ne faut surtout pas négliger le fait qu'il s'agit du site type de deux minéraux rares, la spertinite (nommé en l'honneur de Francesco Spertini qui a beaucoup œuvré pour le développement de cette mine) et la jeffreyte (découverte par F. Spertini) dont seulement six échantillons sont répertoriés. Cinq de ces échantillons, pour un poids total de 5 grammes seulement, appartiennent au découvreur, le sixième et dernier échantillon étant préservé au Canadian Museum of Nature à Ottawa (ss ref CNMMC4870HT), où le minéral a été caractérisé

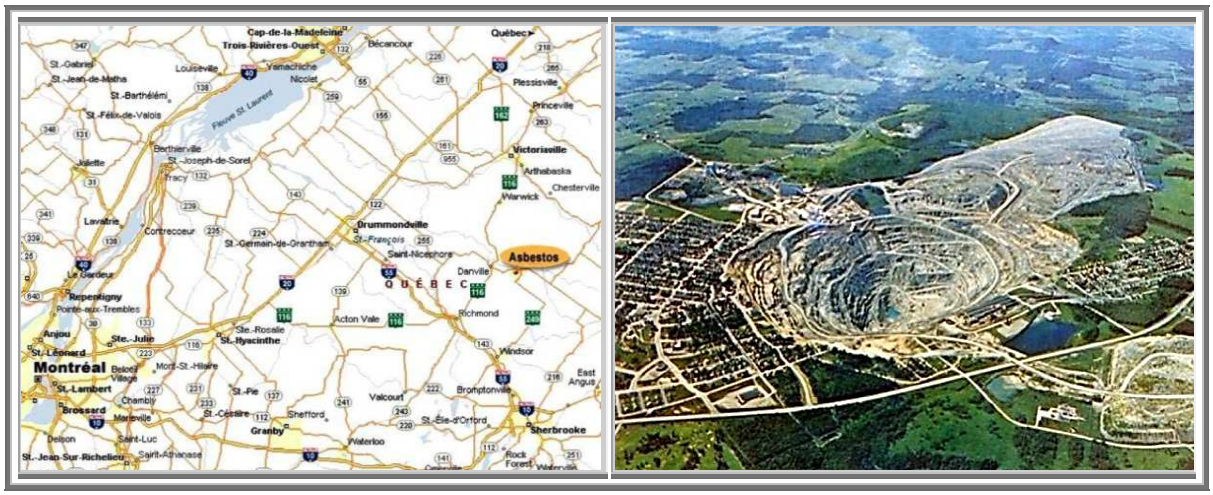


Figure 426 : Asbestos : Localisation du site - Asbestos et la mine Jeffrey en 1970

5.4.2. Historique

Ouverture

La mine Jeffrey, qui est en réalité une carrière à ciel ouvert, est en opération depuis la fin du XIXème siècle. C'est un ardoisier gallois, du nom d'Evan Williams, qui fut le premier à relever la présence d'amiante dans la région en 1880. Suite à cette découverte, il persuada un riche cultivateur, W.A. Jeffry (sic) de lui avancer les fonds nécessaires pour la mise en valeur du gisement situé sur une colline, en 1881.

William Henry Jeffry,

Originaire de Québec, ayant élu domicile dans le canton de Cleveland au milieu des années 1860, William Henry Jeffry, fut le premier exploitant de la mine d'amiante, dont il développa le potentiel économique. Son apport est important du fait qu'il a érigé les bases de l'activité minière sur laquelle devait s'établir par la suite, Asbestos et son économie.

Figure 427 : Asbestos : William Henry Jeffry, 1865
Source : Archives photographiques Notman, Musée McCord d'histoire canadienne,

En 1895, en raison de problèmes financier, W.A. Jeffry céda ses intérêts à un groupe d'associés pour former en 1897 l'entreprise Asbestos and Asbestic Company. En 1916, la mine devint la propriété de la Manville Asbestos Company, réorganisée deux ans plus tard sous la raison sociale de la Canadian John-Manville Company, Limited, qui a exploité la concession depuis lors.

Grève de 1949

En 1949, la mine est le siège d'une grève très sévère. La plus longue grève encore jamais vécue dans l'histoire du Québec éclate, le 13 février 1949 à Asbestos. Les 2000 mineurs de la Canadian John-Manville Company d'Asbestos cessent le travail, suivis par les 3000 ouvriers de la mine de Thetford Mines.
Le premier ministre Duplessis ne tarde pas à déclarer la grève illégale et envoie un détachement de la police provinciale sur les lieux. Les heurts se sont accrus lorsque les mineurs ont tenté de bloquer le passage aux briseurs de grève nouvellement embauchés par la compagnie.
Vingt-cinq ans après la grève, l'ancien président du Syndicat national de l'amiante d'Asbestos, Rodolphe Hamel, décrit l'intensité du conflit pour lequel, raconte-t-il, « on était prêt à mourir ».
La violence atteint son paroxysme le matin du 6 mai 1949 lorsque des policiers fortement armés entrèrent dans la ville, arrêtant massivement les grévistes et les séquestrant dans leur quartier général en les frappant brutalement. Une bombe lacrymogène est lancée par un policier, blessant des grévistes.
Le même jour, le juge O'Bready de Sherbrooke fait lecture de l'acte d'émeute devant les travailleurs présents dans le sous-sol de l'église, qui seront tous arrêtés. Tout rassemblement est alors formellement interdit et la ville est soumise à un sévère contrôle policier. La violence de la répression policière, orchestrée par le gouvernement Duplessis, soulève l'indignation des journalistes, notamment de Gérard Pelletier dans *Le Devoir*.
Outre l'augmentation salariale, l'octroi d'un régime de pension et la reconnaissance syndicale, l'une des revendications majeures des grévistes concerne l'élimination de la poussière d'amiante qui mine la santé des ouvriers.
Les mineurs reprennent le travail le 1er juillet 1949 après 138 jours de grève, à la suite de la médiation de l'évêque de Québec, Mgr Maurice Roy. La compagnie reconnaît le syndicat et accorde une augmentation de 10 cents de l'heure.
Aucune disposition n'est toutefois prévue afin de contraindre l'employeur à éliminer la poussière d'amiante. De nombreux ouvriers continueront donc d'être atteints d'amiantose, infection pulmonaire connue à travers le monde sous le nom d'asbestose. Il faudra attendre la grève de l'amiante de 1975 pour que des mesures soient prises dans les mines afin d'offrir de meilleures conditions sanitaires aux travailleurs.

Expansion

La mine, à force de croître, est venue jusqu'à empiéter sur la ville. Dans les années 1970, la ville perd sa grande rue commerciale lors de glissements de terrain dans la mine. Pour répondre rapidement aux besoins et aux nécessités, beaucoup de commerces établiront leurs boutiques au centre commercial sur la 1ere Avenue.

En 2002, à la fermeture de la carrière, plus rien ne subsistait de cette colline car l'exploitation du gisement couvrait une superficie de plus de 0,7 km de diamètre et atteignait une profondeur de 500 m environ.

Figure 428 : Asbestos : Implantation de la mine Jeffrey au cœur de la ville

Je ne peux que vous recommander de cliquer sur le lien suivant. Vous y découvrirez une compilation de renseignements et de photos d'époque sur la mine Jeffrey

cf http://cnc.virtuelle.ca/asbestos/credits.html

Destination Canada Ouest et Centre culturel
Marie-Anne-Gaboury, Manon Bédard, Marie-Ève Bachand, Guylaine Gloria, Melissa Loiselle, Mark Nelson, Ross Bragg

Exploitation

Si on examine la photo (coupe verticale), on remarque une zone intitulée complexe ophiolitique (marqué avec des x). Cette zone contient des roches telles que péridotite, dunite, pyroxénite, gabbro et certaines roches d'intrusion en association. Les 2 types de roches qui intéressent les exploitants se retrouvent dans la péridotite et la dunite serpentinisée sous la forme de veines de fibre chrysotile.

Amateurs

Mais pour les minéralogistes amateurs, en quête de jolies pièces, ce sont plutôt les roches d'intrusions qui attireront leur attention.

Le terme « roches d'intrusion » (en canadien dans le texte), représente des formations constituées de nombreuses masses irrégulières ressemblant à des filons (dykes) dont la composition varie du granite à la diorite sans oublier l'albitite et la très rare rodingite.

L'altération hydrothermale de ces dykes insinués dans les roches serpentinisées a formé des skarns, avec échange par diffusion d'éléments métalliques des roches intrusives vers les serpentines. Ce sont ainsi formés : grenat grossulaire (hessonite, démantoïde) diopside, prehnite, vésuvianite et mangano-vésuvianite, somme toute les responsables de la réputation de la mine Jeffrey.

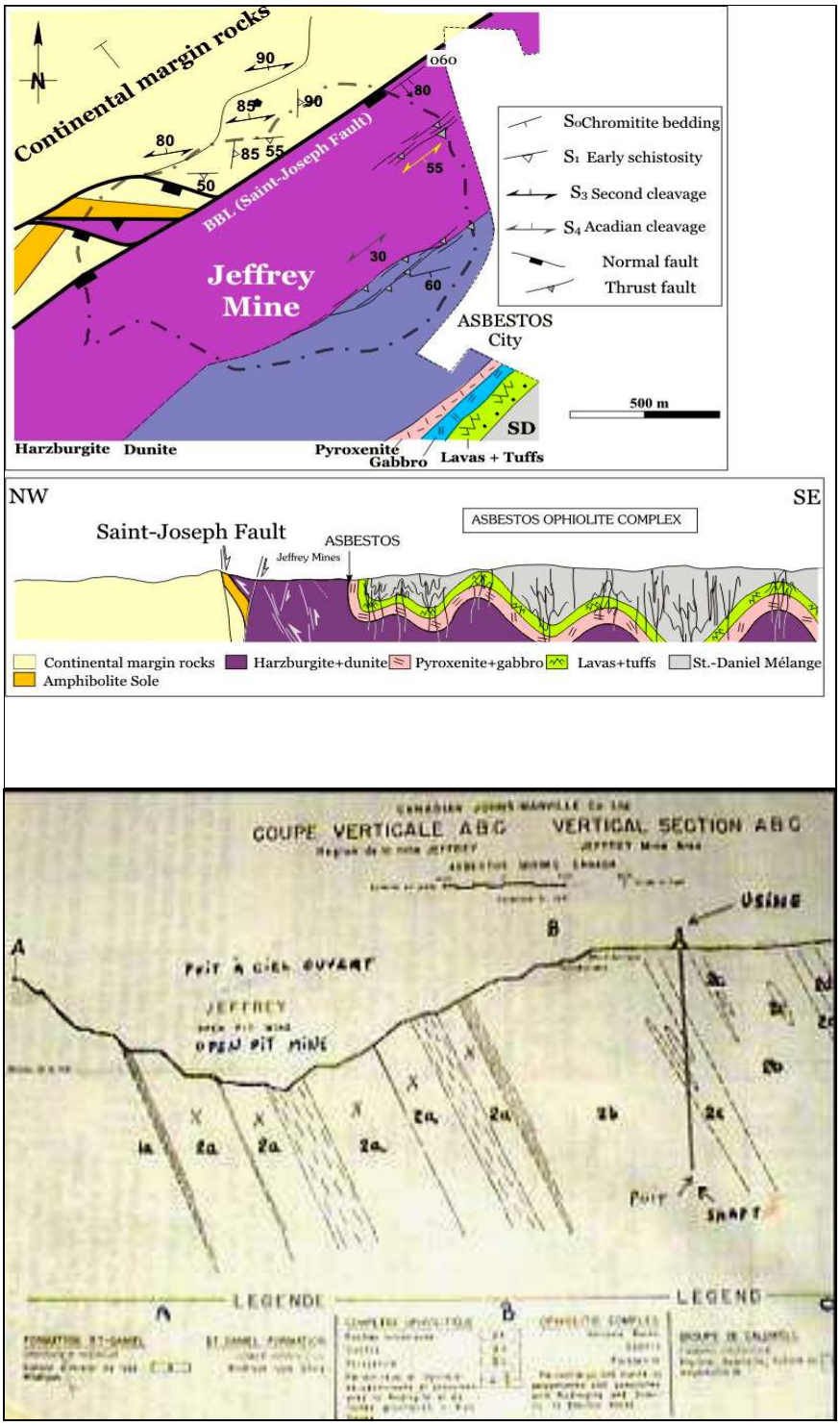


Figure 429 : Asbestos : Coupe géologique de la mine Jeffrey.

Plus d'une soixantaine de minéraux différents ont été répertoriés dans la mine (voir tableau), dont les plus remarquables, à l'échelon mondial sont : aragonite, apophylite, némalite (var. brucite), chrysotile, clinochlore, pectolite, wollastonite, dont les principaux spécimens ont été découverts à la fin des années 70 et eu milieu des années 80.
Toutefois, chaque années la mine Jeffrey a permis de sortir nombres de pièces remarquables, y compris depuis la fermeture de la mine et le seul accès aux niveaux supérieurs du site.
Voici le commentaire de S. Roy au sujet de « sa » découverte : « chaque année la mine me réserve de belles surprises comme en témoignent les grenats rose de l'été 1998. L'année 1999 ne semble pas vouloir m'épargner non plus car au mois de mai j'ai mis à jour, au cœur d'une roche à rodingite, ma plus belle trouvaille à vie. Prenant mon courage à 2 mains, une pour le ciseau et l'autre pour la masse de 5lbs, j'ai décapé environ 70cm de roche très dure pour mettre à jour une veine massive de diopside. Lorsque la veine a été finalement dégagé (1 jour plus tard) je me suis appliqué à dégager une section stérile dans la veine à l'aide de ma petite masse et de mon ciseau. C'est à ce moment que j'ai eu la surprise de ma vie car d'un seul coup de masse mon ciseau venait de s'enfoncer de 8cm dans la veine. En dégageant une petite partie sur le dessus je me suis alors retrouvé face à un trou noir, excitant mystère inexplicable, mais ce n'est qu'en enlevant un second morceau de la veine, pour permettre à la lumière du jour d'entrer, que mon cœur à fait 3 tours et demi. En fait, je venais de mettre à jours une immense poche d'environ 40 x 17 x 50cm, recouverte de splendides cristaux de diopsides verts. Comme si cela n'était pas suffisant la nature fit croître sur le plancher de cette poche des cristaux parfait de grenats hessonite gemme, dont le plus gros atteignait 1.4cm, le tout empalés sur le diopside. »

5.4.3. Et demain ?

Chrysotile

Toujours l'amiante :

- Au cours de 2004, la Mine Jeffrey a été exploitée par intermittence et sa production a été d'environ 50 000 tonnes.
- Les expéditions de chrysotile ont légèrement augmenté en volume, d'environ 2,5 %, grâce principalement à une forte croissance de la demande de matériaux de construction à base de cette fibre en Asie.

MAIS

- Toutefois, l'importante appréciation de la devise canadienne par rapport au dollar américain, ainsi que la concurrence sur les marchés internationaux que livrent les mines québécoises aux autres producteurs ont fait chuter le prix des livraisons de fibres, lesquelles accusent une baisse de près de 15 % par rapport à 2003.

Figure 430 : Asbestos : Production d'amiante de la mine Jeffrey

Québec, le 11 octobre 2002 – Le ministre des Ressources naturelles, monsieur François Gendron, annonce que le gouvernement du Québec ne peut accéder à la demande formulée par les représentants syndicaux de Mine Jeffrey d'octroyer un prêt de 8 millions de dollars pour maintenir l'entreprise ouverte. *« Cependant, à la faveur de l'intervention de la Centrale des syndicats démocratiques, nous serons à même de mettre à la disposition des employés et de la région différentes mesures qui allégeront le fardeau de cette fermeture »*, a déclaré le ministre.

La mine Jeffrey, une poubelle ?

La mine Jeffrey se lance dans la gestion des matières résiduelles.
Elle veut devenir un leader provincial dans la gestion des matières résiduelles.

Le promoteur mine Jeffrey-Maybach souhaite construire, d'ici 2010, un immense centre de gestion des déchets sur le terrain de la mine d'amiante.

- Investissement de 48 millions de dollars
- Création de 250 emplois
- Traitement de 825 000 tonnes de matières résiduelles chaque année (400 camions par semaines)
- Compostage, Recyclage et enfouissement des déchets.
- Production des biogaz destinés aux grandes entreprises de la région.
- Une nouvelle carrière inaccessible aux amoureux des belles pierres

6. GRENATS DU VAL D'ALA

Il peut être difficile, voire onéreux d'aller à la cueillette aux grenats au Canada. Heureusement, il existe un site tout aussi remarquable et beaucoup plus accessible de l'autre côté de la frontière avec nos voisins transalpins. Le Val d'Ala, situé dans le Piémont, à 30 km au nord-ouest de Turin (Italie), permet sans difficultés de récolter des échantillons très remarquables. Bien que plus petits que les grenats canadiens, ils sont avant tout intéressants car en association avec d'autres minéraux.

Figure 431 : Val d'Ala : Ciamarella 3676 m
Au premier plan la rivière Stura di ala

Le val d'Ala fait partie d'une vaste ceinture d'origine ophiolitique qui couvre le nord ouest de l'Italie dont

- Ligurie: Passo del Faiallo, Bric camulà , Rocca della Biscia, Rocca Marasca, Bric Mundù
- Piemont : Val Pellice, Val di Susa, Val di Viù , Val Chisone, Val d'Ala (Testa Ciarva, laghi Verdi), Antronapiana
- Val D'Aoste : Bellecombe, Montjovet, Ponte delle Capre, Monte Rosso di Verra, M.Te Barbeston
- Lombardie : Val Malenco - Laghi Cassandra

Figure 432 : Val d'Ala : Cartographie des sites de rodingites en Italie
Il est à noter que les dikes de rodingites ne mesurent souvent que quelques mètres

6.1 Géologie

L'histoire des roches piémontaises débute avec la scission de la Pangée, il y a 165 Ma. Après apparition de l'océan atlantique du nord, par fracturation nord-sud, il y a fracturation est-ouest du supercontinent, il y a 130 Ma. L'Afrique dériva alors vers le sud est avec ouverture de l'océan liguro-piémontais. Cet océan n'a pas dû être très large (de 800 à 1000 km avec une vitesse d'expansion faible de 0.5 à 2 cm/an).

Au crétacé supérieur, il y a 85 Ma, une ligne de subduction apparaît en marge du continent africain. Le déplacement relatif de l'Afrique par rapport à la plaque eurasienne s'inverse, les failles normales autour de la dorsale médio-océanique s'inversent, et le Bassin de la mer Ligurienne Piémontais (BLP) qui les séparait depuis le Jurassique, commence à se refermer.

Au cours de cette subduction, certaines roches ont atteint une profondeur de l'ordre de 90 km et ont subi un métamorphisme HP-MT (17 kbar -500 °C) correspondant au faciès des éclogites.
La lithosphère océanique de la région liguro-piémontaise ainsi que les sédiments marins qui la recouvrent sont alors subductés mais ne subissent qu'un métamorphisme de MT-MP qui se traduit par la rodingitisation des serpentines méta-océaniques.

La suture se produit durant l'éocène. La collision des deux continents Eurasie et Afrique qui s'en suit, propulse des écailles de l'ancienne lithosphère océanique, par-dessus le prisme d'accrétion de la ligne de subduction. Celle-ci passe de plusieurs kilomètres de profondeur à plusieurs milliers de mètres d'altitude.

Les roches de la région du Val d'Ala sont essentiellement constituées de schistes lustrés et calcoschistes, issus des anciens sédiments marins.
Ces schistes recouvrent les « roches vertes » de l'unité dite Liguro-Piémontaise, constituée principalement de serpentine, résultat du métamorphisme de roches ultrabasiques (péridotites) provenant du manteau supérieur, et de roches métabasiques, issues du métamorphisme de roches basiques (métagabbro et prasinite), typiques des constituants de la croûte océanique.
Les strates intéressantes sont les roches vertes à proximité des calcschistes.

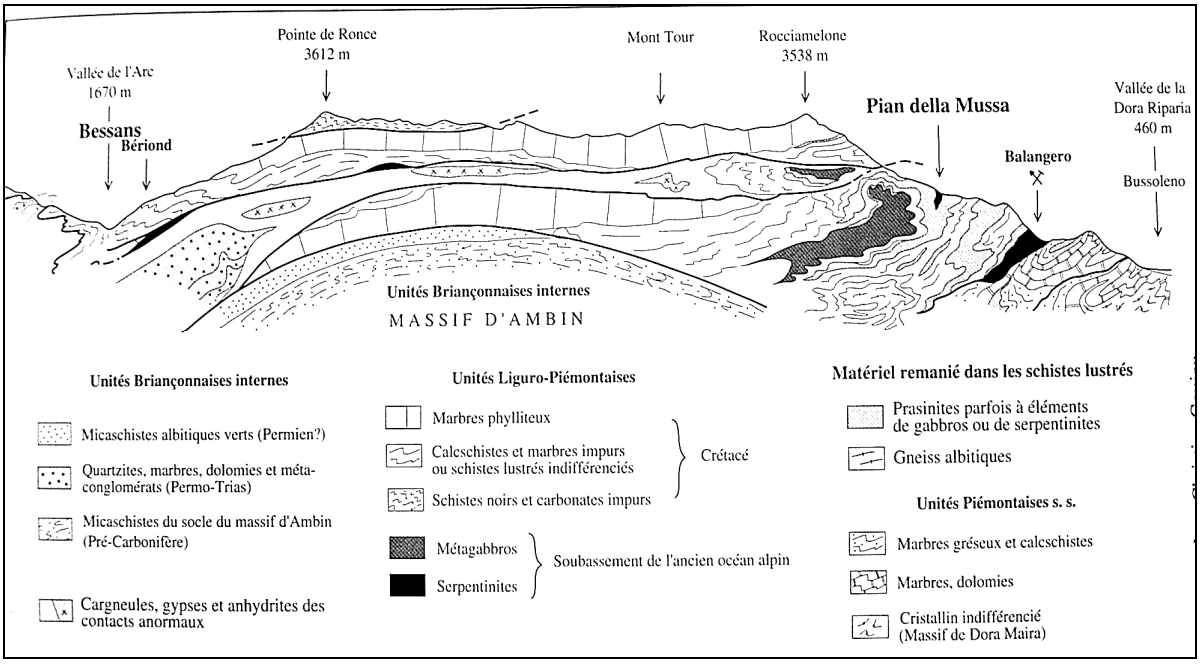


Figure 433 : Val d'Ala : Coupe géologique Nord - Ouest / Sud - Est à travers les empilements d'unités appartenant aux zones piémontaises et liguro-piémontaise sur le socle du massif d'Ambin d'après la carte géologique n°776, Lanslebourg – Mont d'Ambin (Fudral et al 1994), modifiée. Les roches intéressantes, indiquées en grisé (clair ou foncé, sans motifs) ou en noir.

Figure 434 : Val d'Ala : Carte géologique
(http://www.apat.gov.it/Media/carta_geologica_italia/default.htm)

6.2 Gîtologie

Des trois vallées de Lanzo, la vallée centrale délimitée au nord par le Val Grande et au sud par le Val de Viù est sans nulle doute l'une des références mondiales en matière de découvertes de minéraux tels que grenats et surtout diopsides.
De nombreux gisements ont été catalogués par le passé. Malheureusement, le temps, aidé en cela par l'utilisation d'explosifs, qui a conduit à la loi régionale de 1995 limitant les récoltes aux seules fins de collection ou de recherche, ont conduit à la raréfaction des extractions de nouvelles pièces de qualité exceptionnelles.
Il est toutefois remarquable que cette loi reste permissive contrairement aux arrêtés en France qui vont jusqu'à empêcher tout prélèvement sur des falaises soumises aux intempéries et au pouvoir destructif des vagues, sic.

En remontant la vallée à partir de la ville de Ceres, intersection avec le Val Grande, le premier site remarquable est situé sur la commune de Chiampernotto, dans lequel on a pu découvrir de la clinozoisite rose, en cristaux pluricentimétriques d'une exceptionnelle beauté. La veine principale (aujourd'hui épuisée) traversait verticalement une série de rochers jusqu'à la route. Les échantillons les plus intéressants ont été trouvés, noyés dans la calcite. D'autres minéraux tels que épidote, pérowskite, sphène et actinolite ont également pu être récoltés.

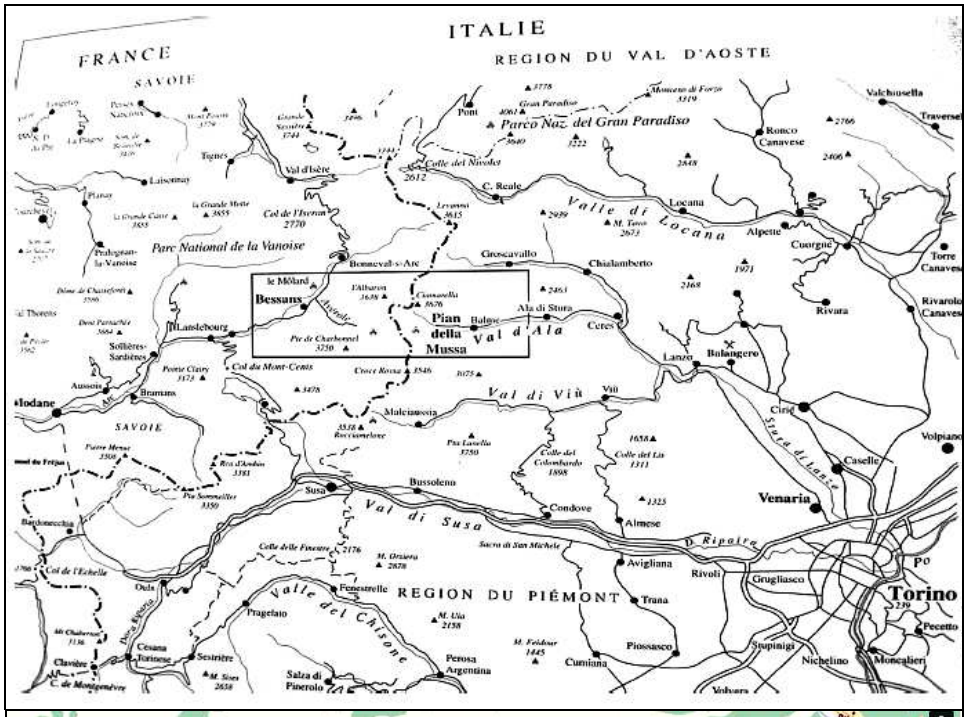


Figure 435 : Val d'Ala : Carte géographique de la vallée
Figure 436 : Val d'Ala : Carte géographique de la zone à diopside Bessans Val d'Ala.

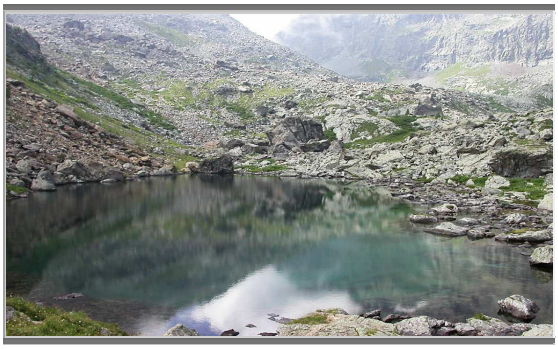
En continuant plus en amont, dans les alentours de Ala di Stura, la principale commune de la vallée, se dresse le sur la droite, « Becchi del Curbassera (le bec du corbeau) », deux pics pointus dont un important éboulement s'est produit il y a quelques siècles juqu'à la rivière. De ces rochers, ont été extraits des échantillons remarquables de vésuvianite manganifères de plus de 10 cm de long, et de grenats hessonite rouges à iridescents qui ont depuis donné sa renommée minéralogique au village.
D'autres minéraux ont été aussi découverts tels que l'apatite en cristaux hexagonaux, tabulaires, blancs à transparents et des sphènes.
D'autres sites voisins, permettent de récolter des sulfures accompagnés de malachite et azurite. Ces sites sont accessibles à partir d'un sentier qui débouche au bout d'une route goudronnée, sur la droite du restaurant « Raggio di sole (rayon de soleil) ».

En poursuivant plus en amont, toujours à proximité d'Ala di Stura, on arrive à « Fontana del preive (la fontaine du prêtre) », nom donné à une source qui émane d'une roche à la forme humaine. Le gisement est situé sur la rive gauche de la rivière Chianale, sur le territoire du village de Villar di Sopra. Ce site est réputé

pour avoir fourni de très belles pièces de grenats de couleur rouge rubis et d'épidote. En particulier, les grenats peuvent avoir une forme allongée atypique, caractéristique de ce gisement (depuis il a été démontré qu'il s'agissait en fait de vésuvianite). Les cristaux d'épidote sont habituellement opaques à translucides, de couleur jaune-vert de dimension très acceptable jusqu'à 5 cm de long.
En continuant sur la nationale, toujours en remontant la vallée, on arrive à la Balme, à l'extrémité du village se trouvent des rochers qui sont tombés des parois, dans lesquels on peut trouver de l'olivine et de la titano-olivine, ainsi que des cristaux aciculaires de trémolite et d'aragonite.

Figure 437 : Val d'Ala : Passage de Paschiet où se trouve un petit lac.

Figure 438 : Val d'Ala : Laghi Verdi : vue sur le lac et sur la zone de recherche photo Giovanni Fraccaro-mindat



Sur l'autre versant de la vallée, en suivant une ligne imaginaire en direction du sud, on peut atteindre plusieurs sites intéressants. Le premier site que nous rencontrons sur cette ligne est « Monte Forte (Bec Roux), qui est accessible en remontant jusqu'à la gare du remonte-pente qui part du village Albaron, et en remontant sur la gauche en direction des rochers tombés des escarpements environnants. Certains renferment des teneurs élevées de titane qui vient colorer les grenats andradite, habituellement rouge sur site, en une couleur sombre, presque noire ; ce sont des mélanites. La vésuvianite est le minéral le plus abondant, bien qu'aux dimensions plutôt modestes.
On y trouve également de la pérowskite (à cause de la concentration en titane) associée à de la magnétite. Elle se présente sous la forme de cristaux pseudocubiques de couleur allant de l'ambre au noir.

En continuant sur cette ligne imaginaire vers le sud, nous atteignons un deuxième site, près d'un groupe de maisons appelé l'Alpe Garavella. Pour atteindre cette zone, il faut partir du hameau de Cornetti di Balma, et suivre un sentier qui grimpe vers le passage de Paschiet.
Derrière les cabanes le long des falaises qui descendent de Monte Rosso, se trouvent des masses de rodingites qui renferment les mêmes minéraux que dans le site précédent, à l'exception de la mélanite. Des échantillons ont également été récoltés avec des agrégats de natrolite aciculaire.

Encore plus au sud, dépassant le Pian Bluet au déversoir de Laghi Verdi (lac vert), ainsi nommé pour la couleur de ses eaux, on trouve des grenats de couleur rouge foncé, à l'éclat très particulier. En association avec ces grenats, on peut trouver des sphènes/titanites de couleur ivoire-jaune, ainsi que d'autres familles de minéraux telles que les chlorites clinochlore et pennine.

Plus proche de la cime Golai, on trouve des cristallisations intéressantes d'épidote, diopside et vésuvianite.

Figure 439 : Val d'Ala : Colle del Paschiet : Epidote et Hessonite
Epidote : 53 mm, Hessonite 41 mm, longueur 6 mm, longueur 3 mm
Copyright P. Zonac, R.Kosnar,B. Marello, G. Ciccolini

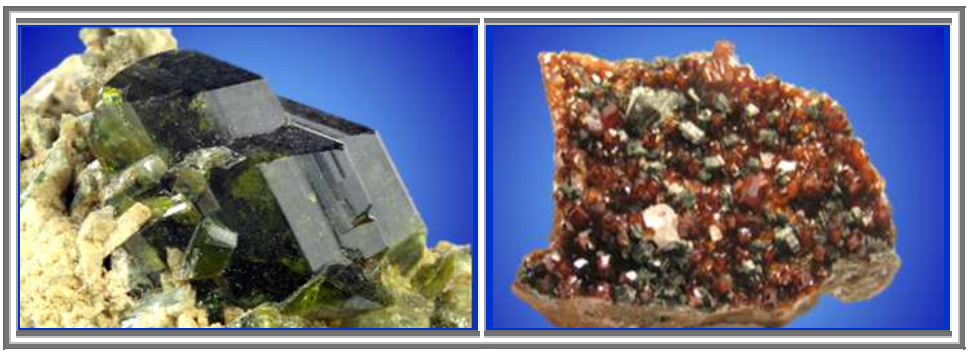
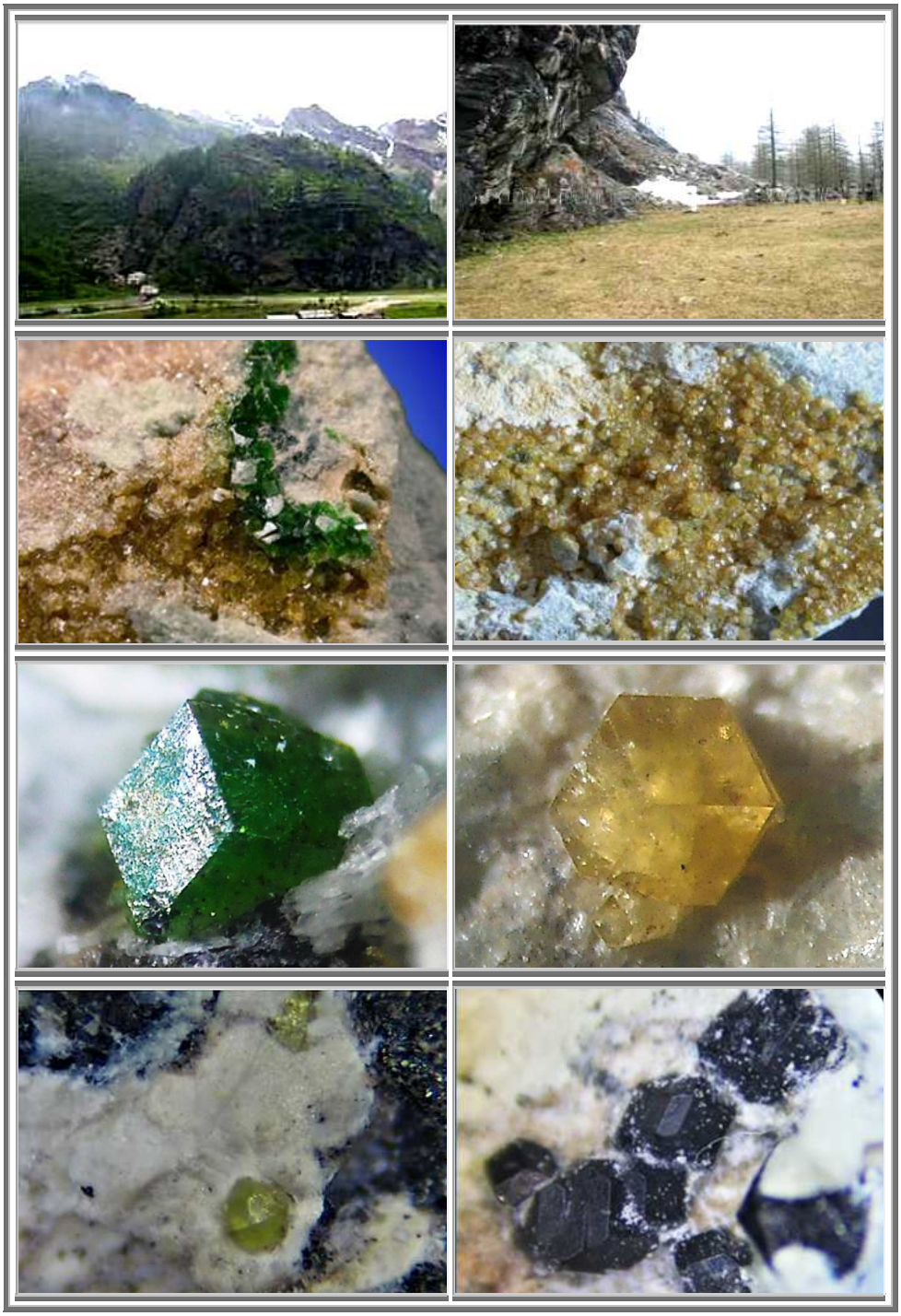


Figure 440 : Val d'Ala : Laghi Verdi : Epidote et Hessonite :
Epidote : 13 mm, M.Chinellato, Hessonite 56 mm, B. Tosco

Figure 441 : Val d'Ala : Alpe Garavela : Grossulaire
2 mm, S. et G. Boscolo, 21 mm B.Tosco

Sur le haut, nous trouvons le quatrième gisement de cette ligne imaginaire : la colline du Paschiet. Le minéral le plus intéressant du site est sans nul doute l'épidote, souvent en cristaux transparents, de dimensions millimétriques.



Vue Pian de la Mussa **Vue de la roche noire**
Topazolite **Topazolite (1994)**
Andradites : Photos et collection Alessandro Tagliaferri, Giovanni Fraccaro.
Topazolite verte ou peridot **perso n°227** **andradite ou magnétite (2011)**
Figure 442 : Val d'Ala : Roche noire : Andradites

Enfin, en poursuivant la route qui remonte la vallée, jusqu'à son aboutissement, nous arrivons à notre dernière étape : le Pian della Mussa. Comme le dit l'adage biblique « les derniers seront les premiers », le dernier gisement de la vallée est également le premier en matière d'intérêt minéralogique aujourd'hui.
Le premier site que nous y rencontrons sur la gauche est Roch neir, un rocher énorme de serpentine noire poli par les glaciers, célèbre pour les splendides échantillons fournis dans le passé. Au pied du mur rocheux, sont tombés au cours des siècles derniers, quelques éboulis dans lesquels ont été concentrés la plupart des recherches. On peut y trouver une variété de diopside grisâtre, en cristaux allongés et souvent courbés par les déformations de la roche, du nom de mussite… A l'intérieur de la mussite compacte, se trouve le minéral le plus célèbre fourni par ce site, la topazolite, variété brune de l'andradite. Elle se présente en cristaux normalement rhombododécaèdriques, inférieurs au millimètre, de coloration jaune à orange. A proximité des cristaux de magnétite, plutôt abondants dans ce gisement, les topazolites prennent une couleur verte.

Val d'Ala : Vue de l'Ala di Strata, de l'éboulis
Val d'Ala : Tête chauve : accès à l'éboulis
Val d'Ala : Tête chauve photo GiovanniFraccaro
Val d'Ala : Vue de l'Ala di Strata,
Val d'Ala : La serpentine domine la montagne

Figure 443 : Val d'Ala : Panorama

En poursuivant vers le fond du Val d'Ala, nous rencontrons sur la droite un massif rocheux de forme arrondie, poli par l'action des glaciers. C'est la "Testa Ciarva" (tête chauve en dialecte local), devenu un site célèbre tant pour la qualité que pour la quantité des échantillons récoltés au cours des ans. Ce gisement est assurément le plus exploité de la vallée, parfois avec l'inconscience d'utilisation d'explosifs. Aujourd'hui, à cause de ces énergumènes, la zone de la grotte artificielle (au sens artificier du terme) est devenue totalement interdite à la recherche et à la récolte des minéraux.
Du gisement, descend un éboulis de blocs de rochers, constitués principalement de rodingites, qui parviennent jusqu'aux abords immédiats de la route dans lesquels ont peut trouver epidote, clinochlore, diopside, vésuvianite et grenat. Les minéraux qui ont rendu ce site célèbre aux yeux des collectionneurs sont l'hessonite rouge et surtout le diopside comme dans toute la région de Bessans. Des échantillons de forme, couleur et dimensions exceptionnelles ont été récoltés. De l'apatite sepia a également pu être récoltée ; autrefois abondante, elle a aujourd'hui quasiment disparu.

6.3 Pétrographie

6.3.1. Epidote

L'épidote de formule Ca_2 (Fe,Al) Al_2 [(Si_2O_7/SiO_4) O (OH)] se présente soit sous la forme de rubaneries de couleur vert clair pour des longueurs atteignant plusieurs centimètres, soit sous la forme de cristaux gemmes, principalement de couleur jaune très vif, mais ne mesurant que quelques fractions de millimètres (bien que des échantillons de 4 à 5 cm aient été récoltés par le passé).

L'épidote est donc essentiellement alumineuse, le fer étant fixé par la cristallisation d'andradite. Il n'est néanmoins pas possible d'établir si leurs cristallisations sont simultanées ou successives.

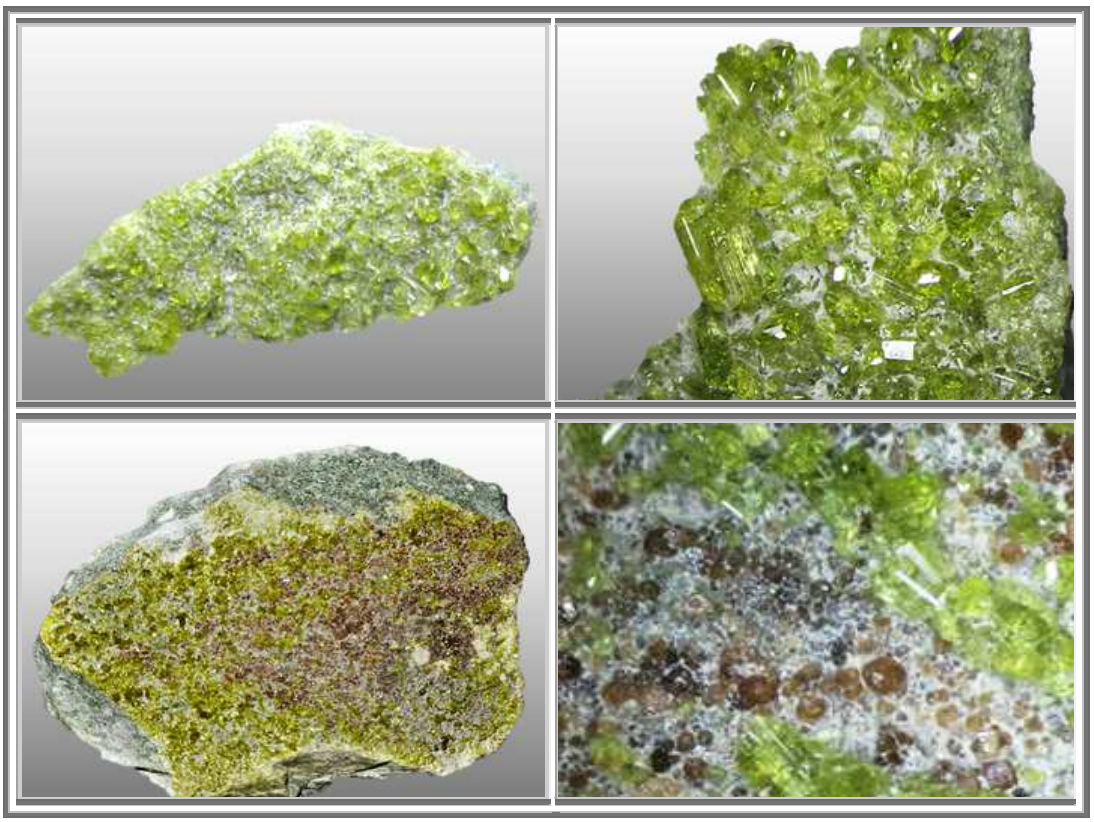


Figure 444 : Val d'Ala : Epidote 30 mm, n°222 et Andradite, epidote et diopside120 mm n°221

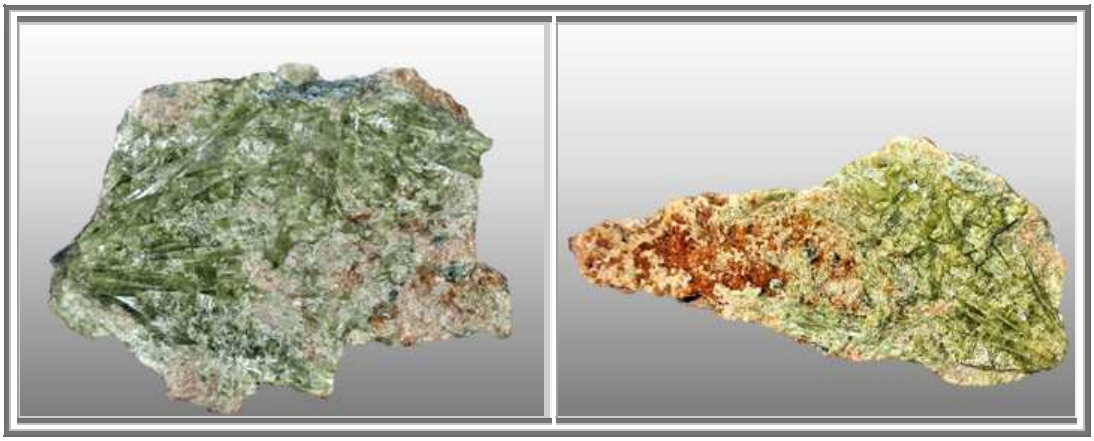


Figure 445 : Val d'Ala : Epidote, 100 mm, n°235
Figure 446 : Val d'Ala : Epidote et grossulaire, 200 mm, n°217

6.3.2. Diopside

La couleur typique est le verdâtre, mais parfois dans les géodes et autres lithoclases, il se présente avec un habitus gemme, transparent et incolore.
Le référencement des différents habitus par La valle, dès 1884, montre combien ces diopsides peuvent être intéressants, par la complexité de leurs formes et par leur qualité gemme.

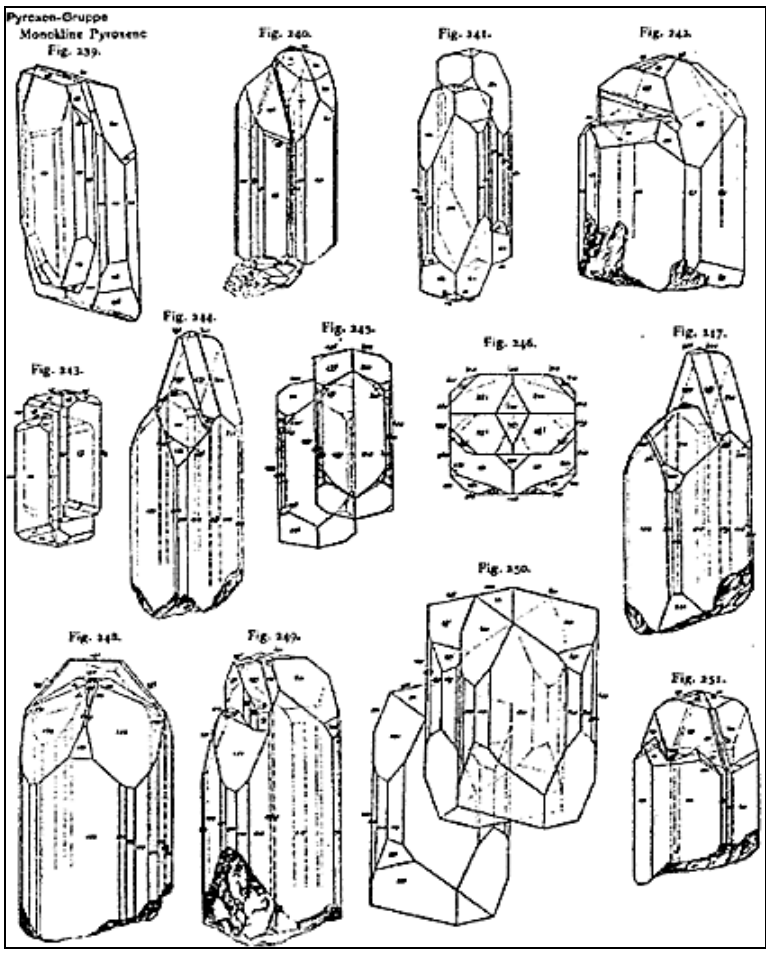


Figure 447 : Val d'Ala : Habitus des diopsides de la Testa Ciarva d'après La valle (1884), in Goldsmidth

Figure 448 : Val d'Ala : Diopside gemme verte

6.3.3. Vésuvianite

Du nom du Vésuve.
La vésuvianite (ou idocrase) est typiquement un minéral formé lors de métamorphisme de contact. On la trouve le plus fréquemment dans du calcaire cristallisé au contact d'un masse de roche ignée. On peut également la rencontrer dans les gneiss, la serpentine et les chloritoschistes, comme dans le cas des rodingites du Val d'Ala, en association avec grenat, diopside et wollastonite.

Je n'ai guère trouvé de vésuvianites au pian della mussa et pas du tout dans les sites environnants. Il est donc difficile d'en tirer quelques enseignements.

Néanmoins, la comparaison des vésuvianites de Testa Ciarva et d'Asbestos, montre les similarités qu'il peut y avoir dans les minéraux de ces deux sites. En premier lieu, leur couleur, plutôt verte à brune qui révèle le défaut de fer des rodingites. Sont présents dans les deux sites des vésuvianites au prisme très allongés, de couleur brun clair, avec des stries parallèles à l'axe c.
De la vésuvianite violacée (présence de manganèse ?) a même pu être récolté au Pian della Mussa, mais ces mangano-vésuvianites si typiques d'Asbestos sont excessivement rares dans le gisement Italien. Cette différence s'explique par le fait que la rodingitisation d'Asbestos est intervenu avec un granite qui a pu fournir des éléments chimiques métalliques.

Figure 449 : Val d'Ala - Asbestos : Comparaisons de vésuvianites
Gauche Val d'Ala - droite : Asbestos

6.3.4. Chlorites

Les chlorites (du grec χλωροζ : vert), par analogie avec leur couleur verte habituelle, sont des phyllosilicates très voisins les uns des autres. Les chlorites sont les minéraux principaux des schistes verts (faciès de faible métamorphisme). Elles résultent aussi de l'altération de pyroxènes, amphiboles et micas de roches ignées et sont aussi d'importants constituants de nombreux sédiments argileux.
Les chlorites ont des compositions chimiques et des caractéristiques minéralogiques très voisines et sont difficilement discernables.
Dans le val d'Ala, il y a concurrence entre deux chlorites : le clinochlore (du grec χλινω : incliné, et χλωροξ : vert), en raison de sa couleur et de sa cristallisation, et la pennine (des alpes pennines). Ces deux minéraux répondent à la même formule chimique $(Mg,Fe^{2+},Al)_6\ [(OH)_8\ |\ (Al,Si)_4O_{10}]$, et sont tous deux monocliniques.

Pour les différencier, il est possible de se baser sur la couleur (bien que la couleur des minéraux ne soit pas une caractéristique des plus sures), le clinochlore varie du vert foncé, au bleu-vert, vert voire au blanc, la pennine est plutôt vert olive. Mais surtout, le clinochlore forme des cristaux tabulaires hexagonaux alors que ceux de le pennine sont à base de rhomboèdres.

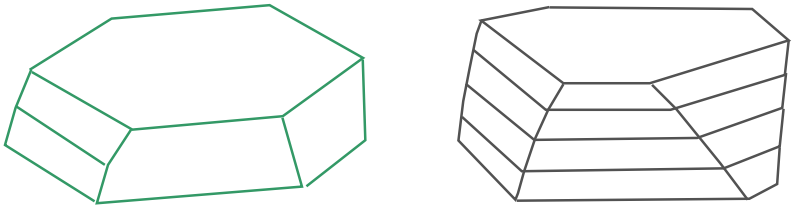


Figure 450 : Val d'Ala : Habitus du clinochlore et de la pennine

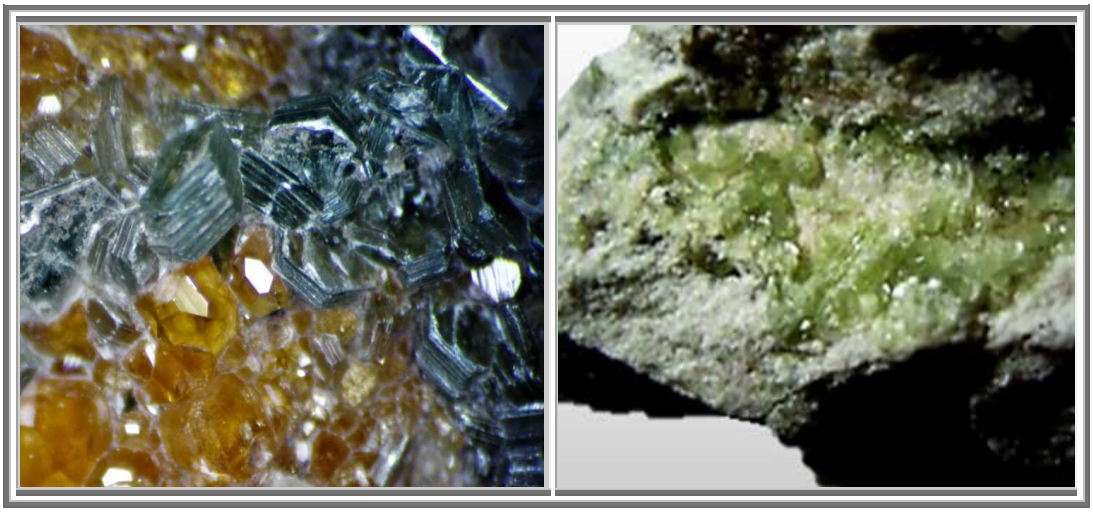


Figure 451 : Val d'Ala : Chlorites, n°226 et 229

6.3.5. Grenats

On trouve dans le Val d'Ala, deux types de grenats :

- Andradite : $Ca_3Fe_2\ [SiO_4]_3$
- Grossulaire : $Ca_3Al_2\ [SiO_4]_3$

Andradite

C'est un grenat ferritiques (Fe+III) qui se présente en rhombododécaèdres de couleur brun-orange.

Habituellement, on le rencontre dans des zones de métamorphisme moyen. Lorsque le degré de métamorphisme s'accroit, il a souvent tendance à donner du grossulaire et de l'almandin.
Dans le Val d'Ala, il semble que ce soit également le cas. On le trouve principalement sur le versant sud de la vallée, en compagnie d'épidote, minéral fortement hydraté.

Grossulaire

De par sa composition le grossulaire est incolore (leucogrenat). Dans les échantillons de couleur verte, composés uniquement de myriades de petites aiguilles de diopside vert gemme, il est possible de trouver des grossulaires blanc, opaques à translucides.
Les cristaux bien que montrant les faces [110] des rhombododécaèdres, se présentent sous la forme de placages d'épaisseur très faible.
Les cristaux de grenats les plus spectaculaires sont généralement orange brillant, allant parfois jusqu'au rouge obscur. L'habitus le plus fréquent est une combinaison de l'icositétraèdre et du rhombododécaèdre.

Les grenats les plus clairs sont parfaitement gemmes et d'aspect très similaires aux hessonites d'Asbestos, leurs célèbres cousins québécois. Ce sont des hessonites quasi pures.
De surcroit leur teneur en équivalent H_2O est également similaire, leur conférant ainsi la même biréfringence que pour les hessonites canadiennes.
Les grenats les plus rouges contiennent une faible quantité d'almandin en solution solide.

Figure 452 : Val d'Ala : Sa renommée vient des associations qu'on rencontre : chlorite, diopside, hessonite, coll. perso
Vue 2 : Un diopside traverse le cristal d'hessonite
Figure 453 : Val d'Ala : Grossulaire incolore, leucogrenat, dans diopside, coll. perso

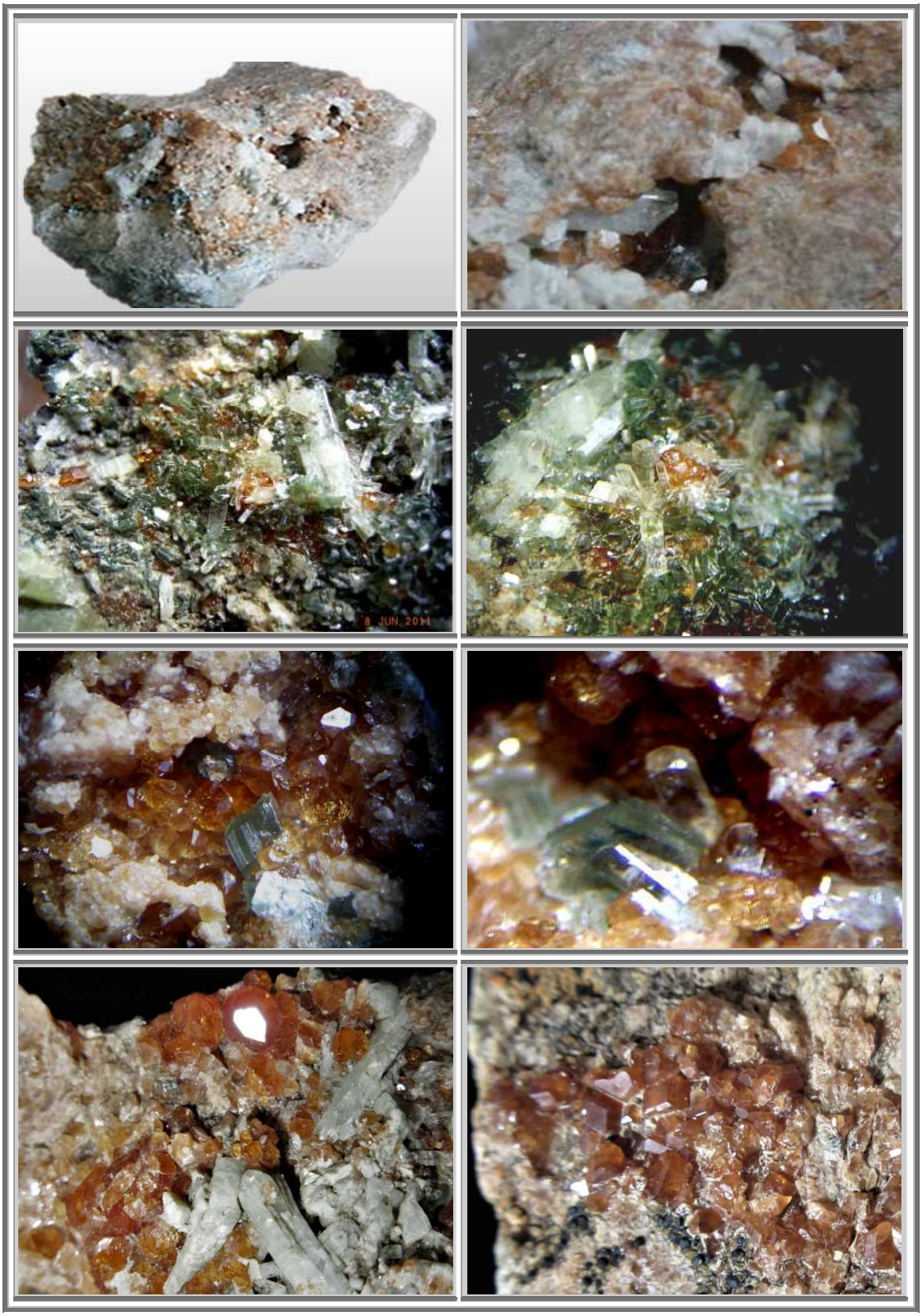


Figure 454 : Val d'Ala : Grenats, diopside et chlorite (2011), coll. perso

6.4 Habitus allongés des hessonites

6.4.1. Général

Le livre «extralapis N°9, die mineralien der granat gruppe», présente les hessonites piémontaises et leurs particularités morphologiques.

L'hessonite est la variété rouge du grossulaire, colorée par la présence de Fer trivalent FeIII. Pour ces grenats, la région du Piémont est louée dans les cercles des collectionneurs, sans compter le paysage de toute beauté des Alpes italienne, en particulier pour les hessonites allongées si spécifiques de cette région.
Dès 1900, le minéralogiste Giovanni STRÜVER, dans son article: "Les gisements minéraux de l'Alpe Saulera et de Roche noire", a décrit les particularités des hessonites de la plaine de la Mussa.
En 1978, le minéralogiste milanais GRAMACCILI a décrit des grenats hessonite liés à la serpentine omniprésente dans son célèbre livre "Minerals of the Alpes ». Dans les fissures des roches, on a trouvé de beaux cristaux d'hessonite qui sont souvent composés de combinaison de plusieurs formes cristallines : Rhombododecaèdre {110}, Icositétraèdre {211}, Hexaoctaèdre {321}, Tetrahexaédre {211}, Trioctaèdre {332}, plus rarement de l'hexaèdre {100} ou l'octaèdre{111}.

Dans certains affleurements, comme à Bellecombe (Saint Vincent, dans la Vallée d'Aoste), à l'Alpe Mussa (près de Balme), à Curbassera (près d'Ala di Stura dans le val d'Ala), ou encore à l'Alpe delle Frasse (près de Condove dans la vallée de Suse), l'hessonite se présente parfois en grappe de cristaux de taille analogues de formes cubiques, ou bien en forme de cristaux de croissance très inhabituelle et allongés selon plusieurs directions cristallographiques. Ces cristaux peuvent être étirés d'un multiple de leur largeur. D'autres, enfin, semblent "raccourcis" et pratiquement plans.

Les hessonites allongées forment souvent des agrégats de cristaux formant des tiges avec des adhérences parallèles.
Les pièces individuelles, elles, sont orientées dans des directions uniformes et ont grandi plus ou moins perpendiculairement à la matrice, telles de menhirs.
Entre les deux, on peut trouver des cristaux d'hessonite à peine déformés, jusqu'à parfaitement formés.

6.4.2. Habitus

Selon la position des axes cristallographiques, trois types principaux peuvent être distingués sur les cristaux d'hessonite allongés; Distorsions selon la direction d'un axe de symétrie quaternaire, d'un axe de symétrie ternaire, ou d'un axe de symétrie binaire.

Selon un axe quaternaire

- Type 1a: {110}, principalement, habitus pseudo orthorhombique
  Croissance prismatique allongée de quatre faces {110} d'une zone; les arêtes ainsi créées sont parfois tronquées par deux petites faces {210}. Au "bout du cristal", quatre faces {211} oblongues se rejoignent pour former une "pointe".
  Les cristaux présentent un section carrée; celle-ci peut comporter jusqu'à douze angles alternant des angles plus graves et plus aigus, les faces {210} étant les plus importantes.

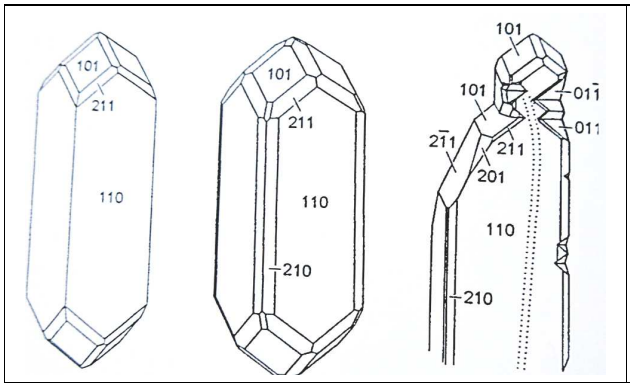
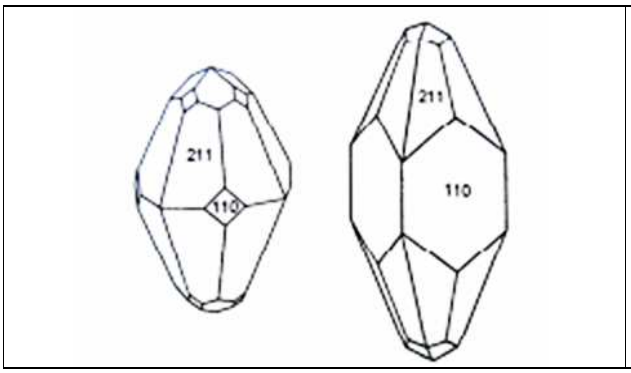


Figure 455 : Val d'Ala : Habitus des hessonites allongées

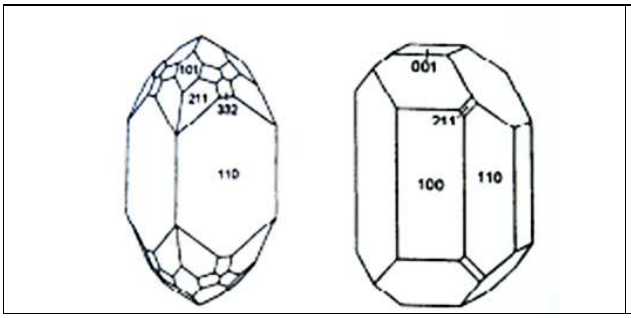
Type 1a: sans et avec des faces {210}; l'âme du cristal est incurvée.

- Type 1b: {211} principalement, habitus pseudo orthorhombique
  Croissance allongée de huit faces {211}, de part et d'autre en combinaison avec quatre faces {110} contondantes.
  La section est dodécagonale avec des angles alternativement plus graves et plus aigus.
  Victor Goldschmidt les a présentés dans son Atlas des formes cristallines de 1918 (volume 4, planche 60, figure 79). dans les sites Piemontais, l'hessonite, peut présenter cette forme de transition, comme sur ma pièce, cf photo ci plus loin.



Type 1b : deux habitus différents (Piémont et glen gairn)

- Type 1c: {100} et {110} principaux et allongés, habitus pseudo orthorhombique
  Quatre faces du cube {100} sont allongées, et combinées à quatre faces du dodécaèdre rhombique {110} allongées. Les faces {211} peuvent exister.
  Au bout des cristaux, il y a une face du cube, souvent carrée.
  La section transversale est octogonale régulière (angles égaux).



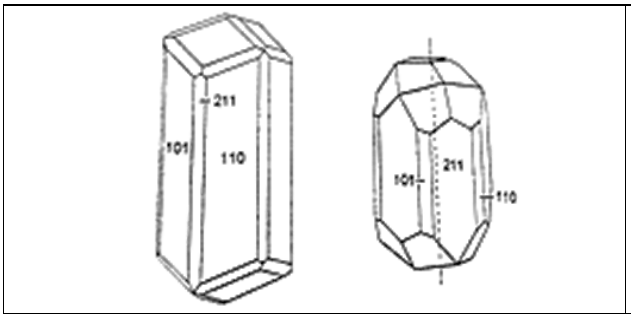
Type 1a: avec des faces {332} supplémentaires

Type 1c : avec essentiellement les faces du cube

Selon un axe ternaire

- Type 2a: {100} prédominant, habitus pseudo-rhomboédrique
  Ce type est similaire à 1a, mais on distingue facilement l'axe ternaire.
  Croissance allongée, en forme de prisme, alternant six faces {110} et six faces {211}.
  À l'extrémité du cristal, il y a formation de trois faces {211} étroites, présentant une "extrémité tronquée". Viennent ensuite trois faces {110} en forme de losange.
  La section est un dodécagone équiangulaire.

- Type 2b: {211} prédominant, habitus pseudo- rhomboédrique
  Croissance allongée des six faces {211} dont les arêtes sont tronquées par une face {110} du même prisme.
  À l'extrémité du cristal, les bords de trois faces {211} sont tronquées formant une extémité émoussée.
  La section est un dodécagone équiangulaire.

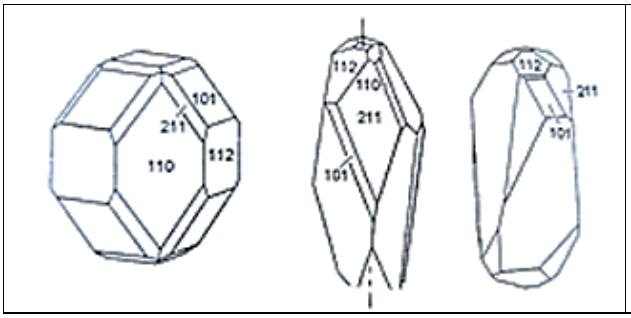


A gauche un exemple de type 2a
à droite un exemple de type 2b

Selon un axe binaire

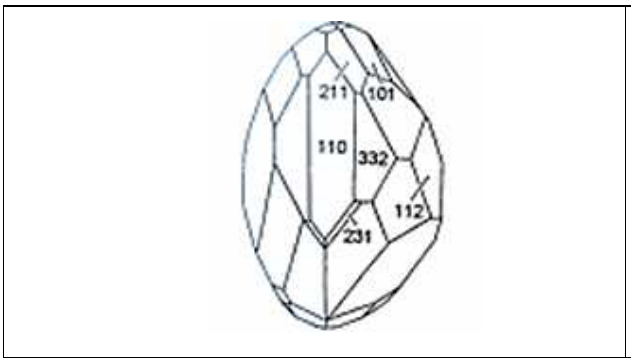
- Type 3a: {100} prédominant, habitus pseudo-orthorhombique
  Croissance allongée de deux faces {110} parallèles séparées par deux faces {211}. Une seule grande face {110} délimite l'extrémité du cristal sous la forme d'un pinacoïde.
  La section transversale est hexagonale, avec deux angles émoussés alternant avec un angle plus aigu.

- Type 3b: {211} habitus pseudo-triclinique prédominant
  Différentes longueurs de croissance de multiples faces {211}, séparées par des faces {110} différentes. Au niveau du cristal, quatre faces {211} forment un angle qui peut être aplati par une face {110}.
  La section transversale est octogonale mais irrégulière.



A gauche un exemple de type 3a,
A droite deux exemples de type 3b

- Type 3c: {332}, {211} et {110} structuraux, habitus pseudo-triclinique
  Croissance en longueur de deux faces {110} avec des faces intermédiaires {332} et {211}. Le cristal "se termine" par une petite face {110}; Celle-ci est immédiatement délimitée par quatre faces {211} et deux faces {332}.
  En fonction de la croissance en longueur, la section présente de 12 à 16 angles.



Type 3c :

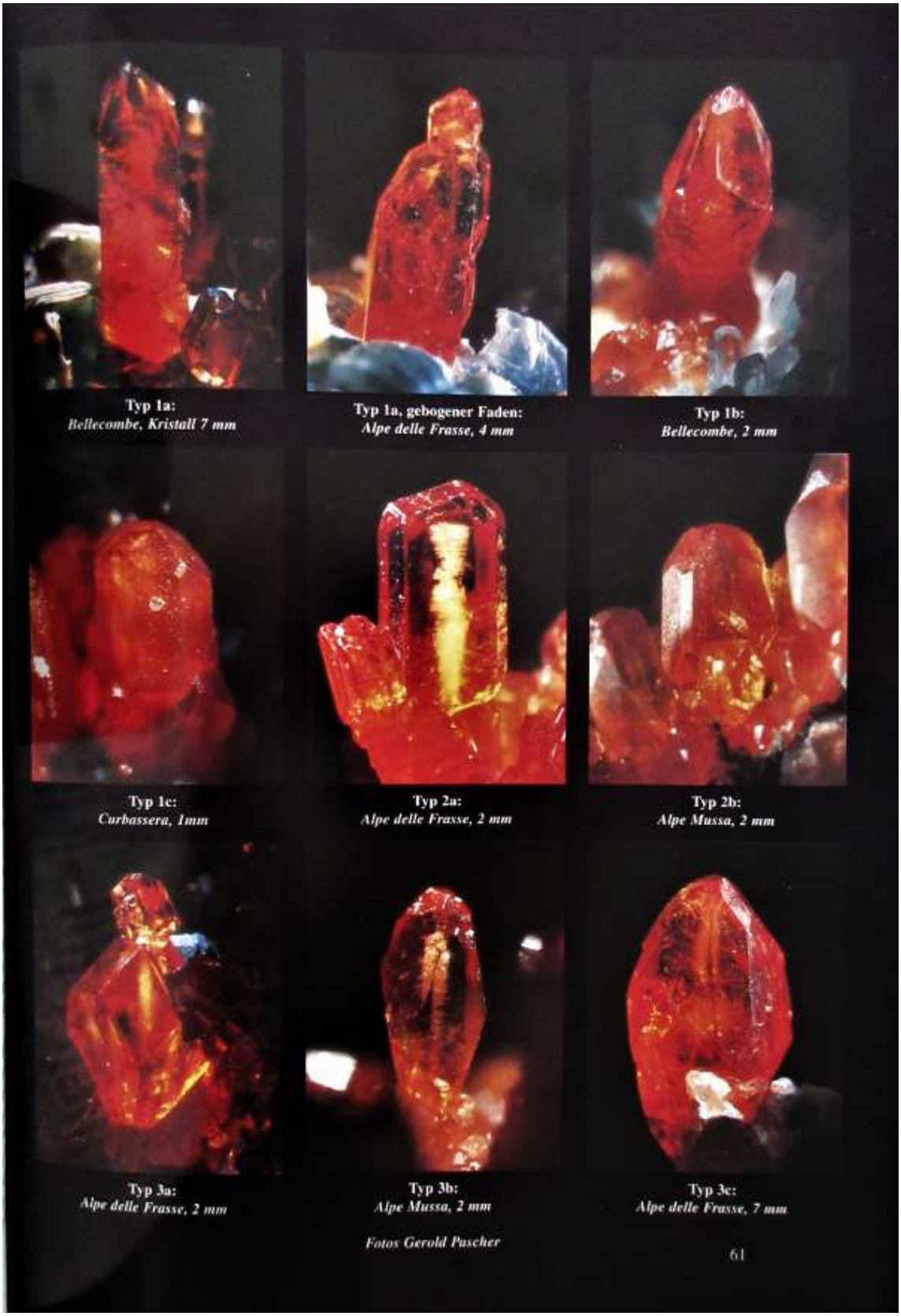


Figure 456 : Val d'Ala : Habitus allongés d'hessonites, extralapis N°9, die mineralien der granat gruppe

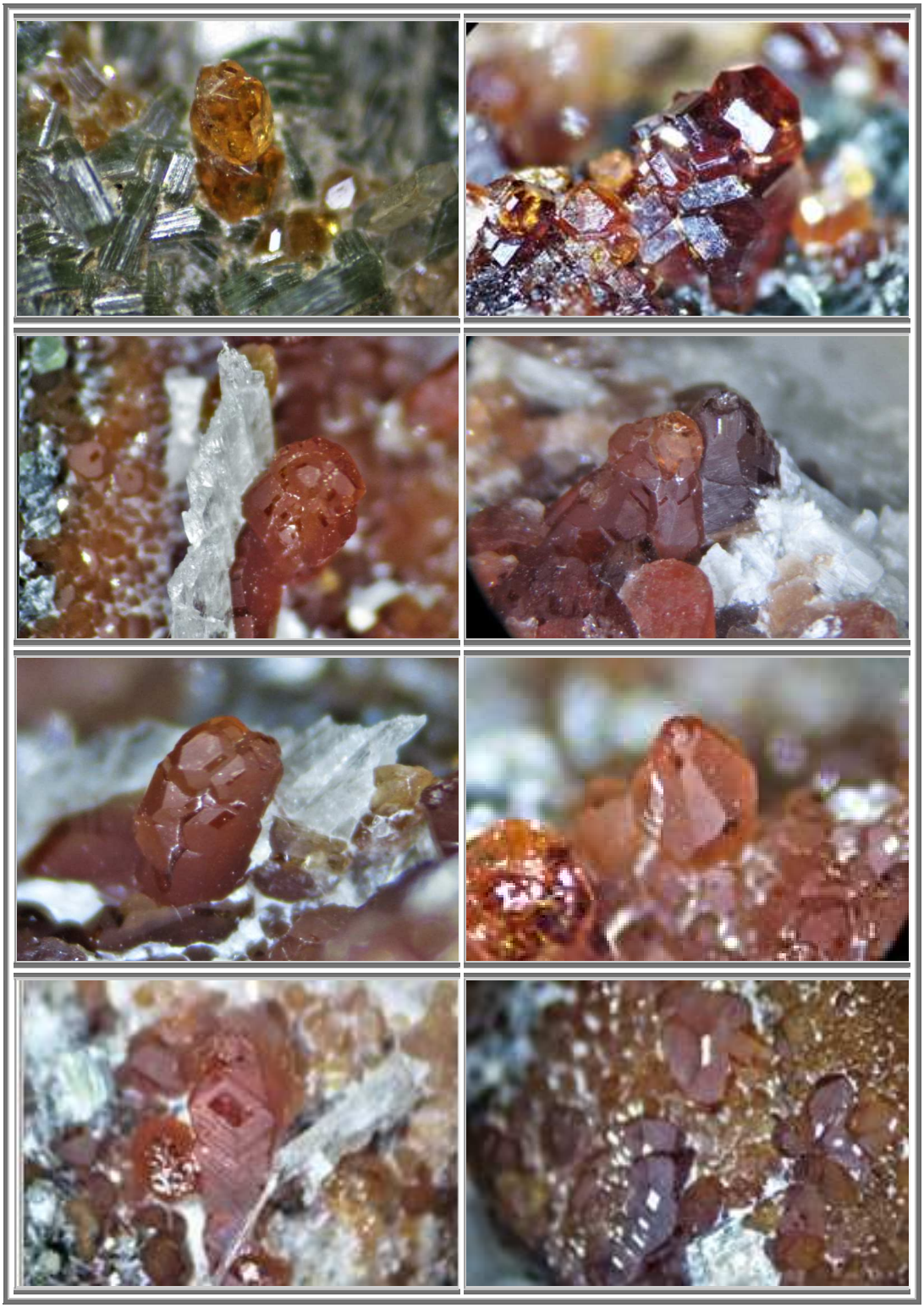


Figure 457 : Val d'Ala : Habitus allongés d'hessonites, n°229, 234 et 218

Figure 458 : Val d'Ala : Hessonite à âme : Juvenal mineraux – J-P Barral

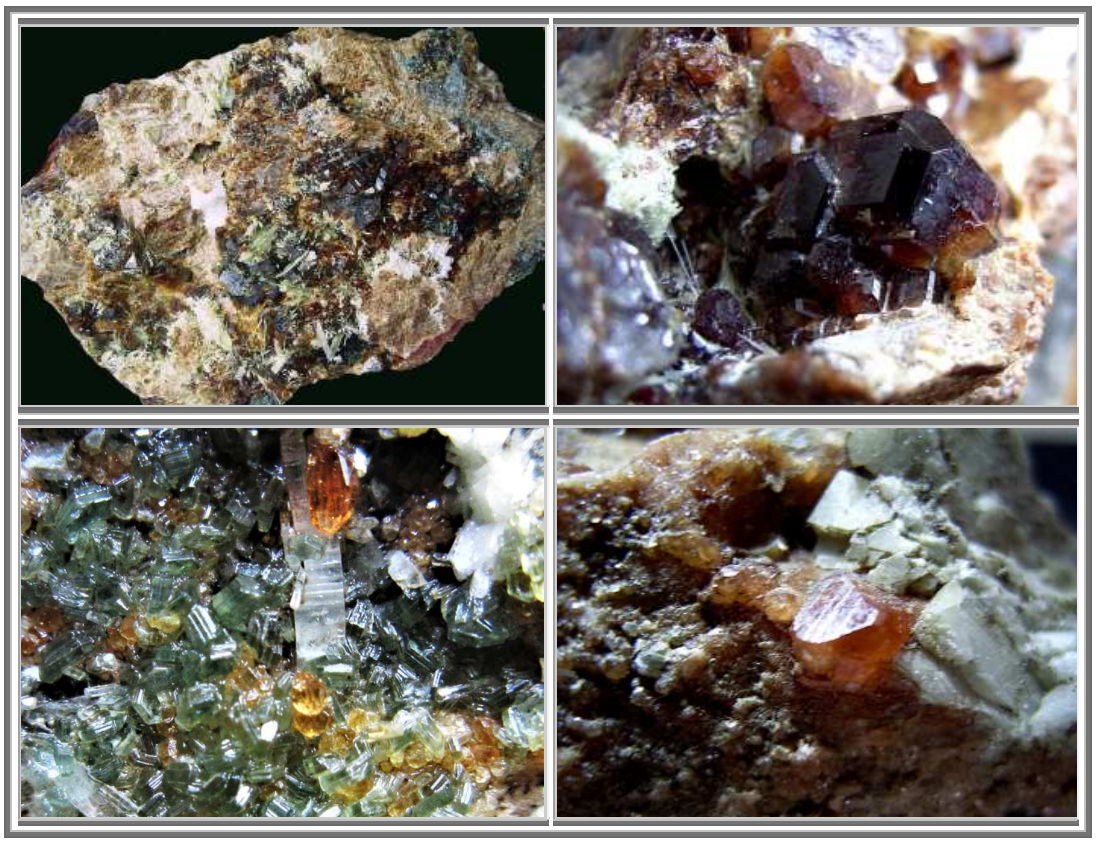


Figure 459 : Val d'Ala : Habitus des grenats, n°234

6.4.3. Hessonites à âme

Les hessonites du Piémont présentent des nuances de couleurs chaudes allant du jaune orangé au rouge jacinthe, avec une brillance extraordinaire, et sont souvent transparents.Si vous les regardez sous une lumière concentrée (comme une lampe à col de cygne), des reflets jaune citron s'allument sur les surfaces et les arêtes.

Au cours du processus de croissance, il y a eu formation d'une âme laiteuse plus ou moins prononcée, à l'intérieur des cristaux. Cette âme peut être rectiligne ou légèrement courbée et traverser tout l'agrégat d'hessonite de sa base au début de la cristallisation jusqu'à l'extrémité finale du cristal. Cette zone nuageuse laiteuse est constituée de toute une série de couches très fines, sub-parallèles, très rapprochées, qui dépassent rarement un demi-millimètre de large.

Si l'on examine ces âmes au microscope, comme le décrit G. Deicha, dans «Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides » ; Paris 1955), sous un grossissement de 200 à 500 fois, il apparaît clairement que les fines âmes laiteuses sont composées d'innombrables infimes inclusions liquides. De plus, comme le montrent certaines hessonites brisées, une cavité de forme irrégulière peut s'être formée le long de l'axe de l'âme.

Rudolf RYKART dans un article paru dans la presse suisse: "Croissance de quartz plat à âme", puis dans son fameux livre "Monographie de quartz" de 1989, suggère que l'âme aurait le même processus de formation dans l'hessonite que dans le quartz. Dans le grenat, suite à des mouvements d'ouverture, de cisaillement, de glissement, d'inclinaison ou de rotation tectoniques, il y a eu apparition de petites fissures et fractures. En conséquence, les grains de grenat individuels ont été scindés en deux parties.
Et si la substance constituelle du grenat était sécrétée immédiatement après la fissuration de la roche, des ponts d'hessonite viennent à se former, et ainsi à cicatriser le grain d'hessonite

Alors que le grain se déchire, à maintes reprises, au fur et à mesure que la croissance progresse, Dans une première étape de cristallisation, un "pont de grenat" à texture colonnaire se forme entre les deux parties du grain déchiré. il y a ainsi cicatrisation immédiate de la déchirure, du moins tant que la vitesse d'ouverture des fissures reste inférieure à la vitesse de cristallisation.
Au cours du processus, de minuscules gouttelettes de solution fluide sont piégées sur les surfaces de la fracture du grain, formant ainsi cette turbidité laiteuse linéaire, qui apparaît telle une âme à l'intérieur des cristaux limpides d'hessonite.
À un instant donné, la croissance de la face allongée n'arrive plus à suivre la vitesse d'ouverture de la fissure : les ponts restent alors brisés sanspouvoir être cicatrisés.
Dans une période de cristallisation ultérieure, sans perturbation aucune, une couche d'hessonite limpide vient recouvrir les âmes laiteuses. Ces dernières avaient toujours grandi parallèlement à la direction d'ouverture. D'autre part, l'hessonite limpide qui les enveloppe dans cette croissance secondaire sans contrainte, était basée précisément sur la position cristallographique du grain de grenat originel dans la roche, ce qui a permis de créer des séries complètes d'hessonites à orientation superficielle uniforme.

Des couches de dodécaèdres rhombiques ou des faces icosétraédriques dont l'axe zonal est parallèle à l'axe de l'âme ont pu "fusionner" avec des hessonites individuelles dans le sens longitudinal lors de conditions favorables de formation au cours de l'étape de cristallisation finale. Cette croissance inhabituelle sous une approche matérielle apparemment accrue sur des faces cristallines inclinées, a ensuite produit des formes de distorsion allongées de type prisme, intéressantes.

La bibliographie a permis de constater qu Giovanni STRÜVER avait étudié la croissance excessive en longueur des grenats piémontais bien avant 1900. Dans son étude des "gisements minéraux des Alathales" en 1871, il mentionne brièvement leur présence sur la testa ciarva (au niveau de la mussa) et à la Borne de Brous(ala di stura). Puis en 1900, il a fait une description précise des hessonites de Roche Noire au niveau de la Mussa, sans toutefois mentionner ces âmes, et donc les causes possibles de leur origine.

6.4.4. Autres sites – autres formes

Avec grande amerturme, aujourd'hui, toute collecte de minéraux est strictement interdite, dans les sites intéressants situés dans le Piémont, comme le précisent des panneaux installés sur place.
Néanmoins cela ne signifie pas que la richesse des habitus d'hessonite est proche d'être épuisée.

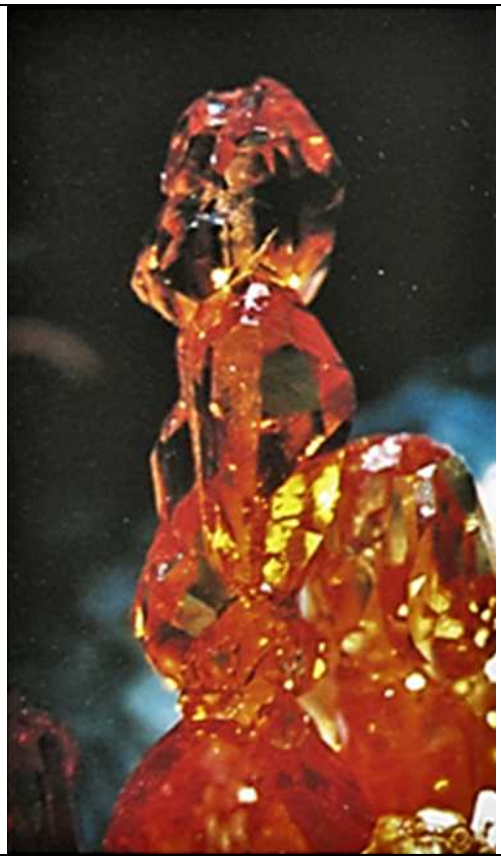
Heureusement, il existe, bien que plus rares et plus petits, des cristaux d'hessonite à petites faces, "dispersées" sur le Vésuve. Tout comme les hessonites décrites jusqu'à présent ont des axes "allongés, celles-ci montrent des axes de symétrie quaternaires, ternaires ou binaires, fortement "raccourcis". Giovanni STRÜVER décrit dès 1900, de telles découvertes :
« Si l'axe raccourci est binaire, alors, après deux faces de dodécaèdre parallèles, on obtient des cristaux aplatis qui, avec le développement irrégulier des autres faces, prennent souvent une apparence monoclinique ou triclinique.
Si, cependant, l'axe raccourci est quaternaire, alors ceux qui sont aux extrémités le sont également. Les faces sont plus étendues, tandis que les faces centrales sont complètement supprimées ou réduites à des bandes étroites. Sur ces derniers cristaux, on observe les faces d'un cube {100} et d'un cube pyramidal {210} très élargi, dominant parfois les formes simples habituelles».

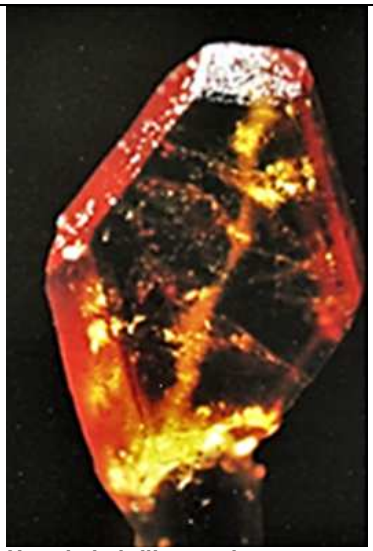
Parmi les rares hessonites plates observées à ce jour, un seul cristal sufisamment limpide a présenté une âme bien marquée, tous les autres ont une apparence trop dépolie. Le cristal gemme est aplati selon l'axe binaire et allongé dans la direction de l'axe de l'âme.

Attention, seuls quelques cristaux plats sont de vrais habitus applatis ; il peut aussi y avoir des fragments brisés puis cicatrisés.

Enfin, les hessonites à âme n'existent pas seulement dans le Piémont. Il y a eu une découverte dans le mur noir à Hollersbachtal (Norbert KLOSE, Gunzenhausen). Une découverte similaire a également eu lieu dans le comté de Grossklenau, dans le district de Tirschenreuth, Oberpfalz (collection karl PRÖPSTL, Kür), mais qui est malheureusement trop floue pour dévoiler son âme.

Un agrégat de cristaux de type 1b avec allongement et âme: longueur 6 mm de Alpe delle frasse





Un crisdtal d'hessonite avec 1 axe quaternaire et deux plans miroirs, de l'Alpe delle frasse

Figure 460 : Val d'Ala : Hessonites à âme, extralapis N°9, die mineralien der granat gruppe

Pour rappel, il existe également des tsavorites à âme, provenant de Tanzanie, qui peuvent mesurer plusieurs centimètres, comme présentées dans le livre de ce recueil, sur la joaillerie.

6.5 Pétrologie

6.5.1. Composition chimique des rodingites

A défaut de disposer d'analyses chimiques d'échantillons récoltés sur site, une approche qualitative des compositions des roches va nous permettre d'aborder la rodingitisation des roches du Pian della Mussa.
Hormis certains échantillons composés uniquement de chlorites, on peut estimer que la répartition des échantillons est la suivante :

	Echantillons roses – oranges	Echantillons roses – verts	Echantillons verts
% du volume global	95 %	4 %	1 %
Grossulaire / Andradite	60 %	45 %	10 %
Diopside	35 %	50 %	50 %
Clinochlore	5 %	5 %	40 %

Il est à souligner que la composition moyenne qui en résulte correspond au domaine de composition des rodingites défini par Coleman (1977).

6.5.2. Absence de fer

La principale inconnue du mécanisme de rodingitisation du site du Pian della Mussa réside dans la distribution du fer.

La serpentinisation s'accompagne de la formation de magnétite. Ce minéral a une structure spinelle et devrait s'écrire logiquement $Fe^{II}O\text{-}Fe^{III}{}_2O_3$. La magnétite a donc la particularité chimique de contenir simultanément les cations de degré d'oxydation +II et +III du fer.

On trouve assez aisément de la magnétite sur le site de Roch Neir mais pas dans le site de Testa Ciarva où le métamorphisme a atteint un degré supérieur. Ce fer de la magnétite a donc dû être redistribué puis recombiné lors de la rodingitisation.

La couleur brune des vésuvianites, ainsi que le vert profond du clinochlore, indiquent que ces minéraux sont essentiellement magnésiens. Or, comme le magnésium et le fer II sont toujours en substitution $MgFe_{-1}$ dans les minéraux, il semble donc que le fer II ne soit présent qu'en faible teneur sur le site de la Testa Ciarva. Deux alternatives à cet état, soit il n'est présent qu'en faible teneur dans la roche mère mantellique, soit les fluides hydrothermaux l'ont extrait des roches vertes vers les calcschistes.

Le fer III libéré par les magnétites, quant à lui, a pu soit accompagner le fer II, emporté par les fluides hydrothermaux, soit se combiner avec le calcium provenant des calcschistes et la silice pour former des grenats andradites $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$.

La littérature présente davantage les grenats du Val d'Ala comme étant des andradites plutôt que des grossulaires hessonite, pour Roch Neir en particulier (cf. mineralipiemonte), alors que les sites de vente parlent plutôt de grossulaires hessonite.

Si l'on se réfère aux analyses effectuées par Rossman et Aines (cf. La couleur des grenats) sur les grossulaires. Il apparaît que les grenats de Ligurie et du Piémont dont ceux du Val d'Ala ont des compositions correspondant à :

$$(Ca_{2.8\text{-}2.9}, Fe^{II}{}_{0.1}) (Al_{1.1\text{-}1.7}, Fe^{III}{}_{0.3\text{-}0.8}) [Si_{2.9\text{-}3.0} O_4]_3$$

Et plus particulièrement pour le Val d'Ala : $(Ca_{2.86}, Fe^{II}{}_{0.09}) (Al_{1.74}, Fe^{III}{}_{0.25}) [Si_{3.0} O_4]_3$

Cette composition est à rapprocher de celle des hessonites d'Asbestos : $(Ca_{2.93}, Fe^{II}{}_{0.03}) (Al_{1.96}, Fe^{III}{}_{0.06}) [Si_{2.98} O_4]_3$

En outre, les grenats de couleur rouge orangé italiens extraits de rodingite du grupo di Voltri ont pour composition : $(Ca_{2.05}, Fe^{II}{}_{0.90}) (Al_{1.80}, Fe^{III}{}_{0.16}) [Si_{2.96} O_4]_3$

Ref	Couleur	Origine	Analyse et Formule des grossulaires											IR %pds
			Ca	Mg	Fe2+	Mn	Al	Fe3+	Cr	V	Ti	Si	H	H2O
1326	Orange	Val d'Ala, Piemont, Italie	2,86	0,04	0,09	0,01	1,74	0,25	0,00	0,00	0,02	3,00	Na	0,37
936	Orange	Bric Camula, Cogoleto, Liguria, Italie	2,92	0,00	0,08	0,00	1,05	0,84	0,00	0,00	0,11	2,99	Na	1,26
1360	Orange	metarodingite basaltique, massif de Voltri, Italie	2,87	0,02	0,09	0,02	1,47	0,48	0,00	0,00	0,05	2,88	Na	0,85
1327	Orange	Sciarborosca, Ligurie, Italie	2,74	0,03	0,20	0,03	1,66	0,29	0,00	0,00	0,05	2,99	Na	0,47
1359	Rouge Orange	iron gabbro metarodingite, gruppo di Voltri , Italie	2,05	0,03	0,90	0,02	1,80	0,16	0,00	0,01	0,03	2,96	na	0,28
53	Orange pale	Asbestos, Quebec, canada	2,93	0,00	0,03	0,04	1,96	0,06	0,00	na	0,00	2,98	Na	0,30

Table 27 : Analyses et formule de grenats grossulaires Rossman et Aines,
Le tableau est segmenté en $X^{2+}{}_3$ $Y^{3+}{}_2$ $Si_3 O_{12}$, en insérant les éléments de substitution Ti, V, Cr.

Ainsi, la couleur orange à orange rouge des grenats du Val d'Ala montre que ce sont en fait des grossulaires hessonite avec une solution solide de 12 % d'andradite. La coloration rouge de certaines hessonites est due à la présence de quelques pourcentages d'almandin en solution solide ; l'andradite n'ayant que peu d'influence sur la coloration des grenats.

Il s'avère donc que le site est réellement pauvre en fer.

6.5.3. Rodingitisation

L'extrême abondance du site en serpentine de couleur vert foncé vient corroborer la conclusion précédente relative à la pauvreté su site en fer. La roche mère doit donc avoir une composition proche du pôle limite F (du diagramme ACF), principalement constituée de MgO + SiO_2, à savoir $Mg_6[(OH)_8/Si_4O_{10}]$.

Cette serpentine s'est formée par hydratation des ophiolites de la mer Thetys. Lors de la subduction de cette lithosphère océanique il y a environ 65 à 40 Ma environ, les serpentines ont été métamorphisées sous des pressions et des températures correspondantes aux faciès de schistes verts et des amphibolites, soit à des pressions de 3 à 8 kbar pour des températures de 300 à 500 °C.

Sous ces conditions de pression et température, les serpentines se sont déshydratées et les calcites des calcschistes se sont décarbonatées, libérant ainsi des fluides H_2O et CO_2, facteur d'échanges d'éléments chimiques. Ces fluides hydrothermaux ont alors apporté au sein des serpentines, des éléments provenant des calcschistes et phyllades avoisinants, Ca et Fe-Al principalement : formés par dépôts organiques sous-marins, les radiolarites, ces sédiments sont constitués essentiellement de calcaire et renferment une certaine quantité de fer provenant des organismes animaux.

En outre, sous ces conditions hydrothermales, l'activité de la silice est élevée et permet ainsi la recombinaison minéralogique des silicates.

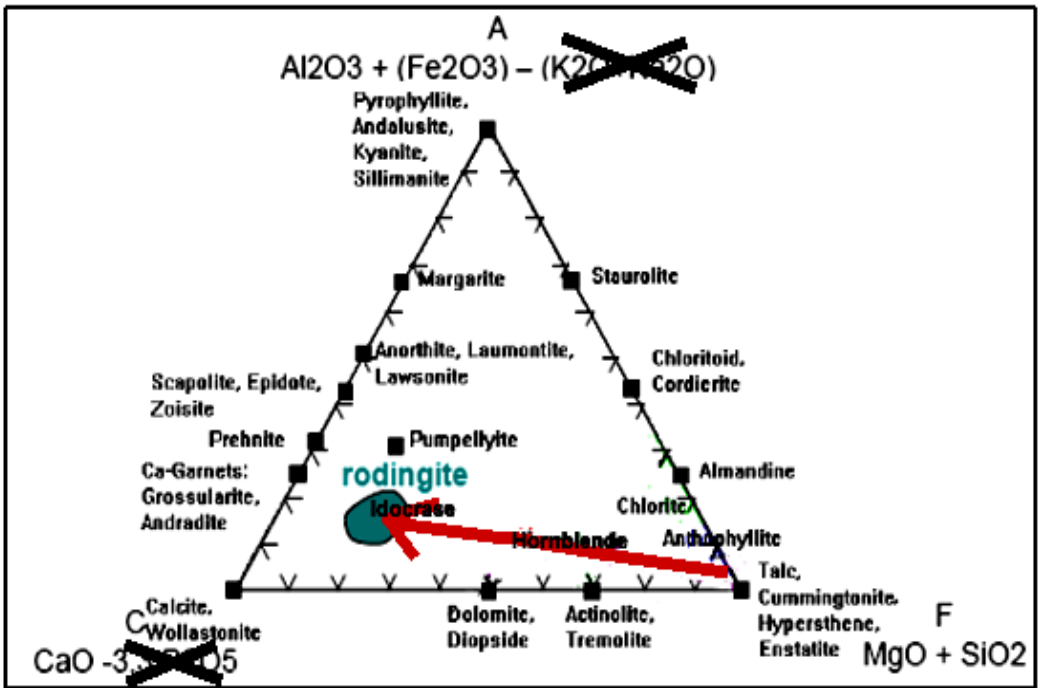


Figure 461 : Val d'Ala : Evolution de la composition des serpentines au cours de la rodingitisation Domaine de composition des rodingites défini par Coleman (1977)

La composition des serpentines a pu fortement s'enrichir en calcium et dans une moindre mesure en fer-aluminium, et la métasomatose des serpentines est alors intervenue selon les réactions :

$$\underset{\text{Serpentine}}{Mg_6[(OH)_8/Si_4O_{10}]} + 6\ CaCO_3 \longrightarrow \underset{\text{Diopside}}{CaMg\ Si_2O_6}$$

$$\underset{\text{Serpentine}}{Mg_6[(OH)_8/Si_4O_{10}]} + CaCO_3 + Fe_2O_3 \longrightarrow \underset{\text{Andradite}}{Ca_3Fe_2(SiO_4)_3}$$

$$Mg_6[(OH)_8/Si_4O_{10}] + CaCO_3 + Al_2O_3 \longrightarrow Ca_3Al_2(SiO_4)_3$$

Serpentine — Grossulaire hessonite

La chlorite a la même composition que la roche mère.

6.6 Conclusion

Parmi les roches basiques à ultrabasiques, donc sous-saturées en SiO_2, les métagabbros ont pu donner par métasomatose via les serpentines, des roches particulières appelées rodingites dans lesquelles la silice se présentent sous la forme de silicates calciques.
Cette métasomatose se traduit par la formation de spectaculaires rubaneries constituées de grenatite, de diopsidite, de vésuvianite ou de chloritite. Au Pian della Mussa, ce rubanement s'observe à différentes échelles, métriques ou plurimétriques. Ces roches sont situées en rive gauche du torrent Stura di Ala, et constituent les premiers escarpements en versant sud.
Les roches intéressantes sont de compositions basiques à ultrabasiques caractéristiques de l'ancienne croûte océanique existant avant subduction puis formation des reliefs alpins. Cette dernière a été écrasée, laminée lors des déformations majeures alpines responsables de cette disposition en lambeaux.

De nos jours et ce, depuis des dizaines d'années, le val d'Ala est toujours source de réjouissances aussi bien par le cadre enchanteur (cascades et eau minérale, sommets escarpés aux neiges quasi éternelles, myriades de fleurs et associations minérales sans pareil).
Je vous invite donc à y séjourner quelques jours pour découvrir toute la richesse de ce site.

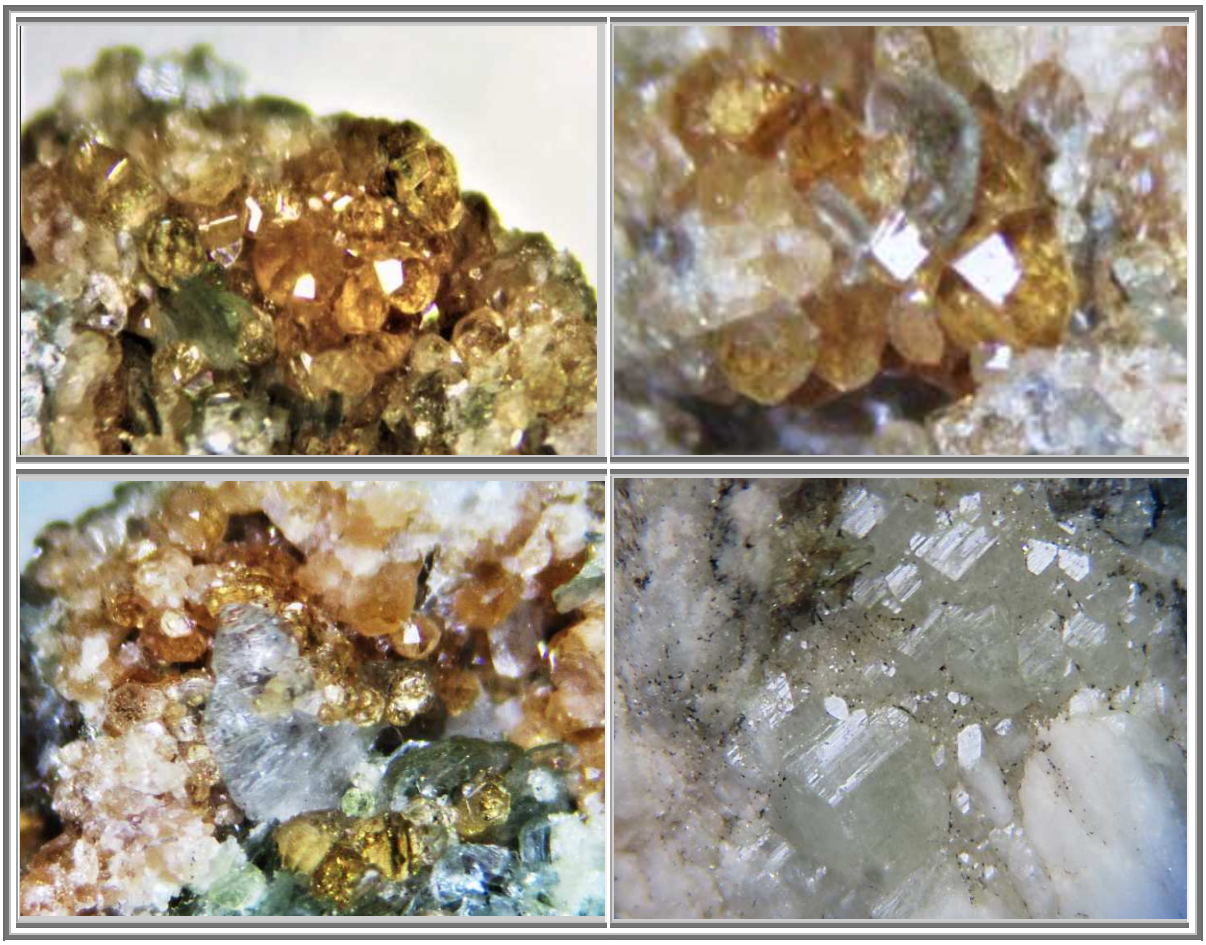


Photo 58 : Val d'Ala : Grossulaires de rodingites dont les derniers incolores

7. GRENATS DES SUTURES OPHIOLITIQUES ALPINES

7.1 Chronologie

Les « sutures ophiolitiques » sont les vestiges d'une fermeture océanique par collision, puis de la formation d'une chaîne de montagnes, comme les Alpes et l'Himalaya.
A la frontière entre les Alpes françaises et italiennes (Queyras, mont Viso, Saint Véran (05), Haute Maurienne (Bessans (73))), les ophiolites, sont des reliques du plancher océanique de la Téthys alpine, et ce sont formées il y a environ 160 millions d'années ; leur obduction sur la lithosphère continentale est un épisode de l'orogenèse alpine .
Celles de Chamrousse, au-dessus de Grenoble, sont nettement plus anciennes. Elles remontent à l'orogenèse hercynienne, il y a 500 millions d'années.

Par la suite, les gabbros serpentinisés se sont transformés par rodingitisation, pour former des grenats.

Figure 462 : Chamrousse : Panorama vers les lacs Roberts depuis la croix de Chamrousse
Vue sur les ophiolites et la chromite du Manqué, qu'il ne faut surtout pas…
Les lacs Roberts se sont formés dans la serpentinite, roche facilement érodable.

L'ophiolite de Chamrousse provient de la fermeture soit de l'océan Rheïc, soit de l'océan Galice-Massif-Central, qui finalement a conduit à la formation du supercontinent Pangée. Si la plus grande partie de ces océans a disparu lors de la subduction qui a rapproché les différents continents, une petite partie a n éanmoins été préservée sous la forme de cette ophiolite dans la chaîne Hercynienne. Cette ophiolite a ensuite survécu à la disparition de la chaîne hercynienne pour se retrouver sur le bord d'un continent lorsqu'un nouvel océan s'est ouvert : l'océan alpin.

Suite à la subduction de cet océan alpin, la collision entre l'Apulie (l'actuelle Italie) et l'Europe déforme le bord du continent européen, que l'on appelle une marge passive. Cette collision soulève un des blocs basculés qui se trouvait alors sur la bordure du continent européen. Ce bloc basculé forme aujourd'hui le massif de Belledonne, dans lequel se trouve l'ophiolite de Chamrousse.

Figure 463 : Saint-Véran : Exemple de bloc de serpentine d'un très joli vert

7.2 Ophiolite de Chamrousse : Constitution

Cette serpentinite, facilement érodable, va former des dépressions dans lesquels se développent les nombreux lacs de la région tels que le lac Achard ou les lacs Robert.

Au-dessus de la serpentinite se trouvent des gabbros. Les Gabbros de Chamrousse présentent une diversité de faciès et de minéralogie très intéressante, avec notamment une foliation largement répandue, qui témoigne d'une déformation à chaud dans la chambre magmatique : ce sont des gabbros lités.

D'autres zones très riches en minéraux ferromagnésiens témoignent d'une différenciation magmatique importante.

L'ophiolite de Chamrousse donne donc un aperçu très complet des différents processus physico-chimiques à l'oeuvre au niveau de la dorsale media-oceanique.

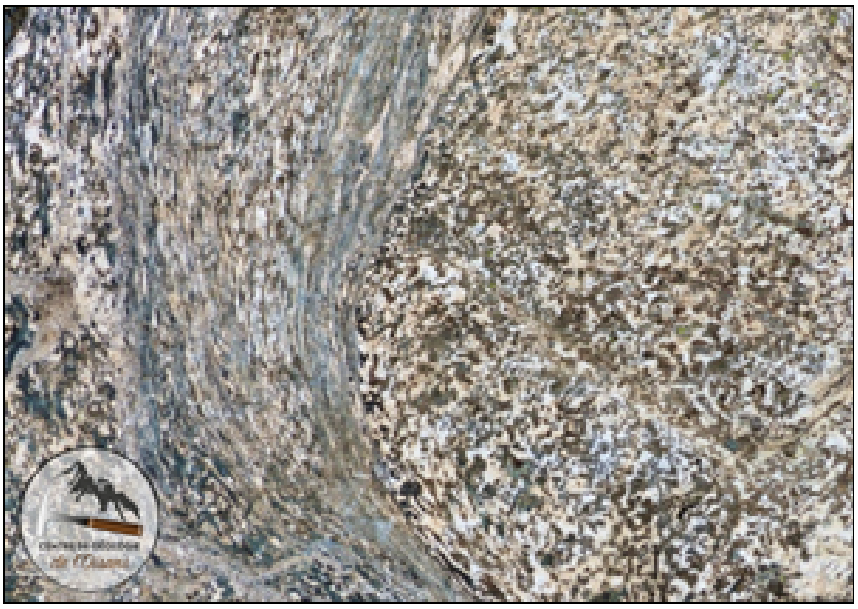


Figure 464 : Chamrousse : Gabbro de Chamrousse présentant un foliation acquise à chaud

Figure 465 : Chamrousse : Gabbro de l'Ophiolite de Chamrousse.
En blanc les feldspaths, en vert la hornblende et en brun les pyroxènes.

La serpentine provient du métamorphisme hydrothermal de la péridotite du manteau. : l'olivine, le minéral principal de la péridotite, se transforme en serpentine, apparaôit également des amphiboles (trémolite et autres…).

Dans cette serpentinite se trouve également un autre minéral particulier : la Chromite $FeO\text{-}Cr_2O_3$. Cet oxyde de Fer et de Chrome de structure spinelle se forme dans le manteau lors de la fusion partielle de celui-ci. C'est le minéral auprès duquel on trouve des uvarovites.

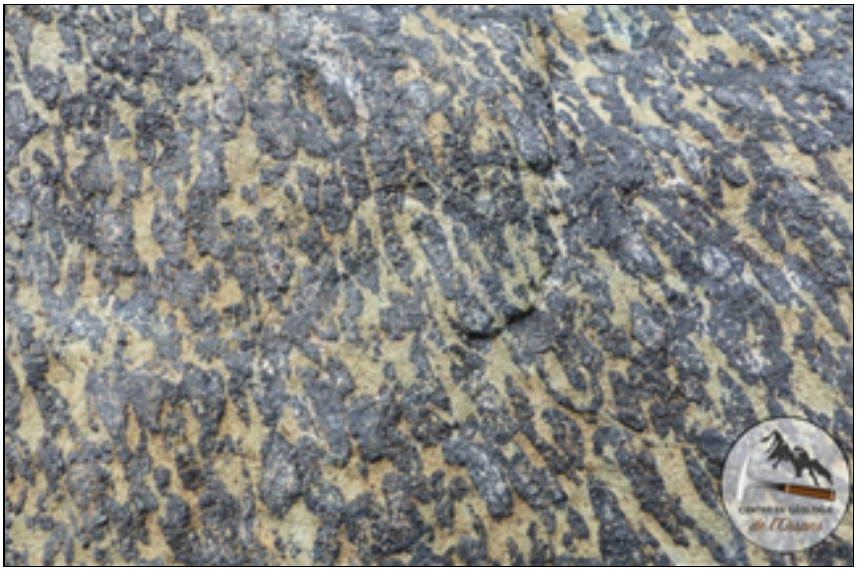


Figure 466 : Chamrousse : Chromite dans la serpentinite

Au-dessus de ces gabbros se trouve un petit complexe filonien bien marqué, avec toute une série de filons de basaltes qui s'entrecoupent, certains présentant de gros phénocristaux de feldspath, d'autres non.

7.3 Formation du Queyras

Au Crétacé supérieur, il y a environ 110 Ma, l'Apulie et l'Europe, les deux continents qui bordaient l'Océan Alpin ont commencé à se rapprocher. Ce rapprochement est associéà la subduction de l'Océan Alpin sous l'Apulie.
Les sédiments qui s'étaient déposés sur la croute continentale sont raclés par le continent et s'accumulent à sa bordure pour former un prisme d'accrétion. De petits morceaux de la lithosphère océanique sont également arrachés et incorporés aux sédiments. L'ensemble est ensuite rapidement entrainé en profondeur, entrainant un métamorphisme HP-BT. L'arrivée de nouveaux sédiments sous les roches précédentes pousse ces dernières vers la surface, générant ainsi l'exhumation des roches profondes jusqu'à la surface.

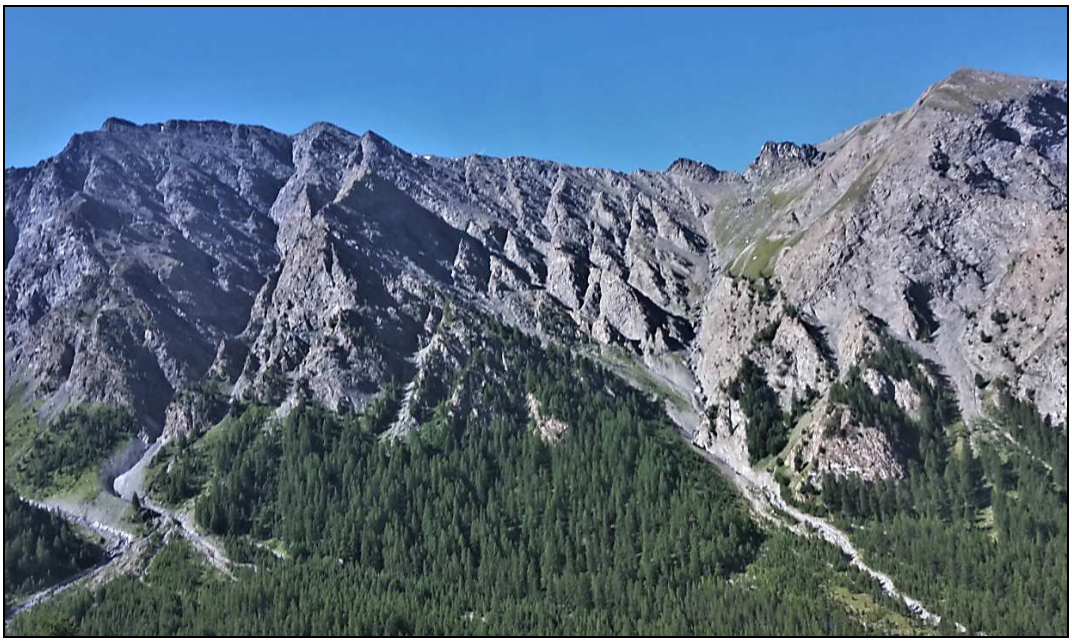


Figure 467 : Saint-Véran : Schistes lustrés face au village

Figure 468 : Saint Véran : Schistes lustrés : Chapelle de Clausis

7.4 Géologie du Queyras

La géologie de l'est du massif du Queyras est constitué de « schistes lustrés » et de quelques morceaux de lithosphère océanique métamorphisée.

Les « schistes lustrés » sont des calcoschistes, c'est-à-dire d'anciens sédiments marins (ou océaniques) composés d'un mélange de calcaires et d'argiles. Ces sédiments ont ensuite été métamorphisés par un accroissement de la pression et de la température. Cette augmentation traduit un enfouissement des roches et est associée à une déformation, déformation qui entraine une organisation des différents minéraux sur des plans, formant ainsi un schiste.

Les morceaux de lithosphère océanique sont emballés dans les schistes lustrés et mesurent quelques mètres à quelques centaines de mètres (quelques kilomètres pour les plus gros). Le métamorphisme de cette lithosphère traduit des conditions de métamorphisme HP-BT caractéristique d'un enfouissement rapide des roches.

Pour des raisons géométriques, l'enfouissement et l'exhumation sont plus forts à proximité du continent qu'à proximité de l'océan. Les roches ayant atteint les profondeurs les plus importantes se retrouvent donc à l'est du Queyras et en Italie. Cette tendance est très clairement visible dans les estimations de pressions et de températures réalisées sur les roches du Queyras. Les roches de l'ouest du Queyras ont atteint une profondeur de 25 km pour 300°C soit un début de métamorphisme dans le faciès des schistes bleus. Les roches situées à l'est ont quant à elles atteint une profondeur de 43 kilomètres pour une température de 450°C, soit des conditions de métamorphisme à la limite entre les schistes bleus et les éclogites.

Plus à l'est encore, en Italie, au massif du Viso et la région de Dora Maira, des conditions de métamorphisme encore plus importantes ont été décelées.

Le massif du Queyras est donc constitué de roches qui se sont accumulées dans un prisme d'accrétion en bordure du continent Apulien lors de la subduction de l'Océan Alpin. La géologie du Queyras, ce petit, mais très beau massif, est donc un témoignage exceptionnel de la disparition de l'Océan Alpin.

8. GRENATS DE BESSANS

Continuant le complexe ophiolitique du val di Ala coté français de la frontière transalpine, au nord de la commune de Bessans, il existe un petit affleurement du substrat ophiolitique.

Figure 469 : Bessans : Vue sur les deux affleurements
Les gabbros serpentinisés apparaissent en brun sur les roches gris-clair que sont les schistes lustrés

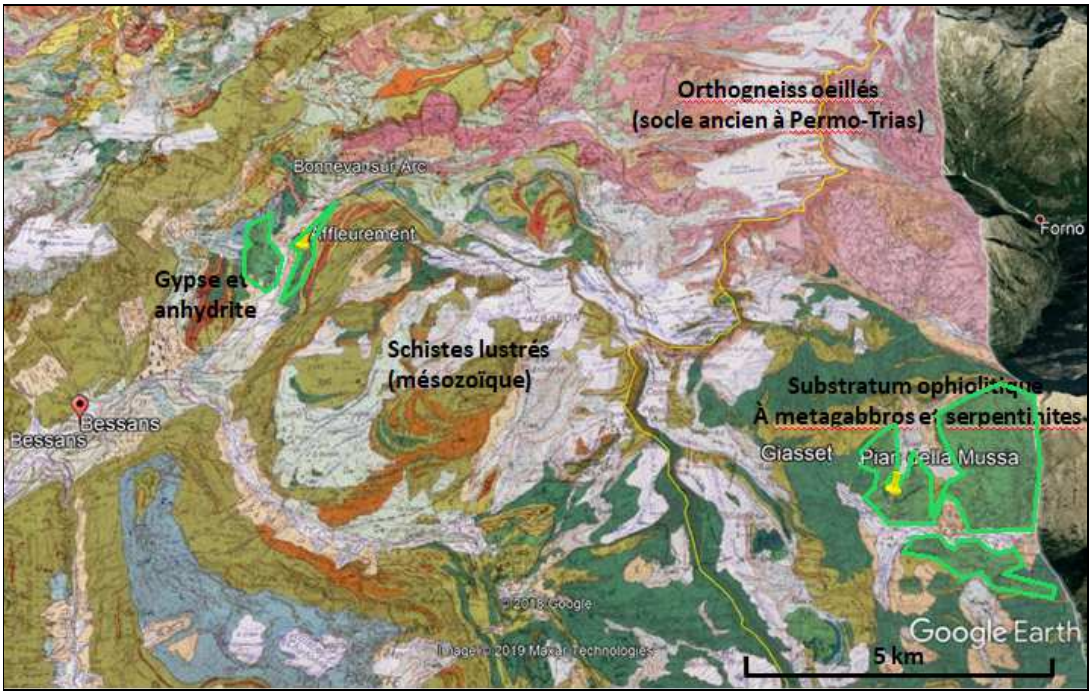


Figure 470 : Bessans : Carte géologique et localisation de l'affleurement

Il appartient au même système que celui du versant italien de la Balme, mais est exhumé de l'autre côté des schistes lustrés, comme l'indique la coupe géologique.
Cet affleurement est très limité dans l'espace. Il est situé sur la départementale 902, sur la rive de l'Arc, tout près du lieu-dit Bériond.
On y trouve également les minéraux précédemment décrits dans le val di ala, tels que diopside incolore à vert et hessonites orange à rouge, gemmes, dans du clinochlore ou de la calcite.

8.1 Histoire d'une découverte

Lilian Robert Schaub, dans le Règne Minéral n°61 a décrit comment il a trouvé des grenats de formes rhomboédriques bien rouges, associés à des clinochlores au vert foncé et autres titanites de couleur rosés. Mais surtout aux vésuvianites bien formées, en cherchant dans les éboulis à gros blocs.
Plus haut dans les éboulis, avec son comparse, ils pont trouvés des grenats de 1,5 cm de diamètre de dodécaèdres rhomboïdaux aux arêtes parfois tronquées. Un cristal de 3 cm de diamètre a été sorti, bien que celui-ci soit partiellement ébréché, la taille est néanmoins incroyable.

Leurs cueillettes du jour ont consisté en plus de ces grenats aux dimensions exceptionnelles, en vésuvianites en prismes quadratiques de 3 à 5 mm parfaitement nets de couleur brun rouge à brun miel, et autres vésuvianites, plus grandes mais de moindre qualité, de grenats jaune verdâtre à incolores et très brillants ainsi que des chlorites.

Figure 471 : Bessans : Andradite - Grossulaire sur diopside
Diamètre 12 et 10 mm, coll. E. Asselborn diamètre 20 mm, coll. L.R. Schaub, LRM n°61

8.2 Pétrographie

L'intérêt de ce site réside en ses grenats bien rouge sur des cristaux de diopside en cristaux blanc-verdâtre.
Il s'agit des mêmes rodingitesque sur l'autre versant du val di ala, mais en quantité bien moindre.

Le clinochlore peuit être présent avec le diopside et le grenat, mais on peut également le trouver en cristaux pluricentimétriques enchassés dans de la calcite. Leur forme est une superposition de plans hexagonaux.

Des blocs de magnétite massive de dizaines de centimètres sont représentatifs de l'origine ophiolo-serpentinique du site. Il est également possible de trouver de la magnétique en petits octaèdres.

8.3 Composition des grenats

Une analyse effectuée sur l'un de ces grenats de Bessans, à la microsonde VAMEBAX de l'Université d'Orléans a défini qu'il s'agissait d'une andradite (Fe+Mn > Al) mais très proche de la frontière avec le grossulaire (Al > Fe + Mn). Bien qu'un seul échantillon ne définisse pas, à lui seul, une composition moyenne, E. Marcoux a défini comme composition du grenat de Bessans : $Ca_3\ (Fe_{1,02}Al_{0,93}Mn_{0,05})\ (SiO_4)_3$.

Le pyroxène associé est un diopside légèrement ferrifère.

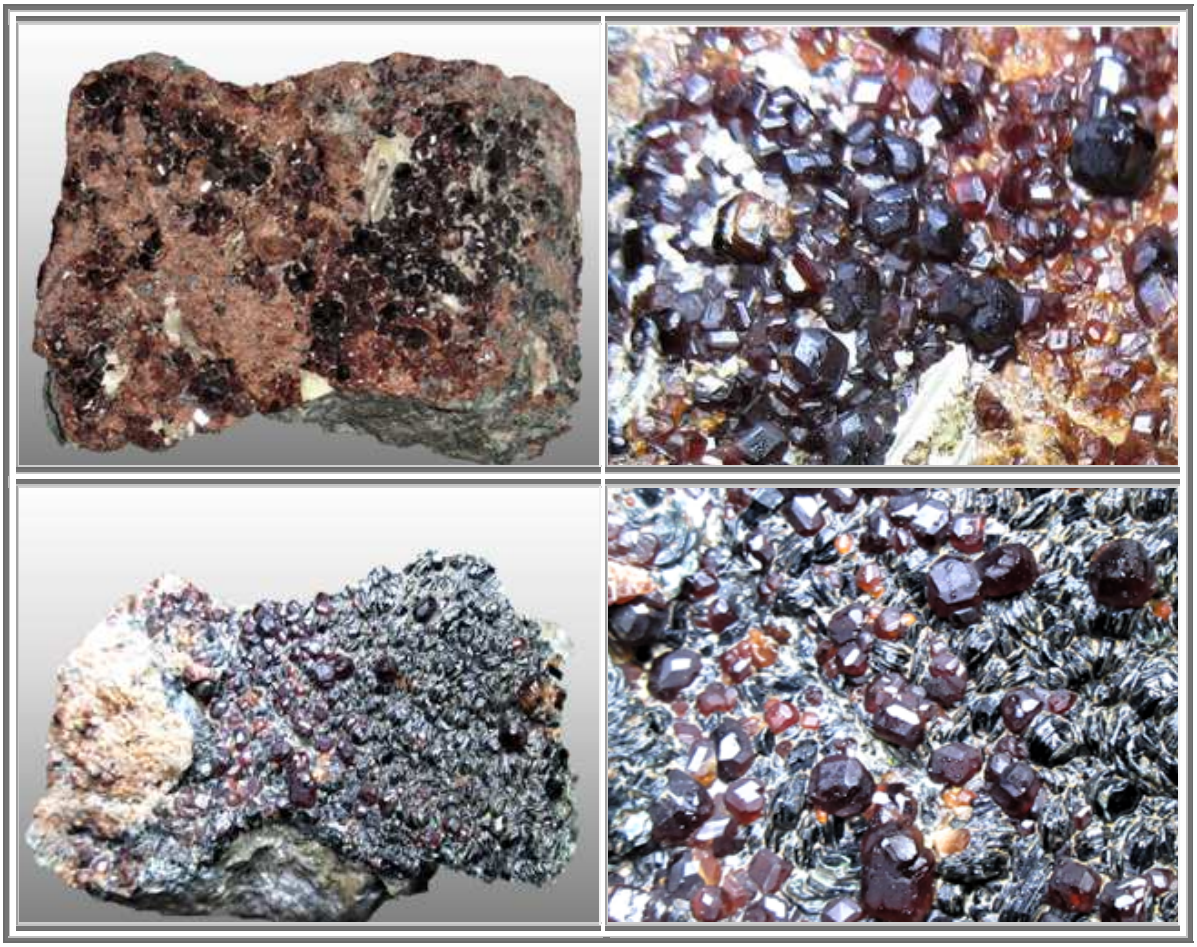


Figure 472 : Bessans : Andradite-Grossulaire et clinochlore, 80 mm, n°582 et 583 (anciens recto verso séparés)

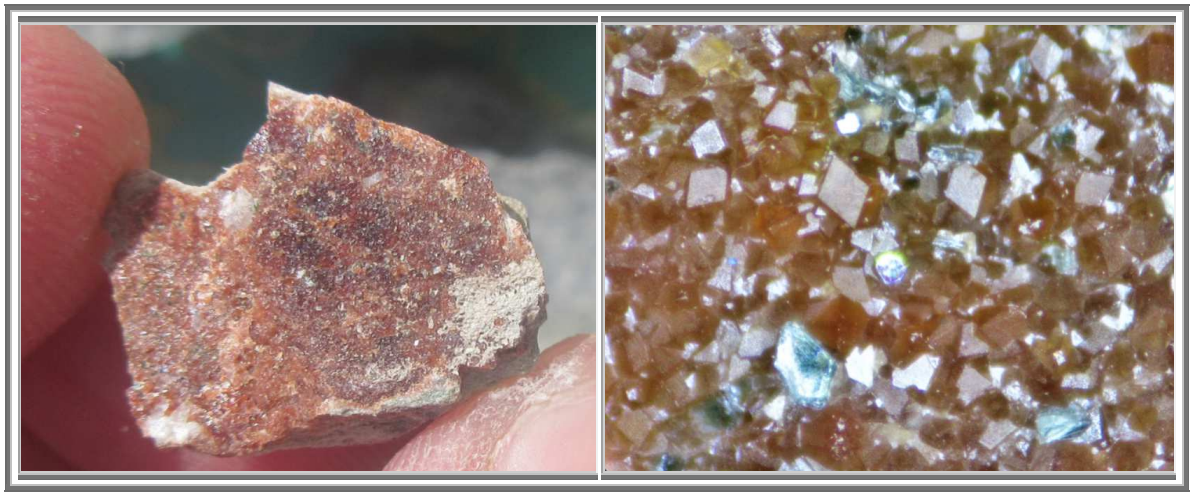


Figure 473 : Bessans : Andradite-Grossulaire et Clinochlore, 20 mm, n°1201

8.4 Biréfringence

Lorsque je suis allé dans les éboulis de Bessans, je n'ai pas eu la chance de trouver des grenats pluricentimétriques. Néanmoins, j'ai trouvé une petite plaque dont les cristaux d'hessonite sont particulièrement brillants, et forts intéressants sous la binoculaire.

Les cristaux de grenats sont extrêmements petits. Ils sont essentiellement cristallisés sous la forme du grenatoèdre, mais il y a aussi des grenats 5 à 10 fois plus gros, qui eux, ont la forme de l'icositétrèdre. Et, surtout ces cristaux présentent une biréfrince extrêmement marquée, très semblable à celle des hessonites de Thetford Mines. Leur teinte rappelle également celle des grenats canadiens par leur paleur ; ils tendent néanmoins plus vers le jaune que vers l'orange.

Les autres grenats, de forme grenatoèdrique, sont également gemmes, mais ils ne semblent pas présenter de biréfringence. Malheureusement, les vues sont déjà grossies 90x et je ne peux pas aller au-delà pour le confirmer.

Je vous renvoie donc vers le paragraphe relatif à hessonites canadiennes et à leur biréfringence.

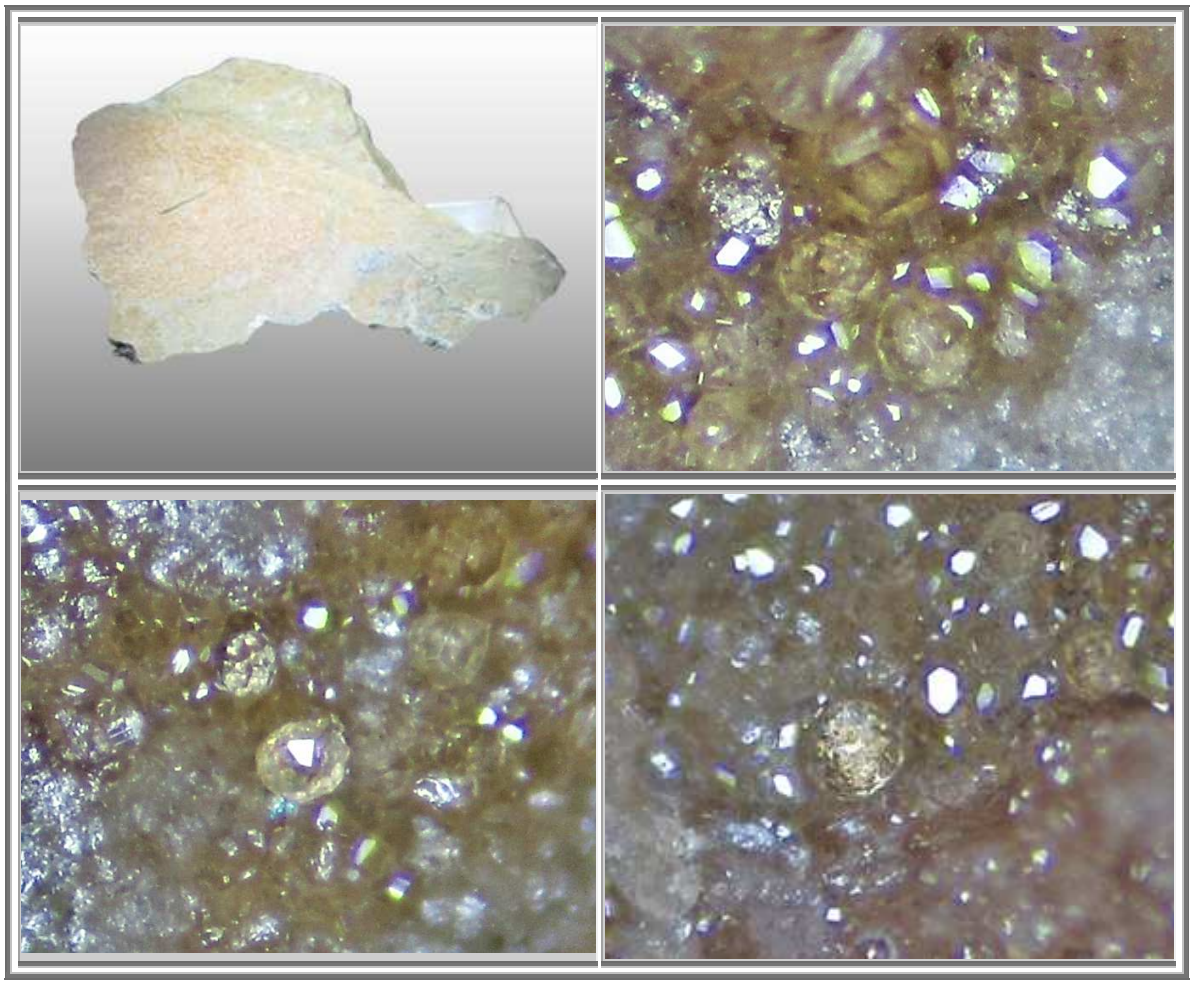


Figure 474 : Bessans : Hessonite biréfringente, 80 mm, n°1199
En haut à droite on voit un cube avec ses arêtes tronquées.
Mais les grenats biréfringents sont plutôt de forme icositétraèdrique

Figure 475 : Bessans : Grossulaire ou Andradite Grossulaire et Diopside

Diopside et Andradite-Grossulaire
Bessans
Copyright Pascal Chollet, mindat

Diopside et Andradite-Grossulaire
Bessans
Copyright Pascal Chollet, mindat

Andradite-Grossulaire
Bessans
Copyright mindat

Diopside et Andradite-Grossulaire
Bessans
Copyright Jacques Valverde, mindat

Figure 476 : Bessans : Andradite-Grossulaire, photos et coll Guillaume Baudry

Andradite-Grossulaire
Bessans

Andradite-Grossulaire
Bessans

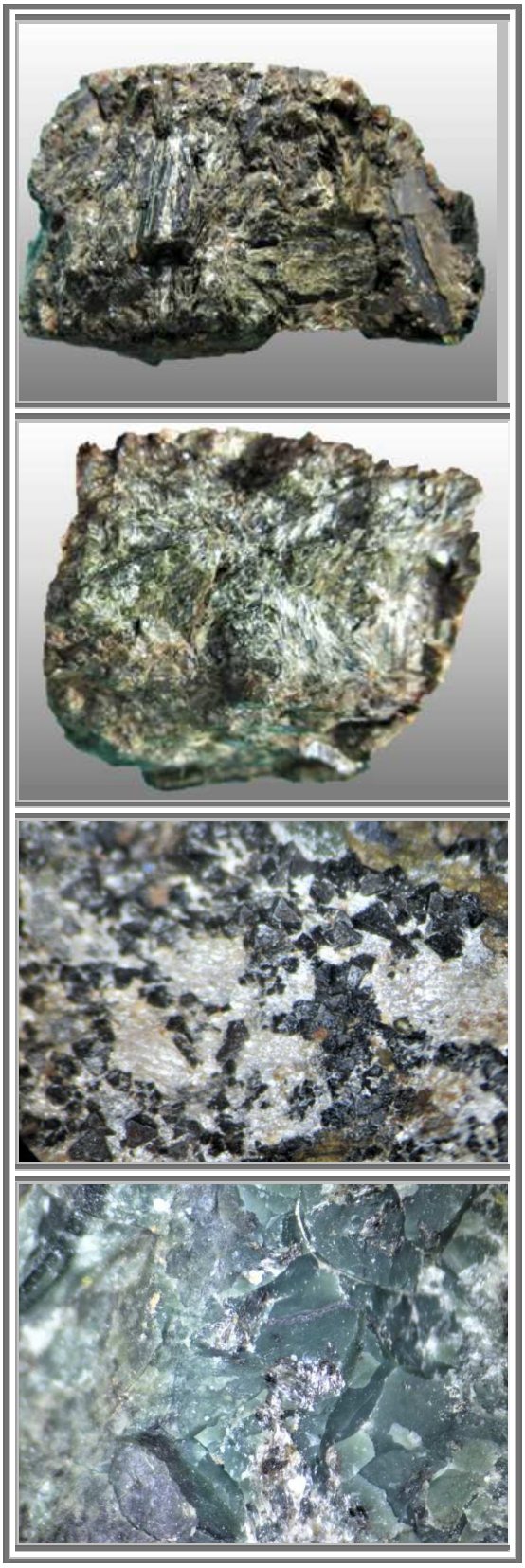
Andradite-Grossulaire
Bessans

Clinochlore
Cristaux 40 mm x diam 10 mm
Bessans

Ceinture de Magnétite
Cristaux 8-13 mm
Bessans

Magnétite octaédrique
Cristaux 1 mm
Bessans

trémolite
vue 15 mm
Bessans



Hornblende et actinote
40 mm
Bessans
Coll. No 1207

Hornblende et actinote
40 mm
Bessans
Coll. No 1207

Magnétite octaédrique et cookeite
Cristaux 1 mm
Bessans
Coll. No 1208

Amphibole ?
vue 15 mm
Bessans

Figure 477 : Bessans : Autres minéraux en associations ave les grenats

9. GRENATS DE SAINT VERAN

9.1 Géologie

La région de Saint Véran est une zone où affleure une suture océanique de l'océan de Piémont-Ligurie.
On y retrouve donc un complexe ophiolitique avec des gabbros chromifères et des péridotites serpentinisées.

Figure 478 : Saint Veran : Chapelle de Clausis et vue sur la Tete de Tiollies et Rocca Blanca

9.2 Gîtologie

Aujourd'hui , on ne peut pas parler de zone de prospection car il est interdit de rechercher des échantillons sur la commune de St Véran depuis 1999. Une nouvelle fois, la bêtise de quelques uns punit l'intelligence de bon nombre de minéralogistes amateurs.
Comme je m'oppose énergiquement à cette mentalité, je ne m'attarderais pas à faire la publicité pour ce village.

A l'entrée du village, il faut laisser sa votiture sur un parking payant, puis traverser le village. Là, deux possibilités s'offrent à nous, soit faire 5,6 km à pied pour atteindre l'ancienne mine de cuivre de Clausis, soit prendre une navette sur 4,5 km. Attention, la navette n'est en activité que jusqu'à 10h10 le matin pour ne reprendre ses aller-retours qu' à 16h00.

De là, un chemin carossable permet de se diriger vers le refuge de la Blanche. Après un raidillon, le dénivelé est faible et ne présente donc aucune difficulté.

Figure 479 : Saint Véran : Carte vue du ciel et carte géologique

Les grenats sont situés dans les zones de péridotites serpentinisées.
Selon les différents échanges que j'ai pu avoir avec diverses personnes, il y aurait plusieurs sites. Et en effet, la nature des roches permet d'en identifier 4 groupes :

1- La zone 1 est située sur le versant en face du village. L'accès aux éboulis est difficile et assez dangereux, d'autant plus que ceux-ci ne parviennent pas jusqu'au bas de la vallée près de la rivière. Je ne m'y suis pas risqué.

2- La zone 2 est en aval de la mine de cuivre. J'y ai vu un joli bloc sur lesquels les grenats sont jaunes-verts en filons, séparés de 8 cm environ. Les cristaux sont inférieurs au millimètre avec des formes de rhombododécaèdres.

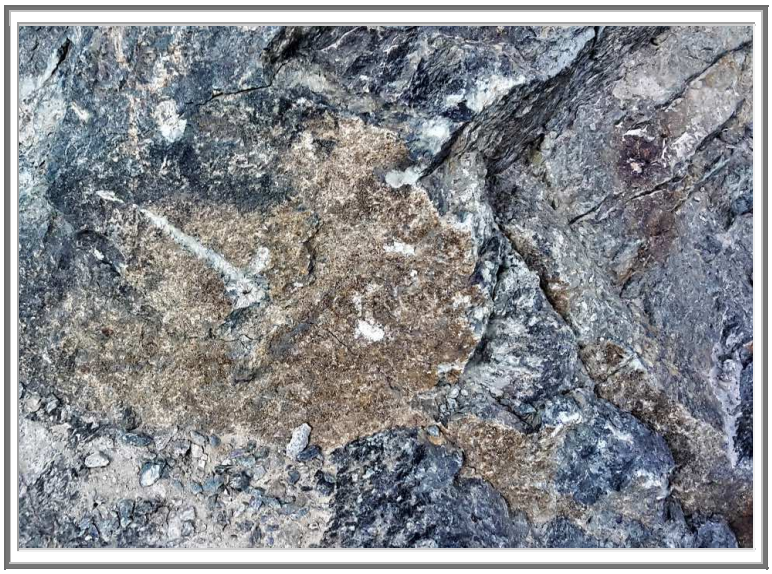


Figure 480 : Saint-Véran : Bloc sur le santier, zone 2 , vue 40 cm environ

3- La zone 3 correspond à une petite falaise en contrebas du refuge. Il n'y a que des gros blocs qu'il n'est pas possible de débiter sans outils. Ce n'est donc pas une zone à prospecter.

4- Le site principal est situé au coeur du cirque au-dessus de Saint-Véran, en direction du col de la Noire. Le premier éboulis de la tête de Longet ne m'a rien montré hormis des carcasses de brebis et des toiles d'araignées.
Plus en amont, j'ai pu trouver des albites blanches et vertes comme sur le mont Viso accompagnées d"amphilbole fibreuse, probablement de la trémolite.

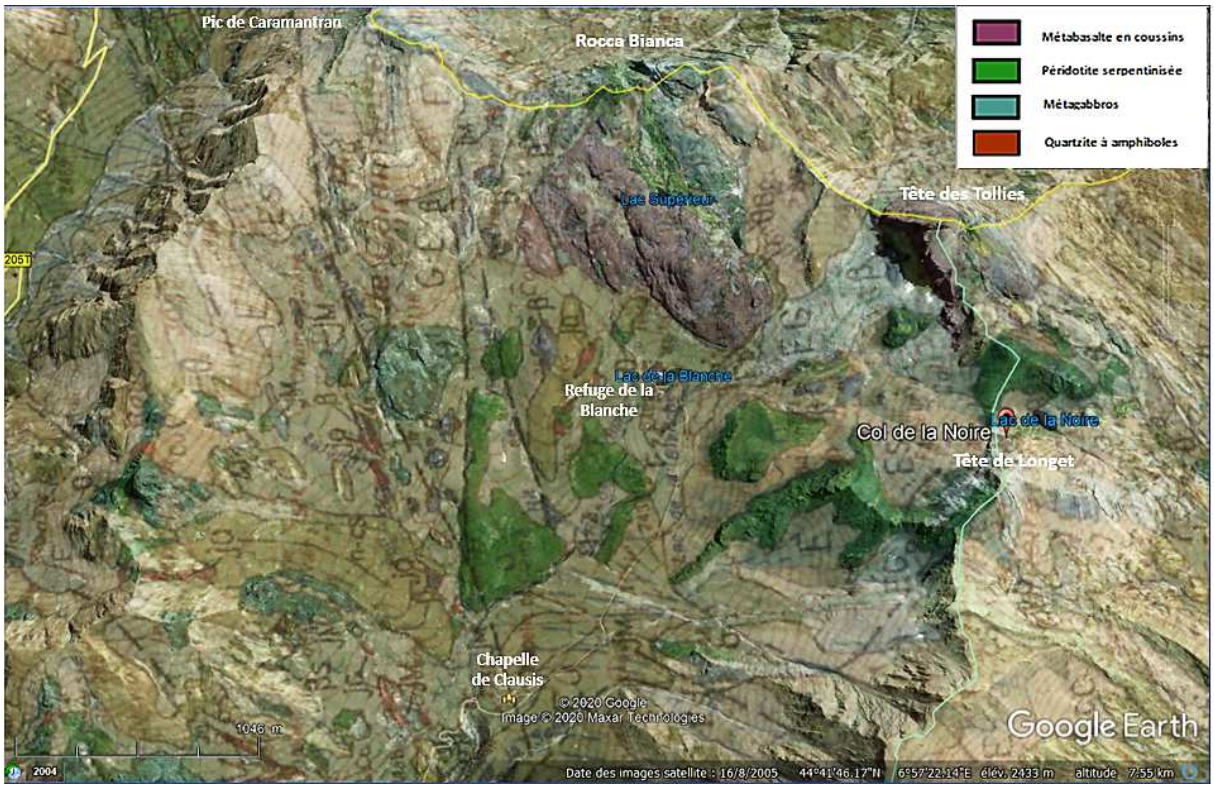


Figure 481 : Saint Véran : Gîtologie
Superposition des zones géologiques sur la photographie du cirque de St Véran
Les grenats sont localisés dans les péridotites serpentinisées (zones vertes)

9.3 Pétrographie - Grenats et associations

Les principaux minéraux que l'on peut trouver sur les hauteurs de St-Véran sont :

- Des grenats, probablement à dominante de grossulaire $Ca_3(Al_x,Fe_{1-x})_2[SiO_4]_3$
- le diopside $CaMg\ Si_2O_6$
- L'albite $NaAlSi_3O_8$

Les grenats se présentent sous la forme de cristaux rhombododécaédriques de quelques millimétres.
Le fer semble peu présent d'après les couleurs des grenats, et les grossulaires sont normalement incolores ou orange pale. Toutefois, les grenats les plus recherchés sont d'un vert bien prononcé dû à la présence de chrome.

Le diopside se présente en aiguilles avec des longueurs de 1 à 5 mm, de couleur pâle à blanche,

L'albite est vert émeraude ou blanche, translucide, et beigne dans la trémolite. La présentation de ces albites est très similaires à celles du mont viso.

9.4 Coloration des grossulaires

Comme précisé dans le livre relatif à la couleur des grenats :

- Colloration idiochromatique inexistante
- Colloration allochromatique facile en rose et en vert clair
- Colloration allochromatique en vert sombre par la présence de Cr III en site octaédrique (qqs %)

A Saint Véran, il est possible, effectivement de trouver des grenats grossulaires colorés en vert vif par la présence de quelques pourcentage de tsavorites. Ce sont les grenats les plus recherchés.
Si l'on compare les tsavorites de Saint Véran et les démantoïdes de Chamrousse, on voit qu'il y a une différence de teinte notable. Les démantoïdes ont cette nuance de jaune-vert en plus, ce qui est logique puisque la couleur prédominante de l'andradite est le jaune-brun..

Sinon la couleur prédominante des grossulaires de Saint-Véran est l'orange.
Au niveau du col de la Noire, les grenats sont parfois incolores: ce sont des grossulaires du pôle limite pur.

9.5 Mine de cuivre

Sinon sur la route entre Saint Véran et la chapelle de Clausis, il y a eu une mine de cuivre ainsi qu'une petite carrière de "marbre vert", en fait constitué d'ophicalcite.
Le minerai est essentiellement constitué de cuivre natif et de bornite (sulfure contenant 63% de cuivre).
Dans cette mine, on a ainsi extrait des paillettes de cuivre natif ce qui est rare. L'extraction donnait du carbonate de cuivre avec la couleur verte en surface (pellicule de malachite).
Dans les éboulis de la mine, on trouve des quartzites riches en aiguilles d'amphibole bleue (glaucophane). On observe parfois une foliation, avec alternance de lits de quartz (blanc) et de glaucophane (bleu sombre). Ces roches correspondent à d'anciennes radiolarites du Jurassique supérieur qui ont été métamorphisées.

Le gisement de cuivre de St Véran est issu d'un ancien plancher océanique qui a subi des filons hydrothermaux sulfurés. L'essentiel de la minéralisation s'est effectué pendant la tectonique alpine, phase au cours de laquelle les fluides hydrothermaux riches en éléments métalliques (dont le cuivre) ont pu circuler dans de nombreuses failles et fractures. La précipitation du cuivre s'est faite préférentiellement entre un niveau de roches magmatiques océaniques (péridotite serpentinisée essentiellement) et un niveau de sédiments métamorphisés en marbres, cipolins et quartzites. Ce niveau, riche en aiguilles d'amphiboles (riebeckite), est imprégné de lentilles de minerai de cuivre.

9.6 Carrière d'ophicalcite

Quelques deux cents mètres après la mine de cuivre, on trouve sur la route une ancienne carrière d'ophicalcite.
L'ophicalcite est une roche correspondant à des serpentinites mantelliques traversées par des filons carbonatés (calcite d'origine essentiellement hydrothermale). La fracturation des serpentinites s'est probablement faite avec une surpression de fluides hydrothermaux favorisant l'éclatement de la roche.
Nota

L'ophicalcite, nommée ophicalce par Brongniart, est un calcaire cristallin composé de calcite et de serpentine. C'est un terme employé en particulier pour les roches sous-marines du manteau océanique (et ophiolites).

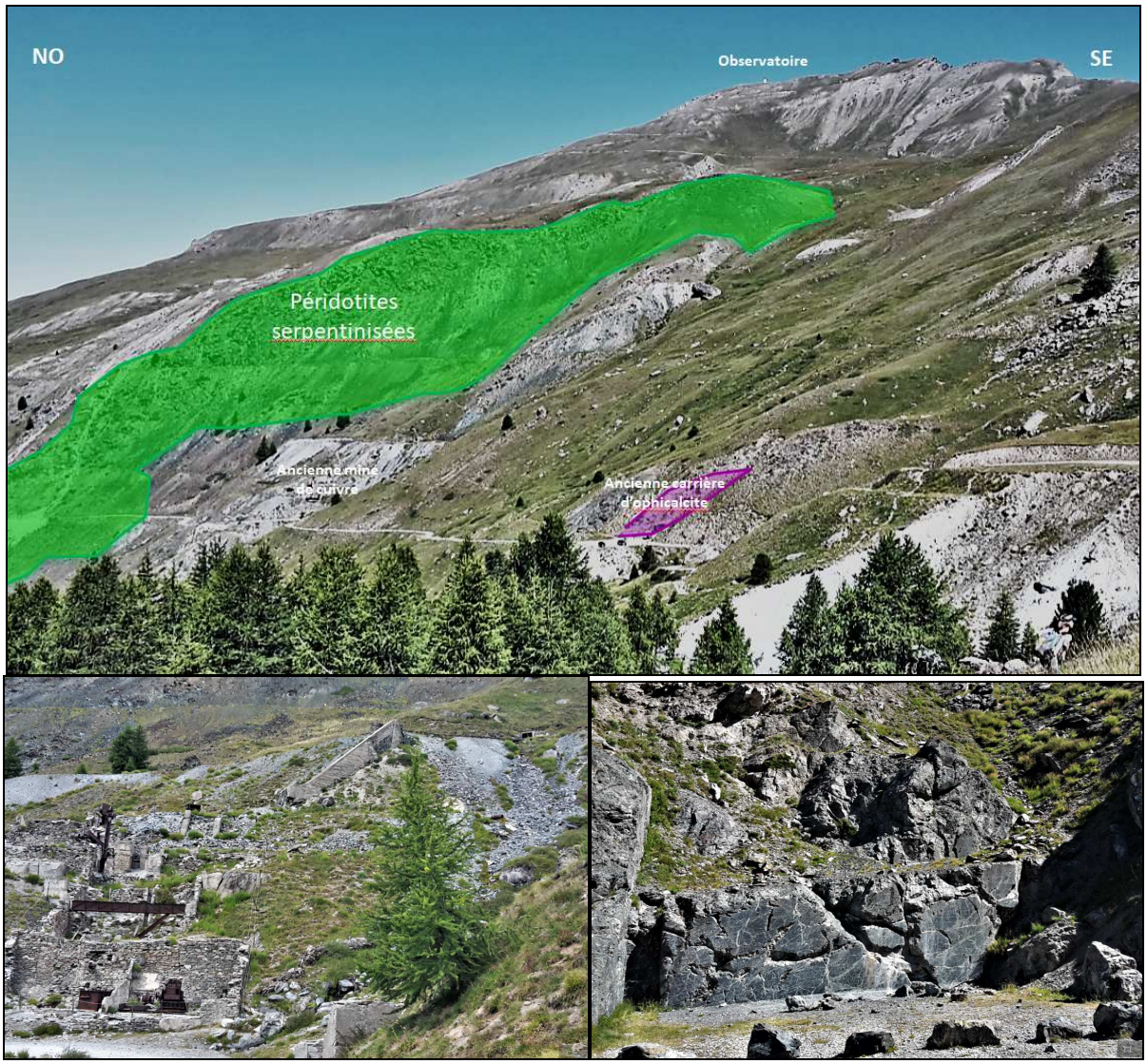
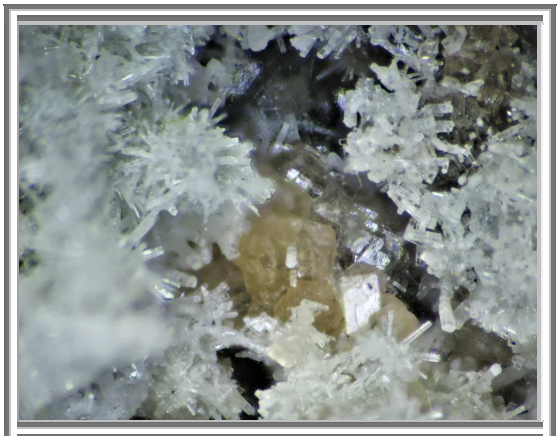


Figure 482 : Saint Véran : Carrière d'ophicalcite, Mine de cuivre, ophicalcites et ancienne carrière

9.7 Pétrologie

Tout autour du sommet de roca bianca, on trouve des laves en coussinets, des gabbros et des serpentines, montrant qu'il s'agit bien d'une zone de fermeture ophiolitique.

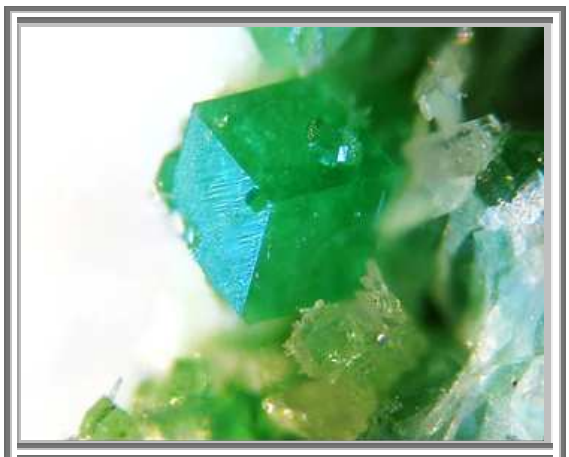
Il y a eu serpentinisation des gabbros, puis rodingitisation des zones où il y avait du calcaire.
De plus, comme c'est parfois le cas (Nouvelle Calédonie pour le nickel, Chamrousse pour le chrome), les gabbros lités contenaient des produits métalliques issus d'un hydromécanisme. Ce chrome a permis de colorer fortement les grossulaires (quelques 3 à 5%pds suffisent), en vert, conférant ainsi à ces grenats, un attrait prononcé.



Diopside et Grossulaire
Cristaux 1 mm
Saint Veran
Collection : perso n°918

Diopside et Grossulaire
Cristaux 1 mm
Saint Veran
Collection : perso n°918

Grossulaire
Saint Veran
Collection



Diopside et Grossulaire
Saint Veran
Copyright P Le Roch

Diopside et Grossulaire
Saint Veran
Copyright JP Barral, mindat

Diopside et Grossulaire
Saint Veran
Copyright JP Barral, mindat

Diopside et Grossulaire
Saint Veran
Copyright JP Barral, mindat

Diopside et Grossulaire
Saint Veran
Cristal 1,5 mm
Copyright Pinterest : Jean-Claude Chervin

Diopside et Grossulaire
Saint Veran
Cristal 1,0 mm
Copyright Pinterest : Jean-Claude Chervin

Diopside et Grossulaire
Saint Veran
Pas de Farméiréta
Copyright Pinterest : Pierre Clolus - coll. Georges Favreau

Grossulaire sur diopside
Saint véran
Copyrigth : Th Prunsperger

Figure 483 : Saint Véran : Grossulaire et Diopsid

Figure 484 : Saint Véran : Grossulaire, cristaux 5 mm, n° 919

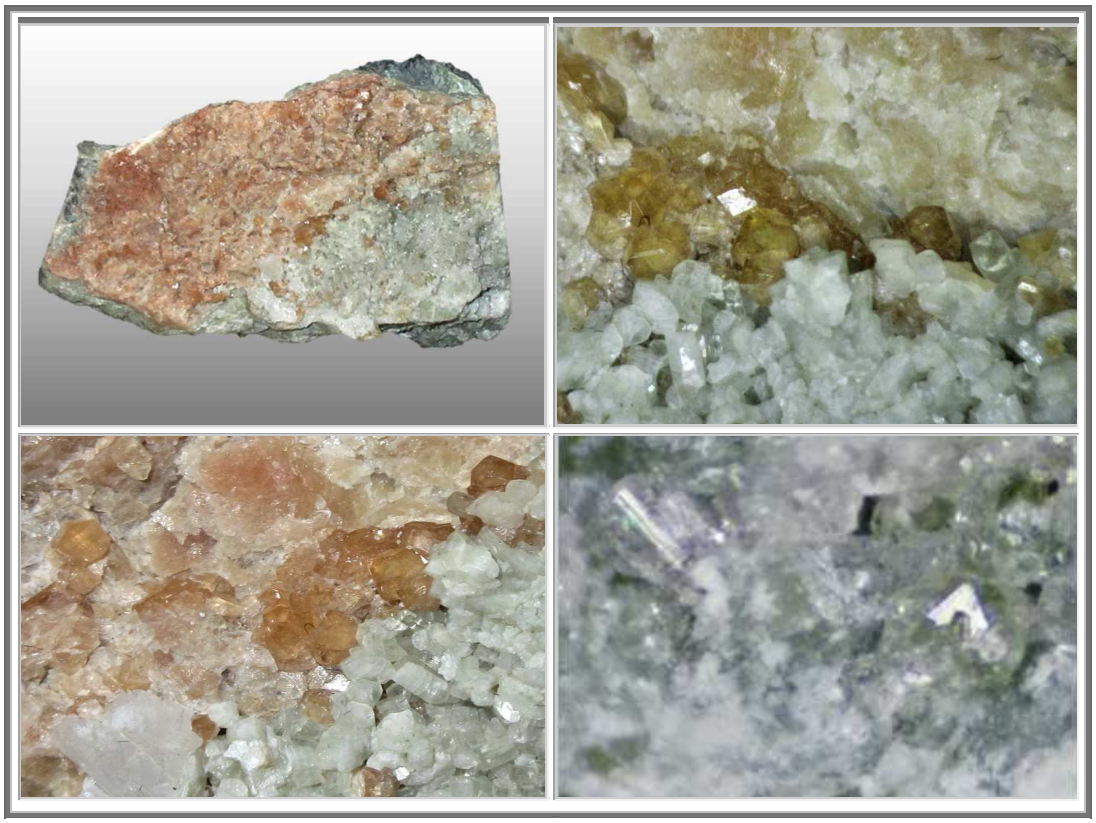


Figure 485 : Saint Véran : Vue principale, grossulaire et diopside, n°1193

9.8 Grenats en amas

Sur l'échantillon rencontré sur la zone 2, en aval de la mine de cuivre, les grenats sont cristallisés selon l'habitus du rhombododécaèdre. Les cristaux mesurent 1 mm environ. Ils sont gemmes de couleur brun-vert.

Ce qu'il y a de particulier pour ces grenats, c'est qu'ils se sont formés en amas; et certains d'entre eux sont étirés pour former ces protubérences.

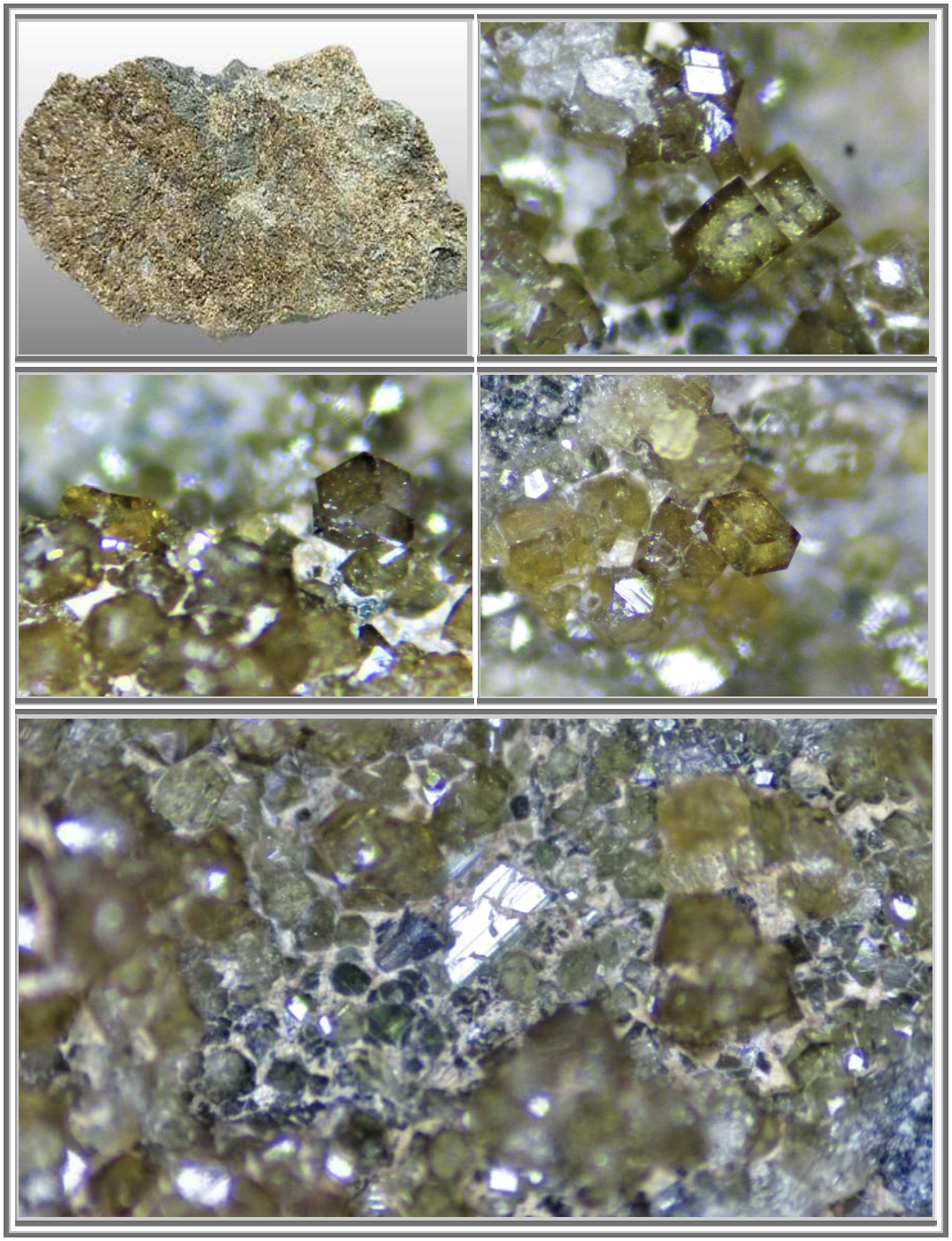


Figure 486 : Saint-Véran : Grossulaire et epidote gemme incolore, 100 x 60 mm, n°1198

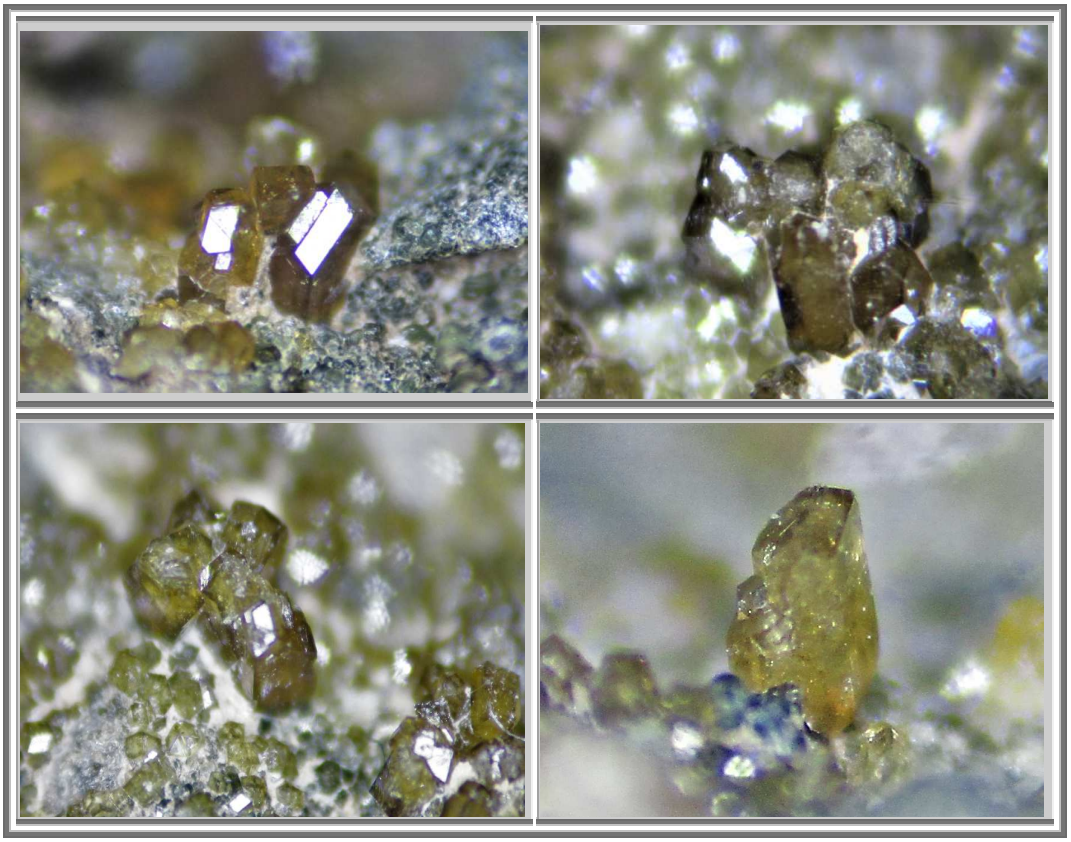


Figure 487 : Saint-Véran : Grossulaires étirés, n°1198
a: Type 2a b,c,d : type 1a

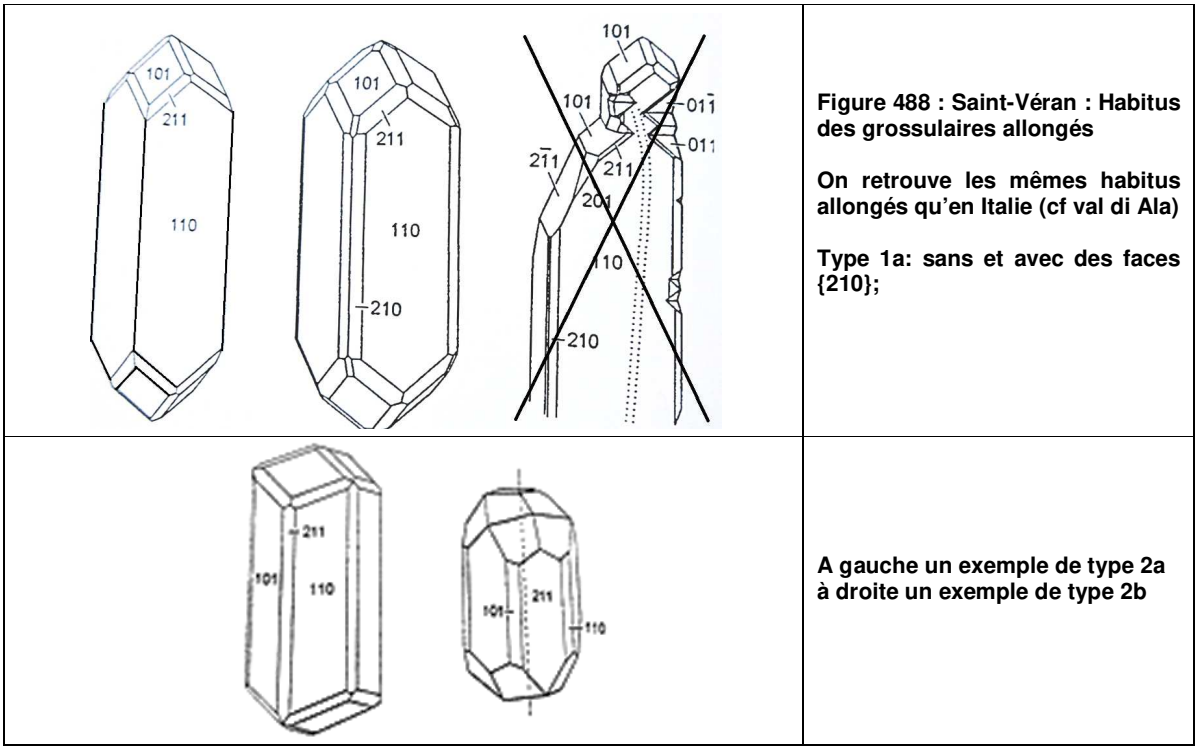


Figure 488 : Saint-Véran : Habitus des grossulaires allongés

On retrouve les mêmes habitus allongés qu'en Italie (cf val di Ala)

Type 1a: sans et avec des faces {210};

A gauche un exemple de type 2a à droite un exemple de type 2b

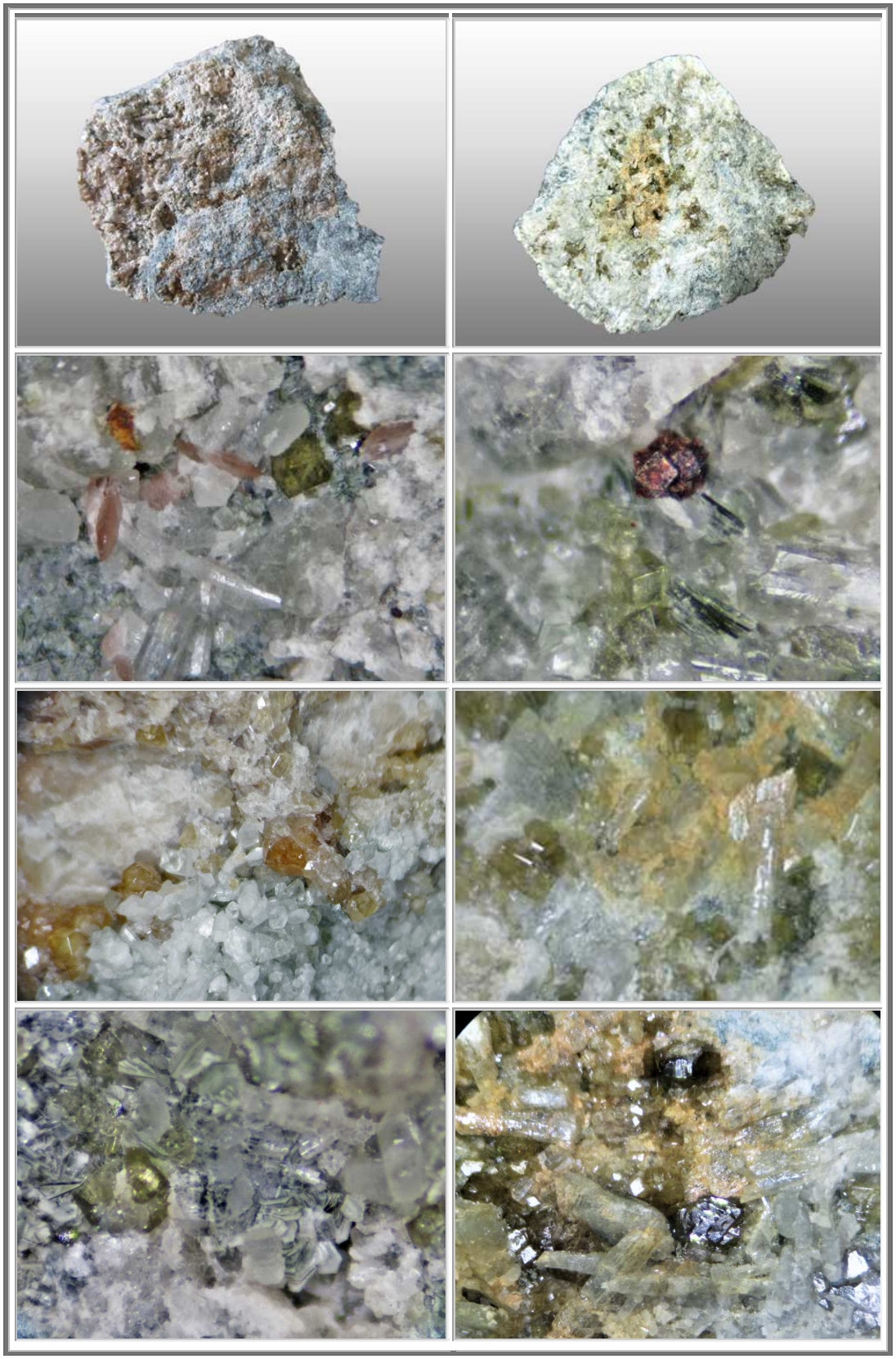


Figure 489 : Saint Véran : Grossulaire, Diopside et Clinochlore, 90 x 50 mm, n°1193

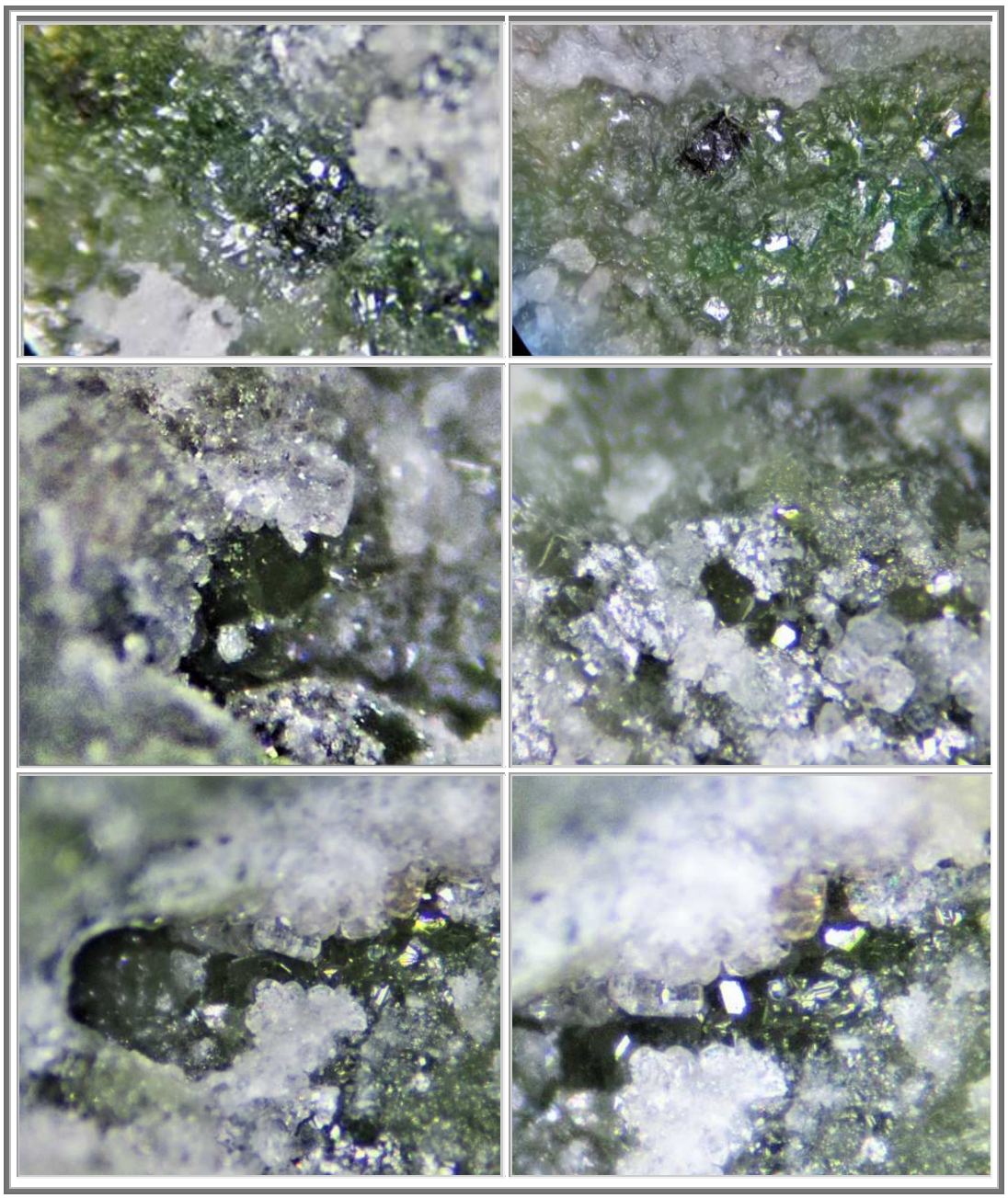


Figure 490 : Saint Véran : Grossulaires verts, vues 2 mm environ, n°1193

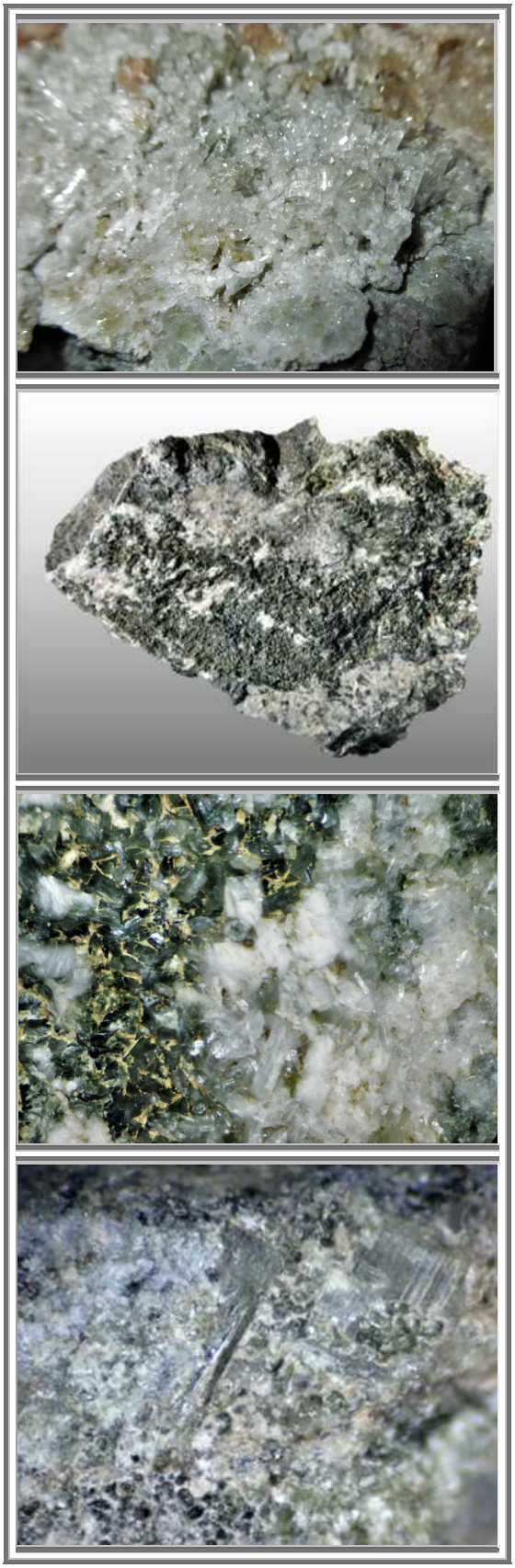


Figure 491 : Saint Véran : Minéraux annexes

Diopside gemme
Cristaux < 1 mm
Saint Veran
Collection : perso n°1193

Albite blanche et verte, Byssolite
Cristaux 3 mm
Saint Veran
Collection : perso n°1200

Epidote gemme incolore ?
Cristaux 3 mm
Saint Véran
Collection : perso n°1193

10. GRENATS DE CHAMROUSSE

10.1 Géologie

La région de Chamrousse est une zone du massif de Belledonne où affleure une suture océanique de l'océan de Piémont-Ligurie et est datée de 500 Ma.
On y retrouve donc un complexe ophiolitique avec des gabbros chromifères et des péridotites serpentinisées.

D'après P. Bordet (fiche BRGM 0797Nvizille), cet ensemble Belledonne-Chamrousse est un ensemble cristallophyllien.
Il est compris entre celui qui affleure plus au Nord sur la feuille de Domène, et celui qui intervient au Sud de la Romanche. On peut le diviser en deux parties situées de part et d'autre de l'accident méridien de la Pra.

A l'Est de l'accident de la Pra
Zλa. Leptynites et gneiss albitiques à niveau d'amphibolites et de prasinites (sérieverte supérieure).
C'est une succession de bancs alternants de gneiss albitiques et leptynites, d'amphibolites albitiques et de roches intermédiaires dans lesquelles l'amphibole tient une place plus ou moins grande. Toutes ces roches ont une origine volcanique et peuvent être considérées comme résultant du· métamorphisme d'une série volcano-détritique d'origine spilite-kératophyre traversées par quelques filons isolés.

δ. Amphibolites feldspathiques, soit massives, soit litées, roches à grain fin, vertfoncé à noir, contenant fréquemment de fins lits de leptynite (série verte inférieure. Dans la région du Pic de l'Homme, elles contiennent des reliques floues de gabbro. Plus au Nord, ainsi que sur la feuille Domène, elles contiennent également de rares enclaves de pyroxénites et de grenatites à pyroxène (celles-ci pouvant atteindre plusieurs mètres cubes), entourées d'une large auréole réactionnelle d'amphibole. En bordure de l'accident de la Pra, la masse est divisée en deux, par un niveau de micaschistes (Zξ) à grenat-disthène et lentilles de quartz, associé à des leptynites et assimilable à celui qui est connu sur la feuille Domène (ξV_2).
La partie supérieure de la masse des amphibolites perd son individualité vers l'Est et se fond dans la série Zλa.

c. A la base des amphibolites existe localement un banc **de marbre blanc** (la Traverse, le Mollard).

Z λ. Leptynites et gneiss leptynitiques à structure volcanique parfois conservée.

Zξ. Micaschistes et gneiss à grenats, reliques de disthène et staurotide d'origine probablement sédimentaire ((série brune»). Les amphibolites disparaissent brusquement. Dans la région d'Allemont et plus au Nord, cette formation passe plus ou moins rapidement à un gneiss migmatitique généralement rétromorphosé avec un grand développement de muscovite (Zξ). Des structures floues de type agmatitique sont encore visibles localement (route de la Traverse).
F. Carme y a découvert des « zones porphyroblastiques constituées de quartz, d'orthose, de pinnite en partie épigénisée par la muscovite secondaire, incluant biotite, grenat et sillimanite ». Ce développement de pinnite est à rapprocher de celui que l'onconnaît en diverses régions du massif du Pelvoux (P. Le Fort).
Dans la région de Livet, la série moins métamorphique est constituée par **Zξ** et **Zλξ**,: gneiss leptynitique et micaschistes microplissés de Livet; c'est elle qui se trouve en position anticlinale, pincée dans l'accident de la Pra. Dans les deux régions, on voit réapparaître à la base de ces formations, des amphibolites (8) et gneiss leptynitiques peu visibles mais signalés dans les travaux miniers au Villaret d'Allemont.

γB. Le granite des Sept Laux, gris, homogène, à biotite et localement porphyroïde. Il est bien développé sur la feuille voisine (cf. notice Domène).

A l'Ouest de l'accident de la Pra
La série est analogue dans son ensemble, elle se distingue cependant par une épaisseur beaucoup plus forte, et une constitution beaucoup plus variée de la série volcanique basique.
On peut y relever la coupe suivante:
ε. Chloritoschistes de Chamrousse: roches vertes à grain très fin, à débit en plaquettes, d'aspect remarquablement monotone. L'altération leur donne souvent une patine brune.

δ. Amphibolites feldspathiques, soit litées, soit homogènes. Elles apparaissent sous forme de lits dans les chloritoschistes, puis' deviennent massives. A leur base, apparaissent des faciès granoblastiques qui méritent le nom d'épidiorite.

η. Gabbros ouratilisés.Outre les faciès déjà décrits, on doit noter l'existence d'euphotides, gabbros pegmatitiques dont les cristaux peuvent atteindre la dizaine de centimètres, ainsi que des gabbros à texture fluidale dans lesquels les cristaux sont laminés et donnent naissance à une pâte finement feuilletée blanche et noire.

σ. Pyroxénolites et péridotites serpentinisées. Les serpentines forment un chapelet de lentilles discontinues dans une bande qui s'étend de Roc Béranger au Grand Colon et se poursuit vers le Nord sur la feuille Domène.

Des serpentines à chromite affleurent au Sud-Est du lac Robert.
η. Sous ces roches se retrouvent des gabbros qui forment en particulier la dalle du Grand Sorbier - Grand Van.
δ. Ils reposent sur les **amphibolites** qui constituent la partie haute de la gorge inférieure de la Romanche.
Cet ensemble repose sur les séries de Livet-Rioupéroux déjà décrites ci-dessus.

Remarques tectoniques et stratigraphiques sur le massif de Belledonne et du Taillefer (P. Bordet).
Le schéma structural qui a été proposé ci-dessus par F. Carme pour le Taillefer, repose sur le fait que la série cristallophyllienne affleurant dans Belledonne (sensu lato) est stratifiée. Ce fait incontestable est fondamental pour l'interprétation de cette région: il se trouve aussi bien au Sud qu'au Nord de la Romanche.
La question soulevée est de savoir si cet ensemble stratifié est constitué par des unités tectoniques superposées mécaniquement les unes sur les autres, ou par des unités stratigraphiques déposées les unes sur les autres, avant métamorphisme, dans l'ordre où nous les voyons aujourd'hui.
Ce n'est pas ici le lieu de discuter ce problème en détail; notons du reste que ces deux interprétations diffèrent par le fait qu'elles n'admettent pas la même succession stratigraphique ni les mêmes phrases tectoniques majeures, mais elles aboutissent à une description objective assez comparable qui n'affecte pas sensiblement la rédactioncartographique. C'est d'ailleurs la raison pour laquelle la carte seule ne permet pas de le résoudre.

a - La superposition anormale des amphibolites de la gorge inférieure de la Romanche (faciès amphibolite) sur la série de Rioupéroux (faciès schistes verts inférieurs) serait prouvée par la différence de leur degré de métamorphisme, mais il est précisé par ailleurs que le degré de métamorphisme des amphibolites ne peut être fixé avec précision dans cette région: on peut donc se demander s'il existe un écart assez important pour justifier la conclusion qui en est tirée par F. Carme.
Le renversement tectonique de la série de Chamrousse-Tabor serait prouvé par trois arguments :

- le fait que les amas éruptifs stratifiés présehtent toujours leurs faciès les plus basiques à la base; mais ici ces derniers sont situés au milieu d'un dispositif volcanique symétrique et de plus, ne présentent pas de trace d'écrasement, d'où l'on peut déduire qu'ils sont bien dans leur position originelle.
- le fait que la Grande Lance d'Allemont présenterait une inversion des isogrades de métamorphisme; mais la mobilisation locale que l'on y constate se retrouve au voisinage de plusieurs autres grands accidents, en particulier sur la feuille Saint-Jean-de-Maurienne.
- le fait que le banc repère de calcaire cristallin, connu à Rochetaillée sous les amphibolites se retrouverait ailleurs - là où la série n'est pas renversée - au-dessus (P. Le Fort, coupe du Chaillol) ; mais rien ne permet sie prouver qu'il s'agit du même banc, et l'existence de bancs de cipolin à divers niveâux de la série stratigraphique, voire en dehors de celle-ci, est connue dans la région.

L'histoire tectonique à laquelle aboutit le schéma de F. Carme est compliquée: en effet, il est admis que la série volcanique, attribuée au 8riovérien ancien et moyen, a été retournée par l'orogenèse cadomienne puis transportée sur son substratum actuel par l'orogenèse hercynienne; c'est alors qu'elle aurait recouvert en discordance tectonique la série conglomératique du Taillefer, assimilée hypothétiquement au Culm.
Une telle' hypothèse paraît prématurée: les questions de structure ne pourront être tranchées et les questions d'âge débattues avec fruit que lorsque l'on aura établi définitivement la signification des divers conglomérats métamorphiques connus dans les massifs cristallins externes, ce qui n'est malheureusement pas encore le cas.

b - Si l'on admet, par contre, que la superposition des unités stratigraphiques n'a pas été perturbée, on arrive à la succession suivante de bas en haut:

1- Ensemble sédimentaire gréso-pélitique légèrement carboné déposé dans des conditions de sédimentation très monotones (faciès flysch = « série brune »). Vers la base existe un épisode volcanique prémonitoire de type spilite-kératophyre.
Des cheminées de serpentine traversent en plusieurs points cette formation (feullle Domène).

2- Ensemble éruptif et pyroclastique qui commence toujours brutalement et sans préavis, par des émissions basiques importantes (50 à 100 m et plus sur l'ensemble de la feuille = « série verte» inférieure). Par la suite, le centre de l'édifice a été le siège d'une intrusion de matériaux ultrabasiques, sans accompagnement notable de volcanisme acide. Par contre, les bords montrent le développement d'un volcanisme kératophyrique avec récurrences basiques et même sédimentaires.
La partie haute de la série ((série verte» supérieure) est formée de larges alternances de roches volcaniques très fines et de roches pélitiques carbonées, qui correspondent à l'extinction du phénomène volcanique.

3- Après une phase de calme et d'érosion de durée difficile à préciser, le volcanisme spilite kératophyre reprend, associé à une sédimentation gréso-pélitique, mais il est bientôt noyé sous une véritable débâcle conglomératique (la série du Taillefer paraît ne pas exister au Nord de la Romanche), qui pourrait correspondre aux mouvements prémonitoires de la chaîne hercynienne. Le paroxysme de celle-ci est suivi d'une profonde érosion et de la mise en place, généralement dans des failles ouvertes ou des grabens d'effondrement, du Houiller (Westphalien supérieur - Stéphanien inférieur, avec volcanisme des orthophyres), puis des Grès d'Allevard (Stéphanien supérieur-Permien).
L'étude du métamorphisme régional (mises à part les rétromorphoses généralisées, dont la dernière doit être d'âge alpin) montre que, sur la hauteur de la coupe fournie par la Romanche, le niveau atteint ne varie que peu. Par contre, on enregistre une lente montée des isogrades de l'Ouest vers l'Est qui, partant des chloritoschistes de Chamrousse aboutit aux gneiss à traces de sillimanite de l'Eau d'Olle: c'est d'ailleurs là qu'apparaissent les mobilisations généralisées et que s'est mis en place le granite des Sept Laux.

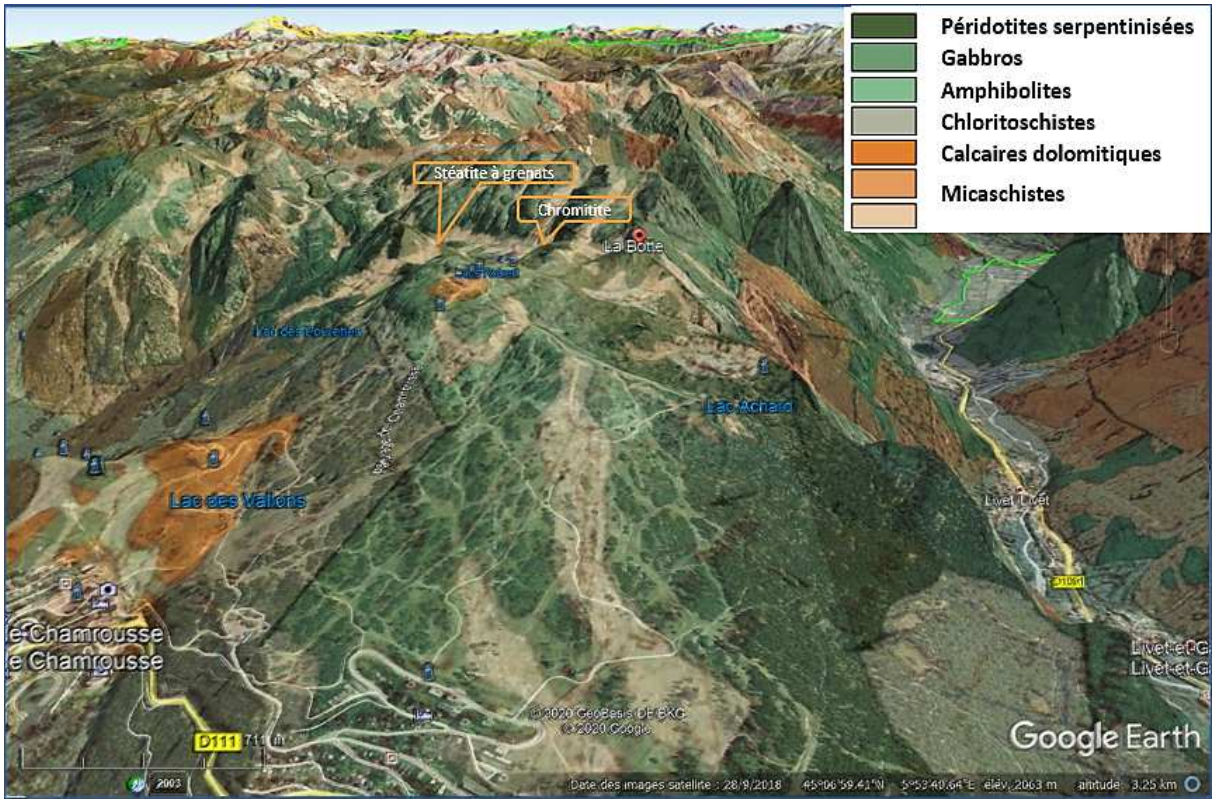


Figure 492 : Chamrousse : Carte vue du ciel et carte géologique
Les grenats sont localisés dans les péridotites serpentinisées (zones vertes)

10.2 Gîtologie – site 1

Les grenats sont signalés comme provenant de la Botte. Mais ce nom correspond au sommet de la station de Chamrousse.
En fait, le site de cristallisation des grenats doit être enrichi en calcium, et en chrome, sans doute par échanges hydrothermaux, puisque les grenats sont verts.
Le site de « ballade géologique » reprend les informations de Barféty et al, et nous indique la présence d'un filon de chromitite. Celui-ci se présente sous la forme d'amas stratiformes sur 750 m , suivant une direction NE-SW. Cette zone pourrait bien être la zone de formation des grenats démantoïdes verts de La Botte (cf. carte) (45° 7'43.44"N, 5°54'52.55"E).

Figure 493 : Chamrousse : Gîtologie
Superposition des zones géologiques sur la photographie du sommet de la Botte
http://geobalades.free.fr/balade_geologique/chromite_serpentine.php

10.3 Gîtologie – site 2 et Autres sites potentiels

Comme le présente Claudie Durand, chargée de collections au Museum d'Histoire Naturelle de Grenoble, dans le règne minéral n°115, la découverte de démantoïde dans les environs de Chamrousse n'est pas récente. Le muséum dispose d'un échantillon récolté par Benoit Jayet, le 14 juillet 1851, sur les rochers situés au dessus du lac Robert et à droite en descendant vers Chamrousse (localisation supposée 45° 8'5.18"N, 5°54'46.64"E).
Dont l'étiquette écrite de la main de B. Jayet précise :

Stéatite avec grenats d'un jaune variable

Stéatite		Grenat	
Silica	60,60	Silica	37,20
Ox. de fer	3,98	Alumina	2,67
Chaux	1,89	Ox. Ferrique	27,32
Magnesia	28,56	Chaux	31,02
Eau	4,67	Magnesia	1,79
	100,00		100,00

Rocher au de… du lac Robert et à droite en descendant de Chamrousse

Figure 494 : Chamrousse : Localisation supposée des Andradites jaunes dans stéatites
Selon description de Benoit Jayet, le 14 juillet 1851

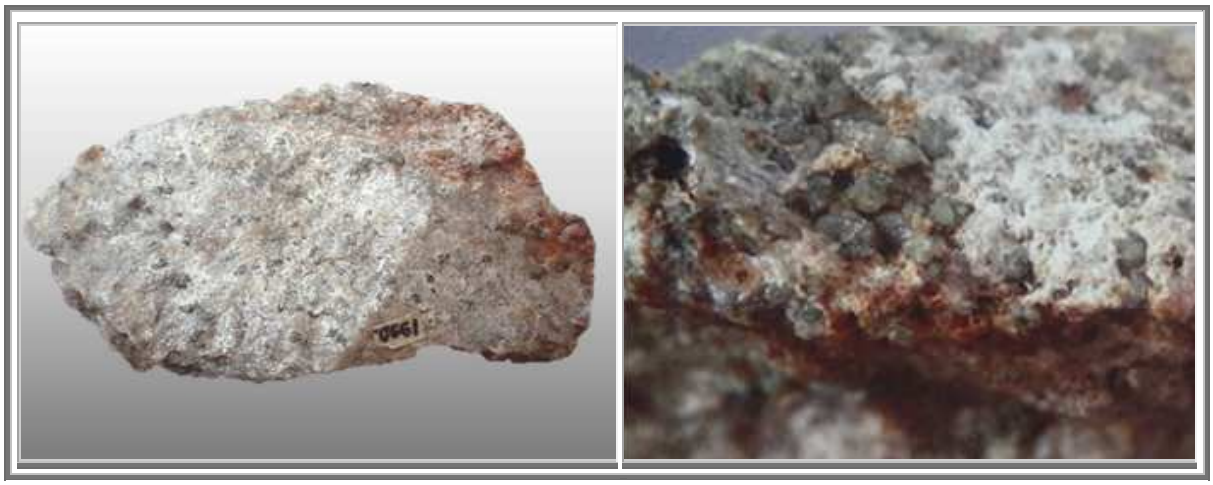


Figure 495 : Chamrousse : Andradites jaunes dans stéatite
Découverte de Benoit Jayet, le 14 juillet 1851, Museum d'Histoire Naturelle de Grenoble, dim 8,3 x 4,2 x 2,9

Il faut considérer les zones à talc pour prospecter et récolter de petites andradites jaunes.

10.4 Pétrographie

Les principaux minéraux que l'on peut trouver sur les hauteurs de Chamrousse sont :

- le grenat andradite $Ca_3Fe_2\,[SiO_4]_3$
- le diopside $CaMg\,Si_2O_6$
- la chromite
- Autres minéraux issus de la serpentinisation :
    - Antigorite
    - Amiante : chrysotile ou trémolite sous la forme de fibres blanches et soyeuses
    - Amphibole : byssolite sous la forme de fibres verdâtres
    - Clinochlore
    - Et stéatite (talc) qui peut servir de matrices à de petites andradites jaune-brun.

Les andradites se présentent sous la forme de cristaux rhombododécaédriques de quelques millimétres.

- Les grenats que l'on trouve en photos dans la littérature sont d'un vert bien prononcé dû à la présence de chrome (1,2 % d'après les analyses effectuées), ce sont des démantoïdes.
- Des andradites jaunes ont été récoltés dans des blocs de talc

Le diopside se présente en aiguilles avec des longueurs de 1 à 5 mm, de couleur pâle à blanche.

La chromite se présente sous la forme d'amas stratiformes de chromitites. Les analyses d'Emile Den Tex (1950) indiquent que la chromite est liée à de la magnétite, qui la substitue partiellement $(FeO,Cr_2O_3)_x$ - $(FeO,Fe_2O_3)_{1-x}$.

10.5 Coloration des andradites

Comme précisé dans le livre relatif à la couleur des andradites, ces grenats sont colorés selon trois mécanismes différents :

- Colloration idiochromatique en vert pâle par la présence Fe III en site octédrique.
- Colloration allochromatique en vert sombre par la présence de Cr III en site octaédrique (qqs %), appelé démantoïdes.
- Colloration par transfert de charge Fe^{2+} - Ti^{4+}, en jaune.

A Chamrousse, il est possible, effectivement de trouver des grenats démantoïdes, les plus recherchés.

Mais dans des blocs exempts de chromite, les grenats ne sont pas incolores pour autant, mais bel et bien vert pâle, voire vert-jaune, comme on peut en voir au milieu des diopsides fibreux.
Ces grenats ne sont que peu recherchés et encore moins photographiés dans la bibliographie, et pourtant ils présentent la véritable couleur des andradites pôle limite.

De même, les grenats présents dans les stéatites comme ceux extraits par Benoît Jayet, dans le talc donc en l'absence de chrome, sont d'une couleur jaune, la couleur du pôle andradite. La composition de indiquée sur l'étiquette de B. Jayet confirme qu'il s'agit bien de grenats très proches de la composition du pôle andradite.

Si l'on compare les tsavorites de Saint Véran et les démantoïdes de Chamrousse, on voit qu'il y a une différence de teinte notable. Les démantoïdes ont cette nuance de jaune-vert en plus.

Figure 496 : Chamrousse : Andradite pôle limite et Diopside
perso n°920 à 922 : coloration du pôle limite andradite

10.6 Pétrologie

Barféty et al (1972) ont précisé que les serpentinites provenaient de pyroxénites et de péridotites. Elles forment un chapelet de lentilles depuis Bachat-bouloud jusqu'au Grand colon (communes de Revel et de la Combe de Lancey) et même au-delà, sur la commune de Saint Mury Moneymond ; elles se retrouvent en dehors de Chamrousse vers le sud, à la crête du Grand serre, les sommets du Mathieu et de Chinarde, ainsi qu'au Tabor.

A Chamrousse, on trouve des ophiolites avec des péridotites litées ou cumulatives avec des lits, ou des cumulats respectivement, ren^{fe}rmant des spinelles, la chromite (oxydes doubles $FeO\text{-}Cr_2O_3$), sous forme de chromitite.

La chromitite se reconnaît aisément à la faveur de surfaces exposées depuis longtemps aux intempéries. En effet, la serpentine prend une patine claire au cours de l'altération météorique, alors que la chromite reste sombre. Ce sont ces taches centimétriques sur fond clair, qui justifient l'appellation de "chromite léopard" (cf Nouvelle Calédonie, Mine de la Madeleine). En cassure fraîche, dans un éboulis par exemple, la reconnaissance de cette roche s'avère plus délicate pour un non-spécialiste.

Il faut signaler que la péridotite a subi des transformations qui se caractérisent par la transformation du minéral primaire, l'olivine, en nouveaux minéraux serpentineux (antigorite, chrysotile), silicates hydratés de magnésium.
La chromite, peu altérable, est restée inchangée au cours des différents processus géologiques. On voit de beaux exemples de ces minéraux serpentineux sur des plans verticaux immédiatement à gauche du sentier peu après la fin du site.

Figure 497 : Chamrousse : Andradites démantoïdes et Diopside
a) et b) mindat
c) à f) perso n°920 à 922

11. GRENATS CORSES : Carrière d'amiante de Canari

11.1 Introduction

Initialement rattaché à l'unité alpine, le nord est de la Corse est constitué principalement de schistes lustrés ou de roches métabasiques serpentinisées, pouvant contenir de l'amiante.
Comme au Québec, l'amiante a été la raison de l'exploitation de la carrière de Canari.

La cartographie réalisée par le Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM) indique que les 130 communes suivantes de Haute-Corse possèdent sur leur territoire au moins une zone d'affleurement de serpentinite.

Entrelacées entre les zones serpentinisées, on trouve des rodingites issues de la métasomatose de gabbros. C'est dans ses rodingites que l'on trouve la plupart des minéraux intéressants de la carrière de Canari dont les vésuvianites et les grenats, et principalement pour des raisons d'accès et de commodités, dans les fentes alpines.

Figure 498 : Corse : Panorama sur la carrière de Canari

11.2 Géologie de la carrière

La mine de Canari est située au sein d'une unité ophiolitique d'âge alpin, dans le Cap Corse. Cette unité ophiolitique représente ici la suture entre ce qu'on appelle le domaine sud-alpin et le bloc Europe. Elle est composée d'une alternance classique entre des serpentinites, dans lesquelles la mine a été ouverte, des schistes verts et des gabbros.
Nous nous intéresserons spécialement aux gabbros lorsque ceux-ci se présentent en filons interlités dans les serpentinites.

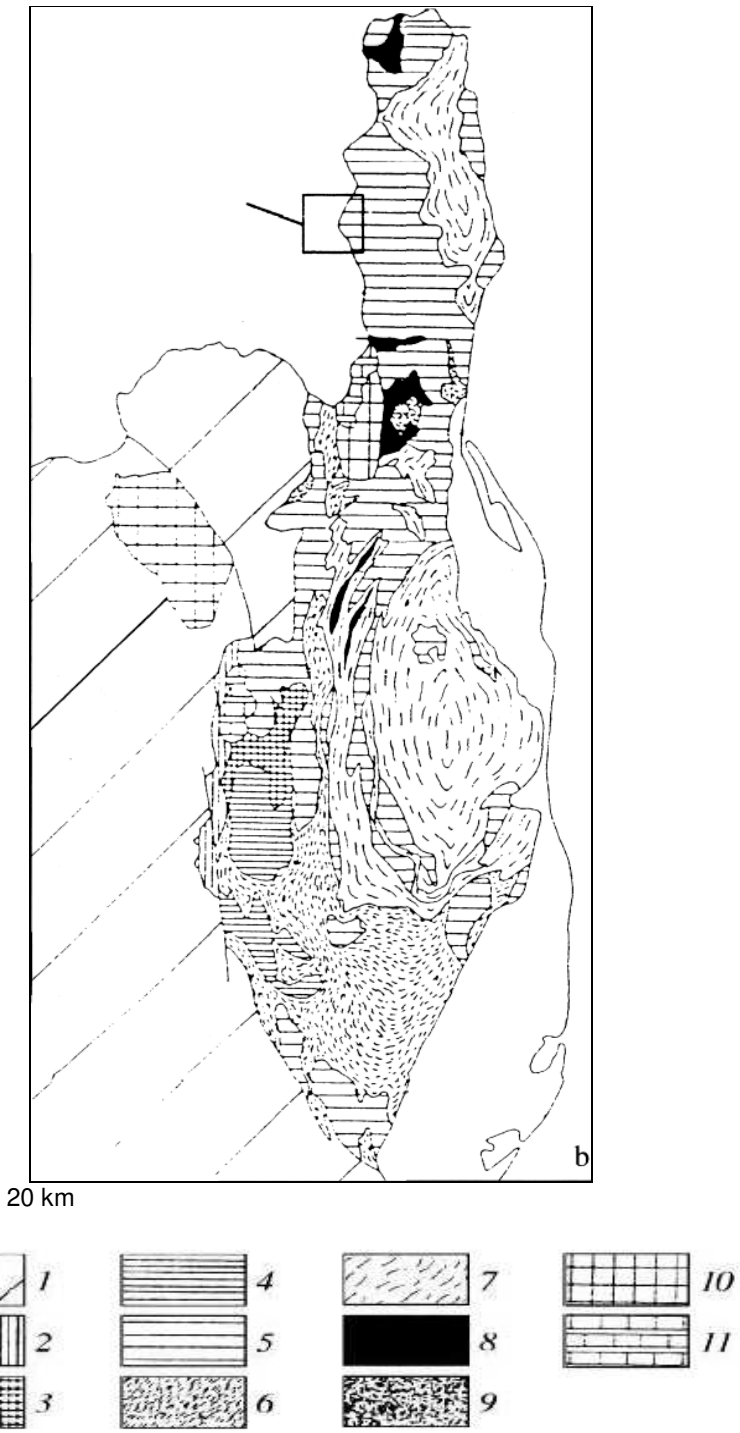
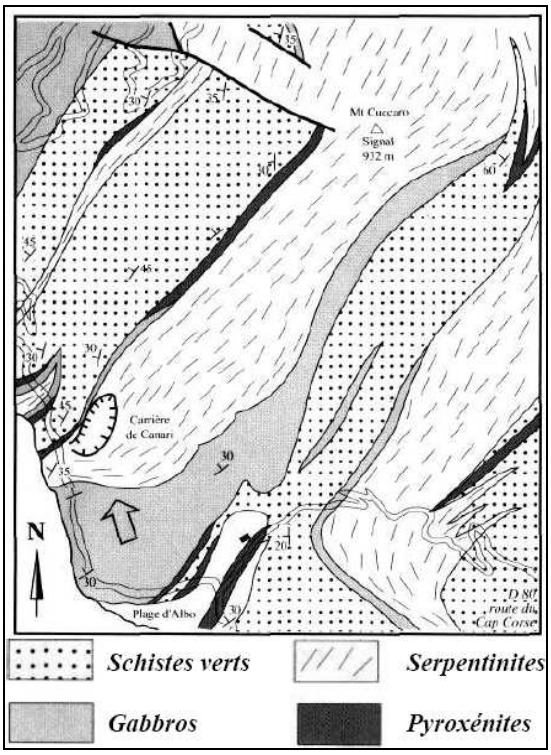


Figure 499 : Corse : Carte structurale de la Corse alpine et situation du gisement de Canari.
(d'après D. Lahondère, 1990)
Les méta-ophiolitiques (5) indifférenciées sont à rattacher à la Zone Piémontaise, comme l'unité 4.

1 : domaine autochtone ; 2 : domaine para-autochtone ; 3 : unité de Caporatino-Pedani (Prépiémontais) ;
4 : unités de Santa Lucia et de Bagliacone-Riventosa (Piémontais) ; 5 : méta-ophiolites indifférenciées ;
6 : métasédiments de type Inzecca ; 7 : métasédiments de type Castagniccia ; 8 : formations gneissiques ;
9 : formations de Santo Pietro di Tenda ; 10 : unités superficielles du Nebbio et de Balagne ;
11: Miocène de Saint Florent.



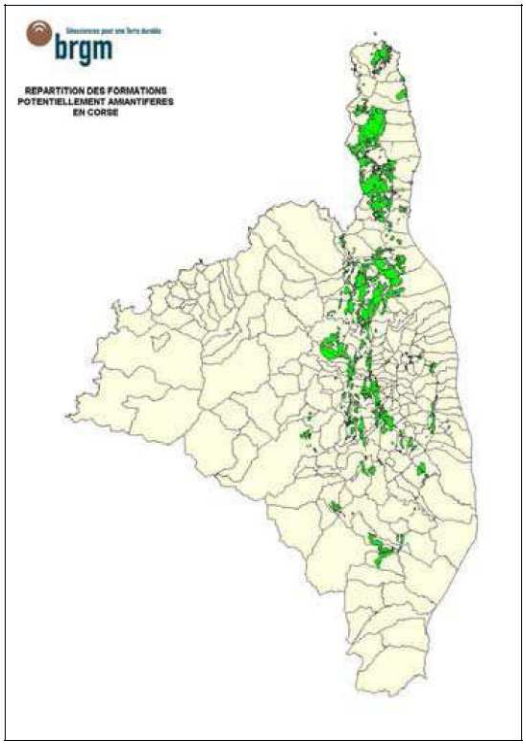


Figure 500 : Corse : Carte géologique détaillée du secteur du gisement de Canari (modifiée d'après Azaïs et al., 1968 et Mari et Mari.
Figure 501 : Corse : Sites référencés par le BRGM ayant des affleurements de serpentinite en Haute Corse

11.3 La carrière

11.3.1. Situation

Le site d'exploitation est situé sur les communes de Canari et d'Ogliastro, sur la côte Ouest du Cap Corse, localisé à peu près à mi-chemin entre Albo et Canari, à 16,5 km au nord de Nonza et au bord du golfe de St Florent.

Figure 502 : Corse : Vue sur l'usine de traitement de l'amiante de la carrière de Canari avec indication de la provenance des minéraux

On accède à l'ancienne carrière de Canari par la RD 80 qui fait le tour du Cap Corse. Pour visiter les carrières, juste après le village d'Albo, il faut au contraire emprunter une piste en très mauvais état et qui s'embranche à droite en direction de la zone d'exploitation. Elle s'élève en lacets au-dessus de la RD 80, et permet d'accéder à l'ancienne poudrière et aux gradins supérieurs de l'exploitation. La carrière d'amiante et une usine de préparation de produit minéral (chrysotile), (1927-1965) se trouvent sur le département de Haute-Corse (2B).

J.C. BOUJOU dont la collection, représentée et discutée ici, présente des spécimens de toute beauté, a été obtenue par une récolte systématique sur des filons de différentes couleurs en front de taille et surtout sur les blocs éboulés. La hauteur des fronts de taille et leur manque de stabilité limitent l'échantillonnage sur place sans compter l'extrême compacité des roches considérées. Celles-ci ont en effet été indurées par métamorphisme thermique et l'attaque du front est vaine !

Mais pour J.P. POGGIONOVO, ce sont les fentes alpines en périphérie nord de la carrière, dans les roches rodingitisées qu'il est nécessaire de prospecter pour recueillir de beaux spécimens de vésuvianite, chlorite, diopside et grenats.

Figure 503 : Corse : Exemples de fentes alpines où ont été trouvées des rodingites (J.P. POGGIONOVO)

11.3.2. Aperçu historique

L'utilisation de l'amiante est archaïque en Corse, comme en témoignent les nombreuses poteries, et ustensiles de cuisson que l'on peut observer dans certains Musées de Corse, et des tessons à base d'amiante retrouvés dans des fouilles archéologiques du bas Moyen-Age. La mise en valeur industrielle de cette substance est active au milieu du 19ème siècle. Un article intitulé "Une excursion à la montagne d'amiante en Corse" rédigé par l'ingénieur Hippolyte Ferry est publié dans le Journal des mines en 1878. A la fin du 19ème siècle et au début du 20ème siècle, les prospections dans toute la Corse schisteuse se multiplient et de nombreuses carrières sont mises en activité. Au début du 20ème siècle, une étude faite par

le minéralogiste Orcel détaille quelques sites d'exploitation en Corse. Concernant le site de Canari, c'est en 1898 qu'un forgeron à Canari, découvre un filon d'amiante qui parait assez important. Pendant plusieurs années il fait du "troc" avec de nombreuses personnes pour obtenir du charbon de forge. En 1925, le géologue Henri Eggenberger, mandaté par la société française Eternit « *pour étudier les gisements insulaires* », vient prospecter de nombreux sites, mais c'est le gisement de Canari qui attire son attention. Il sollicite l'autorisation d'extraire des roches sur les communes de Nonza et d'Olmeta, afin de *« déterminer la qualité et la zone ou pourrait s'installer l'exploitation ».* Ce n'est qu'après de nombreuses analyses dans les laboratoires continentaux et après des études comparées avec les fibres de divers gisements mondiaux, dont ceux du Canada, que l'exploitation de la carrière passera du stade artisanal à une échelle industrielle. Les premiers essais débutent en 1927 avec la construction d'une petite usine pilote (employant 30 personnes) qui produit 146 tonnes d'amiante en 1929. L'atelier est arrêté en octobre 1930. Malgré l'arrêt, la société Eternit se réserve, auprès de la municipalité, la concession du gisement de Canari.

Au moment de la déclaration de guerre, la société Eternit reprend l'exploitation et construit une seconde usine pilote en 1941. Pendant l'occupation italienne en 1943, l'activité continue. La carrière sera alors exploitée par l'armée transalpine jusqu'en septembre 1943, date de la libération de la Corse. En 1945, la Société Minière de l'Amiante est constituée par quelques-unes des principales sociétés consommatrices d'amiante. Cette initiative allait permettre au pays de s'affranchir d'une partie de ses besoins importés du Canada.

On estimait, en 1949, les besoins français en amiante à 30 000 tonnes par an, avec des perspectives croissantes. L'usine de Canari devait permettre de couvrir 20% de ces besoins et près de 50% après son installation complète. En 1954, un peu plus d'un million et demi de tonnes d'amiantes sont extraites dans le monde, dont plus de 900 000 tonnes par le Canada, 500 000 à part égale par la Russie et l'Amérique du Sud, 50 000 tonnes par les Etats-Unis, 30 000 par l'Italie et 12 000 par la France provenant essentiellement du gisement du Cap Corse.

A Canari, la mise en chantier de la première partie de l'usine, dite 6 000 tonnes, est commencée en mars 1948, la mise en service intervient en juin 1949, puis débute la deuxième tranche de travaux permettant de doubler les capacités de l'établissement.

Les analyses en laboratoire révèlent une teneur moyenne en amiante estimé à 3 %. Le minéral se présente sous la forme de fibres blanchies verdâtres ou blanches, appelée amiante de serpentine ou chrysotile, car encaissée dans de la roche serpentineuse.

Au début des années 1950, près de 170 hommes travaillent à la mine et à l'usine de Canari dont : 34 à l'extraction, 8 au broyage, 57 au traitement, 60 aux services généraux et 11 aux bureaux de direction. Avec l'augmentation de la production, ils seront près de 300 dans les années 1950.

La production d'environ 6 000 tonnes au début des années 1950, progresse rapidement jusqu'à 12 000 tonnes en 1954, après l'installation de la deuxième partie de l'usine, puis à plus de 18 000 tonnes en 1958 et à près de 30 000 tonnes en 1961. A ces chiffres il convient d'ajouter les 3 à 6 000 tonnes de poudres et fibrettes commercialisées pour des produits dérivés.

A partir de 1963, le problème de la pollution est soulevé : employés malades, poussières importantes dans les environs immédiats de l'usine, dégradation environnementale. A cela s'ajoutait l'épuisement du gisement. La viabilité de l'exploitation nécessitait la mise en valeur du gisement d'Olmeta du Cap Corse, ce qui demandait un important investissement : il fallait mettre en place un chemin de fer, et réaliser d'importants travaux pour mettre l'usine en conformité avec la nouvelle législation. Pour réaliser ces objectifs, le conseil d'administration demande une participation de l'Etat à hauteur de 600 000 F, qui sera refusée. Par ailleurs, la baisse du cours de la fibre, entraîne la décision de la fermeture. Elle a lieu le 12 juin 1965 à 10 heures.

11.4 Exploitation

11.4.1. L'extraction par Glory Holes

Le mode d'extraction qui fut utilisé à Canari est assez peu répandu en France et c'est pourquoi il mérite que l'on s'attarde sur sa description.
L'exploitation de la masse serpentineuse s'est développée sur le versant d'une montagne assez abrupte qui descend jusqu'à la mer. La carrière est étagée en gradins horizontaux qui, au début, étaient taillés sur 2,5 m de largeur et 4 m de hauteur, dimensions qui passèrent par la suite à 6 et 15 m

respectivement. C'est sur ces gradins que se pratiquait l'abattage du minerai à l'explosif. A la partie inférieure de la carrière s'ouvrent côte à côte deux cônes où les gradins circulaires et emboîtés continuent à s'étager, en se rétrécissant en profondeur : ce sont les entonnoirs d'extraction, qui sont distants de 120 m à leur partie la plus basse. Dans leur prolongement s'enfoncent, à la cote 270, deux puits inclinés à -45° qui débouchent à la cote 155 dans une galerie de roulage de 650 m qui sort au jour à la partie supérieure de l'usine de traitement.

Dans la carrière, la perforation s'effectuait au wagon-drill (diamètres 54 et 76). Le nettoyage des gradins s'opérait par des Traxcavator Caterpillar par une pelle mécanique de 1300 litres.
Tombé au fond des deux puits de 4x4 m de section et de 120 m de hauteur verticale, le minerai était chargé à la cote 155 dans les wagons de 7 m^3 de la voie de roulage. Le chargement s'effectuait au moyen d'un dispositif automatique à air comprimé. La section de la voie de roulage est de 3 x 3,40 m. La traction des wagons, à voie normale, était assurée par des locomotives Diesel.
Gilbert Mari

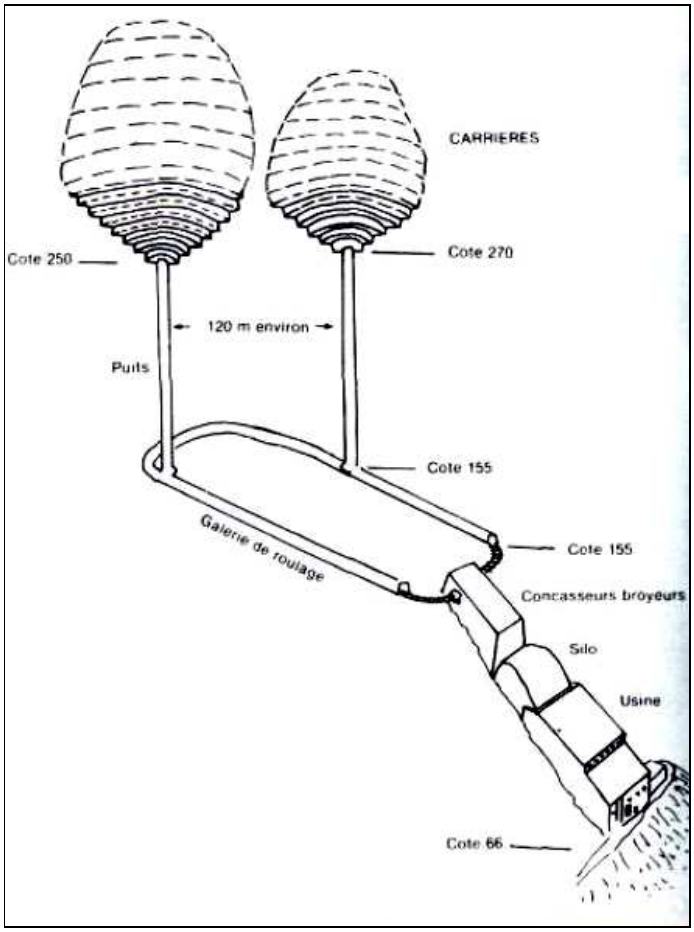


Figure 504 : Corse : Canari : Schéma de l'acheminement du minerai et de la carrière à l'usine (d'après R. Sevin 1953, modifié).

11.4.2. L'usine de traitement

Les bâtiments de l'usine sont imposants : étagés depuis la cote 155 jusqu'à la cote 66 où passe la route nationale, avec la traînée abrupte de rejets qui tombe dans la mer en contrebas, ils ne passent pas inaperçus, dans le paysage méditerranéen qui les entoure.
La section de broyage comprend un concasseur primaire de 150 t à mâchoires, de marque Dragon, suivi de deux chaînes de concasseurs giratoires secondaires et tertiaires. Certaines pièces du concasseur Dragon pèsent 35 t ! Le minerai, calibré sur des tamis en fragments n'excédant pas 30 mm, passait

ensuite dans un silo de stockage qui constituait, en cas d'avarie survenant aux broyeurs, un volant de réserves pouvant alimenter l'usine pendant une semaine.
Du silo, le minerai passait ensuite dans deux fours rotatifs de séchage longs chacun de 12 m et d'un diamètre de 2,5 m pour l'un et de 2 m pour l'autre. Ils traitaient ensemble 60 t/h.

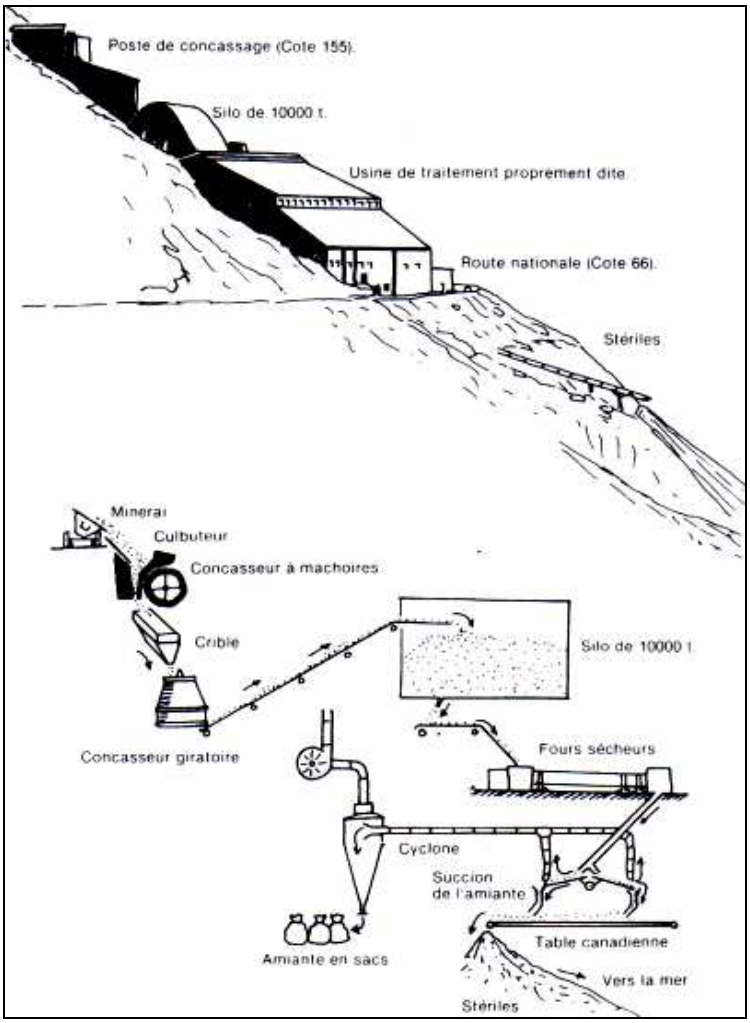


Figure 505 : Corse : Canari : Vue cavalière sur l'usine de traitement de l'amiante et schéma fonctionnel (d'après R. Sevin 1953, modifié)

A la sortie des fours le minerai passait sur des "tables canadiennes" où s'opérait la sélection des fragments d'amiante : le dispositif comprenait trois étages de cribles ventilés, soufflés, où l'amiante était prélevé par succion. Des Jumbos à axe horizontal assuraient des concassages complémentaires. L'amiante était ensuite nettoyé dans des blutteries rotatives mises sous dépression, et épuré sur des tamis vibrants, puis ensaché en sacs de jute et acheminé par camions sur Bastia.
Gilbert Mari

11.5 Pétrographie

Les associations qui nous intéressent ici se rencontrent dans les filons interlités de gabbros transformés minéralogiquement mais aussi chimiquement par métasomatose lors du métamorphisme rétrograde de l'unité des serpentinites.

Les rodingites se rencontrent sous la forme de roche à texture microgrenue de couleur marquée, tantôt rose (composition à dominante de grenat = grenatite), tantôt verdâtre (composition à dominante de clinopyroxène = diopsidite/quelquefois appelée malacolite).

Ces filons ont été fracturés tardivement permettant à de nouveaux minéraux de la roche de s'exprimer de manière plus libre lors de remobilisations donnant ainsi des cristaux idiomorphes. Il s'agit bien de cristallisations, dans ce que l'on appelle des fentes alpines où ne sont présentes que des espèces minérales exprimées dans la roche hôte (les filons de rodingites).
Les carbonates assurent le dernier remplissage/colmatage des fissures et témoignent de cet enrichissement en CaO.
On peut noter localement la présence appréciable d'épidote ou de vésuvianite.

11.5.1. Associations minéralogiques

Dix associations minéralogiques principaux y ont été recensés et peuvent être classés de la manière suivante :

- les associations à grenat, sans vésuvianite ;
- les associations à vésuvianite ;
- les associations à épidote.

Sur le terrain, aucune répartition particulière de ces différentes associations n'a été remarquée à l'échelle décamétrique ou même métrique. Il faut néanmoins être prudent car la difficulté à échantillonner in situ, en front de taille, biaise ce type de conclusion. S'il y a une distribution privilégiée, elle est davantage à rechercher à l'échelle décimétrique.
Outre la diversité des associations minéralogiques, les minéraux eux-mêmes montrent une variété de couleurs et de formes remarquables.

11.5.2. Minéraux

- Grenat (grossulaire : $Ca_3 Al_2 (SiO_3)_4$ et andradite : $Ca_3 Fe_2 (SiO_3)_4$)

  D'une association à l'autre, lorsqu'ils sont présents, les grenats présentent des couleurs variables. Ils sont, généralement, de couleur jaune pâle à orange ou encore rosé. Leur taille varie entre une dimension infra-millimétrique et deux à trois centimètres.
  A une rare exception près, il s'agit de grenats grossulaires de rodingites, similaires aux grenats classiques du gisement d'Asbestos, Québec. Les plus petits sont d'une qualité gemme irréprochable. D'un point de vue cristallographique, ce grenat présente les trois habitus classiques, soit du rhombododécaèdre, soit du tétragonotrioctaèdre, soit de la combinaison des deux.

  Une variété incolore (leucogrenat), témoignant d'une composition chimique de grossulaire pur $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$ caractérise certaines associations. Les spécimens les plus spectaculaires correspondent aux cristallisations tardives de grenats transparents sur une chlorite vert clair en "agrégat" de l' association A1b. Les cristaux, exclusivement rhombododécaédriques, dépassent rarement 4 mm.

  Le grenat peut être aussi de couleur noire, également en équilibre avec une chlorite (clinochlore) gemme,comme pour l'association A1a. Dans ce cas, les cristaux sont petits, d'une taille inférieure à 2 mm. Les analyses conduisent à la composition andradite (56,5 à 66,8) - grossulaire (23,7 à 35,6) - almandin (6,6 à 7,6) - pyrope (0,6 à 0,8) - spessartine (0,2) - goldamnite (0,2 à 0,5) - uvarovite (0). A la loupe binoculaire, sous un fort éclairage, il est possible d'observer une couleur rouge très foncé à la périphérie des cristaux. Ces caractères en font vraisemblablement un grenat andradite riche en titane de la variété mélanite. Leur forme cristallographique est la combinaison du rhombododécaèdre et du trapézoèdre.

  Des cristaux de grenat vert ont également été observés dans l' associations A6. Ceux-ci montrent parfois une couleur verte himogène, mais le plus souvent une zonation avec un cœur de couleur vert foncé et une périphérie jaune clair. Les cristaux sont de taille inférieure à 5 mm.
  Comme pour les cristaux noirs, la variété verte présente la combinaison du trapézoèdre et du rhombododécaèdre avec les faces du tétragonotrioctaèdre affectées de stries de croissance.
  Dans un contexte géologique aussi semblable à celui des gisements canadiens (Grice et Williams, 1979), la comparaison avec les grenats verts québécois est tentante : incontestablement il s'agit dans ce dernier cas de grenats riches en chrome. Des analyses récentes ont permis de définir la composition des grenats en pôles limites :en mol%, ces grenats sont des mélanges grossulaire (87 à

90) – almandin (3,5 à 5,4) – uvarovite (0 à 6) – spessartine (0,6 à 0,8) – andradite (0 à 5,2) – goldmanite (0 à 0,4)

Type de grenats / %pds composition impuretés	Grenat incolore à blanc	Grenat orangé	Grenat noir	Grenat vert
	Grossulaire	Grossulaire	Mélanite	Grossulaire
Fe_2O_3	0,95 < < 2,70	6,30 < < 12,0	19,0 < < 24,0	environ 8
TiO_2	0,00 < < 0,85	0,08 < < 1,25	7,30 < < 10,4	
MgO	0,00 < < 0,09	0,02 < <0,04	0,08 < < 0,11	
MnO	0,02 < < 0,05	0,40 < < 0,55	0,08 < < 0,11	0,28 < < 0.48
Cr_2O_3	0,07 < < 0,21	0,90 < < 0,18	0,95 < < 2,7	0,31 < < 2,02
V_2O_3			0,07 < < 0,20	0,01 < <0.25
Zonation	non	oui parfois très zoné	cœur noir / peau rouge	cœur vert / peau jaune
impuretés		diopside, clinochlore et apatite	clinochlore	

Table 28 : Corse : Composition des différents grenats du site de Canari
Analyses effectuées à la microsonde électronique à l'universite de Lorraine, à Nancy

- Diopside $CaMg(Si_2O_6)$

Comme dans le cas des grenats, les diopsides (famille des clinopyroxènes) peuvent présenter des couleurs diverses et des habitus variés. En fonction des associations où ils sont observés, ils ont une couleur vert pâle à vert plus foncé comme dans les localités classiques italiennes, (zonation dans le sens de la longueur des cristaux) dans les associations A2, A9 et A10. Cette couleur marque une tendance ferrifère et ils cohabitent alors avec les pôles ferrifères d'autres silicates (grenat orange à rosé, chlorite verte et épidote).

Les cristaux sont gemmes lorsqu'ils ne dépassent pas 5 mm. Des cristaux de 1 à 2 cm, associés aux grenats orange de l' association A2, ont également été rencontrés. Certaines des faces sont mates, sans éclat. Dans les deux cas (gemme ou non), le diopside ferrifère cristallise avec l'habitus prismatique commun.

Dans les associations A4, A5, A6 et A8b par contre, le diopside est incolore à blanc, donc très proche du pôle magnésien pur. Dans A8b, il est d'ailleurs associé à une vésuvianite verte (dite californite), le pôle magnésien et "pur" de ce silicate.

Le diopside peut, enfin, apparaître de couleur rosé à pourpre, une couleur plutôt inhabituelle pour ce silicate calcique. Une analyse aux rayons X a d'ailleurs été nécessaire afin de confirmer cette découverte.

Une certaine quantité de manganèse s'est vraisemblablement substituée aux éléments normalement présents, il s'agirait donc d'un diopside manganésifère. Une analogie peut être faite avec la variété violette manganésifère (dite violane) qui a été découverte à la mine de Saint-Marcel dans le Val d'Aosle dans un contexte similaire, mais qui n'a malheureusement jamais livré de cristaux.
En Corse par contre, la forme prismatique des cristaux est caractéristique. Dans l'association A8a, équivalent pétrologique de A8b, le diopside rosé est cette fois associé à la vésuvianite brune, une variété ferrifère de ce silicate
La qualité gemme des cristaux, toujours de taille inférieure an centimètre, est spectaculaire.

- Vésuvianite $Ca_{10}Mg_2Al_4(SiO_4)_5(Si_2O_7)_2(OH)_4$ - %pds en H2O : 4,8 %

  Les vésuvianites se caractérisent par la forme quadratique de leurs cristaux, quel que soit leur habitus. Cet habitus, prismatique, est très rarement trapu donnant plutôt naissance à des baguettes allongées à section carrée. La longueur des individus varie entre quelques à plusieurs centimètres. Les grands groupes de cristaux sont quelquefois disposés de manière radiale.

  Leur couleur est généralement homogène au sein du cristal et varie du brun au beige très pâle voire à incolore. Cette dernière variété a été quelquefois *égérane* (Encyclopédie des Minéraux Ed. Cründ).

  Des vésuvianites vertes, d'une variété parfois dite californite (Encyclopédie des Minéraux), ont été rencontrées.

  Il a aussi été observé des zonations très nettes de couleur dans le sens de la longueur des baguettes, passant du brun au jaune-vert.

  Les cristaux aciculaires verts peuvent se rencontrer avec l'habitus acéré (a) tandis que les vésuvianites brunes sont les seules à cristalliser selon l'habitus prismatique (b). La forme plus classique (c) se rencontre indépendamment de la couleur. On remarquera surtout la transparence et la qualité des cristaux dans ces associations.

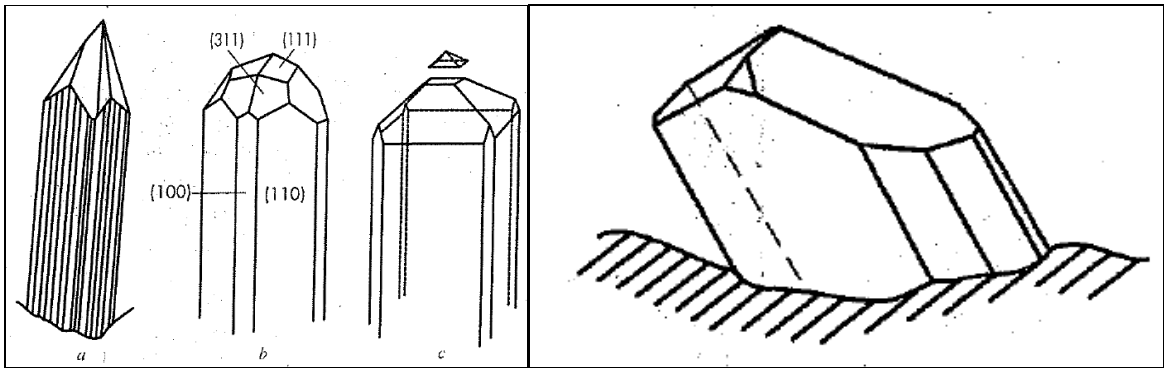


Figure 506 : Corse : Habitus des vésuvianites
a) : vertes – b) : brunes – c) : vertes et brunes – habitus des cristaux d'épidote

Grands groupes d'Assemblages	Assemblages à grenat sans vésuvianite					assemblages à vésuvianite									ass. à épidote	
n° Assemblage	A1a Ti,Fe3+	A1b Al3+	A2	A3	A4	A5a	A5b	A6a	A6b	A6cl	A7a	A7b	A8a Fe	A8b Mg	A9	A10
Nbre d'éch. total dans coll. J.C. BOUJOU	5	10	12	10	4	4	5	2	5	2	5	5	6	3	1	2
Grenat grossulaire (Grt)		+	+		+	+		+			+					+
Grenat andradite (And)	+															
Grenat chrom. (Cr-Grt)									+	+						
Chlorite (Chl)	+	+		+	+		+	+	+		+	+			+	+
Diopside (Dps)			+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+
Vésuvianite (Vs)						+	+	+	+	+	+	+	+	+		
Epidote (Ep)															+	+
Wollastonite (Wo)					T	T										

Figure 507 : Corse : Spécimens recueillis et étudiés par J.C. Boujou dans les rodingites de la carrière de Canari

- Chlorites $(Mg,Fe,Mn,Al)_{12}((Si,Al)_8O_{20})(OH)_{16}$ %pds H2O : 24%

  Généralement les chlorites se présentent en agrégats verts typiques dans les associations où elles ont été observées. Dans certains cas cependant, il s'agit de lamelles bien individualisées et transparentes. L'habitus en tablettes vertes de l' association est sûrement le plus esthétique, en équilibre avec un grenat noir, l'andradite titanifère (var. mélanite). Ce phyllosilicate est alors totalement gemme de qualité égale à celles des localités classiques italiennes (Val d'Ala, Val de Suza, etc.) bien documentées dans tous les ouvrages de minéralogie.

- Epidotes $Ca_2(Fe,Al)_3(SiO_4)_3(OH)$ %pds H2O : 3,7 %

  Les épidotes ont été recensées sur de rares échantillons toujours avec la même association typique (épidote - diopside - chlorite) avec ou sans grenat. Les cristaux d'épidote ont leur couleur moutarde caractéristique. La taille des individus s'échelonne entre le millimètre et le centimètre et la qualité gemme peut être observée sur les cristaux atteignant 5 mm. Comme pour la couleur, l'habitus de ce silicate est commun et ne montre pas de variations de formes.

- Wollastonite $CaSiO_3$

  La wollastonite apparaît toujours de manière tardive sur les autres silicates calciques. Ce minéral se rencontre en masses blanches fibroradiées peu esthétiques particulièrement fragiles atteignant une taille centimétrique.

- Calcite $CaCO_3$

  La calcite remplit plus ou moins toutes les fissures en formant de petits cristaux de l'ordre du mm à 0,5 cm mais dans tous les associations, celle-ci est tardive.

11.6 Uvarovite ou Goldmanite

Les analyses à la microsonde électronique et en électrons rétrodiffusés ont permis d'étudier précisément la composition des grenats verts de Canari. Il s'agit de tsavorites pauvre en vanadium. Comme précisé ci-avant, la teneur en chrome est nettement supérieure à celle en vanadium. Des études complémentaires, présentées dans le cahier des micromonteurs n°129 par G. GIULIANI, J. FENEYROL J. C. GOUJOU et P. BARRAL (d'après le Regne Mineral n°20), effectuées sur un grenat vert zoné, a permis d'obtenir plusieurs résultats très intéressants.

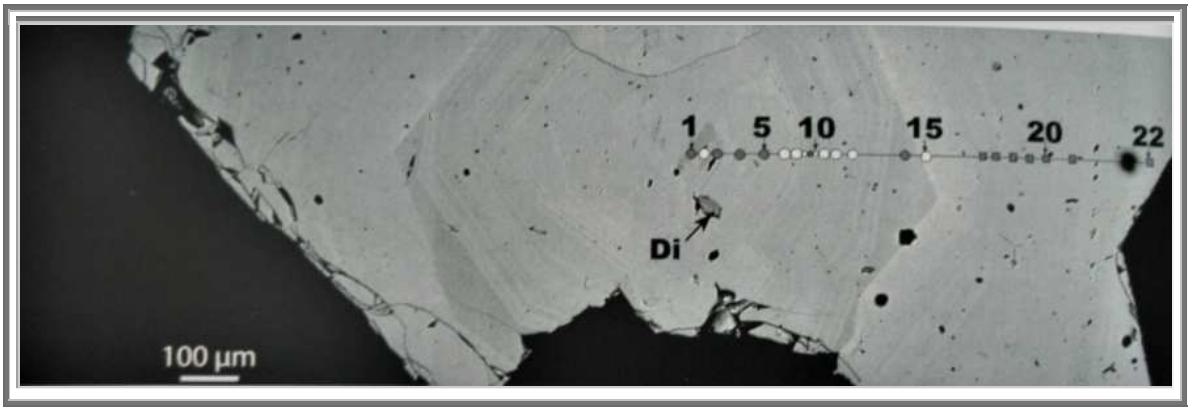
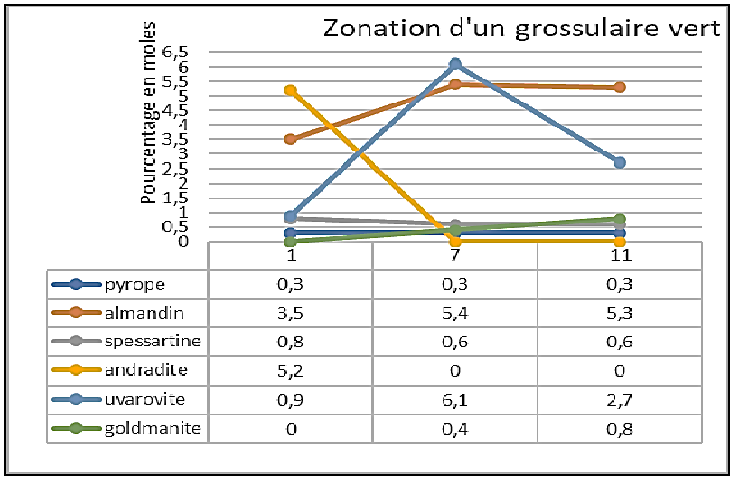


Figure 508 : Corse : Image en électrons rétrodiffusés d'un grossulaire vert en sombre, la zone pauvre en métaux ; en clair, la zone moins pauvre en métaux Indications des points d'analyse

11.6.1. Zonation du grenats vert



	1	7	11
pyrope	0,3	0,3	0,3
almandin	3,5	5,4	5,3
spessartine	0,8	0,6	0,6
andradite	5,2	0	0
uvarovite	0,9	6,1	2,7
goldmanite	0	0,4	0,8

Figure 509 : Corse : zonation d'un grossulaire vert en électrons rétrodiffusés

Mesures sur trois points 1 : Cœur du cristal, 7: zone pauvre en métal, 11 : zone moins pauvre en métal

- Comme dans tous les grenats zonés, on retrouve le spessartine (MnII), précurseur de la cristallisation des grenats, davantage au cœur du cristal.
- Au cour, le fer est présent sous la forme de Fe III (Fe_2O_3 (andradite $Ca_3\ Fe_2\ (SiO_3)_4$)), et dans la zone plus riche en métaux (Fe II (almandin $Fe_3\ Al_2\ (SiO_3)_4$)).
- L'évolution de la répartition en chrome CrIII (uvarovite) n'est pas régulière.
- La concentration en vanadium VIII (goldmanite) augmente avec la distance au cœur.

11.6.2. Comparaison avec les autres grenats au Cr/V du monde

L'article présenté dans le cahier des micromonteurs compare différents types de grenats au Cr/V à travers le monde. Le graphe des compositions V vs Cr montre que les grossulaires verts de Canari ne peuvent pas être associés aux autres gemmes car la proportion V/Cr est très faible (0,2 au maximum).

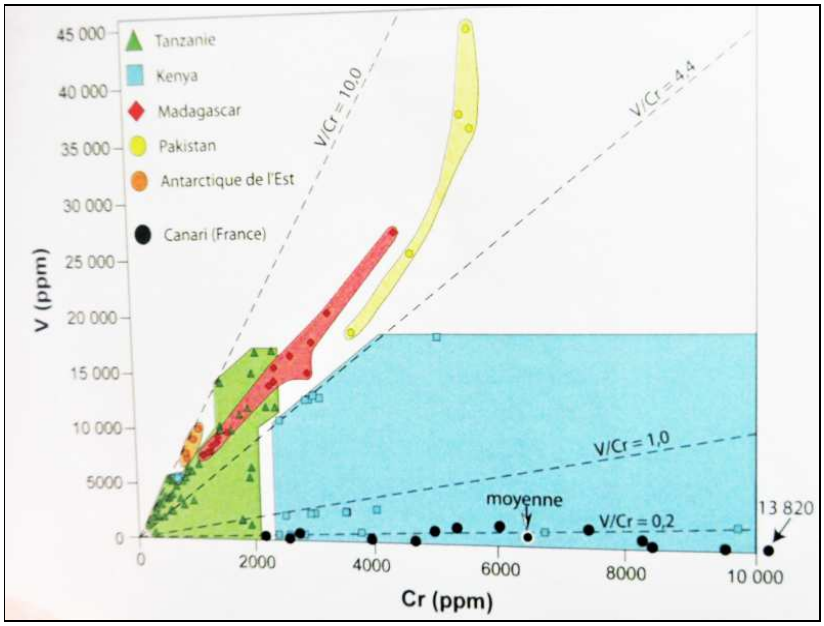


Figure 510 : Corse : Comparaison des compositions de différentes tsavorites, à travers le monde

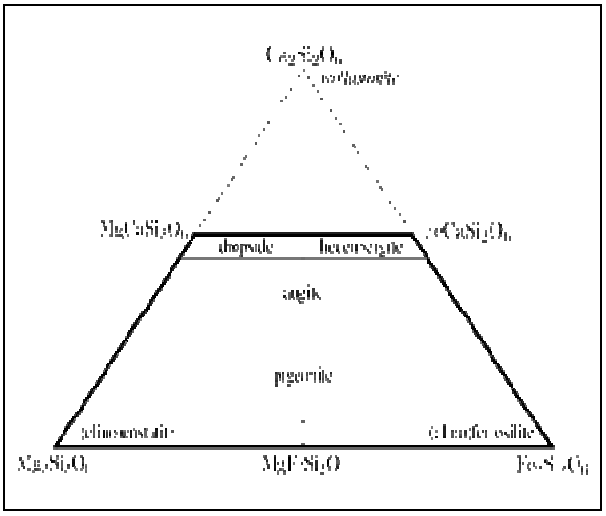
Photo 7 : Grossulaire chromifère
Photo 9 : Grossulaires incolores sur chlorite (x12)
Photo 11 : Grossulaire et diopside (x8)

Photo8 : Grossulaires incolores (x18)
Photo 10 : Chlorite sur grenats (x54)
Photo 12 : Grossulaire et calcite (x4,5)
Coll. J.C. Goujou, ph R. Vernet règne minéral n°20 sauf 7

11.7 Pétrologie

11.7.1. Rodingitisation

Le gabbro est une roche magmatique plutonique (non-effusive), de texture grenue, dont la teinte peut varier du verdâtre au noirâtre en fonction des éléments chimiques et des minéraux qui le compose. On peut y recenser principalement plagioclases et pyroxènes, ainsi que secondairement des amphiboles (surtout hornblende en surface des pyroxènes par hydratation de ces derniers), des olivines et des micas (souvent biotite).



Nom	% $NaAlSi_3O_8$	% $CaAl_2Si_2O_8$	Densité
albite	100-90	0-10	2,63
oligoclase	90-70	10-30	2,65
andesine	70-50	30-50	2,68
labradorite	50-30	50-70	2,71
bytownite	30-10	70-90	2,74
anorthite	10-0	90-100	2,76

Figure 511 : Composition des pyroxènes et des plagioclases, principaux constituants des gabbros

Zone	W		X		Y		Z
N° Paragenèse	P1a	P1b	P2a	P2b	P2b	P3 idéal	P4
N° Association	A5a	A5b	A7a	A4	→ A4	-	A9
Grossulaire (Grt)	+		+	+	+	≠	
Chlorite (Chl)		+	+	+	-t	≠	+
Diopside (Dps)	+	+		+	+		+
Vésuvianite (Vs)	+	+	+				
Epidote (Ep)						≠ *	+

Table 29 : Corse : Canari : Evolution des associations paragénétiques

La rodingitisation consiste en la métasomatose rétrograde de gabbros sous l'action de fluides hydrothermaux H_2O et CO_2. Ainsi, lors du relâchement des contraintes comme c'est le cas pour l'obduction des serpentinites, les diminutions des températures et des pressions permettent aux fluides hydrothermaux de circuler plus librement et d'assurer des échanges d'ions entre la roche hôte et diverses roches environnantes.

Ces roches n'ont pas été listées à Canari.

- La température des fluides devait être supérieure à 200°C de manière à pouvoir dissoudre la silice et permettre sa recombinaison pour former de nouveaux silicates : épidote, grenat, vésuvianite, et chlorite.
- La présence de gaz carbonique parmi ses fluides est la source de carbonate dont la calcite est le représentant tardif dans la paragenèse de Canari.
- Les fluides hydrothermaux sont aussi responsables de l'enrichissement localisé en chrome, qui vient colorer profondément les grossulaires en vert par substitution partielle de Al^{3+} par Cr^{3+} : on parle donc de coloration allochromatique.

Photo 1 : Grossulaires incolores sur chlorite (x25)
Photo 3 : Grossulaire (x25)
Photo 5 : Hessonites gemmes (cristaux mm)
Photo2 : Grenats noirs sur chlorite (x20)
Photo 4 : Grossulaire vert et chlorite (x10)
Photo 6 : Hessonites (cristaux 8 mm)
Coll. J.C. Goujou, ph R. Vernet règne minéral n°20

11.7.2. Influence de la température des fluides et de l'hydratation

Sur le terrain, la juxtaposition des différentes paragenèses sur des distances décimétriques, voire centimétriques, permet de considérer que les conditions de pression et de température de la roche mère n'ont que peu d'influence sur la rodingitisation.
Celle-ci est donc pilotée uniquement par des considérations d'échanges chimiques par l'intermédiaire des fluides hydrothermaux.

Ainsi, les seuls paramètres qui décident du type d'association rencontrée localement sont, la composition de la roche mère, le métagabbro local, et surtout la composition et la température des fluides. La composition, particulièrement en H_2O et CO_2, va conduire à des hydratations et carbonatations différentes et la température sur la faculté de l'eau à dissoudre la silice et donc sur l'activité (au sens chimique du terme) de SiO_2.
A Asbestos, la rodingitisation conduit préférentiellement à la formation de vésuvianite au détriment des grenats si les fluides sont plus pauvres en sels et de température plus faible (< 200°C).

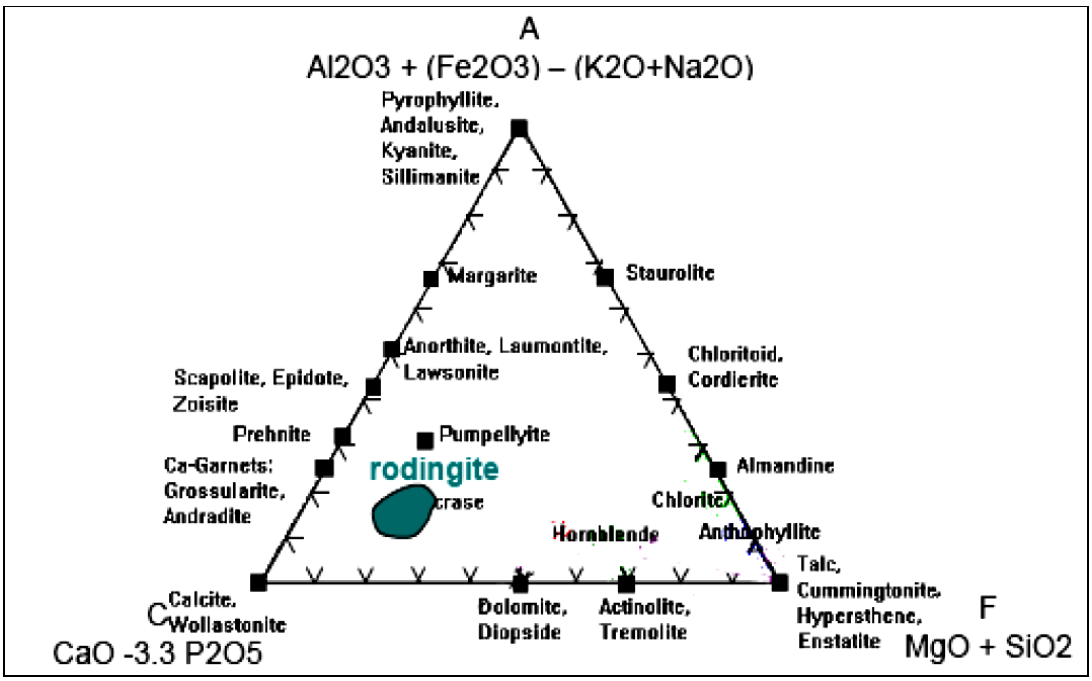


Figure 512 : Corse : Domaine des rodingites dans le diagramme AFC, d'après paragraphe sur Asbestos

11.7.3. Influence de l'hydratation

J.C. Boujou a introduit dans son article une corrélation entre les différentes paragenèses observées sur site, et l'hydratation des minéraux, à saturation en calcium :
La représentation de ces associations dans les diagrammes paragénétiques SiO_2, CaO, MgO, FeO, MnO, Al_2O_3 et H_2O (avec CaO, H_2O et CO_2 en excès) et plus particulièrement dans le diagramme ternaire Al_2O_3 - MgO - FeO+MgO permet de comprendre l'influence de l'eau sur les associations prélevées sur site.
Quatre stades d'hydratation sont présentés ici avec des concentrations en H_2O croissantes de W à Z en passant par les stades intermédiaires X et Y.
On observe sur le diagramme que la concentration en H_2O a une incidence sur les domaines d'existence de la vésuvianite et de la chlorite qui ont tendance à se résorber lorsque la teneur en H_2O augmente.
Minéralogiquement et chimiquement, cela se traduit par des réactions de décomposition de la vésuvianite puis de la chlorite :

- 2 Vs + Dps + H_2O $\longrightarrow$ Grt + 2 Chl permet la transition de la zone W à la zone X ;
- 2 Vs + H_2O $\longrightarrow$ Grt + Chl + Ep permet la transition de la zone X à la zone Y ;
- Grt + Chl + H_2O $\longrightarrow$ Ep + Dps permet la transition de la zone Y à la zone Z.

La zone W est caractérisée par la coexistence de la vésuvianite et du diopside, les zones X et Y par la coexistence de grenat, de diopside et de chlorite tandis que la zone Y marque déjà la disparition de la vésuvianite. On entre finalement dans le dernier stade Z par l'apparition de la paragenèse à épidote - chlorite -diopside (le grenat n'est plus stable en présence de diopside).

Malheureusement, JC GOUJOU a considéré que le flux d'eau était corrélé à l'avancement de la rétromorphose et donc à un abaissement de la température. Or, les paramètres principaux de la cristallisation des minéraux des rodingites d'Asbestos, sont la teneur en sels des fluides hydrothermaux et l'activité de la silice. Ainsi pour Asbestos, la vésuvianite a cristallisé tardivement lorsque la teneur en sels et la température ont décru, alors que JC GOUJOU est arrivé à la conclusion inverse, à savoir que la vésuvianite ne se forme que si la teneur en eau est faible donc pour des températures élevées.

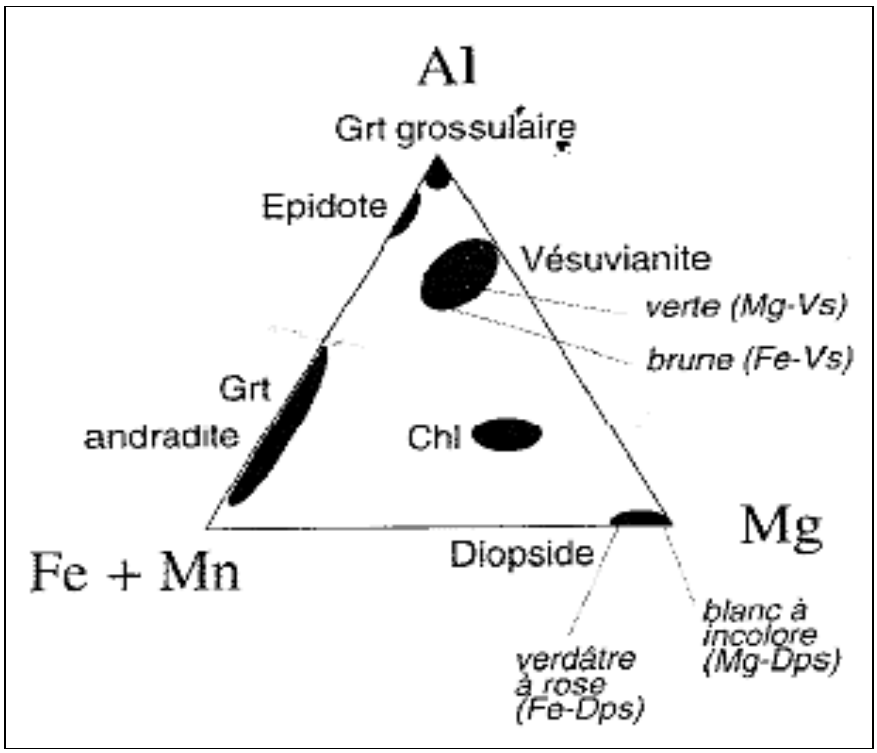


Figure 513 : Corse : Canari : Le système Al - Mg - (Fe+Mn). Domaines de composition des minéraux

11.7.4. Chronologie des cristallisations

Au sein d'une même paragenèse, JC GOUJOU n'a pas pu dégager une quelconque chronologie de cristallisation des silicates calciques ; certes, la wollastonite apparaît clairement tardive sur les autres silicates mais les rapports mutuels entre les autres phases silicatées semblent être des relations de cogénétisme comme en témoigne leur syncristallisation. Ce qui est en adéquation avec le fait que les facteurs déterminant la nature des minéraux d'une paragenèse sont les teneurs en sels, le rapport CO_2/H_2O et non une évolution de la température représentative d'un degré d'avancement de la rétromorphose.

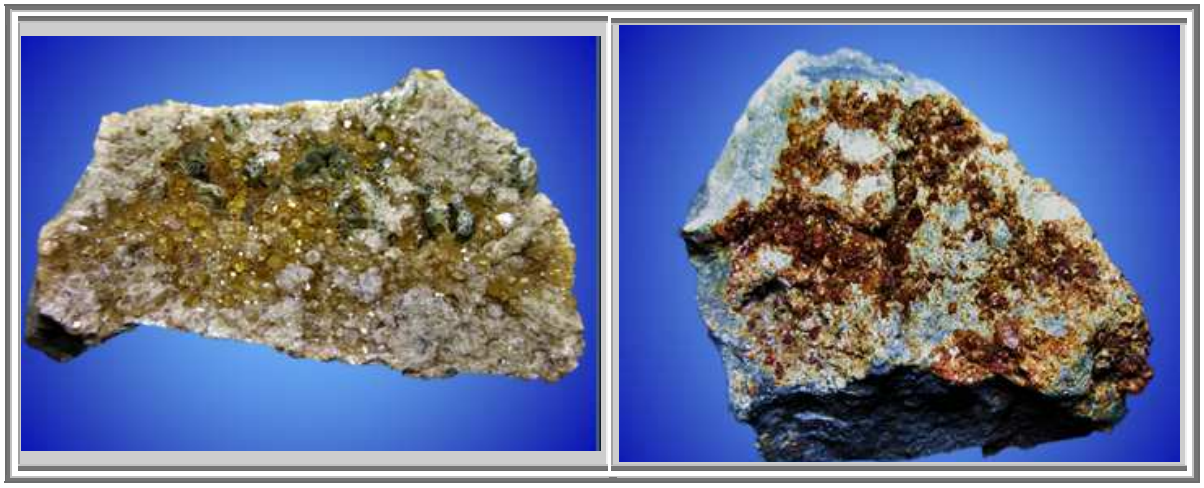


Figure 514 : Corse : Grossulaires, Canari, Nonza, coll. Perso n° 425-426

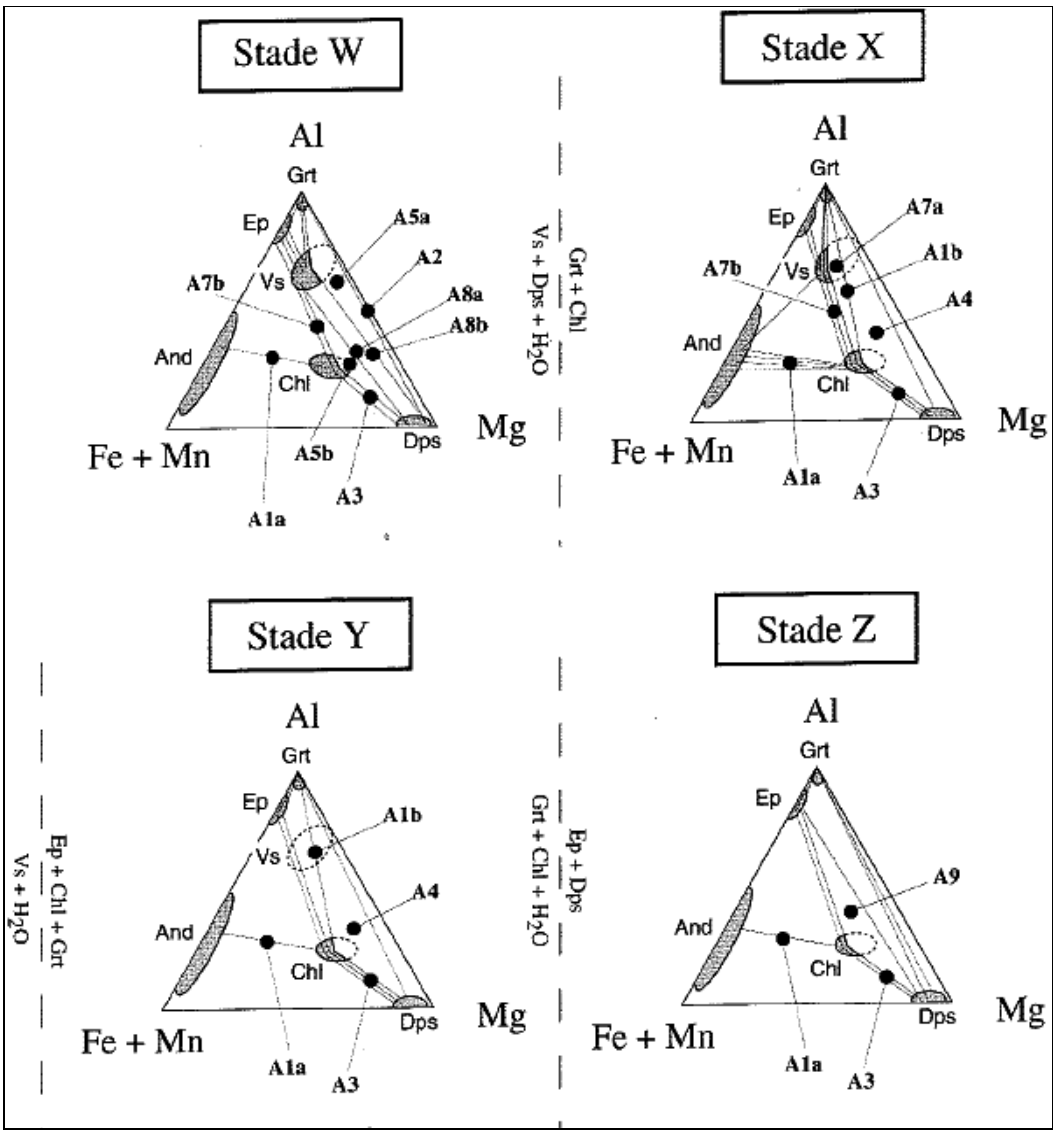


Figure 515 : Corse : Canari : Représentations qualitatives des associations des rodingites
Le système Al - Mg - (Fe + Mn) permet de mettre, en évidence quatre domaines distincts de Pression-Température séparés par trois réactions indiquées en traits discontinus
(par ex. le passage de la zone W à la zone X est caractérisé par la disparition du couple vésuvianite - diopside au profit du couple grenat - chlorite.
On note les associations ubiquistes (Ala et A3) présents dans tous les stades par opposition aux associations index (paragenèses) spécifiques d'un seul stade (A5a, A5b, A4, A7a et A9).
Les minéraux présents, en équilibre, sont joints entre eux par des lignes continues (="tie lines")

11.7.5. Composition minéralogique des associations

La rodingitisation sur le site de canari a permis la formation de composés minéralogiques, proches des pôles limites des différentes solutions solides.

Dans les associations A4, A5, A6 et A8b, le diopside est incolore à blanc, donc très proche du pôle magnésien pur. Dans A8b, il est d'ailleurs associé à une vésuvianite verte (dite californite), le pôle magnésien de ce silicate. Au moins pour certaines associations, la rodingitisation est due au seul enrichissement local en calcium, ou du moins au seul enrichissement d'éléments chimiques alcalino-terreux (calcium + éventuellement baryum), c'est-à-dire d'éléments chimiques non créateur de couleur allotropique.

JC BOUJOU en a déduit que la composition en éléments chimiques des associations était le reflet de la composition initiale de la roche mère. Mais si c'était le cas, comment expliquer la réputation des grenats chromifères de la carrière de Canari.
Les études économiques entreprises au Québec sur la valorisation des sites chromifères et en particulier les zones d'obduction riches en serpentinite et amiante ont montré que le chrome y était d'origine hydrothermal.
Dans la carrière de canari, peut-être s'agit-il du même processus ? Y a-t-il eu apport ou au moins enrichissement local en chrome, apporté par les fluides hydrothermaux en un point géographique précis ? La reconnaissance du site peut seule, répondre à cette question.

Il en est peut-être de même pour le manganèse venu coloré en rose certaines diopsides. Mais pour le manganèse aussi, il m'est impossible de déterminer si ce manganèse était préalablement présent dans la roche mère ou bien s'il a été apporté par les fluides hydrothermaux.

En revanche, la présence de cristaux de vésuvianites présentant des zonations longitudinales des baguettes, passant du brun au jaune-vert, montre effectivement que la rodingitisation n'est pas responsable d'un enrichissement en fer. Les ions Mg^{2+} et Fe^{2+} se substituant fréquemment et aisément, au début de la formation de ces diopsides, la cristallisation s'est produite avec consommation de ces deux cations, puis au fur et à mesure que la teneur locale initiale en Fe^{2+} a diminué, la cristallisation des diopsides s'est poursuivi avec des teneurs relatives en Mg^{2+} par rapport à Fe^{2+} de plus en plus importante, faisant évoluer la composition locale de la diopside vers la composition du pôle limite $CaMg(Si_2O_6)$, de couleur verte. Il n'y a donc pas eu apport de fer de la part des fluides hydrothermaux.

En l'absence d'informations complémentaires sur la pétrographie du site, il est délicat de se prononcer sur l'existence d'un enrichissement localisé en métaux (Chrome, manganèse) par apport de ces éléments par la migration des fluides hydrothermaux ou bien s'ils étaient localement présents dans la roche mère.
La présence de peu de grenats grossulaires chromifères, d'andradites (grenats ferreux) ajoutés à la présence de vésuvianite et diopside « magnésiens » pures aurait néanmoins tendance à indiquer que les fluides hydrothermaux ne sont à l'origine que de l'apport du calcium et du carbonate (sous forme de CO_2).

11.8 Problèmes occasionnés par le site et leurs solutions en 2009

Depuis l'arrêt de l'activité minière, plusieurs problèmes sont apparus. Le plus spectaculaire d'entre eux correspond au remplissage des deux anses, situées juste au sud du site, par les stériles qui ont été déversés en mer pendant l'exploitation de la mine, à l'aplomb des installations encore visibles au bord de la route du bord de mer. La force des courants Nord-Sud le long de cette partie du Cap a fait le reste.... Voici pourquoi depuis l'arrêt de l'exploitation, le site est étudié de près par les Services de l'Office de l'Environnement de la Corse. Il s'agit également d'établir des plans de réhabilitation ou, au moins, de sécuriser cette zone. D'autres problèmes de natures diverses en effet existent :

- sécurité des bâtiments et des galeries ;
- instabilité géotechnique sur les déblais ;
- pollution des sols ;
- pollution atmosphérique ;
- pollution marine.

Au moment de la rédaction de cet article, aucune décision n'avait encore été prise en ce qui concerne le traitement de ces problèmes et les moyens qui seront mis en œuvre pour palier à ces nuisances.

Mari, 1980

Et demain ?
Des travaux de sécurisation ont débuté en octobre 2009, dans la carrière de Canari de manière à stabiliser les blocs d'amiante et à permettre à la végétation de venir recouvrir les déblais et rendre son caractère végétal à cette ancienne falaise.

Bien sûr cela se fera au détriment des recherches minéralogiques sur le site.

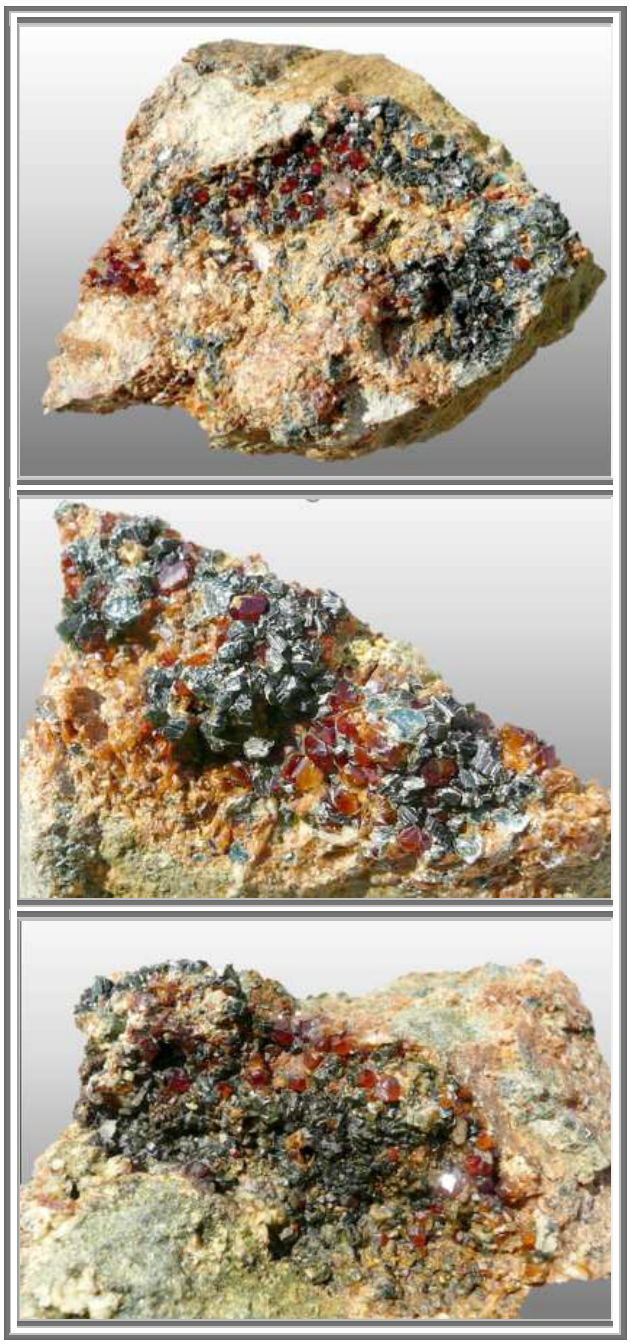


Figure 516 : Canari : Nonza ; Hessonites et clinochlore

Nonza,
Collection et photo ; leboncoin, Robin

90 mm x 74 mm x 48 mm Poids : 392 g

84 mm x 75 mm x 39 mm Poids : 241 g

94 mm x 70 mm x 27 mm Poids : 175 g

Figure 517 : Canari : grenats
Cahier des micromonteurs n°129
JPB : Jean Pierre Barral

Grossulaire
champ 4 mm
Collection-photo : RP/PC

Grossulaire tsavorite
champ 5 mm
Collection-photo : JCG/JPB

Grossulaire vrai
champ 0,8 mm
Collection-photo : JPB/JPB

Grossulaire
champ 2,5 mm
Collection-photo : JPB/JPB

12. AUTRES GRENATS CORSES

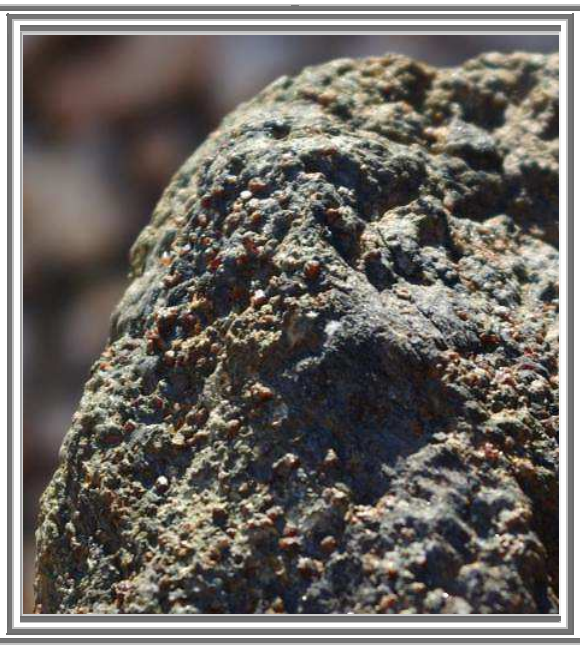


Photo 59 : Corse : Collection et photo Jean-Marie LAURENT, alias JML31 : Grenats - col de Vizzavona
Photo 60 : Corse : Collection et photo Jean-Marie LAURENT, alias JML31 : Grenats - col de Vizzavona
Photo 61 : Corse : Collection et photo totf : Grenats - glaucophanite à grenat de CANARI
Photo 62 : Corse : Nonza, coll. et photo G. Baudry

Livre 11 - Métamorphisme de subduction

1. LES ECLOGITES

La subduction de l'océan du Massif central, phase précoce de l'orogenèse hercynienne, à la fin du silurien (-420 Ma à -360 Ma), a provoqué l'éclogitisation de roches continentales (complexe de Champtoceaux (44)) ou, le plus fréquemment de roches basiques provenant du manteau lithosphérique de cet océan (ile de Groix (56), Vendée (St Philbert de Bouaine (85) et St Philbert de Granlieu (44), jusque dans le Limousin).

Depuis l'érosion de la région, il est possible d'observer des affleurements d'éclogites et d'y observer bon nombre de grenats puisque, par définition, l'éclogitisation est une phase de formation de grenats. Les éclogites sont en effet principalement constituées de :

- grenats roses
- auréoles vert-foncée autour des grenats d'amphibole formée lors de la phase rétrograde du métamorphisme avec diminution de la pression
- disthène bleu, souvent remplacé par des plaques blanches à roses de symplectite à anorthite et spinelle
- matrice d'omphacite verte

1.1 Définitions

Le terme « ***éclogite*** » a été défini par l'abbé Haüy en 1822 à partir du mot grec *eklogê= « sélection »*, à cause de la sélection des minéraux qui la constituent. Pour anecdote, sa stèle a été fabriquée en éclogite.

Aujourd'hui, la définition du terme éclogite selon le SCMR (Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks (SCMR) branche de l' IUGS Commission on the Systematics in Petrology (CSP).) est la suivante :

Eclogite : roche métamorphique, exempte de plagioclase, composée d'au moins 75 % vol. d'omphacite et de grenats, tous deux faisant partie des constituants majoritaires (> 5% vol, mais aucun n'excédant 75% du volume).

Dans cette définition, l'omphacite est définie par le sous-commité IMA pour la nomenclature des pyroxènes (Morimoto et al. 1988, Fleitscher & Mandarino, 1991, Carswell 1990). Elle est basée sur la composition, qui peut être plus ou moins identifiée sur site, par sa couleur.

NOTA

L'omphacite est un pyroxène de composition complexe, intermédiaire entre les deux pôles limites diopside et jadéite et l'augite :

- diopside : clinopyroxène calco-magnésien Ca Mg Si_2O_6
- jadéite : orthopyroxène sodique : Na Al Si_2O_6
- augite : (Ca, Na) (Fe, Al) Si_2O_6

Sa couleur varie du vert sombre au vert clair, voire au jaune.

Toutefois, cette définition ne me convient pas car elle ne fait nullement référence aux conditions et au processus de formation des éclogites. Les éclogites sont des roches de type HP-HT, anhydres, qui se sont formées dans la couche inférieure de la croûte terrestre. Lors de la subduction, les roches basaltiques des croûtes océaniques se transforment en amphibolite qui, après enfouissement plus profond et élimination de l'eau avec fusion partielle donnent à leur tour des éclogites.

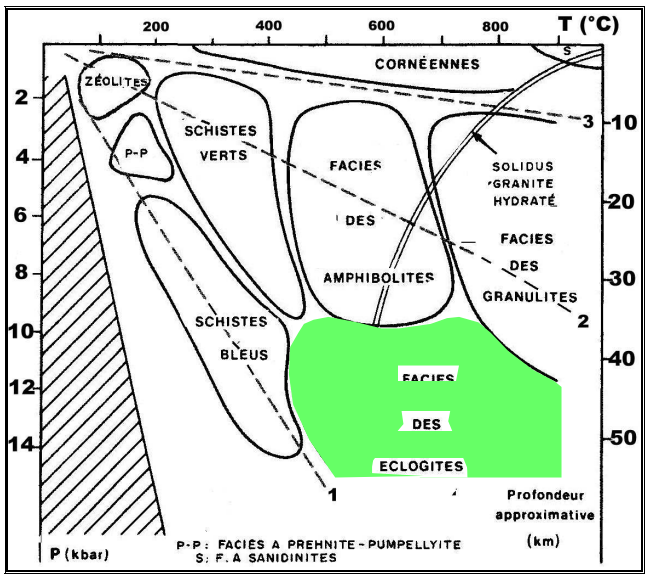


Figure 518 : Eclogites : Faciès de pression-température des roches métamorphiques du faciès HT-HP des éclogites d'après Eskola

En outre Eskola, lorsqu'il a défini les faciès de conditions de métamorphisme, il a retenu un faciès spécifique des éclogites correspondant aux conditions de formation et de stabilité de ces éclogites : HP-HT.

D'ailleurs, par extension linguistique, on assimile souvent le terme d' « éclogite » non plus seulement aux roches basiques définies précédemment, mais aussi pour des roches formées sous les conditions physiques du faciès des éclogites, notamment des roches acides constituées de grenat + phengite + talc.

1.2 Nature

Voici les 4 variétés d'éclogites définies par Godard (1988) dont la thèse est la référence en matière d'éclogite de la région sud Armorique avec les travaux de Michel Ballèvre.

- **Eclogite A à disthène, riche en magnésium et sans quartz :**

  La matrice de clinopyroxène (Cpx) vert-clair de cette variété est ponctuée de cristaux de grenat rose dont la taille peut atteindre plusieurs centimètres.

  Le disthène, la zoïsite et l'amphibole syn-éclogite faiblement colorée sont aussi abondants. Les deux gisements principaux de cette belle roche sont La Compointrie, découvert par Baret en 1900 et Saint-Denis-la-Chevasse en carrière abandonnée. Des blocs erratiques sont aussi connus dans d'autres petits gisements.

- **Eclogite B à disthène, pauvre en quartz :**

  Elle apparaît associée au faciès précédent.

  Elle était abondante dans l'ancienne carrière de Pied-Pain (sud-ouest de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu) et des niveaux métriques existent dans la carrière de la Gerbaudière.

  Ses caractéristiques pétrologiques sont intermédiaires entre l'éclogite A et l'éclogite C.

- **Eclogite C à quartz :**

  C'est la variété la plus abondante constituant 95% du volume total des éclogites.

  Les meilleurs gisements en sont les deux carrières de la Gerbaudière à Saint-Philbert-de-Bouaine. La roche renferme des cristaux de grenat, généralement subautomorphes dont la taille moyenne est de l'ordre de 4 à 5 millimètres, inclus dans une matrice foliée consistant en quartz et en omphacite. Des faciès sombres à amphiboles syn-éclogites dessinent un litage parallèle à la foliation syn-éclogite Zoïsite, clinozoïsite, rutile, ilménite, sulfures et calcite sont les minéraux accessoires.

- **Eclogite D ferro-titanées à quartz**

  L'omphacite y est inhabituellement d'un vert sombre et le grenat est rouge brillant. Ces teintes sont dues à une haute teneur en fer. De plus, la teneur en rutile atteint facilement 4% du volume de la roche. Ce faciès occupe 2 à 3% des éclogites de Vendée. Les affleurements principaux se trouvent près de Roche servière et de Boulogne.

1.3 Pétrologie et gisements

Les grenats des éclogites renferment des proportions variables d'almandin ($\mathbf{Fe}_3Al_2(SiO_4)_3$), de pyrope ($\mathbf{Mg}_3Al_2(SiO_4)_3$) et de grossulaire ($\mathbf{Ca}_3Al_2(SiO_4)_3$), sous forme de solutions solides; la quantité de grossulaire y est toujours inférieure à 50 %mol.
Le clinopyroxène, nommé omphacite, est aussi une solution solide formée de diopside ($CaMgSi_2O_6$) et de jadéite ($NaAlSi_2O_6$) en proportions variables; il s'y ajoute parfois de l'acmite ($NaFe^{3+}Si_2O_6$). Le rutile (TiO_2), parfois le quartz (SiO_2) et la magnétite (Fe_3O_4) sont accessoires.
Certaines éclogites renferment en outre: disthène, zoïsite, amphiboles, mica sodique, olivine ou enstatite (cf. ci-avant).
Les éclogites apparaissent dans deux types de gisements distincts: en enclave (xénolithes) dans des roches magmatiques basiques ou ultrabasiques (basaltes, kimberlites, certaines péridotites); en lentilles métriques ou hectométriques, groupées en essaims dans les séries métamorphiques formées de gneiss, de migmatites ou de micaschistes. Ces séries appartiennent à divers faciès minéralogiques (granulites, amphibolites, amphibolites à épidote, schistes à glaucophane), ainsi qu'à différents types de métamorphisme allant du type à glaucophane-jadéite jusqu'au type à disthène; mais on ne connaît pas d'éclogites dans les séries métamorphiques à andalousite.

1.4 Conditions de formation

Les phénomènes d'«éclogitisation» de gabbros à olivine, décrits dans certaines séries catazonales et même dans les séries épizonales, montrent la formation d'éclogites suivant un processus métamorphique. Ce processus aboutit à la transformation isochimique partielle des roches basiques en éclogite. L'olivine du gabbro est entourée d'une couronne de réaction formée de grenat et d'omphacite. D'une manière schématique, les réactions mises en jeu sont:

$$\underset{\text{Albite}}{NaAlSi_3O_8} \longrightarrow \underset{\text{jadéite}}{NaAlSi_3O_6} + \underset{\text{quartz}}{SiO_2}$$

$$\underset{\text{anorthite}}{CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{olivine}}{(Mg,Fe)_2SiO_4} \longrightarrow \underset{\text{grenat}}{Ca(Mg,Fe)_2\,Al_2\,[SiO_4]_3}$$

Dans certains gabbros à olivine, l'absence de quartz a comme conséquence l'éclogitisation préférentielle de ces roches. En effet, en l'absence de quartz, le domaine de stabilité de la jadéite est étendu vers des pressions plus faibles (ou des températures plus fortes).
La transformation isochimique d'un gabbro en éclogite élève la densité de la roche de 3,0 à 3,5. Cela suggère que les éclogites ont pris naissance sous de fortes pressions, ce que confirment encore diverses observations: le silicate d'alumine stable est toujours le disthène, polymorphe de haute pression; le clinopyroxène peut être largement substitué par la jadéite (jusqu'à 60 moles p. 100) et le grenat est souvent riche en pyrope, substitutions que favorise la pression; les éclogites n'existent pas dans les séries métamorphiques à andalousite formées à basse pression; enfin, des éclogites xénolithiques renferment du diamant en inclusions dans leurs minéraux. Aussi, Eskola, dans sa classification des roches métamorphiques en faciès minéralogiques, considérait-il les éclogites comme les seuls représentants d'un «faciès des éclogites» défini par des pressions et des températures élevées. Actuellement, s'il est admis qu'une pression minimale est nécessaire pour l'apparition d'éclogites ($P = 5.10^5$ kPa), il est démontré que ces roches se forment dans un domaine très large de températures et de pressions qui correspond, en fait, à plusieurs faciès minéralogiques.

En outre, la pression de l'eau P_{H2} était très faible dans les éclogites, qui sont des milieux peu hydratés ou «à sec». À côté des éclogites, des roches de composition chimique variée sont maintenant connues dans le faciès des éclogites *stricto sensu* .

La composition des grenats permet de classer les éclogites en trois groupes:

- le groupe A comprend les éclogites xénolithiques, dont les grenats renferment en moyenne 70 mol% de pyrope;
- le groupe B rassemble les éclogites liées aux gneiss du faciès des granulites et des amphibolites, où la teneur moyenne en pyrope du grenat est de 44 mol%;
- le groupe C inclut les éclogites épizonales du faciès des schistes verts et des schistes à glaucophane, dont les grenats sont plutôt pauvres en pyrope (10 mol%).

Dans la mesure où ces roches ont des compositions chimiques analogues, ces variations traduisent des différences dans les conditions physiques de leur formation. De telles considérations et les données pétrographiques (éclogitisation) laissent à penser que les éclogites épizonales ont pu se former à basse température (450-500 ^{0}C) et à pression comprise entre 8.10^5 et 10^6 kPa, dans les conditions du faciès des schistes à glaucophane.
Parmi les éclogites du groupe B, certaines éclogites catazonales se sont formées à plus haute température (650 ^{0}C) et à plus forte pression, dans le faciès des granulites de haute pression; quant aux éclogites du groupe A, on admet qu'elles se sont formées à très forte pression (P = 2. 10^6 kPa) et à température très élevée. Ainsi, les éclogites à diamant proviendraient, non plus de la croûte, mais du manteau supérieur. Cependant, des éclogites, en particulier des éclogites à quartz, ont pris naissance à la base de la croûte, dans des conditions telles que l'association caractéristique du faciès des granulites est devenue instable pour les roches basiques saturées en silice suivant la réaction:

$$\underset{\text{hyperstène}}{4\ MgFeSiO_3} + \underset{\text{anorthite}}{CaAl_2\ Si_2O_8} \longrightarrow \underset{\text{grenat}}{(Mg,Fe)_3Al_2\,[SiO_4]_3} + \underset{\text{diopside}}{Ca(Mg,Fe)Si_2O_6} + \underset{\text{quartz}}{SiO_2}$$

Ce sont ces éclogites et les éclogites subcrustales qui permettent de définir un faciès des éclogites caractérisé par l'instabilité du plagioclase. Ces dernières, connues sous forme de xénolithes, pourraient être des roches d'origine magmatique formées par différenciation ou fusion partielle à partir des péridotites à grenat qui constituent essentiellement le manteau supérieur.
Quant à l'origine des éclogites crustales, elle peut être expliquée par un modèle géodynamique de la tectonique des plaques qui rend compte des fortes pressions nécessaires à leur apparition. Les limites des plaques convergentes sont les lieux où est consommée la lithosphère à croûte océanique le long d'un plan de subduction, par enfoncement de cette dernière, la plaque «subductée» pouvant atteindre une profondeur de 700 kilomètres. Dans ces conditions, les basaltes océaniques sont progressivement métamorphisés au cours de l'enfoncement d'abord en amphibolite, puis en éclogite. Dans le modèle de Ringwood (1974), c'est la fusion de ces éclogites entre 100 et 150 kilomètres de profondeur qui serait à l'origine des magmas calco-alcalins dont l'abondance caractérise les zones orogéniques en compression. L'utilisation de géothermomètres (partage du fer et du magnésium entre le grenat et le clinopyroxène) et de géobaromètres (teneur en constituant jadéite des omphacites) permet une estimation des températures et des pressions lors de la formation des éclogites crustales: ainsi pour les éclogites de Norvège, 750 ^{0}C et une pression maximale de 18.10^5 kPa; pour certaines éclogites alpines, de 530 ^{0}C à 800 ^{0}C et de 13 à 2 .10^6 kPa. Ces résultats sont en accord avec les profondeurs atteintes lors de la subduction.
Les éclogites subissent souvent des phénomènes de rétromorphose; «à sec», on observe une couronne de diopside + plagioclase (symplectite) autour de l'omphacite et une association orthopyroxène + plagioclase = spinelle autour du grenat, ce dernier pouvant présenter une zonation inverse. Cette rétromorphose traduit le passage des conditions du faciès des éclogites à celles du faciès des granulites, par décroissance de la pression, liée au soulèvement adiabatique du bâti. En présence d'eau, les éclogites sont transformées en amphibolites à grenat ou en prasinites.

2. LA SUBDUCTION

L'une des phases critiques du cycle de Wilson, qui schématise le processus de divergence océanique est la subduction.
Suite à l'expansion océanique, la plaque océanique a tendance à se refroidir et à se densifier lors des phases de serpentinisation.

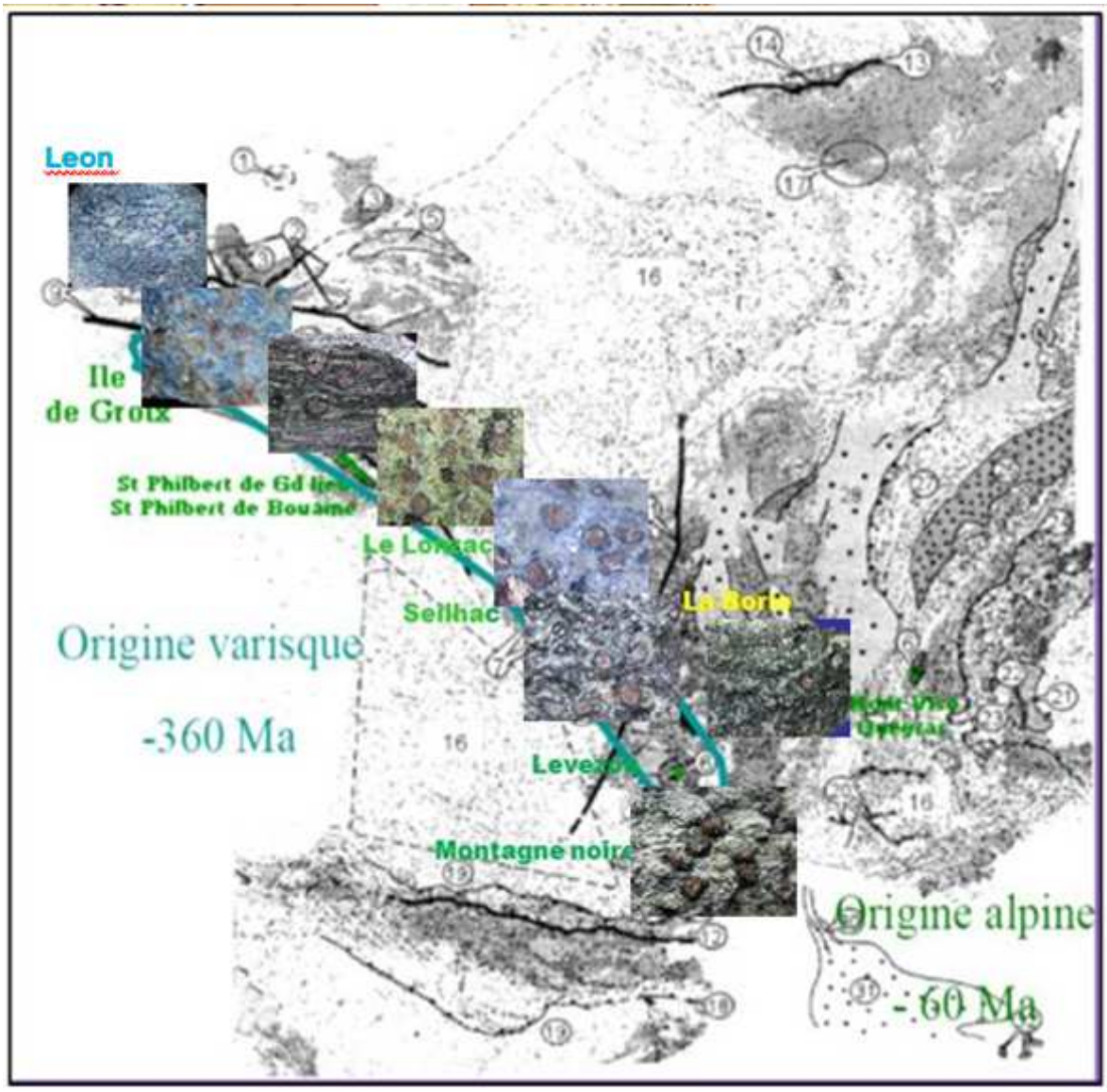


Figure 519 : Eclogites : Marquage 6 en vert : Affleurements d'anciennes zones de subduction en France

2.1 Les zones de subduction en France

Les principales zones de subduction affleurante en France sont au nombre de 8 :

- origine pré varisque (ou hercynienne)
  - ile de Groix (56) avec une subduction dans les conditions PT des schistes bleus
  - le complexe de Champtoceaux (44) (le Cellier) au nord-est de Nantes, qui est une subduction de plaque continentale avec formation d'éclogites à petits grenats
  - Le complexe des Essarts (44 et 85) au sud de Nantes avec formation des éclogites renommées des deux St Philbert, de Grand Lieu et de Bouaine

- Enclaves du Limousin
- Lévezou, Rouergue

- origine pré alpine
  - Mont Viso dans le massif du Queyras avec formation d'éclogites
- Autres
  - Haut-Allier, La Borie (43)
  - Faille des Cévennes : La Montagne noire Salvetat (34) – Tarn(81)

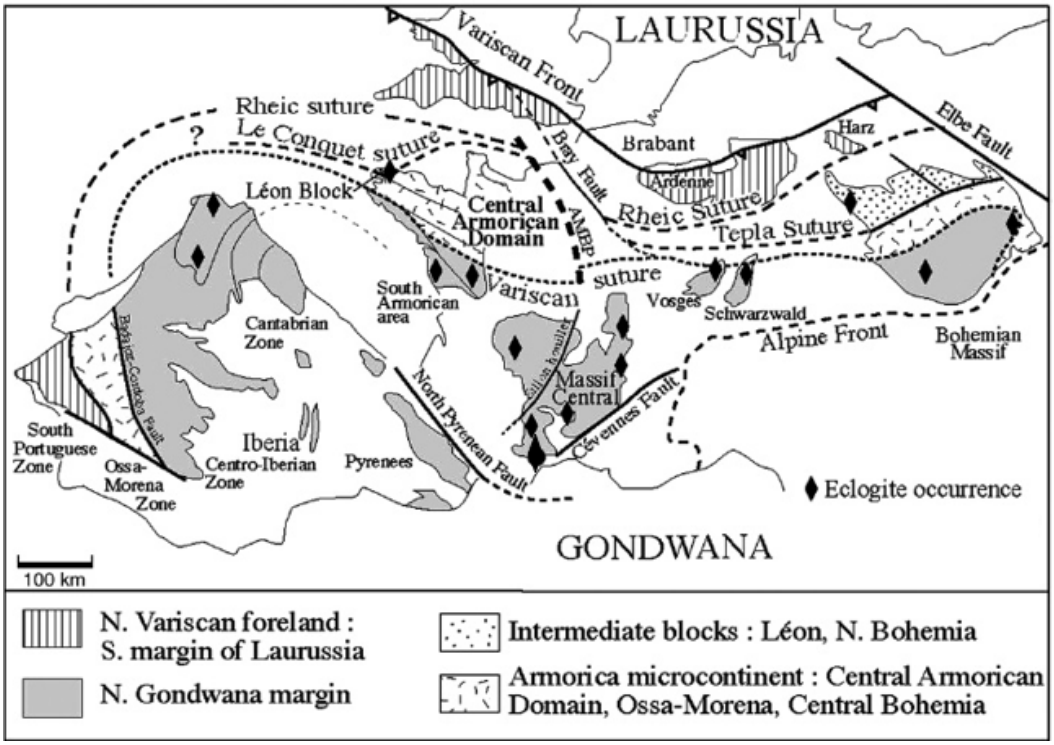


Figure 520 : Eclogites : Occurrences et failles de subduction

2.2 La croûte terrestre

La croûte terrestre est constituée de deux composants la croûte terrestre et la croûte océanique.

	Croûte terrestre	Croûte océanique
Représentation	Continents et leurs plateaux continentaux	Fonds des océans
Epaisseur	30 km en moyenne Mais avec de fortes disparités de 15 à 80 km (en fonction du relief et selon le modèle d'Airy)	5 à 7 km en moyenne
Composition	Roches granitiques à dioritiques – roches métamorphiques (gneiss) Placage de gabbro au contact du Moho	Basaltes pauvres en silice gabbros
Densité	2,7 à 2,8	3 à 3,3
Age	Jusqu'à 3,8 Ga	Jusqu'à 220 Ma

Table 30 : Eclogites : Comparatif des propriétés entre les croûtes terrestres et océaniques

2.3 Mécanisme de subduction

2.3.1. Déclenchement

La croûte océanique se forme le long des dorsales médio-océaniques sous la forme d'ophiolites, principalement constituées de basaltes et de gabbros après cristallisation des minéraux les composant, plagioclase, pyroxène, olivine et biotite principalement.

Puis, la croûte se déplace, repoussant les continents : c'est le processus **d'expansion océanique**. Au cours de cette expansion, l'épaisseur de la lithosphère océanique, constituée de cette croûte et de la partie du manteau qui lui est subordonnée, évolue au cours du temps. En s'éloignant du point chaud sous-jacent à la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit, et son épaisseur augmente selon une cinétique proportionnelle à la racine carré du temps.
La vitesse de variation de l'épaisseur de cette lithosphère, en fonction de l'âge de cette croûte peut être exprimée par la loi empirique :

$$\Delta E_{lo} = 9 - 9{,}5\ (\text{Age}_{lo})^{0,5}$$

Où lo : lithosphère océanique
E_{lo} : Epaisseur de la lithosphère océanique en km
Age_{lo} : Age de la lithosphère océanique en Ma

Considérons que la formation de la croûte océanique est instantanée et que son épaisseur est constante, ce qui est parfaitement valable à l'échelle géologique.
soient
E_{co} : Epaisseur de la croûte océanique = 6 km
d_{co} : densité de la croûte océanique = 2,85
d_{Mi} : densité du manteau = 3,3

Pour un coefficient moyen de vitesse d'épaississement de 9,2 :

$$E_{lo} = E_{co} + E_{Mi} = 6 + 9{,}2 \times (\text{Age}_{lo})^{0,5}$$

la densité de la lithosphère océanique vaut alors :

$$d_{lo} = \frac{E_{co} \times d_{co} + E_{Mi} \times d_{Mi}}{E_{co} + E_{Mi}}$$

$$d_{lo} = \frac{6 \times 2{,}85 + 9{,}2 \times (\text{Age}_{lo})^{0,5} \times 3{,}3}{6 + 9{,}2 \times (\text{Age}_{lo})^{0,5}}$$

L'observation de la courbe précédente montre que la densité de la lithosphère atteint puis dépasse la valeur de la densité de l'asthénosphère vers un âge de 30 Ma environ. A cette date, la lithosphère peut commencer à s'enfoncer dans l'asthénosphère, sous l'effet de son propre poids.

Toutefois, les observations indiquent plutôt des débuts de subduction aux alentours de 50-70 Ma. Certains géologues avancent comme explication à ce retard, les liens de cohésion qu'il y a entre la lithosphère océanique et la marge continentale adjacente.
Pour ma part, le retard au déclenchement de la subduction d'une plaque océanique sous une autre plaque océanique serait plutôt dû à la serpentinisation de la croûte océanique.
En effet, cette serpentinisation consiste en une hydratation qui augmente jusqu'à 40% le volume de la roche, le densité de la croûte passant de 2,85 à 2,5. Si la totalité de la croûte venait à se serpentiniser, la courbe de la densité de la lithosphère océanique en fonction du temps passerait de la courbe bleue à la courbe rouge ci-dessus, et la densité de la lithosphère n'atteint plus celle de l'asthénosphère qu'après 90 Ma environ. On constate que la serpentinisation a donc bien un effet retardant sur le déclenchement du processus de subduction de la lithosphère océanique dans l'asthénosphère.

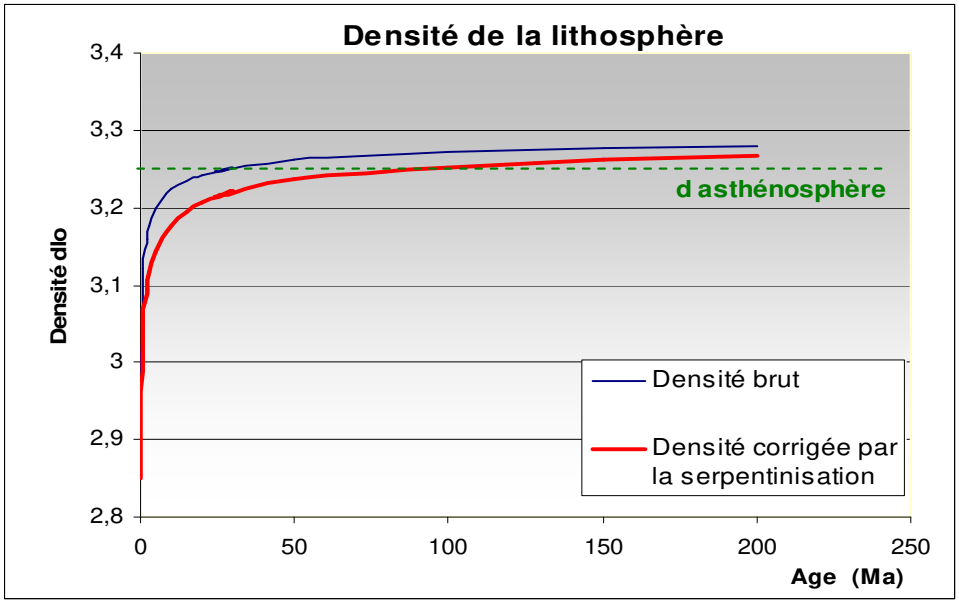


Figure 521 : Eclogites : Evolution de la densité de la lithosphère océanique en fonction de son âge

La densité brut correspond à l'équation (1)
la densité corrigée tient compte de la serpentinisation de la croûte et de sa diminution de densité.

2.3.2. Réactions minéralogiques au cours de la subduction

Comme toute bonne histoire commençons là par ….Il était une fois un magma si pétillant qu'il décidé de jaillir hors du manteau le long d'une dorsale médio-océanique. Dès lors son histoire se compliqua bien vite tout en devenant plus passionnante.

La grande majorité des présentations de la subduction consiste à faire s'écouler une lithosphère sous une plaque océanique ou continentale, indiquer la présence de séismes le long du **plan de Wadati-Benioff,** et la formation d'un arc volcanique sur la **plaque chevauchante** après fusion de l'asthénosphère sous-jacente due à la libération d'eau de la lithosphère **de la plaque plongeante (appelée slab).**

Mais ceci peut rapidement devenir très compliqué dès que l'on s'intéresse aux réactions minéralogiques qui interviennent tout le long du processus de formation et disparition d'une lithosphère et plus particulièrement à la formation des grenats dans les éclogites.

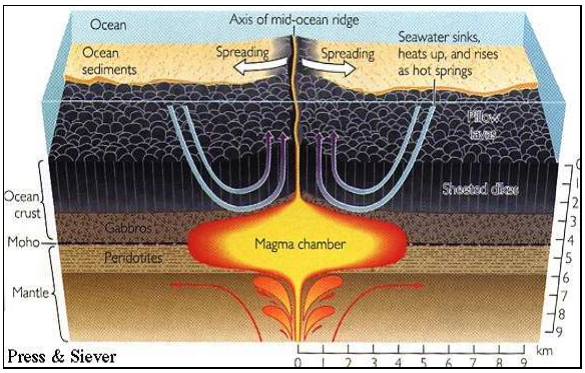


Figure 522 : Eclogites : Décomposition stratifiée de la lithosphère océanique composée de la croûte et du manteau lithosphérique.

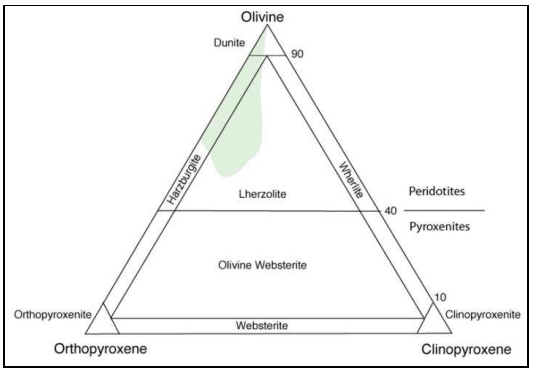


Figure 523 : Eclogites : Roches de la partie sous-jacente le MOHO des séquences ophiolitiques
En vert composition moyenne du magma sous les dorsales

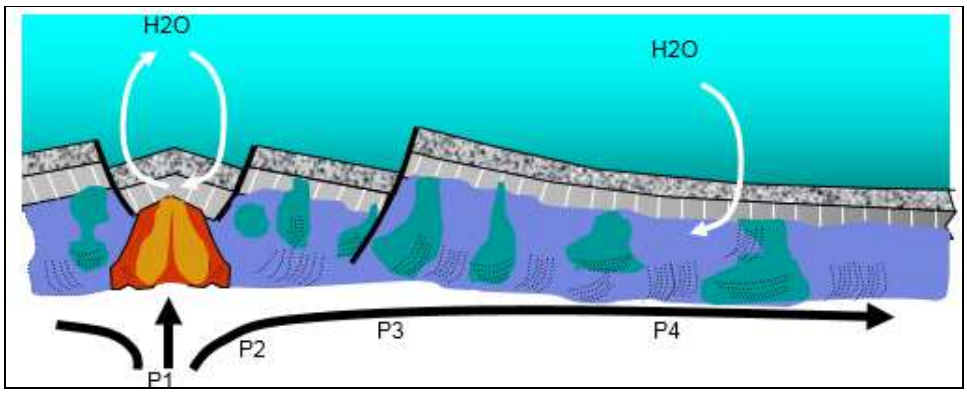


Figure 524 : Eclogites : Parcours de la lithosphère océanique :
Phases de formation et d'expansion océanique
Séquence ophiolitique composée de bas en haut gabbros lités, gabbros supérieurs, complexe filonien, et pillows lavas
Au-dessous de cette séquence ophiolitique, le manteau lithosphérique est constitué de lherzolite ou harzburgite qui forment des dunites au cours du parcours

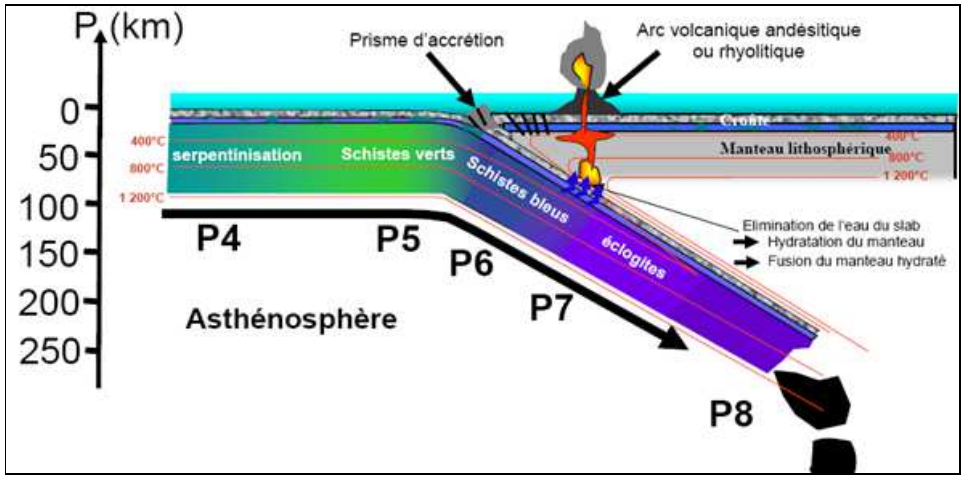


Figure 525 : Eclogites : Parcours de la lithosphère océanique : Phases de subduction
Indication des différents faciès de conditions métamorphiques subies par les roches
Remarque : Dans cette représentation, il a été choisi de représenter une plaque chevauchante océanique mais cela n'a aucune incidence sur le texte de l'exposé. Seule l'inclinaison du plan de Wadati-Bénioff s'en trouve affectée (la pente étant moins forte dans le cas de deux plaques océaniques)

Reprenons donc notre histoire, mais cette fois en décomposant (et en simplifiant encore !) la lithosphère en trois niveaux successifs :

- A) la partie supérieure de la croûte
  constituée de basaltes (pillows lavas + complexe filonien (cf. composition des séquences ophiolitiques)
- B) la partie inférieure de la croûte
  constituée de gabbros, lités ou pas, de granulométrie microgrenue à grenue
- C) le manteau lithosphérique composée essentiellement d'harzburgite ou de lherzolite
  et suivons le trajet de la lithosphère océanique dans son périple de la dorsale médio-océanique au tréfonds de l'asthénosphère en fin de subduction.

2.3.3. Phase 1 (P1)

Les conditions de pression et de température permettent un début de fusion du manteau, dès 60 à 100 km de profondeur, selon les auteurs. Il y a alors remontée convective du manteau plastique (asthénosphère) jusqu'en surface, et ainsi formation d'une dorsale, ou ride médio-océanique

2.3.4. Phase 2 : Formation d'une croûte océanique

Le magma est refroidit au contact de l'eau de mer et forme une nouvelle croûte océanique sous la forme d'une séquence ophiolitique, constituée de basalte et de gabbros en poche ou lités. Cette croûte récente est repoussée de la dorsale vers l'extérieur par le magma émergeant.

Les péridotites du manteau supérieur, appelées lherzolites, sont constituées d'olivine + (orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclases), vont alors produire du basalte par fusion partielle, pour un taux pouvant atteindre 10 à 20 %. Elles forment le manteau dit "fertile".

Au-dessus se forment des harzburgites (olivine + orthopyroxène + spinelle), résidus des lherzolites après extraction du liquide basaltique, puis des dunites (roches encore plus réfractaires constituées presque exclusivement d'olivine). Ces deux dernières espèces de péridotites constituent le manteau dit "appauvri".

2.3.5. Phase 3 : Migration de la lithosphère océanique – Hydratation des roches de la lithosphère océanique

A mesure que la lithosphère s'éloigne de la ride médio-océanique, celle-ci se refroidit, s'épaissit et s'hydrate au contact de l'eau de mer réchauffée. Il se produit donc un métamorphisme hydrothermal. Et comme les roches ne sont soumises qu'aux seules pressions lithostatiques normales de faible intensité compte tenu de l'épaisseur restreinte de la lithosphère ; il s'agit donc d'un métamorphisme MT/BP.

Métamorphisme MT/BP des gabbros de la croûte océanique (17)

Lorsque la température atteint celle du solidus, les gabbros cristallisent en association pyroxène + plagioclases.
Puis, d'une manière simplifiée, au fur et à mesure de leur éloignement de la dorsale et de leur refroidissement au contact de l'eau de mer, les gabbros voient les éléments chimiques des minéraux qui les composent se recombiner avec H2O par métamorphisme hydrothermal (Humphrys et al 1978), pour former tout d'abord de l'amphibole (hornblende) en périphérie des grains de pyroxènes, puis de l'actinote et jusqu'à de la chlorite [17].

Plus précisément, Hacker[21], a développé les mécanismes d'altération des croûtes océaniques. L'altération de la croûte océanique se produit sous l'effet de circulations hydrothermales, elle est par conséquent très inhomogènes en fonction de la porosité et notamment des fissures ou des fractures dues à l'expansion océanique. Ainsi, certaines roches parviennent à échapper totalement à cette altération, alors que d'autres sont complètement recristallisés en nouveaux minéraux.

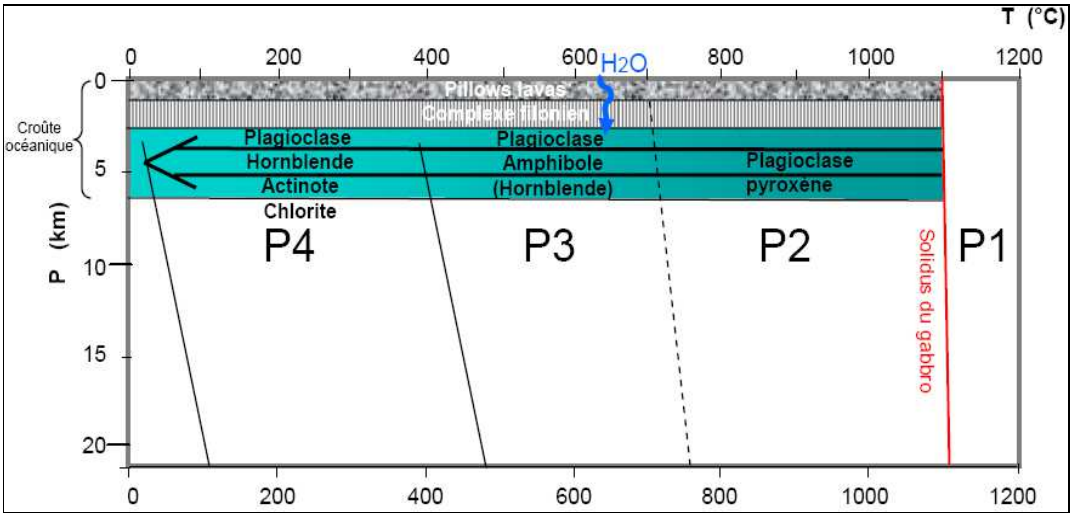


Figure 526 : Eclogites : Evolution minéralogique des gabbros de P1 à P4 au cours du trajet d'expansion océanique d'après C. NICOLLET [17])

Les laves sont généralement diversement métamorphisées sous les conditions PT du faciès des « sous schistes verts », et les gabbros recristallisent très partiellement sous les conditions des faciès à amphibole.
Les pressions sous lesquelles ces séquences ophiolitiques se sont formées sont relativement basses (<= 300 MPa), dues seulement à la profondeur de l'océan sus-jacent et à l'épaisseur de la croûte océanique, et leur température de formation étaient de l'ordre de 650°C.
Nos meilleures informations sur l'altération des laves océaniques et des dykes proviennent des études DSDP du forage 504 B (Alt et al 1986,1989, voir texte Asbestos/ophiolite). Elles indiquent que les laves contiennent 10 % d'auréoles d'altération autour des vaines et des fissures, conduisant à une teneur moyenne de 12% H_2O pour l'ensemble des laves.

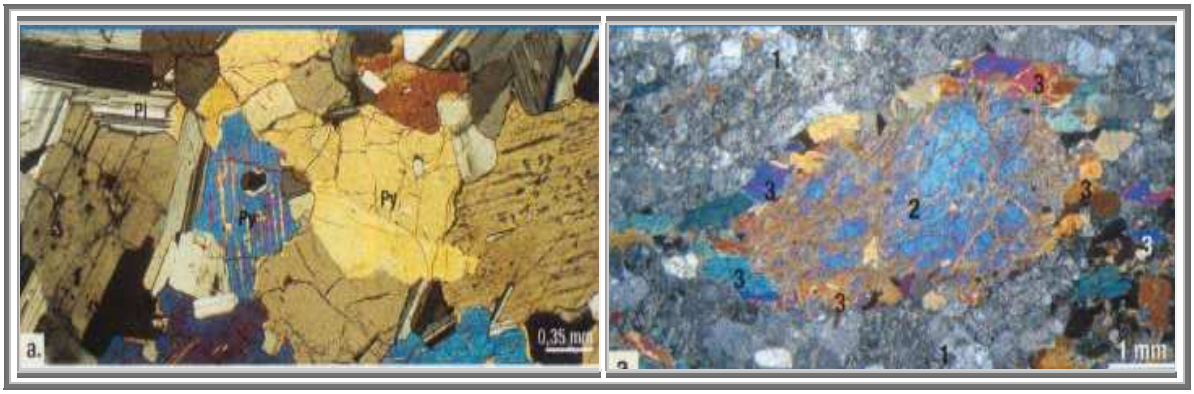


Figure 527 : Eclogites : Lames minces de gabbros en phase P2 et P3
(d'après C. NICOLLET [17])
Gabbro cristallisé constitué de plagioclases reconnaissables à leurs macles multiples et de pyroxènes (jaune et bleu en lumière polarisée)
Apparition d'une couronne d'amphibole (hornblende 3) autour du cristal de pyroxène originel 2

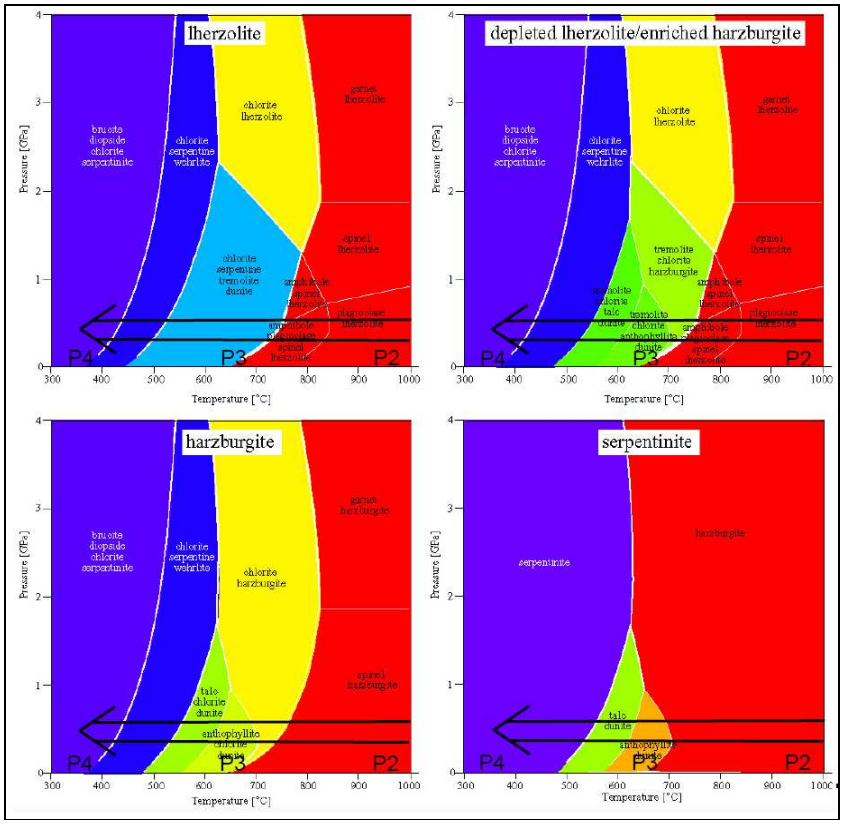


Figure 528 : Eclogites : Diagramme de phases des principaux constituants du manteau

Evolution de la nature minéralogique de la lithosphère lors de son refroidissement en fonction de sa composition initiale

Les veines et vaines contenant hydroxydes ferreux, argile, celadonite, smectite, zéolites et carbonates, sont altérés en hydroxydes ferreux et argiles, le plagioclase est partiellement altéré en smectite ; l'olivine est partiellement à totalement remplacée par de l'argile ; les pyroxènes quant à eux ne sont pas altérés.

L'altération dans les dykes peut atteindre 50%vol. L'olivine est remplacée par de la chlorite, de l'argile et du talc ; le plagioclase est partiellement à totalement remplacé par l'association albite + zéolites, chlorite, ou argile ; et l'augite reste inaltérée dans les couches supérieures et auréolée d'actinolite dans les couches plus profondes. La teneur moyenne de H_2O dans les dykes est de 2% (alt et al 1986,89).

2.3.6. Phase 4 (P4) : Métamorphisme de BP

Diminution de la température et augmentation de la teneur en eau

Ces informations concernant l'altération des roches plutoniques (dont les gabbros) proviennent des études des ophiolites de Samail et du forage ODP. L'altération des roches plutoniques stratifiées (ou litées) de Samail est limitée à quelques rares emplacements où les clinopyroxènes sont remplacés par de l'actinolite (Lippard et al, 1986). Et l'altération des roches plutoniques isotropes est plus prononcée, mais limitée à 10 % avec formation d'actinolite et d'oxydes de FeTi, les cavités étant elles partiellement comblées par des associations épidote + sphène + prehnite + quartz (Ernewein et al 1998). En comparaison, les roches gabbroïques carottées par ODP au forage 735B dans l'océan indien présentent une altération dans le faciès à amphibolite, en croix de 0 à 100%, avec un taux moyen de 20-30 % (Dick et al 1991). L'olivine et le pyroxènes sont remplacés par du hornblende (amphibole) , il y a altération partielle à totale de l'olivine en amphibole incolore et en talc, et 2,4 % vol de la roche est constituée de veines hydrothermales puis magmatiques composées d'hornblende ou oligoclase + diopside + épidote. La teneur en H_2O des carottes des gabbros du forage 735B est compris entre 0,5 et 1,5 %pds (Robinson et al, 1991).

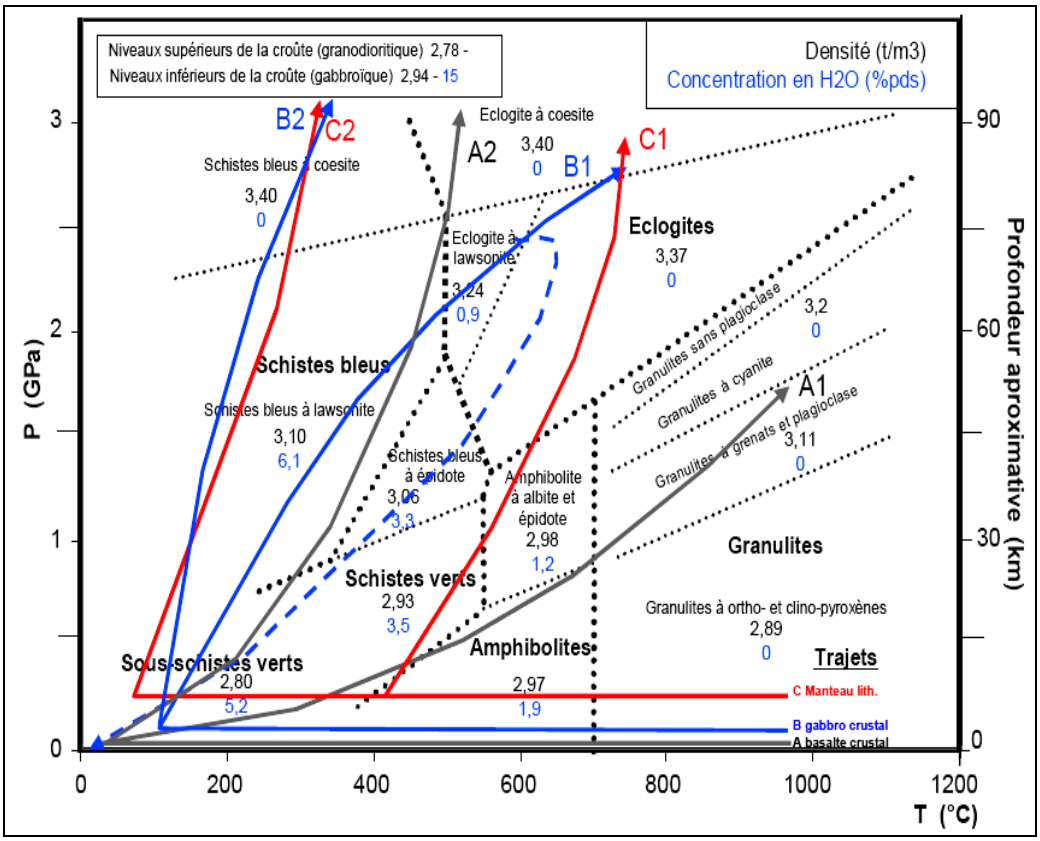


Figure 529 : Eclogites : Faciès métamorphiques avec densité et teneur en eau des roches appartenant à ces faciès (en particulier au cours d'une subduction) d'après [Bousquet et al., 1997]

Trajets des différentes couches de la lithosphère :

A) Partie supérieure de la croûte (d'après Hacker pour la subduction d'une croûte de 7 km à la vitesse d'enfouissement de 50 mm/a sous une pression de cisaillement de 100 MPa (courbe A1) et 33 MPa (courbe A2) environ [Peacock et Hacker 21]

B) Partie inférieure de la croûte d'après Hacker pour la subduction d'une croûte de 7 km à la vitesse d'enfouissement de 50 mm/a sous une pression de cisaillement de 100 MPa (courbe B1) et 33 MPa (courbe B2) environ [Peacock et Hacker 21]

C) Manteau lithosphérique [1,16]
C1 : cas d'un subduction « chaude » ou jeune type Nankai (sud du Japon) ou Cascadia (Ouest canadien)
C2 : cas d'une subduction « froide » ou ancienne type Tohoku (nord-ouest du japon)

En trait continu : la subduction se poursuit jusqu'à fusion et disparition du manteau lithosphérique plongeant
En trait pointillé : Arrêt de la subduction et remontée des roches

- C) Serpentinisation des péridotites (cf. paragraphe relative aux ophiolites d'Asbestos, Québec, Canada)

Les réactions principales sont :

Réaction a:

$$Fe_2[SiO_4] + H_2O \longrightarrow Fe_3O_4 + SiO_{2aq} + H_2$$

Fayalite + eau ⟶ Magnétite + silice aqueuse + hydrogène

Réaction b:

$$Mg_2[SiO_4] + SiO_{2\,aq} \longrightarrow (Mg, Fe)_3[Si_2O_5](OH)_4$$

Forstérite + silice aqueuse ⟶ serpentine

La serpentinisation s'accompagne d'un accroissement de volume jusqu'à 40% et la concentration massique en H2O des minéraux dépassent des taux de 15%. Il s'agit là, d'une transformation importante trop souvent négligée.

2.3.7. Phase 5 (P5) : Début de subduction : faciès des schistes verts

La lithosphère océanique de la plaque plongeante se rapproche de la plaque chevauchante. La température n'évolue guère mais la pression commence à augmenter. Les conditions PT sont celles du faciès de schistes verts BP/BT.

2.3.8. Phase 6 et 7 (P6 et P7) : Faciès des schistes bleus et faciès des éclogites

Les études des phénomènes de subduction montrent qu'il y a deux grands types de subduction aux comportements très différents :

Subduction « chaude » ou lente

Exemple : Cascadia (ouest canadien) ou Nankai (sud du Japon)
On parle aussi de subduction jeune car même les subductions rapides se rapprochent de ce type de subduction dans leur premier temps
Les isothermes ne pénètrent pas profondément, il y a donc un fort gradient de température au sein du manteau lithosphérique. Les roches en subduction traversent donc ces isothermes, ce qui indiquent qu'il y a une forte augmentation de la température lors de la subduction : d'où la référence à **« subduction chaude »**
L'inclinaison du slab est faible : la pression évolue peu car l'enfouissement est relativement peu prononcé.
L'évolution des conditions PT est relativement simple et les réactions minéralogiques sont par conséquent limités.

Subduction « froide » ou rapide

Exemple : Tohoku : nord-ouest du Japon
On parle aussi de subduction ancienne car au cours de l'éclogitisation, la lithosphère plongeante voit sa densité fortement augmenter. Elle a donc tendance à vouloir s'enfoncer plus vite dans l'asthénosphère, entraînant dans son enfouissement le reste de la lithosphère et accélérant le processus de subduction.
Les isothermes s'enfoncent profondément au niveau du slab, de manière quasi parallèle au plan de Wadati Bénioff. Les conditions PT des roches suivent donc une courbe isotherme : il n'y a pas de forte évolution de la température au cours de la subduction, d'où la référence à **« subduction froide ».**
L'inclinaison du slab est importante, il y a donc un accroissement important de la pression au cours de la subduction

2.3.9. Cinétique réactionnelle

Il est très inhabituel de parler de cinétique avant d'aborder la thermodynamique. En effet, il est peu concevable que d'border des vitesses de réaction avant d'étudier et de développer les réactions pour voir lesquelles sont possibles, thermodynamiquement. Toutefois, je me permets de déroger à la règle car compte tenu que les temps se chiffrent en millions d'années et que les échantillons ne peuvent être récoltés qu'après une remontée et une exhumation des roches. La cinétique n'a que peu d'effet sur les pauvres minéralogistes que nous sommes, et je ne rentrerai donc pas dans les détails des cinétiques.

Plusieurs paramètres régissent la cinétique des réactions minéralogiques au cours de la subduction. Parmi ceux-ci la composition du manteau émergeant, le degré de serpentinisation de ses péridotites. La taille des grains des gabbros.

Nous verrons par la suite combien l'eau à une incidence sur l'éclogitisation qui justement se caractérise par l'élimination de l'eau des minéraux, ainsi le degré de serpentinisation aura une forte influence sur la nature et la composition des roches de la lithosphère plongeante et par conséquent sur la cinétique des réactions minéralogiques.

De par le caractère réfractaire accru des minéraux des pôles magnésiens par rapport à celui des pôles ferreux, si les minéraux originaux sont plus riches en magnésium, ils réagiront à plus haute température que les minéraux équivalents avec des teneurs en fer supérieures. Comme la température est lié au degré d'enfouissement et de là au temps, plus le ratio Mg^{2+}/Fe^{2+} est élevé, plus les réactions minéralogiques interviendront à plus haute température et par conséquent plus tard dans le temps.

La taille des grains des gabbros a également une incidence notable, sur la cinétique. Plus les grains sont gros, plus la cinétique est ralentie. Ainsi les éclogites se forment plus rapidement si les grains initiaux des gabbros sont fins. Ainsi les basaltes vont atteindre l'éclogitisation totale bien avant les gabbros.

2.3.10. Réactions minéralogiques

Eclogitisation de la croûte océanique

Les études de Peacock et Hacker [21] ont montré que les trajet PTt de la croûte océanique au cours de la subduction pouvaient être sensiblement différents. Ainsi, Peacock a établi ces trajets pour deux pressions de cisaillement distinctes de 33 et 100 MPa. On peut voir sur les trajets obtenus que si la pression est faible le trajet PTt de la croûte océanique au cours de la subduction suit une pente faible (courbe A1 pour une pression de cisaillement de 33 MPa), représentatif d'une forte montée en température et d'une faible augmentation de pression, correspondant à une subduction chaude exagérée, et que si la pression est élevée (courbe A2, obtenue pour une pression de cisaillement de 100 MPa), la pente est forte, l'augmentation de pression est rapide alors que la température évolue peu.
Ce second cas est plus proche de la réalité. En effet, dans la zone de subduction, les isothermes ont tendance à s'orienter parallèlement au plan de Wadati Blénioff. Le gradient de température traversée par les roches au cours de la subduction est donc très faible. La température varie en ln t (t en Ma) avec comme asymptote des pentes de l'ordre de 0.5°C/Ma dans le cas d'une subduction froide et de 4.5°C/Ma dans le cas d'une subduction chaude, pour une vitesse de subduction de 5 cm/an). Par conséquent, les roches ne s'échauffent que lentement.
Alors que leur pression augmente constamment, d'une manière quasi linéaire au cours du temps. En considérant que la pression induite par le contact entre les roches est négligeable, la seule pression subie par les roches de la lithosphère plongeante est la pression isostatique due à la lithosphère chevauchante (et éventuellement l'asthénosphère chevauchante) au-dessus d'elle. Cette pression est proportionnelle à l'épaisseur de roches sus-jacentes la lithosphère plongeante.

Ainsi, on obtient des courbes P=f(T) pour les trajets PTt avec $T= T_o\, e^{P/Po}$.

Dans le cas d'une subduction froide, la croûte océanique passe successivement par les conditions des faciès à sous-schistes verts (faciès des zéolites), des schistes bleus à lawsonite, éclogites à lawsonite, éclogite à coésite, jusqu'à éclogite à diamants.
Dans le cas d'une subduction chaude, le trajet PTt précédent est décalé vers les températures plus chaudes et les trajets PTt sont quasi-linéaires. Les conditions PT passent successivement par les faciès des zéolites, des schistes verts, des schistes bleus à épidote, puis des éclogites, éclogites à coésite et éclogite a diamants.

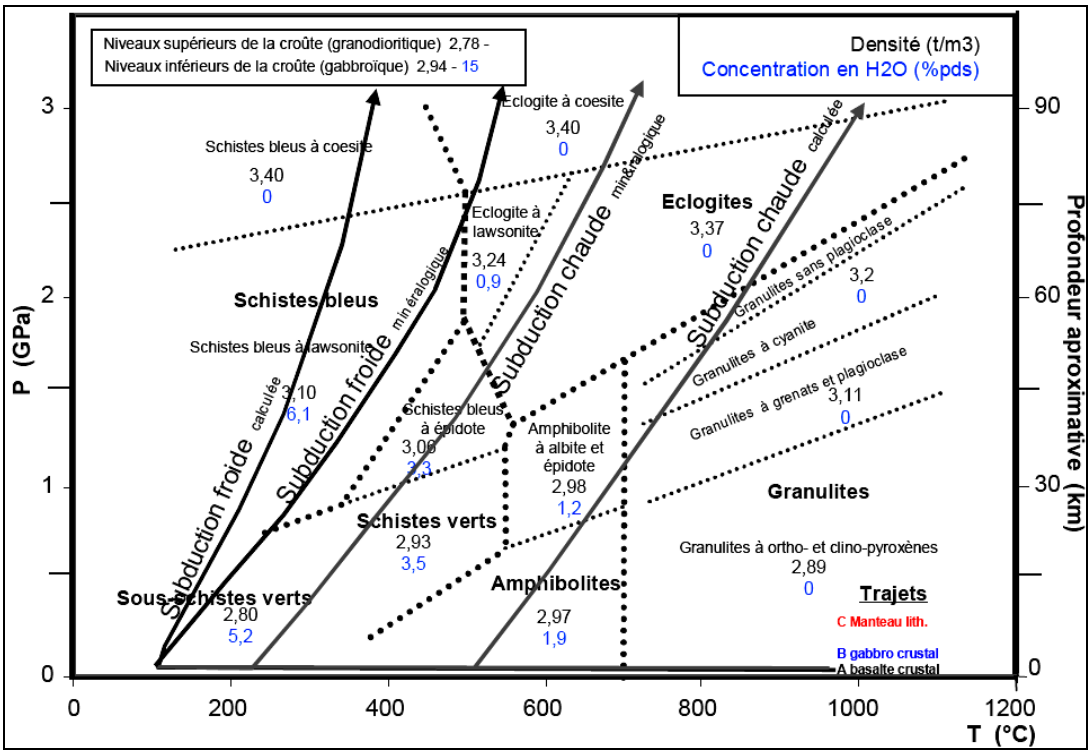


Figure 530 : Eclogites : Trajets PTt de la croûte océanique lors de la subduction
Distinction entre le cas d'une subduction chaude (Nankai) et d'une subduction froide (Tohoku)
Les courbes minéralogiques ont été définies à partir des faciès et minéraux précisées sur les schémas des subduction relatives au cas de Nankai et Tohoku.
Les courbes calculées ont été définies à parti de la figure présentant les courbes isothermes dans les cas de Nankai et Tohoku.

Eclogitisation de la partie supérieure du manteau lithosphérique

Cas 1 : subduction chaude

La serpentine à chlorite et dunite initiale donne successivement de l'harzburgite à chlorite puis de l'harzburgite à grenat.
Les réactions de métamorphisme interviennent dans des domaines de température élevée par élimination d'eau.
Le manteau est toujours à une température supérieure à 400-500°C.
Lorsque la pression commence à augmenter, la serpentine à chlorite et dunite dont la teneur en eau est supérieure à 6% commence à perdre cette eau pour former jusqu'à 600°C environ, de l'harzburgite à chlorite, dont la teneur en eau n'est plus que de 1 à 2 %.
Les conditions PT continuant à augmenter, l'harzburgite à chlorite perd elle aussi son eau de constitution, de sorte qu'au-delà de 800°C, il n'y ait plus que de l'harzburgite à grenat.
Ce métamorphisme s'accompagne, du fait de l'élimination de l'eau, d'un accroissement de densité de 2.8 à 3.4.
Le manteau devient alors plus dense que l'asthénosphère et précipite alors le mécanisme de subduction en tirant la lithosphère en arrière de subduction dans sa plongée dans l'asthénosphère.

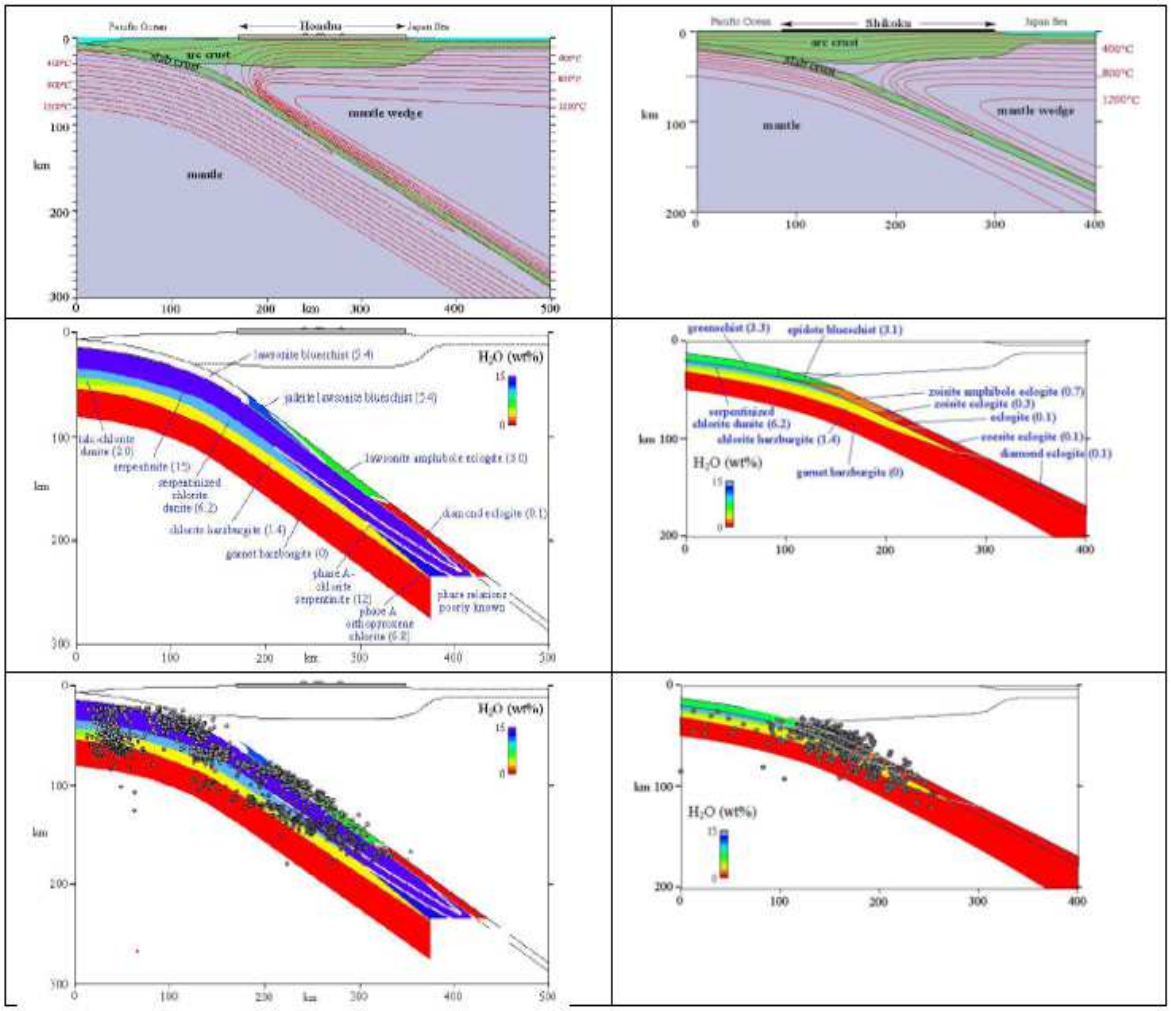


Figure 531 : Eclogites : Comparatif entre deux types de subduction « froide » rapide ou ancienne à gauche, « chaude » , lente ou jeune à droite (Nankai)

a) inclinaison du slab et courbes isothermes
b) Minéraux et roches avec leur teneur en H2Oexprimée en échelle de couleur
c) Idem b) avec les hypocentres sismiques

Cas 2 : subduction froide

Dans le cas d'une subduction froide, la partie supérieure du manteau a une évolution notoirement différente du reste de la lithosphère.
L'analyse du diagramme de phase des roches harzburgitiques montrent une discordance au niveau des serpentines à chlorite α et diopside. La pression, lorsqu'elle augmente, à température constante, provoque une recombinaison des éléments chimiques par métamorphisme avec formation de nouveaux minéraux plus denses, typiquement la chlorite donne du grenat.

Mais au niveau de cette discordance, la werhlite à serpentine et chlorite peut former cette serpentine à chlorite et diopside phase A dont la densité est inférieure, à cause d'une teneur en eau supérieure.
Le schéma des phases minéralogiques dans le cas de la subduction froide de Tohoku montre que la zone médiane du manteau lithosphérique constituée initialement de dunite à chlorite et serpentine donne au cours du métamorphisme de subduction d'une part de l'harzburgite à chlorite par élimination d'eau et densification, mais également de la serpentinite à chlorite α, par apport d'eau.
Cette spécificité de formation de serpentine à chlorite α, pourrait s'avérer anodine puisque sans conséquence pour la formation des grenats, si seulement elle n'était pas la conséquence d'augmentation de contraintes importantes au sein de la lithosphère, et probablement la cause de séismes. La figure des hypocentres des séismes dans le cas d'une subduction froide, montre

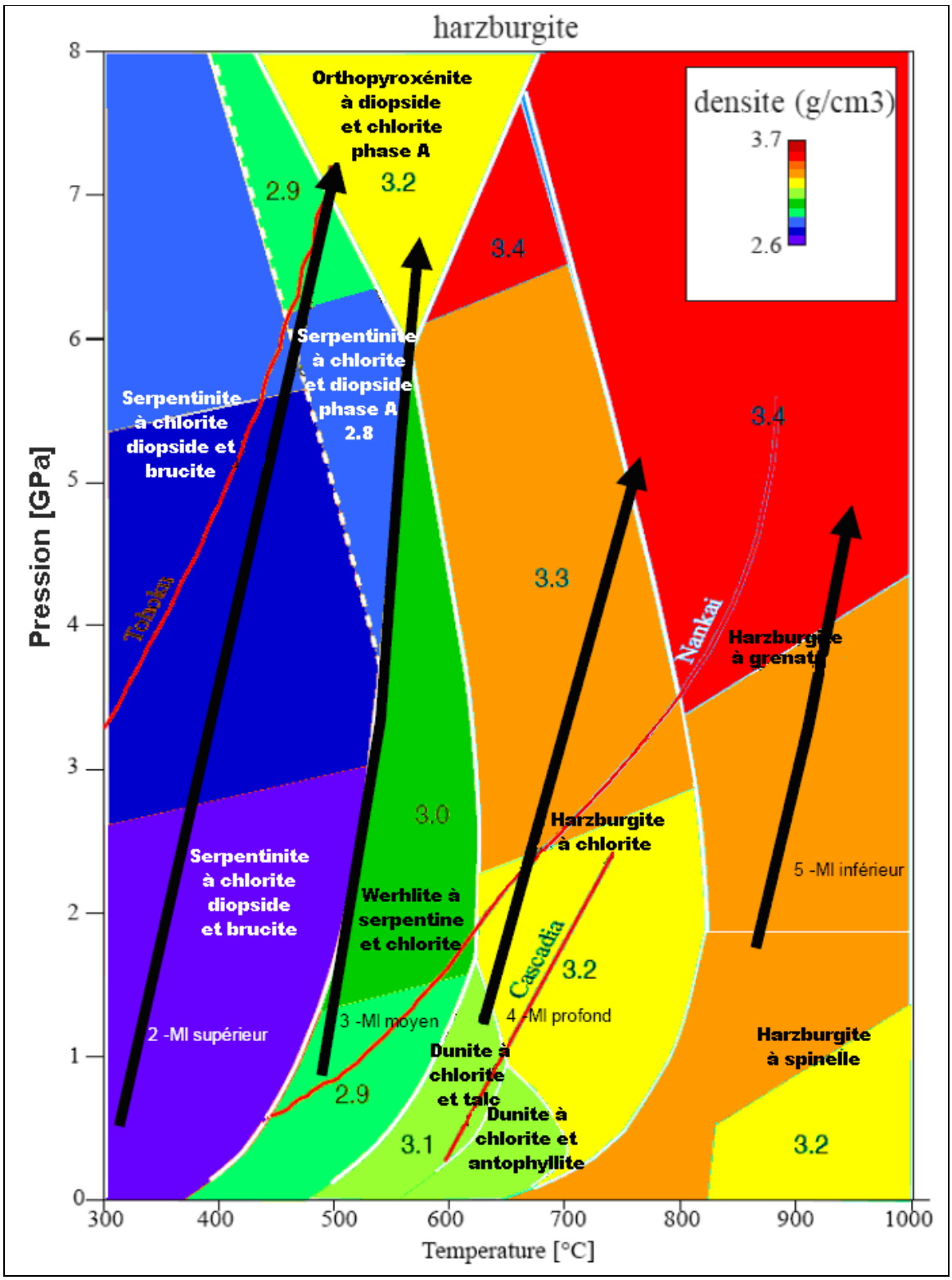


Figure 532 : Eclogites : Domaine de stabilité des roches harzburgitiques
Trajets PTt du manteau lithosphérique au cours d'une subduction froide (de typeTohoku)
pour respectivement

a) la couche supérieure du manteau lithosphérique, frontière avec la croûte
b) la couche médiane supérieure du manteau lithosphérique
c) la couche médiane inférieure du manteau lithosphérique
d) la couche frontière du manteau lithosphérique avec l'asthénosphère

clairement la présence d'un nombre important de séismes dans la zone de formation de ces serpentinites à chlorite α.
Les couches plus profondes du manteau sont à des températures suffisamment élevées pour que le trajet PTt ne croisent pas le domaine de stabilité de la serpentinite à chlorite α. Il y a alors naturellement élimination d'eau, densification et formation d'harzburgites à chlorite puis harzburgite à grenats..

Eclogitisation de la partie supérieure du manteau lithosphérique

Cas 1 : subduction chaude
La serpentine à chlorite et dunite initiale donne successivement de l'harzburgite à chlorite puis de l'harzburgite à grenat.
Les réactions de métamorphisme interviennent dans des domaines de température élevée par élimination d'eau.
Le manteau est toujours à une température supérieure à 400-500°C.
Lorsque la pression commence à augmenter, la serpentine à chlorite et dunite dont la teneur en eau est supérieure à 6% commence à perdre cette eau pour former jusqu'à 600°C environ, de l'harzburgite à chlorite, dont la teneur en eau n'est plus que de 1 à 2 %.
Les conditions PT continuant à augmenter, l'harzburgite à chlorite perd elle aussi son eau de constitution, de sorte qu'au-delà de 800°C, il n'y ait plus que de l'harzburgite à grenat.
Ce métamorphisme s'accompagne, du fait de l'élimination de l'eau, d'un accroissement de densité de 2.8 à 3.4.
Le manteau devient alors plus dense que l'asthénosphère et précipite alors le mécanisme de subduction en tirant la lithosphère en arrière de subduction dans sa plongée dans l'asthénosphère.

Cas 2 : subduction froide
Dans le cas d'une subduction froide, la partie supérieure du manteau a une évolution notoirement différente du reste de la lithosphère.
L'analyse du diagramme de phase des roches harzburgitiques montrent une discordance au niveau des serpentines à chlorite α et diopside. La pression, lorsqu'elle augmente, à température constante, provoque une recombinaison des éléments chimiques par métamorphisme avec formation de nouveaux minéraux plus denses, typiquement la chlorite donne du grenat.
Mais au niveau de cette discordance, la werhlite à serpentine et chlorite peut former cette serpentine à chlorite et diopside phase A dont la densité est inférieure, à cause d'une teneur en eau supérieure.
Le schéma des phases minéralogiques dans le cas de la subduction froide de Tohoku montre que la zone médiane du manteau lithosphérique constituée initialement de dunite à chlorite et serpentine donne au cours du métamorphisme de subduction d'une part de l'harzburgite à chlorite par élimination d'eau et densification, mais également de la serpentinite à chlorite α, par apport d'eau.

Cette spécificité de formation de serpentine à chlorite α, pourrait s'avérer anodine puisque sans conséquence pour la formation des grenats, si seulement elle n'était pas la conséquence d'augmentation de contraintes importantes au sein de la lithosphère, et probablement la cause de séismes. La figure des hypocentres des séismes dans le cas d'une subduction froide, montre clairement la présence d'un nombre important de séismes dans la zone de formation de ces serpentinites à chlorite α.
Les couches plus profondes du manteau sont à des températures suffisamment élevées pour que le trajet PTt ne croisent pas le domaine de stabilité de la serpentinite à chlorite α. Il y a alors naturellement élimination d'eau, densification et formation d'harzburgites à chlorite puis harzburgite à grenats..

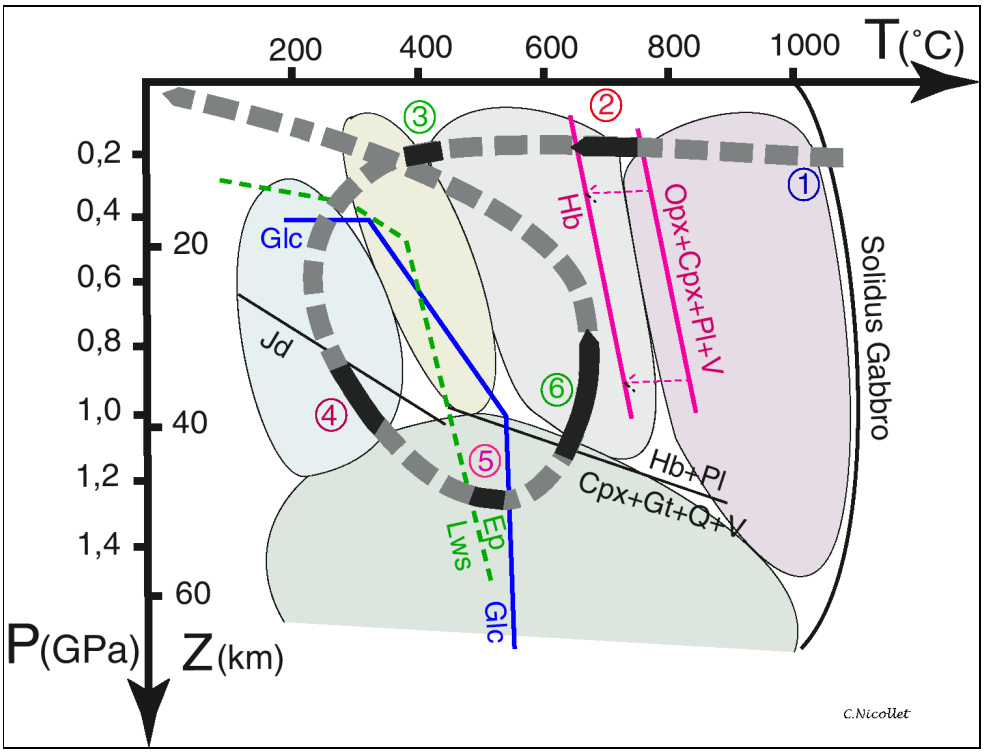


Figure 533 : Eclogites : Trajet PTt d'après C. NICOLLET pour la lithosphère de sa formation au niveau de la dorsale médio-océanique,

1) **de sa cristallisation**
2) **métamorphisme isobare faible pression : expansion océanique et hydratation Serpentinisation**
3) **Passage dans le domaine PT des schistes verts : début de subduction**
4) **Eclogitisation lors du passage des conditions PT du faciès de schistes bleus à celles des éclogites – déshydratation Formation de glaucophane puis de jadéite**
5) **Paroxysme de la subduction**
6) **Métamorphisme rétrograde avec diminution des contraintes de pression – kélyphitisation Formation d'une auréole d'amphibole (hornblende) en surface des grenats**

Exemples de réactions minéralogiques

Voici un exemple de séquence de métamorphisme présenté par Christian Nicollet.

Réaction du passage des conditions du faciès schistes verts au faciès schistes bleus

Albite + Chlorite + Actinote ⟶ Glaucophane (Amphibole) + eau

Réaction du passage des conditions du faciès schistes bleus au faciès éclogites

Albite + Glaucophane ⟶ Grenat + Jadéite + eau

2.4 Géobarometrie dans le faciès des éclogites

2.4.1. Géobaromètre

Un géobaromètre est un équilibre minéral qui permet de définir sous quelle pression une roche s'est formée. Les meilleurs représentants sont des réaction entre minéraux qui s'accompagne d'une importante variation de volume ou qui ont une pente douce (dP/dT) dans le diagramme P-T.
Mais surtout, un géobaromètre est spécifique à un domaine de pression donné. Le géobaromètre GASP, communément utilisé dans les années 90 n'est valable que pour les faciès à amphibolite et à granulites, et ne permet pas de définir des pressions au-delà de ces domaines jusqu'à 2 GPa environ).

Pour les domaines de pression du faciès à éclogite, sont présents des minéraux autres que les sempiternels grenat et clinopyroxène omphacitique. Ainsi, les micas blancs (paragonite, muscovite phengitique) présentent un grand intérêt : la potentialité des associations à base de paragonite en tant que géobaromètre a été explorée par Koons (1986). Parmi celles-ci, les équilibres faisant intervenir la phengite, dont la composition varie en fonction de la pression, substitution de Tschermak (cf. Géothermobarométrie) entre la muscovite et la céladonite (Massone et Schreyer (1989) est particulièrement intéressante.

Un autre souci majeur pour les roches métamorphiques réside dans le fait de clairement identifier un équilibre chimique entre minéraux à cause de la zonation potentielle de ces minéraux, ou bien encore à cause de la recombinaison des minéraux lors de la phase rétrograde du métamorphisme. Dans de tels cas, il convient d'exploiter un équilibre minéral à faible nombre de phases, qui a une bonne probabilité d'être clairement identifié.

Considérant toutes ces contraintes et toutes celle énoncées dans le chapitre relatif aux géothermobaromètres, un bon candidat en tant que géobaromètre dans le domaine des éclogites est l'équilibre minéral :

pyrope + 2 grossulaire + 3 celadonite = 6 diopside + 3 muscovite

qui peut également être écrit :

pyrope + 2 grossulaire = 6 diopside + 3 $Al_2Mg_{-1}Si_{-1}$

Ce géobaromètre présent comme avantage de ne présenter que trois phases, grenat, clinopyroxène et phengite ; il est indépendant de l'activité de l'eau (non présente dans les éclogites), et de la saturation en silice. De plus, il ne fait intervenir aucun pôle minéral contenant du fer, ce qui réduit d'autant l'incertitude et la nécessité de correction des formules en faisant intervenir Fe^{iii} pour les clinopyroxènes et les phengites.

2.4.2. Calibration

Une première calibration a été définie par Waters et Martin (1993). En considérant davantage les incertitudes et les modèles d'activités, une autre calibration a été définie :

Cette calibration est basée sur la base de données thermodynamiques de Holland et Powell (1990, J Metamorphic Geol. 8, 89-124). L'expression linéaire des isoplèthes de lnK a été adaptée de sorte que les isoplèthes linéarisées dévient de moins de 100 bars (0.01 GPa) des valeurs calculées dans le domaine (P ;T) ; (0,6-4 GPa ; 400-900°C) qui nous intéresse pour les éclogites.

$$\mathbf{P\ (GPa) = 2{,}805 + 0{,}002044\ \mathit{T} - 0{,}0002995\ \ \mathit{T}\ \ln \mathit{K}}$$

Où T : la température est exprimée en Kelvin
Et ln*K* est calculée à partir de la relation :

$$\ln K = 6 \ln a_{di} - \ln a_{prp} - 2 \ln a_{grs} + 3 \ln \left(\frac{X_{Al,M1}.(4-Si)}{X_{Mg,M1}.(Si-2)} \right)$$

Dans le terme phengite(membre de droite), les cations Si sont lies par molécule à 12 (O, OH), et sont disposés dans les sites cationiques dioctaèdres M1. L'hypothèse du mélange idéal sur les sites, utilisés par Holland et Powell (1990) pour l'obtention des données sur les pôles des micas a également été utilisée dans cette étude.
L'élimination des termes des sites en commun entre les pôles muscovite et céladonite conduit à l'expression ci-dessus.
Les modèles d'activité pour les grenats et le clinopyroxène sont les principales sources d'erreurs.
Un test d'exactitude a été pratiqué par Schmidt MW (1993, Am. J. Sci. 293, 1011-1060). La calibration indiquée ici, montrait une surestimation des pressions expérimentales de l'ordre de 0.3 GPa, lorsque les modèles d'activités ci-après étaient utilisés.

Toutefois, en l'absence de meilleurs caractérisations des relations a-X pour les trois phases, de données thermochimiques plus fiables sur les échanges de Tschermak dans les phengites, ce sont les outils les plus justes à notre disposition, mais nous pouvons néanmoins les corriger par :

- correction empirique de -0.0000543 au coefficient du terme T lnK (basé sur les résultats expérimentaux de Schmidt, et sur d'autres données réelles. Ainsi,

P(GPa) = 2,805 + 0,002044 T – 0,0003539 T.ln$K$

- utiliser un mélange simple Mg-Ca dans les grenats
  Normaliser l'analyse à 12 oxygènes pour 8 cations
  Alors, X_{Mg} = Mg/3, X_{Ca} = Ca/3, X_{Al} = Al/2,
  où Mg, Ca, et Al représentent le nombre de cations de Mg, Ca et Al, par unité de formule.
  ln$a$(prp) = 3ln(X_{Mg}) + 3ln(y_{Mg}) + 2ln(X_{Al})
  ln$a$(grs) = 3ln(X_{Ca}) + 3ln(y_{Ca}) + 2ln(X_{Al})
  D'après Newton and Haselton (1981), en convertissant les uniés en J/mol:
  ln(y_{Mg}) = [(13807 - 6.276T).X_{Ca}.(1-X_{Mg})]/RT
  ln(y_{Ca}) = [(13807 - 6.276T).X_{Mg}.(1-X_{Ca})]/RT

- utiliser le modèle de solution saline réciproque de Holland (1990) pour les clinopyroxènes
  Normaliser l'analyse à 6oxygènes pour 4 cations
  Alors, $X_{Ca, M2}$ = Ca cations, $X_{Mg,M1}$ = Mg cations.
  Pour un désordre à grande distance ou pour les pyroxènes contenant Fe^{3+} :
  ln$a$(di) = ln($X_{Ca,M2}$.$X_{Mg,M1}$) + lny_{CaMg}
  Alors, d'après Holland (1990),
  ln(y_{CaMg}) = {$X_{Na,M2}$[W_A($X_{Al,M1}$+$X_{Fe3+,M1}$)+(W_A-W_B)$X_{Fe2+,M1}$]}/RT
  où W_A = 26000 J, W_B = 25000
  Pour une omphacite ordonnée, près des joints diopside-jadéite, un coefficient d'activité additionnel $\gamma_{ord,di}$ apparaît, résultant du modèle d'organisation ou d'ordre de Landau. Sa valeur peut être calculée à partir de l'équation 12b de Holland.

- utiliser le modèle mélange idéal pour les sites de la phengite

Alors

a($Al_2Mg_{-1}Si_{-1}$) = $X_{Al,M2}$.$X_{Al,T2}$/($X_{Mg,M2}$.$X_{Si,T2}$)

qui peut être exprimée en termes de cations, pour une analyse normalisée à 11 oxygène (sans H2O) à la microsonde ionique

3. LES ECLOGITES

3.1 Histoire d'une roche de choix

C'est à René-Just Haüy que l'on doit la création du mot " éclogite " à partir du grec *εκλογη* signifiant choix, élection. Dans la seconde édition de son *Traité de minéralogie* (1822), il en donne la définition suivante : "Dans la première [de trois roches primitives], la diallage [ou clinopyroxène] est considérée comme faisant fonction de base, et forme avec le grenat une combinaison binaire à laquelle sont censés s'unir accidentellement le disthène, le quarz, l'épidote et l'amphibole laminaire. J'ai donné à cette roche le nom d'éclogite, qui signifie choix, élection parce que ces composans, n'étant pas de ceux qui existent communément plusieurs ensemble dans les roches primitives, comme le feldspath, le mica, l'amphibole, semblent s'être choisis pour faire bande à part. Cette roche se trouve en Carinthie, dans le Sau-Alpe, et en Styrie ".

Généralement, les pétrologues affirment qu'Haüy fut le premier à découvrir les éclogites, mais cette assertion est injuste, car d'autres géologues, ou tout simplement d'autres hommes, avaient observé ces roches bien avant que le nom soit créé.
Dès le Néolithique, les hommes ont apprécié cette roche pour sa dureté et sa densité, l'utilisant pour façonner des outils.
D'un point de vue scientifique, c'est à Horace-Bénédict de Saussure à qui nous devons la première description d'une éclogite, dans son Voyage dans les Alpes (1779-1796). Il y fait état d'une nouvelle roche qu'il a trouvé sous la forme de galets dans la vallée du Rhône, près de Genève. Cette roche était dense, dure, constituée de grenats dans une matrice verte, faite de " jade " (pyroxène ?) et de " schorl " (amphibole?). En 1767 et 1774, il observe cette roche à l'affleurement, au Brévent près de Chamonix, et à Montjovet dans le Val d'Aoste. La première occurrence est sans aucun doute liée au célèbre gisement du lac Cornu, distant de 2 km. La roche de Montjovet l'impressionna beaucoup : " Cette roche paroît au soleil de la plus grande beauté ". Déodat Gratet de Dolomieu (1794) mentionna aussi l'existence de roches à " schorl " et grenat dans les " montagnes primitives ", et il avança les raisons qui, selon lui, firent cristalliser ces deux minéraux ensemble.

Enfin, le grand géognoste allemand Abraham Gottlob Werner a aussi étudié quelques éclogites des Alpes autrichiennes et d'Allemagne méridionale, notamment le gisement bien connu de Silberbach. Il les a décrit comme étant constituées de grenat, " omphazit " et, occasionnellement, " cyanit " (Werner, 1817).

Le nom éclogite s'avéra utile, puisqu'il fut très vite employé par les géologues européens pour désigner des roches d'Allemagne, d'Autriche, des Alpes et de Norvège. En France, on doit la première étude d'éclogite à Auguste Rivière [1805-1877] (cf. Godard, 1984). Alors professeur d'histoire naturelle à Bourbon-Vendée - aujourd'hui La Roche-sur-Yon, il entreprit de dresser la carte géologique du département de la Vendée sur fond de Cassini. Cette carte, qui ne fut jamais publiée, est aujourd'hui perdue, mais l'on sait qu'à cette occasion Rivière découvrit dans la région de Rocheservière " la belle roche qui porte le nom d'éclogite " (Rivière, 1835).
Il en fit une plus ample description en 1844, et l'attribua au groupe des " roches dioritiques " (i.e. amphibolites, pyroxénites...). Selon une conception de l'époque, Rivière considérait chaque groupe de roches ignées (" porphyres ", granites, " roches dioritiques " ou basaltes) comme appartenant à une période géologique particulière. Ainsi, attribuait-il le redressement des couches du Sillon houiller de Vendée " à la catastrophe qui a fait sortir les roches dioritiques des entrailles du globe [...et qui fut] la cause de l'absence de ces terrains compris entre le terrain houiller et le Lias " (Rivière, 1844 ; cf. Godard, 1984). Une étude plus attentive aurait permis à Rivière d'observer que le conglomérat carbonifère comporte par endroits des galets d'éclogite et d'amphibolite. François-René-André Dubuisson (1830) connaissait aussi des éclogites en Loire-Inférieure (Loire-Atlantique), mais il n'avait pas fait le rapprochement avec l'éclogite d'Haüy. Il les décrivit sous les noms d'eurites grenatifères et d'eurites pyroxéniques. Les éclogites du Massif central furent découvertes plus tardivement (Aveyron : Boisse, 1870 ; Limousin : Barret, 1892 ; Marche : Yang Kieh, 1932). Quant aux éclogites des Alpes franco-italiennes, c'est à Necker (1828, Lac Cornu) puis surtout à Fournet (1841) et Joukowsky (1902) que l'on doit les premières descriptions de ces roches sous leur nom. Un examen attentif des descriptions de Fournet montre toutefois que ce dernier avait réétudié les gisements décrits par de Saussure.

3.2 Premières études pétrologiques

Les premières études d'éclogites, qui furent réalisées avant l'invention du microscope polarisant, ne permettaient pas de définir précisément la nature de ces éclogites. Alors que le grenat était reconnu sans

difficulté, la matrice pyroxénique était décrite comme " diallage ", " omphazit ", " körniger Strahlstein ", " schorl ", ou encore " smaragdite ". Le nom smaragdite, créé par de Saussure, servait à désigner des silicates verts de nature imprécise. L'omphacite, un autre minéral vert, avait été nommé par Werner (in Hoffmann & Breithaupt, 1815), à partir du grec *ομφαζ* signifiant " raisin vert ", pour désigner la matrice vert clair des éclogites. Haüy (1822) considérait l'omphacite de Werner comme une variété verte de sa "diallage", c'est-à-dire de notre clinopyroxène. Parce que le clinopyroxène des éclogites possède généralement une belle couleur vert émeraude, le nom omphacite fut finalement adopté, alors que celui de smaragdite devint synonyme d'amphibole verte - autre minéral commun des éclogites -, avant de disparaître tout à fait.

L'utilisation du microscope polarisant, à partir du milieu du XIXe siècle (cf. Hamilton, 1992), conduisit à de grands progrès dans la connaissance de ces roches. Dans les années 1880-1920, d'importantes monographies furent consacrées aux éclogites de Bavière, d'Autriche, de France, de Californie et de Norvège.
En France, les éclogites furent d'abord étudiées par Alfred Lacroix (1891). Celui-ci en confia ensuite l'étude à l'un de ses étudiants, Marcel Brongniart, qui n'y consacra qu'un résumé (Brongniart, 1908) avant d'abandonner ses études pour devenir prêtre. Lacroix proposa alors à Yvonne Brière de reprendre le travail, lui demandant si elle était bien sûre de ne pas vouloir entrer au couvent (Y. Brière, comm. pers.). Yvonne Brière a soutenu sa thèse intitulée " Les éclogites françaises ; leur composition minéralogique et chimique ; leur origine ", qui est toujours un ouvrage de référence sur le sujet (Brière, 1920). Son étude était surtout consacrée aux éclogites du Massif armoricain méridional (Loire-Atlantique et Vendée) et du Bas-Limousin (région d'Uzerche).

Au début du XXe siècle, plusieurs monographies furent consacrées aux éclogites (e.g. Hezner, 1903 ; Brière, 1920 ; Eskola, 1921). Ces travaux donnent des descriptions pétrographiques précises de ces roches, avec des détails sur deux importantes structures pétrologiques :

1. les couronnes de kélyphite autour du grenat
2. les symplectites ayant remplacé l'omphacite.

Le nom " kélyphite " fut forgé par Schrauf en 1882, à partir du grec signifiant coquille, parce qu'il enveloppait le grenat des péridotites à grenat. Le nom fut repris par Hezner (1903) pour désigner les couronnes à amphibole + plagioclase qui résultent de la réaction métamorphique entre le grenat et l'omphacite des éclogites. Fermor (1912) fut le premier à proposer une interprétation élégante à ce phénomène, le considérant comme produit de réaction entre le grenat et l'omphacite lors de la décompression.

Le remplacement de l'omphacite par une symplectite à augite + albite fut observée par de nombreux auteurs. La raison de cette réaction métamorphique fut d'abord comprise par le pétrologue italien Secondo Franchi [1859-1932] (Franchi, 1902a), puis par le célèbre pétrologue finlandais Pentti Eskola (1921). Ils l'interprétèrent comme le résultat de l'exsolution de la molécule jadéite de l'omphacite, ce qui produit de l'albite :

$$\text{omphacite [Jadéite}_x\ \text{Augite}_{1-x}\text{] + x quartz} \rightarrow \text{x albite + (1-x) augite.}$$

La compréhension du phénomène était l'aboutissement d'importants progrès dans la connaissance des clinopyroxènes sodiques et des relations entre la jadéite et les éclogites, qui constituent en eux-mêmes une longue histoire. Le jade est connu depuis le Néolithique, où il fut utilisé pour confectionner des outils et des bijoux (cf. Bishop, 1906). Les Indiens d'Amérique centrale l'appelaient *chalchihuilt*, et les Chinois connaissaient cette roche sous le nom de *Yü*, qu'ils collectaient en divers Yü Shan (" montagnes à jade "). Cette pierre fut ensuite décrite en Europe par l'Espagnol Nicolás Monardes, en 1565, sous le nom de " la piedra dela yjada " (la pierre de la colique [néphrétique]), en raison de ses pouvoirs curatifs supposés. Ce nom fut étrangement traduit par " pierre de jade " par des lapidaires français, comme Etienne de Clave (1635), et devint notre " jade ".

Les premiers minéralogistes comme Haussmann (1813), Hoffmann & Breithaupt (1815), Haüy (1822) et, surtout, Alexis Damour (1863, 1865, 1881) distinguaient deux variétés de jade, l'une faite d'amphibole calcique (" néphrite "), et l'autre d'un nouveau silicate sodique et alumineux que Damour nomma " jadéite ". De prime abord, Damour pensait que sa jadéite était une " wernérite " (scapolite), en raison de sa composition chimique, mais plusieurs chercheurs (e.g. Krenner, 1883 ; Arzuni, 1883) montrèrent, d'après les propriétés optiques et physiques du minéral, qu'il s'agissait en réalité d'un clinopyroxène sodique et alumineux. Damour fut le premier à suspecter une relation entre la jadéite et les éclogites, lorsqu'il montra en 1881 que la " substance verte " (l'omphacite) d'une éclogite de Fay-de-Bretagne, en Loire-Atlantique, avait

une composition proche de la jadéite. Finalement, plusieurs auteurs établirent que l'omphacite des éclogites était une solution solide entre l'augite et la jadéite, avec un peu d'ægyrine. Secondo Franchi (1900) montra aussi que les roches à jadéite des Alpes sont habituellement associées à des éclogites, et il fut apparemment le premier à décrire la fameuse réaction

jadéite + quartz $\rightarrow$ albite (Franchi, 1902a).

Il interpréta, avant Eskola (1921), la déstabilisation de l'omphacite des éclogites comme résultant de l'exsolution du composant jadéite.

3.3 Origine métamorphique des éclogites

Les premières analyses chimiques d'éclogites, dans les années 1870, révélèrent que ces roches avaient la composition chimique de roches gabbroïques, alors que leur constitution minéralogique en était fort éloignée.

L'étude des roches à glaucophane, fréquemment associées aux éclogites, aida à élucider la question de l'origine des éclogites. Des transitions graduelles furent observées entre des gabbros ou basaltes non métamorphisés, des métabasites à glaucophane, puis des éclogites à glaucophane (e.g. Bonney, 1879 ; Lacroix, 1941), dont certaines avaient même préservé les structures originelles des laves en coussin (e.g. Bearth, 1959), argument primordial en faveur de l'origine métamorphique.

Depuis, les éclogites sont considérées comme le résultat du métamorphisme de roches gabbroïques ou basaltiques, et ce, pour trois raisons principales :

1. La géochimie montra que les éclogites avaient tous les caractères chimiques de gabbros, aussi bien du point de vue des terres rares, des oligo-éléments que des éléments majeurs ;
2. La structure du gabbro pré-éclogitique était sur certains sites encore reconnaissable ;
3. La transition gabbro-éclogite fut confirmée expérimentalement (e.g. Ringwood & Green, 1966). Cependant, on admet encore que certaines éclogites du manteau (griquaïte, grospydite) pourraient se former à partir d'un magma dans des conditions de très haute pression.

3.4 Concept de métamorphisme de haute pression de " faciès éclogite "

Quand la parenté entre éclogite et gabbro fut mise en évidence, vers 1900, on s'interrogea sur les raisons de l'existence d'une si grande différence de minéralogie entre les deux roches, alors que leur composition chimique est similaire. La pression s'avéra être une réponse séduisante à cette question. Le pétrologue austro-hongrois Friedrich Becke (1903), observa que les volumes molaires des paragenèses éclogitiques étaient systématiquement plus faibles que ceux des ages assemblgabbroïques de même composition. Il en conclut que les éclogites étaient l'équivalent de haute pression des gabbros. Cette idée fut vite reprise par divers chercheurs (Grubenmann, Fermor, Eskola), et sa confirmation expérimentale quelques 63 années plus tard.

Dans le même temps, les progrès de la cristallographie permettaient de comprendre la particularité fondamentale des éclogites. Le comportement de certains cations, en particulier Al^{3+}, expliquait bien la forte densité des paragenèses éclogitiques. On montra qu'en raison de leur taille relativement importante, les ions Al ne sont pas stables à haute pression dans les sites tétraédriques des silicates, ceux-ci étant compressés avec l'accroissement de la pression (Fairbairn, 1943 ; Thompson, 1947 ; Smith, 1982). En conséquence, une forte pression, et, à un moindre degré, une faible température, favorisent la présence de l'aluminium hors des sites tétraédriques vers les sites octaédriques (Al^{VI}), ce qui est le cas des minéraux éclogitiques, alors que de faibles pressions permettent au contraire la présence d'aluminium dans ces mêmes sites (Al^{IV}). Ainsi, la réaction bien connue

albite $\rightarrow$ jadéite + quartz

qui peut simplement s'écrire Al^{IV} tétraédrique $\rightarrow$ Al^{VI} octaédrique

À des pressions encore plus extrêmes, Si est à son tour expulsé des sites tétraédriques, donnant naissance à des minéraux d'ultra-haute pression comme les grenats majoritiques et la stishovite.

Gabbro Olivin, Augit, Basischer Plagioklas			Eklogit Omphacit, Granat, Quarz	
Augit		=	Granat	
$Ca\ Mg\ Si_2\ O_6$	68		$R_3\ Al_2\ Si_3\ O_{12}$	121
$Mg\ Al_2\ Si\ O_6$	68			
	136			
Augit + Anorthit		=	Granat + Quarz	
$Ca\ Mg\ Si_2\ O_6$	68		$R_3\ Al_2\ Si_3\ O_{12}$	123
$Ca\ Al_2\ Si_2\ O_8$	101.1		$Si\ O_2$	22.8
	169.1			145.8
Olivin + Anorthit		=	Granat	
$Mg_2\ Si\ O_4$	43.9		$R_3\ Al_2\ Si_3\ O_{12}$	121
$Ca\ Al_2\ Si_2\ O_8$	101.1			
	145.0			
Albit des Plagioklases		=	Na-Al-Silikat des Omphacit [Jd] + Quarz	
$Na\ Al\ Si_3\ O_8$	100.3		$Na\ Al\ Si_2\ O_6$	64.6
			$Si\ O_2$	22.8
				87.6
Nephelin + Albit		=	Glaukophan	
$Na\ Al\ Si_3\ O_8$	100.3		$Na_2\ Al_2\ Si_4\ O_{12}$	137
$Na\ Al\ Si\ O_4$	59			
	156.3			
		=	Jadeit	
			$2\ (Na\ Al\ Si_2\ O_6)$	122.8

La confirmation expérimentale de la formation à haute pression des éclogites, et donc de leur origine profonde, date des années 1950-60, avec le développement de la pétrologie expérimentale. Les principaux stades en furent les suivants : synthèse du diamant (Bundy et al., 1955) ; étude de la transition coesite-quartz (Coes, 1953) ; détermination de la stabilité des silicates d'alumine (Khitarov et al., 1963 ; Bell, 1963) ; investigation sur la transformation du gabbro en éclogite (Ringwood et Green, 1966 ; Green et Ringwood, 1967, 1972 ; cf. Green, 1998) ; étude de la réaction albite → jadéite + quartz (cf. Yoder, 1950 ; Newton et Smith, 1967).

Par ailleurs, l'application de la thermodynamique des équilibres aux roches, à partir des années 1960, a entraîné l'utilisation de géothermobaromètres qui ont permis de déterminer les évolutions en pression et température de nombreuses éclogites. Ces calculs ont livré des pressions généralement supérieures à 13 kbar, au-delà des valeurs initialement admises. Finalement, dans les deux dernières décennies, la découverte de roches crustales à coesite (e.g. Chopin, 1984 ; Smith, 1984), a propulsé les pressions maximales pour le faciès éclogite à plus de 40 kbar, correspondant à des profondeurs de formation de plus de 100 km.

3.5 Interprétations géodynamiques

Alors que les connaissances sur les éclogites progressaient, plusieurs hypothèses étaient avancées pour rendre compte de la formation de ces roches. Différentes classifications ont été proposées pour les éclogites, les plus connues étant celles de Smulikowski (1964) et de Coleman et al. (1965), au demeurant très proches. Ces auteurs ont distingué trois groupes d'éclogites, bien différents du point de vue géodynamique et qui ont donné lieu à des hypothèses spécifiques :

1. Les éclogites mantelliques (groupe I de Smulikowski et groupe A de Coleman et al.) sont associées à des roches ultrabasiques, au sein des massifs péridotitiques ou comme xénolithes dans les diatrèmes kimberlitiques. Elles furent à l'origine de la controverse sur l'existence d'une " couche éclogitique " dans le manteau supérieur.
2. Les éclogites d'ophiolites métamorphisées (groupe II de Smulikowski et groupe C de Coleman et al.) sont associées à des glaucophanites, avec lesquelles elles forment des ceintures de haute pression dans les chaînes de montagnes. Depuis la révolution de la tectonique des plaques, elles sont généralement considérées comme les reliques d'anciennes zones de subduction.
3. Les éclogites associées à des roches gneissiques (groupe III de Smulikowski et groupe B de Coleman et al.) furent à l'origine de la controverse " origine in situ contre origine étrangère ". Certaines d'entre elles sont aussi impliquées dans l'énigme du métamorphisme d'ultra-haute pression.

3.6 Les éclogites ophiolitiques, témoins de la subduction

C'est aussi à de Saussure que nous devons la première description d'une glaucophanite. Le 20 août 1792, il visita le fameux gisement de Saint-Marcel, dans la Vallée d'Aoste, et y observa une roche composée de "schorl bleuâtre " et grenat. Bien plus tard, des schistes bleus furent aussi décrits en Grèce par Hausmann (1845) qui créa le nom glaucophane, du grec (bleuâtre, glauque) et (apparaître). D'autres roches à glaucophane furent découvertes dans les Alpes, en Nouvelle-Calédonie (Jannettaz, 1867 ; Lacroix, 1941), au Japon, en Indonésie, en Californie et au Venezuela. Le célèbre gisement de glaucophane de l'île de Groix, en Bretagne, fut identifié par A. von Lasaulx (1883, 1884) grâce à des échantillons envoyés en Allemagne par le comte de Limur, avant d'être étudié par Charles Barrois (1883).
Généralement, les glaucophanites étaient associées à des ultrabasites et des éclogites à glaucophane. De plus, des transitions avec des métagabbros ou des métabasaltes étaient observées (cf. Lacroix, 1941). De ce fait, les schistes bleus apparaissaient clairement comme des " ophiolites " métamorphisées cf. livre sur les rodingites).

Schürmann (1951-1956) montra que les schistes bleus et les éclogites associées étaient localisés dans des ceintures de haute pression, qu'il interpréta comme des témoins d'ophiolites formées dans des géosynclinaux et ultérieurement impliquées dans des orogènes. Le métamorphisme de haute pression était généralement attribué à la surcharge résultant de l'enfouissement lié à une tectonique en nappes. Miyashiro (1961) observa l'existence, dans la région circum-pacifique, de ceintures de basse pression, disposées parallèlement à ces ceintures ophiolitiques de haute pression. Il pensait que de telles paires de ceintures métamorphiques pouvaient correspondre à la bordure et au centre des géosynclinaux.

Quoique la théorie des géosynclinaux préfigurât d'une certaine manière la théorie moderne de la tectonique des plaques, l'irruption de cette dernière modifia radicalement l'interprétation des ophiolites et des schistes bleus. Gass (1968) proposa que les ophiolites étaient des fragments de plancher océanique. Peu de temps après, Moores et Vine (1971) les considérèrent comme représentant une ancienne croûte océanique. De plus, la théorie de l'expansion des fonds océaniques, conçue dans les années 1960, avait comme corollaire indispensable la disparition de la lithosphère océanique par subduction. Le mot " subduction ", de sub (sous) et ducere (tirer), avait été créé dès 1951 par André Amstutz, pour désigner la descente abrupte d'un segment de lithosphère dans le manteau. Après la " Penrose Conference " de décembre 1969, il fut utilisé pour désigner la subduction de lithosphère océanique (White et al., 1970 ; cf. Dickinson, 1970 ; Lanterno, 1982). Ce nouveau concept de la tectonique des plaques était, par ailleurs, en agrément avec les plans de forte sismicité qu'avaient déjà observés Wadati (1935) et Benioff (1954).

On admit, dans les années 1970-1975, que la subduction de croûte océanique devait produire des éclogites. Curieusement, Arthur Holmes, professeur de géologie à l'université de Durham (Angleterre), avait déjà imaginé une hypothèse similaire, dès 1931. Dans un article intitulé Radioactivity and Earth movements, Holmes (1931) invoquait des courants de convection dans le substratum des continents pour expliquer la dérive des continents (cf. Godard, 2001, Appendice 4). En raison d'une radioactivité supérieure, la température devait être, selon lui, plus élevée sous les continents que sous les océans. En conséquence, des courants de convection devaient monter à l'aplomb des continents, diverger horizontalement en disloquant ceux-ci, avant de replonger sous les océans, dans des zones de " subsidence " où devaient se former des éclogites, sous l'effet d'une " pression orientée ". Les éclogites, étant denses, devaient contribuer par leur poids à entraîner la convection - en réalité, ce dernier point, qui s'apparente au mouvement perpétuel, est d'une conception assez simpliste. Cette hypothèse de formation des éclogites fut alors totalement ignorée. Même les partisans de la théorie d'Alfred Wegener ne comprirent pas les implications des courants de convection d'Holmes sur la théorie de la dérive des continents (cf. Gohau, 1991).

Dans les années 1970, les ceintures vertes métamorphisées à haute pression devinrent, pour la majorité des chercheurs, de la lithosphère océanique, métamorphisée lors d'une subduction partielle. Les paires de ceintures métamorphiques de Miyashiro (1961) furent réinterprétées, à la lumière des nouveaux modèles de zone de subduction (Oxburgh et Turcotte, 1970), comme le résultat d'une différence de gradient géothermique entre la croûte océanique plongeante " froide " et la bordure " chaude " de l'arc océanique (Miyashiro, 1967, 1972, 1973 ; Ernst et al., 1970). L'évolution rétrograde des terrains de haute pression, caractérisée par une hausse de température et une baisse de pression, c'est-à-dire par un cheminement pression-température " horaire ", fut expliquée par le retour à un gradient ordinaire après arrêt de la subduction (Ernst et al., 1970). Enfin, on tenta de rendre compte de l'accrétion de ces ceintures métamorphiques aux chaînes de montagnes par des mécanismes de collision continentale ou d'" obduction " (e.g. Coleman, 1971, 1977a, 1977b). En une décennie, la tectonique des plaques venait de modifier radicalement notre compréhension des ceintures métamorphiques de haute pression.

4. LES ECLOGITES DU HAUT ALLIER

4.1 Eclogites

Les traces de l'orogénèse varisque dans le Haut-Allier sont interprétées comme le résultat du chevauchement de l'Unité Supérieure des Gneiss (USG) sur l'Unité Inférieure des Gneiss (UIG). L'UIG est caractérisée par un métamorphisme dans le faciès des amphibolites et l'absence de haute pression et l'USG par la présence de reliques de haute pression. L'essentiel de l'USG est constituée de migmatites contenant des reliques de granulites. Ces granulites ont cristallisé autour de 11-13 kbar pour 700-800°C, il y a ~360 Ma (Gardien et al., 2011 ; Schulz, 2014). Les éclogites affleurent dans le Groupe Leptyno-Amphibolitique (GLA) situé à la base de l'USG. De précédentes études pétrologiques ont conclu à des conditions de cristallisation de l'ordre de 20 kbar pour 800°C (Pin and Vielzeuf, 1988), conditions atteintes il y a 430 ± 20 Ma (Ducrot et al., 1983) pour les éclogites de La Borie.

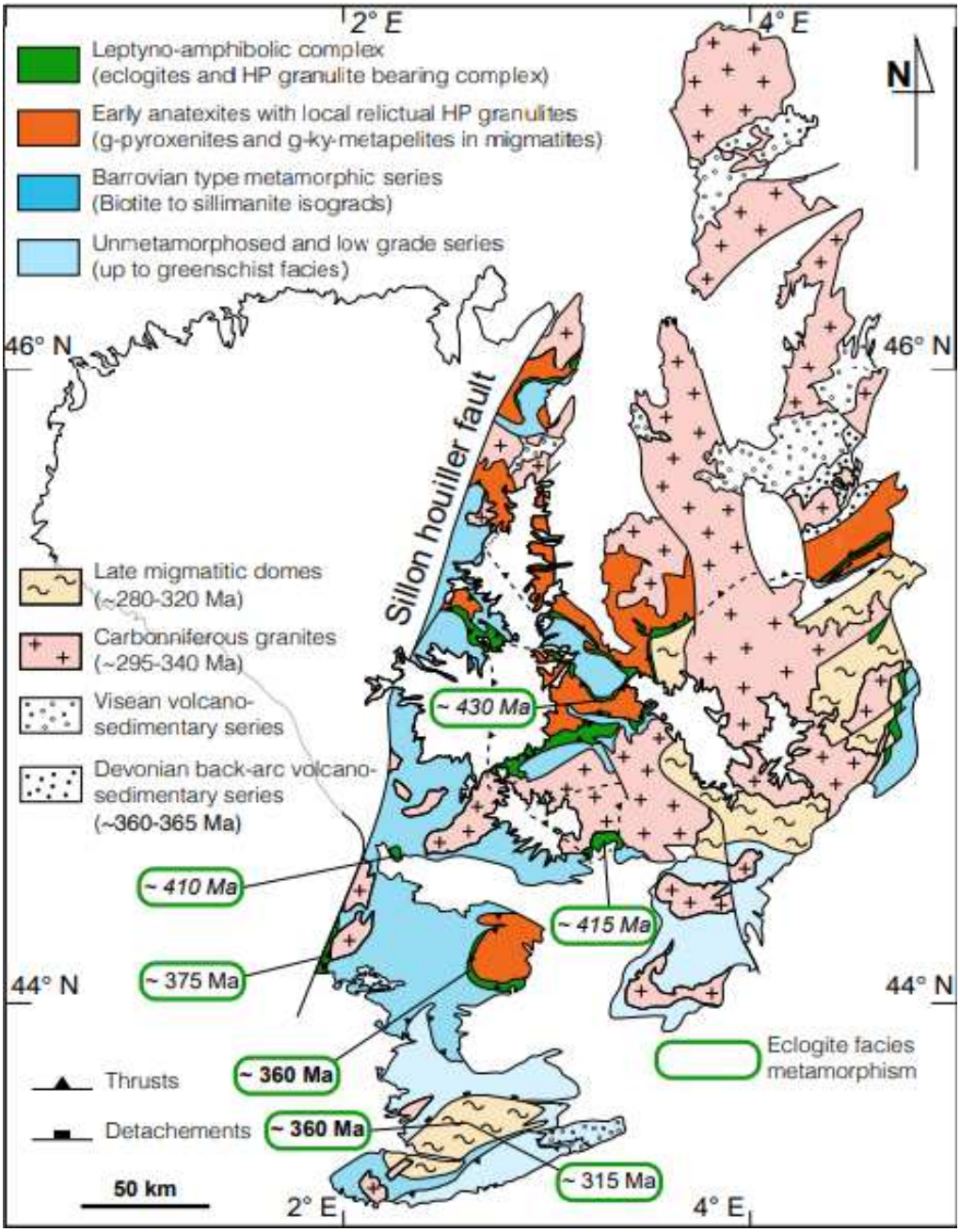


Figure 534 : Eclogites : Massif Central oriental : Occurrences éclogitiques et leur ages

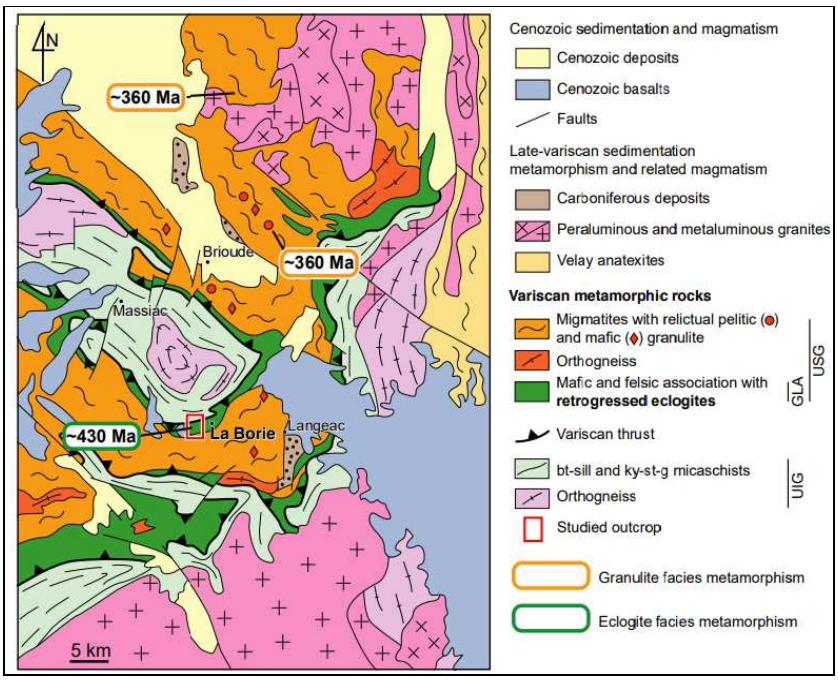


Figure 535 : Eclogites : Massif Central : Occurrences éclogitiques autour de la Borie (43)

4.2 Pétrologie

Les éclogites (roche hôte) contiennent des niveaux particulièrement riches en grenat. L'essentiel de la roche est partiellement rétromorphosé et préserve plusieurs stades de l'évolution métamorphique.
Les grenats sont les cristaux les plus anciens de la roche. La nature des symplectites suggère la présence d'anciens cristaux d'omphacite, de disthène et de muscovite. La matrice contient aussi du rutile, de l'apatite et du zircon.

La nature, la forme et la taille des inclusions définissent le cœur, le manteau et la surface du grenat. Le motif des inclusions souligne la zonation prograde du grenat. Une discontinuité irrégulière de la proportion de grossulaire traduit deux évènements de cristallisation du grenat séparés par une période de résorption.

- Dans le grenat 1, l'épidote et l'amphibole sont abondants au cœur et disparaissent vers la surface; le disthène apparaît dans le manteau et la surface contient essentiellement du rutile.
- Le grenat 2 est caractérisé par la présence d'omphacite xénomorphe et d'amphibole automorphe.

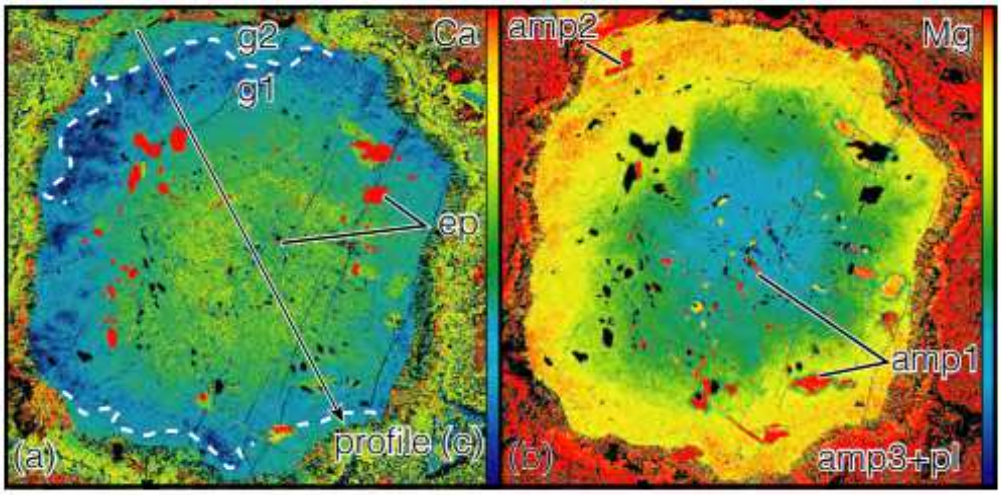


Figure 536 : Eclogites : Massif Central : Existence de deux types de grenats G1 et G2
Zonation des grenats et des clinopyroxènes – Présence de nombreuses inclusions

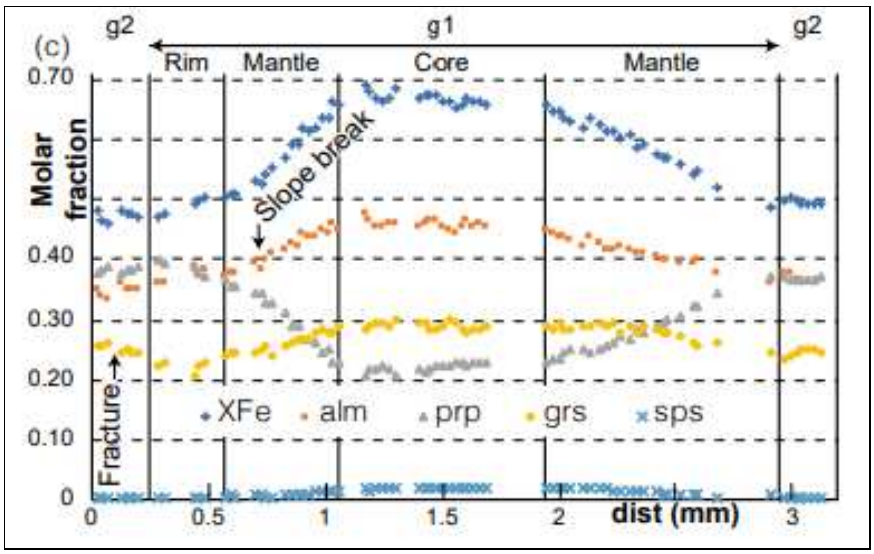
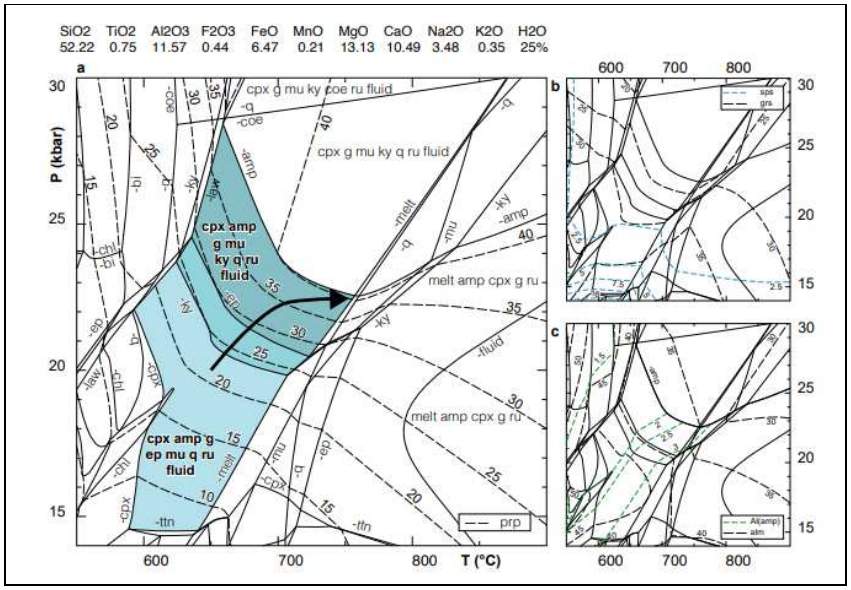


Figure 537 : Eclogites : Massif Central : Existence de deux types de grenats G1 et G2
Zonation des grenats en pôles limites
Comme toujours, le spessartine cristallise dans la toute première phase et n'est présent que dans le cœur du grenat
le slope break correspond à la disparition du nickel (spessartine) et aux stagnations des concentrations en almandin et pyrope.

Les grenats du niveau à grenat présentent une zonation similaire au manteau et à la surface des grenats de la roche "hôte". Ils contiennent aussi les mêmes inclusions d'épidote, amphibole et disthène.

Dans une pseudo section, calculée pour la composition de la roche hôte, la séquence de cristallisation et la zonation de croissance du grenat traduisent une augmentation de pression et de température.



La séquence de cristallisation et de résorption du grenat, de l'amphibole et du clinopyroxène ainsi que l'apparition de cristaux d'albite sont expliqués par une augmentation de température isobare puis une décompression isotherme.

Les niveaux riches en grenat de la roche pourraient traduire la fusion partielle de la roche dans des conditions d'hydration partielle qui résulte de la circulation localisée d'un fluide aqueux.

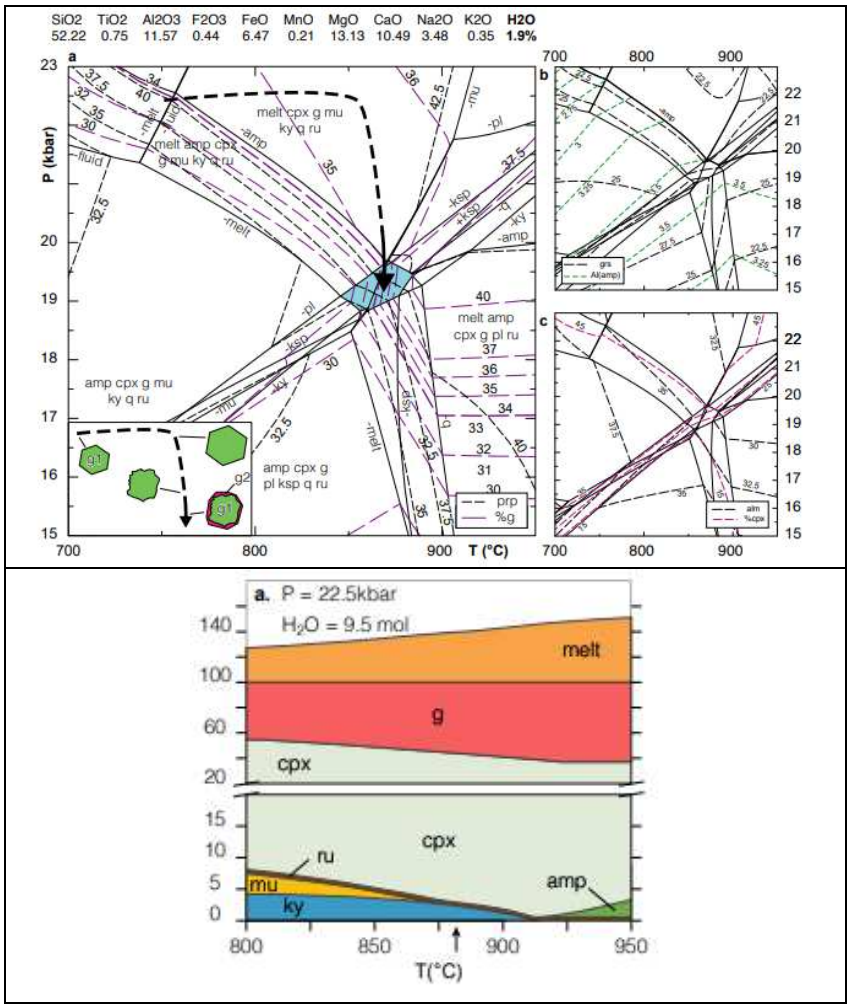


Figure 538 : Eclogites : Massif Central : Evolution des roches et parcours dans le métamorphisme

Trois évènements métamorphiques, définissent une évolution P–T horaire :

- M1 : défini par des associations grenat1-omphacite-disthène,
  Il s'agit d'éclogites qui ont atteint des conditions comprises entre ~ 20 kbar-650 °C et ~ 22.5 kbar-850 °C.
  le premier événement métamorphique (M1) est prograde et traduit un enfouissement, puis un réchauffement isobare.

- M2 : défini par des associations grenat2-clinopyroxène-plagioclase
  Il s'agit de granulites de haute pression 19.5 kbar, à 875 °C
  La résorption du grenat 1 à laquelle succède la croissance du grenat 2 est interprétée comme le résultat d'une décompression isotherme lors du métamorphisme M2. Il est suggéré que ces roches ont subi une fusion partielle lors du pic thermique du stade M1 et lors du stade M2.

- M3 : défini par des associations amphibole-plagioclase,
  Il s'agit d'amphibolites de haute température (M3 ; < 9 kbar, 750–850 °C).
  Ce dernier événement métamorphique traduit une forte décompression associée à un refroidissement limité.

Cette évolution des conditions P–T est compatible avec un modèle géodynamique impliquant la juxtaposition du manteau asthénosphérique chaud contre les roches de la croûte subductée à laquelle succède une exhumation dominée par le retrait du panneau plongeant (slab rollback).

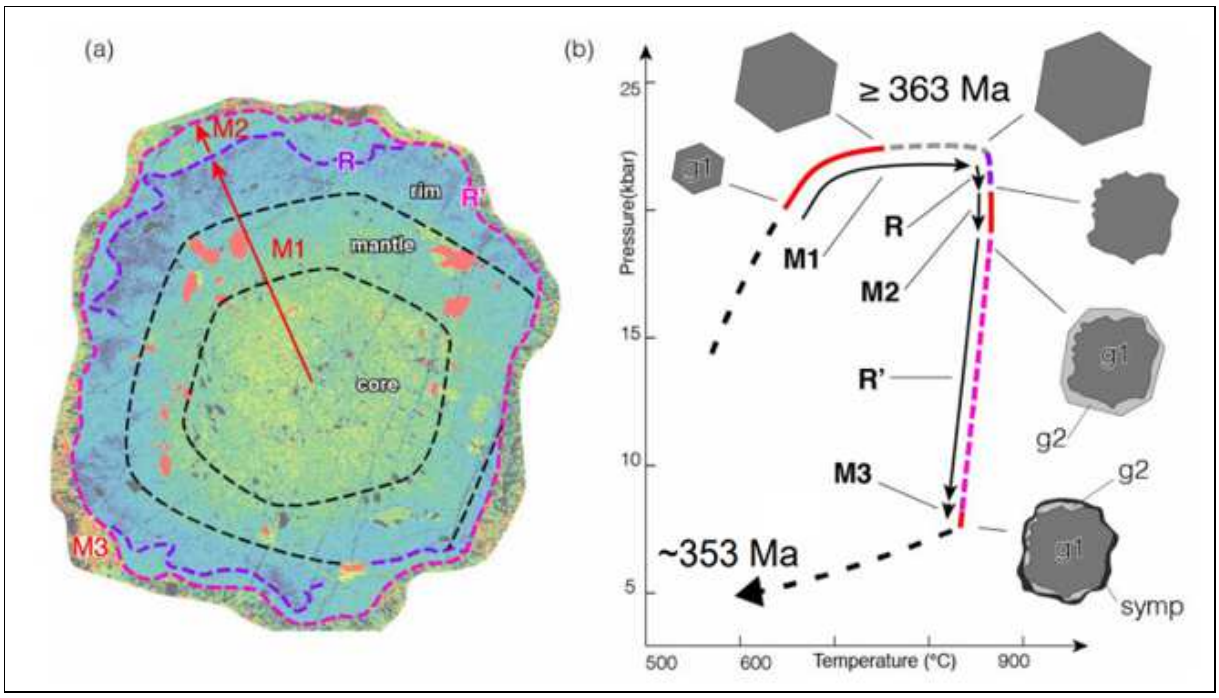


Figure 539 : Eclogites : Massif Central : Evolution Pression-Température-temps de l'éclogite de La Borie

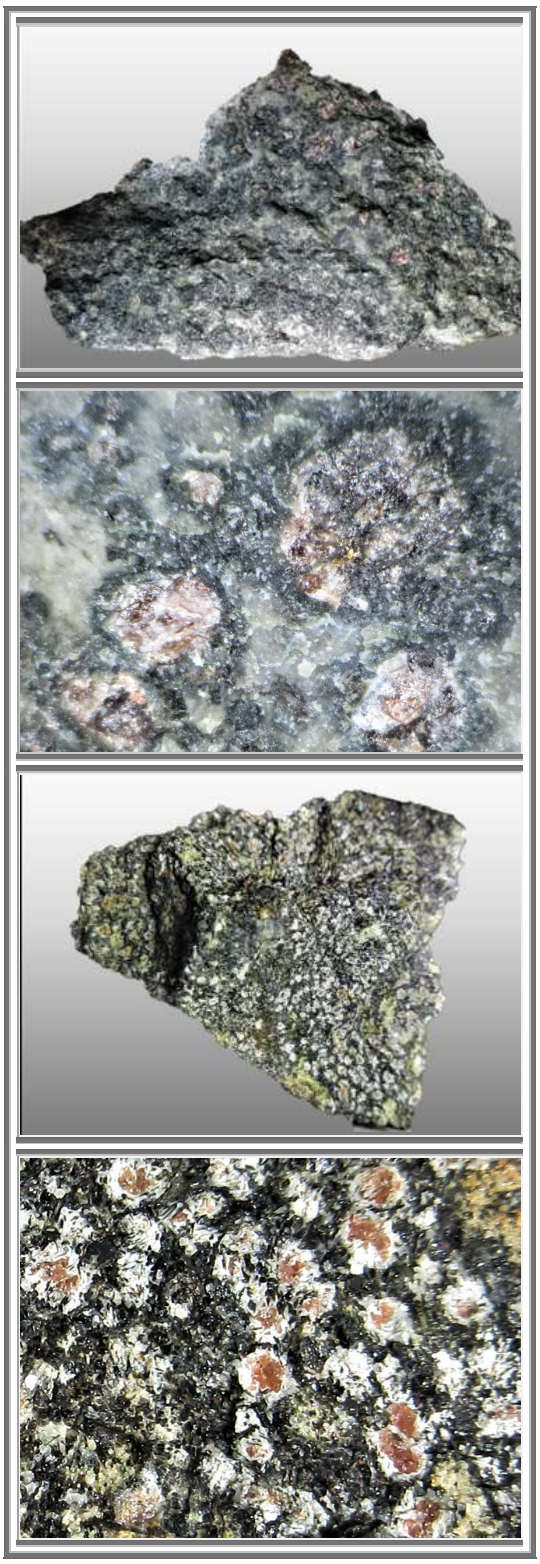
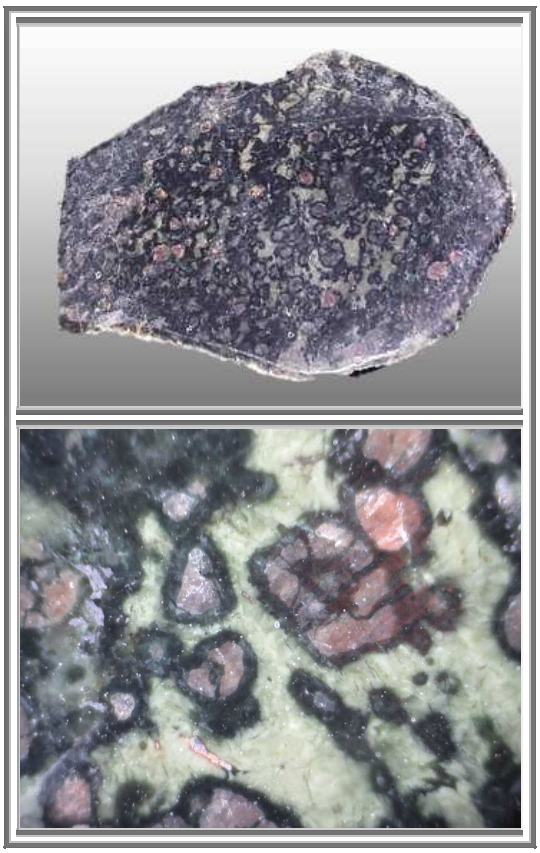


Figure 540 : Eclogites : Specimens du Haut Allier

Eclogite
La Borie (43)
100 mm
Collection : perso, n°905

Eclogite
Cerzat (43)
80 mm
Collection : perso, n°906



Eclogites : Specimens du Haut Allier

Eclogite
St Austremoine (43)
100 mm
Collection : perso, n°1109

Figure 541 : Eclogites : Autres roches du Haut Allier

Almandin dans pyroxénite
Fix (43)
120 mm
Collection : perso, n°909

Almandin dans amphibolite
St Privat du dragon (43)
120 mm
Collection : perso, n°908

5. LES ECLOGITES DU SUD ARMORIQUE

Brève extrait de la géologie de l'Armorique – Orogenèse hercynienne

Les éclogites du sud Armorique trouvent leur origine avec l'orogenèse hercynienne.
Mais remontons quelques 400 Ma en arrière : un petit pas pour la géologie, un bond de géant pour l'homme.

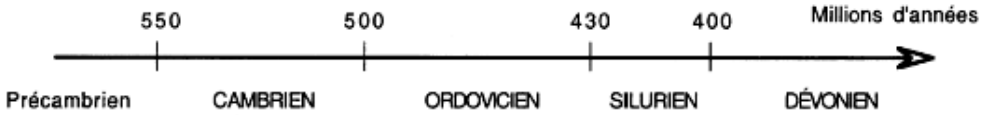
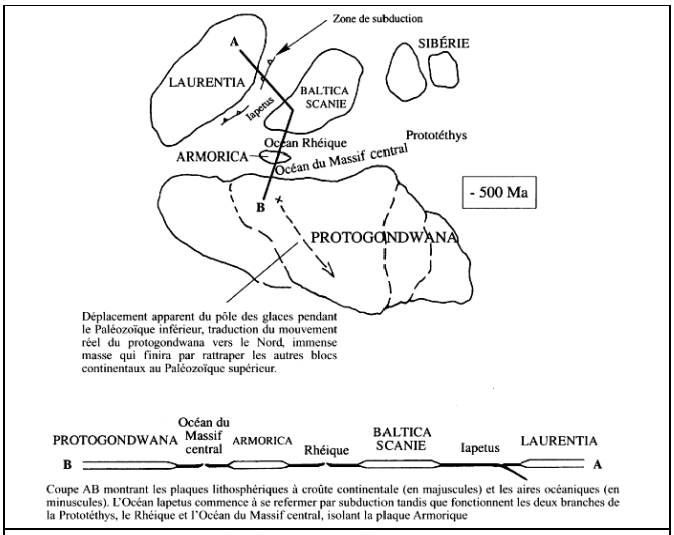


Figure 542 : Rappel des époques géologiques concernées par les mécanismes de subduction-collision responsable de l'orogenèse hercynienne

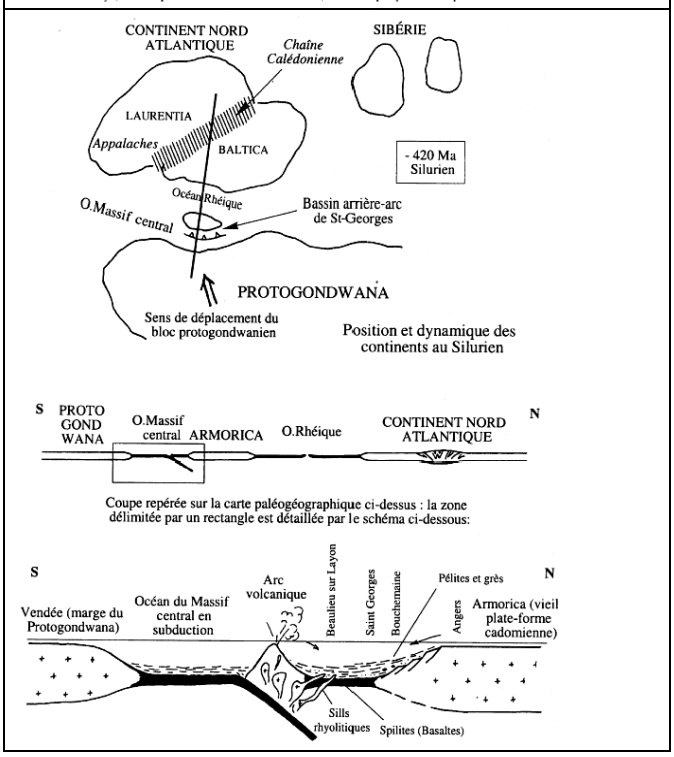
Pendant l'Ordovicien, la plaque armorique est constituée des reliquats érodés des chaînes icardiennes (-2 300 Ma) puis cadomienne (de Caen) (- 650 à -570 Ma).

Le démantèlement du continent Protogondwana se produit par formation de rifts continentaux qui vont donner successivement, l'océan rhéique puis l'océan du massif central.

Les plaques dérivent en direction du nord - nord-ouest sous l'effet de la subduction dans l'océan iapetus, au large du continent Laurentia.



Pendant les 100 Ma qui suivirent, Baltica et Laurentia rentrèrent en collision, mais surtout une zone de subduction se forma dans l'océan du Massif central, en direction de la plaque armoricaine.
Cette subduction est à l'origine de la formation du bassin arrière-arc de Saint Georges sur Loire, dont les nombreux schistes comprennent de nombreux fragments volcaniques. Les témoins de ce bassin arrière-arc peuvent être suivis jusqu'à la localité de Chalonnes.
Cette subduction de l'océan de Massif central se termina avec l'obduction de l'arc volcanique, et le métamorphisme de haute pression dans la croûte océanique et les sédiments volcano-détritiques subductés.
Les reliques de ces océans sont représentées de nos jours, par les sutures ophiolitiques que l'on rencontre de part et d'autre de la plaque armorique : celles du Cap Lizard (Grande-Bretagne) et celles de la Zone ligérienne (Groix, Vendée et Anjou méridional)



La collision du Dévonien est consécutive à la fermeture de l'océan du massif central (Debelmas et Mascle (1991)).

Le Protogondwana entre en collision avec le domaine médio-Armoricain. La subduction a créé une faille, qui devient le siège d'un glissement de la plaque médio-Armoricaine contre la plaque Aquitaine.

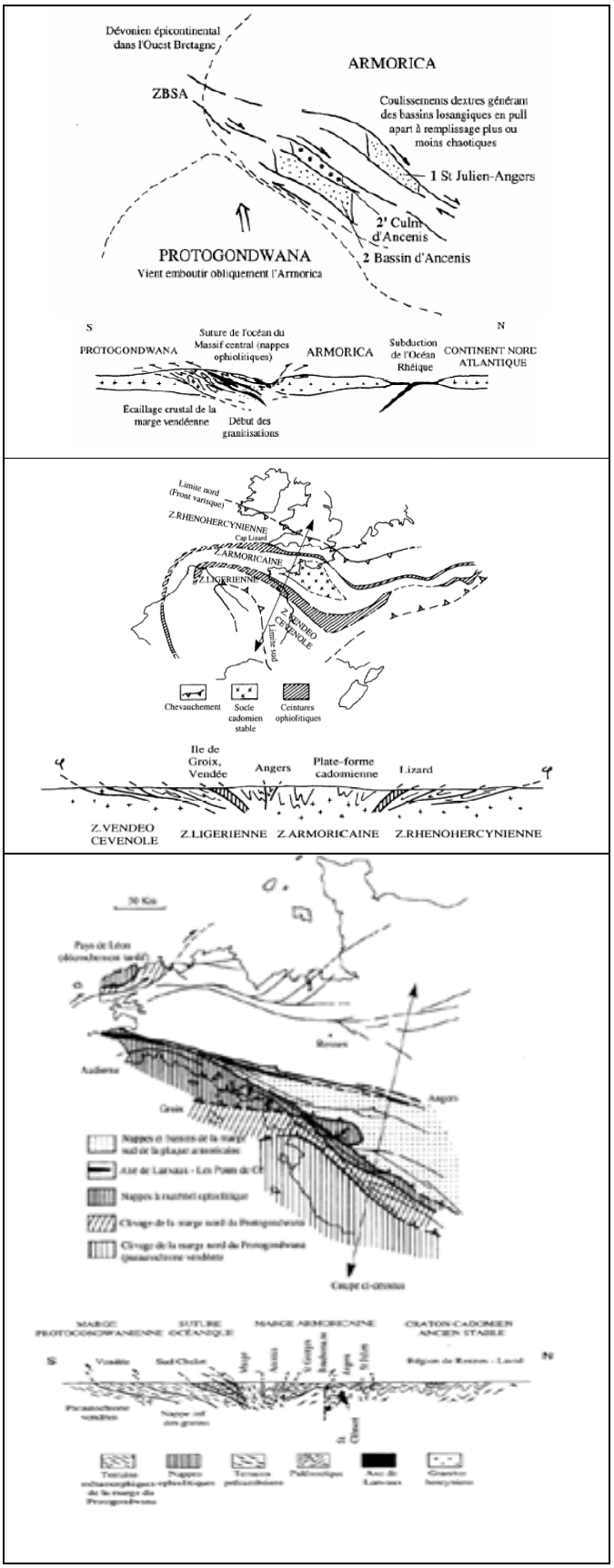
La phase hercynienne (-300 à -280 millions d'années) est à l'origine de la formation du massif Armoricain et à celle de l'anticlinal sud-Armoricain, obliquement, ce qui va commander un schéma en coulissements dextres générant des couloirs en effondrement, des bassins en pull apart à remplissage chaotique, recueillant les fragments de ses bordures abruptes.
Après l'empilement des nappes, c'est l'époque de l'épaississement de la croûte continentale et de sa granitisation. Enfin, les processus de l'isostasie vont faire remonter l'ensemble et créer les premiers reliefs de la chaîne hercynienne.

Cette remontée est irrégulière et va générer des bassins allongés intra-montagneux très actifs et recevant les produits de l'érosion des reliefs alentour.

A l'échelle de la France et du Massif armoricain lui-même, la région qui nous intéresse se situe sur la branche sud de l'édifice, marquée par:

- une ceinture ophiolitique métamorphisée en nappes dilacérées : Audierne, Groix, Choletais (gabbros lités de la carrière des Quatre Étalons),
- un complexe de nappes dont les sens de chevauchement sud sont parfois oblitérés par des coulissements dextres et une intense granitisation.

Cette organisation est représentée en coupe par Le Corre & al. (1991), qui dessinent un bloc cadomien et un édifice de nappes à vergence sud. Les ophiolites sont des reliques de croûte océanique (plancher basaltique formant le fond des océans) d'âge Ordovicien, actuellement sous faciès d'éclogites et de métagabbros *s.l.* : Audierne, Vendée, schistes à glaucophane ("schistes bleus") de l'île de Groix.
La coupe présentée fig.6 montre cette structuration au niveau de l'Anjou et de la Vendée : de part et d'autre de la suture océanique se différencient un domaine stable (région de Rennes) passant vers le Sud à une marge profondément déformée, et un domaine métamorphique (Vendée), témoin du clivage d'une paléomarge d'un ancien continent.
La région angevine représente donc la limite entre deux masses continentales anciennes, un craton ancien (l'Armorica) au nord, le Protogondwana au Sud.



6. ILE DE GROIX

L'histoire de l'ile de Groix, ce « petit caillou » de 5 km sur 3, au large du Morbihan, est si compliquée mais aussi si intéressante qu'un certain nombre de recherches, souvent contradictoires, ont été effectuées sur ce thème, dont celle de Valérie Bosse et Michel Ballèvre, dont les effets aujourd'hui sont l'existence d'une réserve géologique sur l'île, la réserve François Le Bail, ainsi qu'une remise en question de l'histoire de l'orogenèse hercynienne.

Tout a commencé, il y a quelques 420 millions d'année, lorsque le supercontinent Gondwana est venu au contact de la modeste plaque Armorique et que l'ile de Groix a commencé à subducter…

Figure 543 : Groix : Vue aérienne de l'ile

6.1 Réserve naturelle François Le Bail

site : http://ile-de-groix.info/reserve.php

La réserve naturelle François Le Bail a été créée par décret ministériel en 1982 à la demande de la municipalité de l'île. Sa superficie est de 47 ha terrestres auxquels s'ajoute le domaine maritime de la Pointe des Chats. Sa gestion est confiée à l'association Bretagne Vivante S.E.P.N.B. qui emploie sur place à l'année, deux personnes.

La réserve naturelle comprend 2 secteurs :

1 - **Le secteur de Pen Men-beg Melen**
Il inclut des falaises d'un grand intérêt géologique, de belles étendues de pelouses et de landes littorales. Cette zone offre aussi un intérêt ornithologique par la présence de colonies d'oiseaux nicheurs. On peut y observer différentes espèces (données 2001) :

- le grand goëland argenté (329 couples)
- le goëland marin (4 couples)
- le pétrel fulmar ou fulman boréal (27 individus)
- le goëland brun (31 couples)
- le cormoran huppé (43 couples)
- la mouette tridactyle (11 nids construits)
- le grand corbeau (3 jeunes à l'envol), nicheur sur l'île qui est un hôte régulier de la réserve.

2 - Le secteur de Locqueltas, les Saisies et la Pointe des Chats

Il comprend une étroite frange côtière, jusqu'au chemin des Douaniers et l'estran rocheux. L'intérêt est ici essentiellement géologique. Cette réserve Naturelle a été créée pour préserver un témoin exceptionnel de l'histoire géologique de la Bretagne, bien exposé dans les côtes rocheuses de l'île à travers des structures géologiques remarquables et une grande diversité de minéraux : glaucophane bleu, épidote jaune, grenat rouge qui colore le sable du haut de certaines plages.
Les impératifs de protection le permettant, la réserve naturelle est ouverte au public. C'est un lieu de promenade privilégié pour les amoureux de la nature. Des animations sont proposées durant les vacances scolaires pour la faire découvrir et sensibiliser les visiteurs à la nécessité d'une protection (se renseigner à la Maison de la réserve ou à l'Office du Tourisme).
Accueil du public toute l'année, la visite de la maison de la réserve est gratuite.
Vous y trouverez toujours une exposition et des animations tout public durant les vacances scolaires, pour les groupes sur réservation toute l'année.

6.2 Pétrographie

Les roches de haute pression de l'ile de Groix sont constituées de 80% de métapélites et 20 % de métabasites, appartenant à une ceinture métamorphique HP/BT hercynienne enfouie, qui affleure sur la côte méridionale de la Bretagne [24].
A partir des associations minéralogiques, les roches métabasiques ont été divisés en trois groupes, les éclogites et schistes bleus à omphacite, les schistes bleus, parfois partiellement rétromorphosés, et les schistes verts.
Les éclogites et les schistes bleus sont plus fréquents dans l'unité inférieure (partie orientale de l'ile), tandis que les schistes verts sont prépondérants dans l'unité supérieure (partie occidentale de l'ile).
De plus, les roches métapélites des deux unités peuvent également être divisées en deux groupes, en fonction de leur structure, entre roches massives ou rubanées, chacune étant présente dans les deux unités tectoniques.

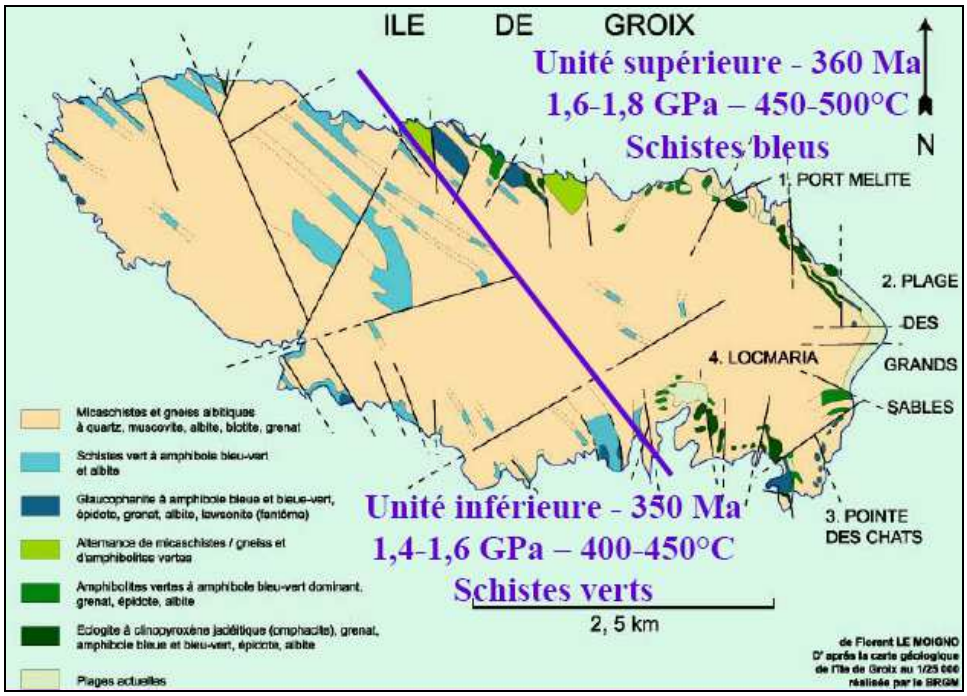


Figure 544 : Groix : Principales structures géologiques du Morbihan et de l'ile de Groix
Données PT et âge d'après Valérie Bosse et al [24]

Ainsi, si le cœur de l'ile est constitué principalement de micaschistes et que ceux-ci regorgent de grenats, ce sont plutôt les roches métabasiques qui sont les plus intéressantes sur l'ile de Groix, car quasiment endémiques, telles le glaucophane, magnifique amphibole $Na_2Mg_3Al_2$ $[Si_8O_{22}(OH)_2]$, qui forme de petits bâtonnets bleu-nuit ou des masses sinueuses bleu-argent, et fait la fierté de l'ile.

6.3 Parcours métamorphique P-T-t

Les analyses réalisées par Valérie Bosse sur différents échantillons montrent que les compositions des roches de l'ile de Groix sont très homogènes [29]. Les diverses associations de minéraux rencontrées ne sont donc pas dues à des gradients de concentration, causés par des phénomènes hydrothermaux ou de diffusion, mais bien à des recombinaisons de minéraux en fonction des conditions de pression-température subies par les roches.

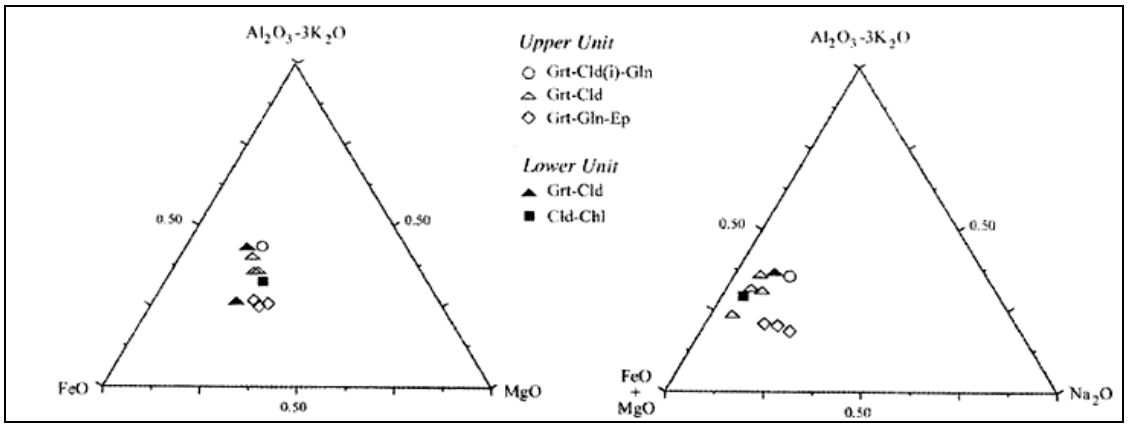


Figure 545 : Groix : Composition d'un certain nombre d'échantillons analysés par V. Bosse et al [29], montrant une homogénéité très sensible.

La présence d'amphiboles telles le glaucophane et surtout celle d'éclogites indique que les roches métabasiques de l'ile de Groix ont été métamorphisées sous des conditions de pression et de température intenses. Comme nous allons le voir ultérieurement, les différentes études effectuées sur les minéraux présents sur l'ile et en particulier les grenats ont montré que ces derniers ont cristallisé sous des conditions PT comprises entre 0,8 GPa-400°C et 1,8GPa-500°C.
Ces pressions correspondent respectivement à des profondeurs de l'ordre de 25-30 km et 55-60km.

Autrement dit, les roches de l'ile de Groix se sont enfouies d'une trentaine de kilomètres alors que leur température n'a évolué que d'une centaine de degré Celcius. Le gradient thermique subi par ces roches n'est donc que de 3,3°C/km, nettement inférieur au gradient géothermique moyen de la lithosphère qui est de l'ordre de 30°C/km. Les roches de l'ile de Groix ont donc subi un phénomène de subduction.

Au cours de ce processus, les roches ont subi essentiellement un accroissement de la pression qui a permis une déshydratation fractionnée et la recombinaison des éléments chimiques pour forme de nouveaux minéraux. Ces différentes étapes sont décrites selon l'ordre chronologique.

Phase 1 : Serpentinisation des roches métabasiques d'origine océanique

Les roches d'origine océanique sont principalement constituées de lherzolites et d'harzburgites dont le minéral prépondérant est l'olivine $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$, et de gabbros. Ces roches n'ont pu, hélas, être répertoriées sur l'ile.

En présence d'eau de mer, cette olivine réagit en deçà de 700°C, selon plusieurs mécanismes, appelés dans leur globalité « serpentinisation ». Le mécanisme le plus commun se décompose ainsi :

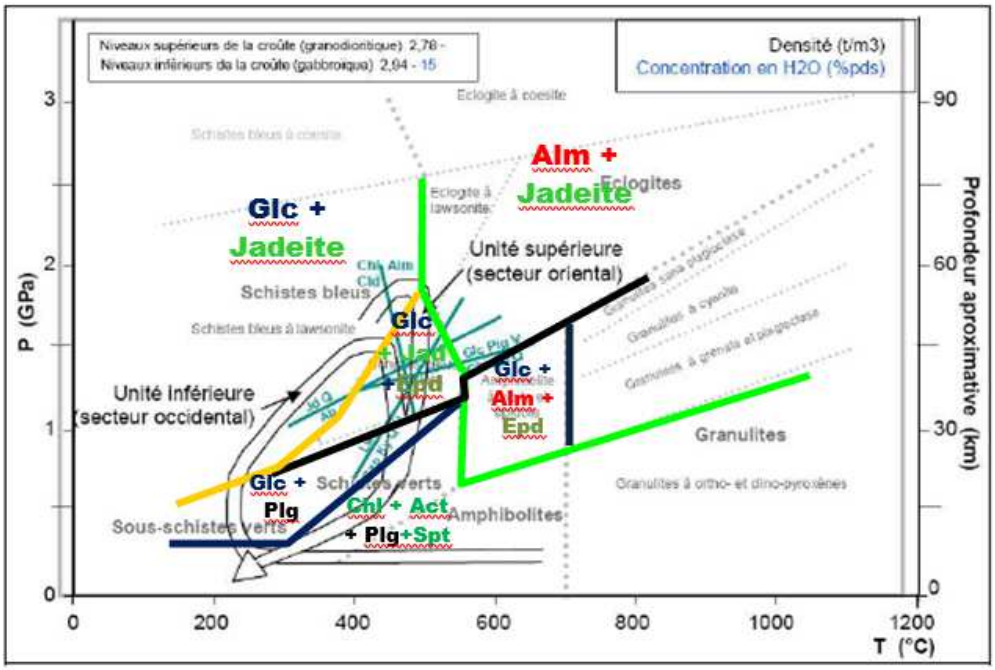
Réaction 1a:

$$\text{Fayalite } Fe_2[SiO_4] + \text{eau } H_2O \longrightarrow \text{Magnétite } Fe_3O_4 + \text{silice aqueuse } SiO_2aq + \text{hydrogène } H_2$$

Réaction 1b:

$$\text{Forstérite } Mg_2[SiO_4] + \text{silice aqueuse } SiO_2\ aq \longrightarrow \text{serpentine } (Mg, Fe)_3[Si_2O_5](OH)_4$$

Cette première phase est donc une hydratation. Elle s'accompagne d'une augmentation importante de volume (+40%).



Glc : Glaucophane **Plg : Plagioclase (albite)** **Alm : Almandin** **Epd : Epidote**
Chl : Chlorite **Act : Actinote** **Jdt : Jadéite** **Spt : serpentine**

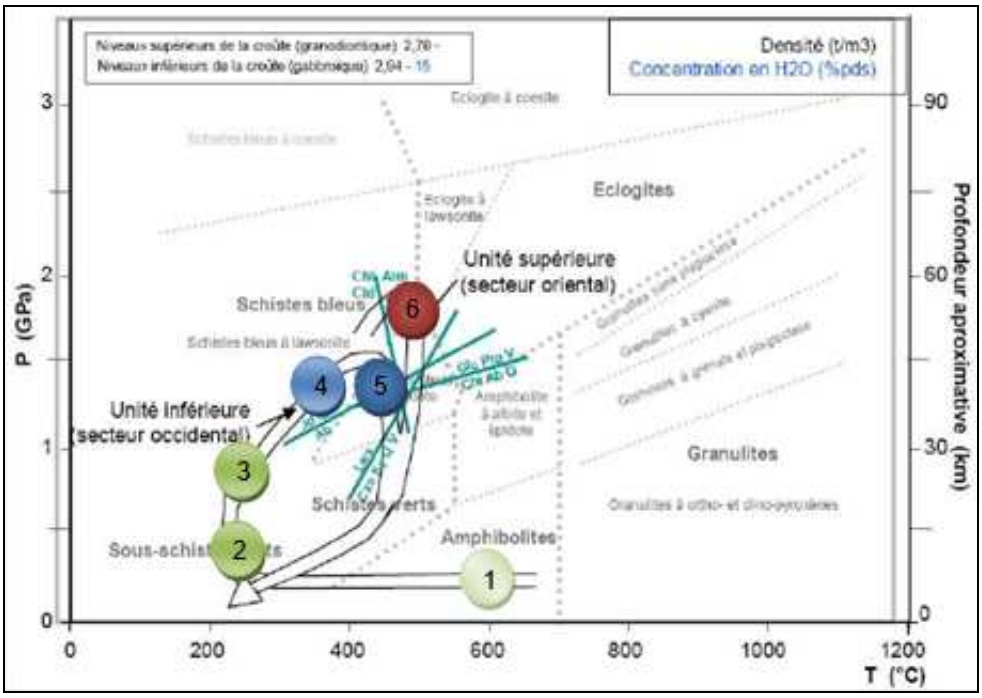


Figure 546 : Groix : Diagramme PTt lors de la subduction puis de l'exhumation des roches de l'ile de Groix et différentes phases décrites dans le texte
a) Domaine d'existence des principales associations minérales
b) Différenciation des trajets de l'unité supérieure (partie orientale d l'ile) et de l'unité inférieure (partie occidentale de l'ile

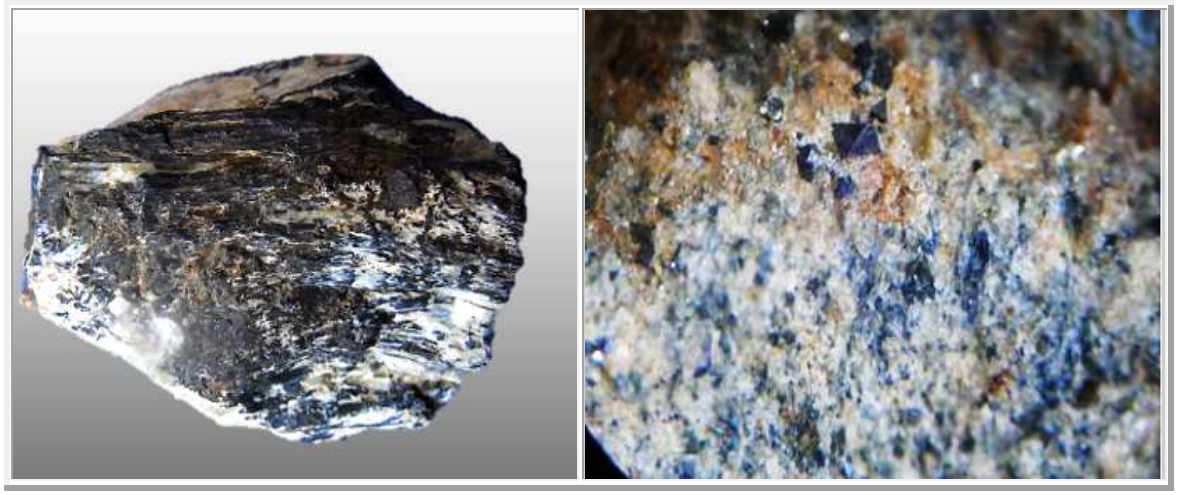


Figure 547 : Groix : Phase 1
Lherzolite (échantillon qui ne provient pas de Groix mais des Pyrénées (merci à gummites)), n°618
Groix : Magnétite dans serpentinite, n°608

Dans les roches de l'ile de Groix, il est possible de découvrir des reliquats de serpentinites. Ces serpentinites, pour être parvenues jusqu'à nous, ont été épargnées lors du processus d'enfouissement et d'éclogitisation. Elles se rencontrent donc dans les roches les moins métamorphisées, les schistes verts, et préférentiellement dans les anfractuosités des schistes accompagnés de myriades de petits octaèdres de magnétites, parfaitement formés mais hélas sans atteindre le millimètre.

Phase 2-3 : Faciès des schistes verts

Au commencement de la subduction, les roches encore en surface subissent une augmentation de pression due au contact entre la plaque océanique et la plaque continentale chevauchante, l'Armorique. Ces pressions restent faibles, de l'ordre de quelques dizièmes de GPa, il ne faut pas oublier qu'il s'agit d'un phénomène de subduction et non d'une collision pour laquelle les forces de compression mises en jeu sont bien plus élevées.

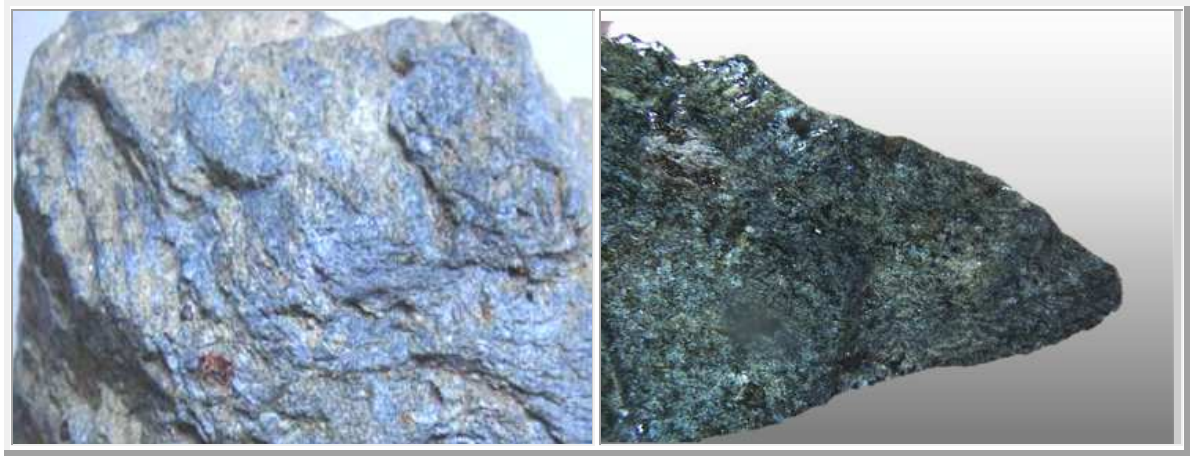


Figure 548 : Groix : Phases 2-3 : faciès des schistes verts : schistes verts à dominante de chlorite/chloritoide bruts et polis, n°614
Nota : Le grain rouge photo de gauche n'est pas un grenat mais plutôt un composé ferrique

Compte tenu que les températures restent relativement basses (aux alentours de 200°C), les cinétiques réactionnelles sont lentes. Il n'y a donc pas de réactions entre les minéraux, mais seulement apparition d'une schistosité due à l'augmentation de pression.

Les principaux minéraux présents sont :

- Serpentine $(Mg, Fe)_3[Si_2O_5](OH)_4$
- Chlorite $(Mg,Fe)_3Mg_3[Si_4O_{10}(OH)_2](OH)_6$
- Chloritoïde $Fe_2Al,Al_3[(OH)_4.O_2(SiO_4)_2]$
- Albite $NaAlSi_3O_8$

Phase 4 : Faciès des schistes bleus

La phase d'enfouissement de la subduction intervient : cela se traduit par une augmentation sensible de la pression (au-dessus de 1 GPa) et de la température (environ 400°C).
Ces conditions deviennent telles que les minéraux présents commencent à se déshydrater :

Les principales réactions qui sont interviennent sont :

$$\underset{NaAlSi_3O_8}{\text{Albite}} + \underset{(Mg,Fe)_3Mg_3[Si_4O_{10}(OH)_2](OH)_6}{\text{Chlorite}} \longrightarrow \underset{Na_2Mg_3Al_2[Si_8O_{22}(OH)_2]}{\text{Glaucophane (Amphibole)}} + \underset{H_2O}{\text{eau}}$$

Réaction du passage des conditions du faciès schistes bleus au faciès éclogites

$$\underset{NaAlSi_3O_8}{\text{Albite}} + \underset{Na_2Mg_3Al_2[Si_8O_{22}(OH)_2]}{\text{Glaucophane}} \longrightarrow \underset{Fe_3Al_2[SiO_4]_3}{\text{Grenat}} + \underset{NaAl(Si_2O_6)}{\text{Jadéite}} + \underset{H_2O}{\text{eau}}$$

Les phases 1 à 4 sont communes à toutes les roches de l'ile de Groix. Par la suite, la subduction s'est poursuivie mais les conditions PT observées par les roches de l'unité supérieure (partie orientale de l'ile) ont été plus sévères que celles atteintes par l'unité inférieure : il y a bifurcation des deux chemins PTt correspondant à chacune des unités de l'ile.

référence	Faciès schistes verts (ouest de l'ile)		Faciès schistes bleus (est de l'ile)	
	Pression (GPa)	Température (°C)	Pression (GPa)	Température (°C)
26	0.8	> 600	1-1.2	400-500
27			0.8 +- 0.15	400+-50
24	1.4 - 1.6	400-450	1.6 - 1.8	450-500
23 Sur des bases minéralogiques	0.8	600	1,0	700°C
28			1.8	500

Table 31 : Groix : Conditions de pression et température des schistes bleus et schistes verts lors du processus de subduction de l'Ile de Groix obtenus à partir de
[26-27] géothermobaromètres,
[24] sur la base de géothermobaromètres plus récents
[23] sur des bases minéralogiques
Les valeurs de P et T conduisent à un gradient géothermique de quelques °C/km, ce qui correspond à un gradient de subduction [27,28]

Phase 5 : paroxysme du métamorphisme de l'unité inférieure

Les conditions PT atteintes au paroxysme du métamorphisme de l'unité inférieure diffère fortement selon la nature des méthodes de détermination.
Les études menées à partir d'échantillons minéralogiques et celle conduite par Valérie Bosse diffèrent sensiblement.
Les études pétrographiques associées à l'exploitation des domaines d'existence des différents minéraux et des isogrades répertoriés des diagrammes PT, ainsi que les études effectuées par géothermobarométrie (également basée sue la présence de certains minéraux), conduisent à des conditions de pression-température de 0.8 GPA – 600°C.
Les études réalisées par Valérie Bosse, basée sur la géothermobarométrie, conduisent à des conditions PT de 1.4-1.6 GPA – 400-450°C.
La différence notable entre ces résultats est due à la présence de grenats dans la plupart des roches de l'ile de Groix, surnommé à raison, « l'ile aux grenats ».

Phase 6 : paroxysme du métamorphisme de l'unité supérieure

La richesse des minéraux de la partie orientale de l'ile qui a conduit à la création de la réserve géologique François le Bail mérite un intérêt de tout premier ordre.

Plus de 60 minéraux ont été répertoriés dont les principaux sont :

- Glaucophane
- Epidote
- Grenat almandin
- Phengite (mica blanc)
- Quartz
- Chlorite
- Chloritoïde
- Albite

Et en quantité moins abondante :

- Pyrite
- Fantôme de lawsonite
- Rutile, ilménite
- Magnétite

La diversité mais surtout la rareté des minéraux et des associations rencontrées sur l'ile de Groix résultent de son histoire et de la subduction de roches métabasites. La partie orientale de l'ile présente des associations en alternance lorsque l'on suit la côte constituée de :

- Glaucophanite à amphibole bleue et bleu-vert, épidote grenat, albite et fantôme de lawsonite
- Amphibolites vertes à amphibole bleu-vert dominante, avec grenats, épidote et albite
- Eclogite à clinopyroxéne jadeïtique (omphacite), grenat, amphibole bleue et bleu-vert, épidote et albite

La partie orientale de l'ile a donc subi des conditions PT plus sévères que la partie occidentale de l'ile. Bien qu'elle fût dénommée « unité supérieure » car elle se situe au-dessus de l'unité occidentale. La partie orientale a été enfouie plus profondément jusqu'à atteindre une pression de 1.6-1.8 GPa et une température de 450-500°C.

Figure 549 : Groix : Phase 4 : faciès des schistes bleus
galets d'épidote et de grenats en cours de formation, n°609
loupe face polie
Lawsonite fantôme Clinozoisite (épidote)

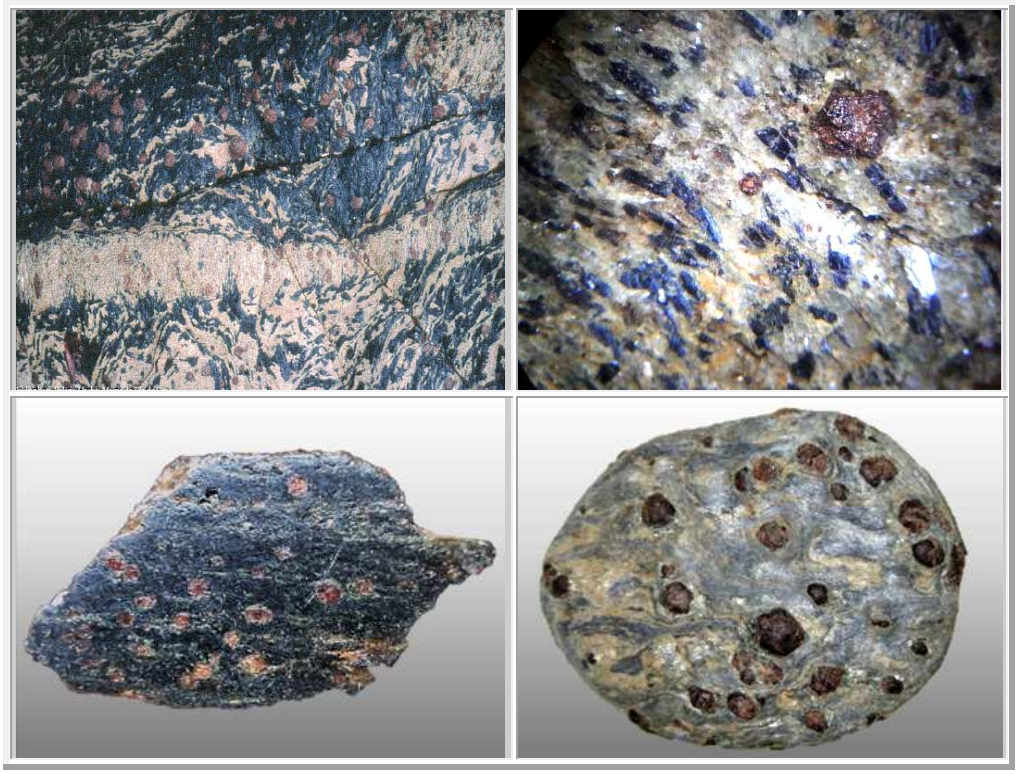


Figure 550 : Groix : Phase 5 : faciès des schistes bleus : glaucophanite et grenats n°610, 611 et 780

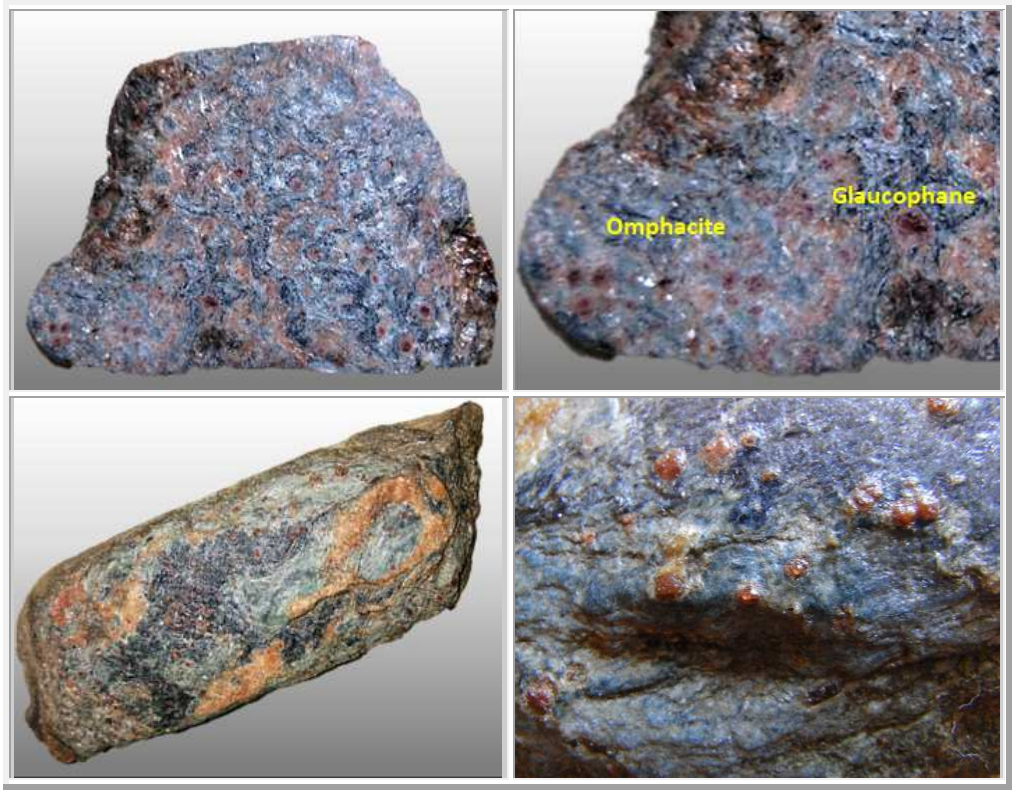


Figure 551 : Groix : Phase 6 : faciès des éclogites : éclogite : jadéite et grenats, et glaucophanite à grenats, n°612 et 613

Une fois encore, il y a de grandes divergences dans la détermination des conditions de pression atteintes lors de la subduction de l'île de Groix. Toutefois, la présence d'éclogites devrait permettre un consensus pour une pression supérieure à 1,5 GPa.
En revanche, les différents auteurs sont plus unanimes en ce qui concerne la température entre 400 et 500°C. La présence d'amphibolite en grande quantité ainsi que d'épidote précisent que la température maximale atteinte se situe dans entre 400 et 600°C.

6.4 Rappels concernant la zonation des grenats

6.4.1. Zonations de Mn et Ca représentatives du degré de métamorphisme

Le modèle classique des zones de métamorphisme régional présuppose des températures et des pressions élevées dues à des enfouissements profonds et aux forces tectoniques de déformation. Le grenat est l'un des minéraux qui permet de déterminer le degré de métamorphisme, c'est à dire le niveau d'évolution d'une zone qui a subi de telles contraintes géologiques, ainsi que les variations de ses compositions.
La variation de composition dans un grenat, en particulier la quantité de MnO, a depuis longtemps été exploitée comme indicateur du degré de métamorphisme. GOLDSMIDT fut le premier a noté que la teneur en MnO dans les grenats diminuait lorsque l'intensité (ou le degré) du métamorphisme s'accentuait ; comportement qu'il a attribué à l'incorporation de la majeure partie du MnO de la roche dans la cristallisation la plus ancienne du grenat.

Les analyses à la microsonde électronique permettent en effet, aujourd'hui de montrer qu'il y a une évolution de la composition des grenats du cœur vers la surface des grains, avec généralement, une diminution en MnO et en CaO et augmentation en FeO et MgO. MIYASHIRO et ENGEL ont suivi la même ligne de pensée. MIYASHIRO a suggéré que malgré la grande taille de l'ion Mn^{2+}, son intégration est possible dans la structure du grenat tant que les pressions ne sont pas trop élevées (degré faible de métamorphisme) alors que pour des pressions plus élevées, les ions Fe^{2+} et Mg^{2+} nettement plus petits, sont plus aptes à pénétrer dans la structure du grenat.
Ainsi, il fut tout d'abord proposé le principe qu'une diminution de MnO dans le grenat indiquait une augmentation du degré de métamorphisme régional.

LAMBERT présenta un raisonnement analogue pour expliquer la diminution de la teneur en CaO du cœur vers la surface du grenat qui serait d'après lui, corrélée à l'augmentation du degré de métamorphisme.

Enfin STURT, appuyé par NANDI, a également démontré la relation inverse qui existe entre les teneurs en (MnO+CaO) et le degré de métamorphisme.

6.4.2. Zonation représentative de la roche mère

Toutefois, certains chercheurs ne sont pas d'accord avec cette théorie. En fait, la réalité est autrement plus complexe et si, sur certains sites, une théorie semble corroborée aux observations géologues, un autre site viendra apporter des éléments aux détracteurs de cette théorie. Ainsi, EVANS lança un avertissement dans l'interprétation de la diminution de la teneur en MnO du grenat comme indicateur de l'accroissement de la pression du métamorphisme. Il prit comme départ de son étude, les échanges Mg-Fe dans les grenats et dans d'autres silicates communs et montra que pour des compositions initiales données, les ratios Mg/Fe dans les grenats pouvaient diminuer avec la pression.

Mais surtout, KRETZ a démontré qu'il pouvait y avoir influence des minéraux coexistants sur la composition d'un autre minéral donné. Il y aurait donc pour KRETZ influence de l'environnement : la variation de composition dans le grenat dépendrait non seulement des variations de pression et de température mais aussi des variations de composition des différents composants à l'intérieur même de la matrice.

D'ailleurs il est possible de rencontrer sur un même échantillon, donc très proches les uns des autres, des grenats homogènes et des grenats zônés, tous ayant subi les mêmes événements métamorphiques. ATHERTON et EDMUNDS pensent que la zônation reflète les modifications des conditions d'équilibre entre le grenat et sa matrice pendant la croissance et/ou le métamorphisme polyphasé.

A travers ces propres travaux, et ceux de CHINNER et HUTTON, ATHERTON indiqua la présence de grenats de compositions quasi différentes dans des roches de degré de métamorphisme similaire, et parfois en juxtaposition visuelle. Sa conclusion était que la teneur en MnO, ainsi que pour tous les autres cations divalents, était substantiellement le reflet de la composition de la roche hôte et que tout lien évident entre la composition du grenat et le degré de métamorphisme est impropre. Pour ATHERTON, la zonation et les modifications progressives dans la composition du grenat sont dues aux variations de concentrations des

cations divalents avec augmentation du degré de métamorphisme, et considéra que des anomalies dans la séquence étaient explicables en termes de variations de la composition de la roche mère.
MIYASHIRO et SHIDO dans un traitement théorique substantiel, ont déduit que le facteur principal contrôlant les compositions successives des grenats est la composition du grenat déjà cristallisé, depuis que la matrice a été spoliée d'une partie de ces oxydes. De même, à partir d'une étude théorique, ANDERSON et BUCKLEY ont montré que pour des conditions de liaisons et des coefficients de diffusion raisonnables, les profils de zônation observés dans les grenats pouvaient être expliqués par des considérations de diffusion.

TRACY et al ont noté que les grenats issus d'assemblages pélitiques métamorphosés montraient, dans différentes zones métamorphiques, des schémas de distribution en éléments qui sont des fonctions complexes de la composition de la roche environnante, des réactions continues spécifiques dans lesquelles le grenat est impliqué, de P, de T, et de l'histoire de la roche, des taux de diffusion homogène, et peut-être aussi de l'intervention des fluides métamorphiques aux différentes étapes du développement du grenat.
Ils ont travaillé sur des calibrations des réactions d'échanges Fe-Mg dans les couples grenat-biotite et grenat –cordiérite et sur diverses réactions minérales continues Fe-Mn afin de définir des évaluations des conditions P-T pendant les métamorphismes prograde et rétrograde dans le Massachusset central.

STANTON, dans ces études sur Broken Hill (New South Wales, Australie) suggéra que les grenats représentaient in situ la transformation de la septachlorite de chamotte manganiferreuse, et que chaque zone reflétait la structure oolitique originelle de la chamotte sédimentaire. Dans des études ultérieures, Stanton et Williams ont conclu que compte tenu que les différences de composition intervenaient sur de faibles échelles dans les grenats (1-2 mm), à l'intérieur d'une matrice monocomposée (quartz), la composition du grenat devait certainement être l'image des variations de composition des sédiments, et non des variations de degré de métamorphisme.

Pire encore, MULLER et SCHNEIDER ont montré que la teneur en MnO des grenats étaient des indicateurs, non seulement du degré de métamorphisme et de la chimie de la roche mère, mais aussi de la fugacité de l'oxygène. Ils ont rejeté le modèle de fractionnement de RAYLEIGH présenté par HOLLISTER et conclurent que la décroissance de la teneur en Mn, et l'augmentation en parallèle de celle en Fe dans les grenats, avec l'augmentation du degré de métamorphisme provient de la réduction progressive de la fugacité de l'oxygène.
HSU, dans ses travaux de recherche sur les réactions de phase dans le système Al-Mn-Fe-Si- O-H a découvert que la stabilité de l'almandin est fortement dépendante de la fugacité de l'oxygène, et est favorisée par des assemblages caractérisés par une activité élevée du cation bivalent Fe^{2+}. A contrario, l'activité du cation Mn^{2+} est moins influencée par la fugacité de l'oxygène. Ainsi, MULLER et SCHNEIDER ont conclu que la diminution observée de la teneur en Mn dans les grenats lorsque le degré de métamorphisme augmente, est due à la capacité de stockage du graphite présent à côté des nuclei de grenats.
Avec une augmentation de degré de métamorphisme, la réserve du graphite stabilise les minéraux qui dépendent d'une fugacité faible en oxygène, ce qui fait que l'almandin se forme davantage lorsque le degré de métamorphisme augmente, plutôt que le spessartine. MULLER et SCHNEIDER ont aussi noté que certains des grenats qu'ils ont étudiés ne sont pas zonés, mais montrent des inhomogénéités dispersées dansla masse du grenat.

6.4.3. Conclusion

La zonation des grenats est un phénomène complexe qui est une conséquence non seulement des conditions PT de formation du grenat au cours du métamorphisme, mais également de la nature de la roche mère, et plus particulièrement de la nature des précurseurs.

6.5 Echantillons de Groix

Revenons une nouvelle fois aux travaux de Valérie Bosse, qui sont une source fondamentale de cet exposé, ainsi qu'à ma bibliographie sur les grenats.
Plusieurs échantillons ont été analysés dont voici les teneurs en principaux éléments en fonction de la profondeur dans le grenat.

D'après les analyses réalisées par V. BOSSE, la composition chimique des micaschistes de l'ile de Groix ont des compositions très homogènes. Dans ce cas, les zonations observées dans la composition des grenats peuvent effectivement être corrélée aux conditions PT de formation de ces grenats.

6.5.1. Général

La cristallisation des grenats est principalement due à deux phénomènes conjugués lors de l'augmentation de la pression, la déshydratation des minéraux et la réduction du volume par recombinaison des éléments chimiques pour former des minéraux plus denses.
En outre, plus la pression augmente, plus les volumes disponibles à l'intérieur même de la maille de grenat sont réduits. C'est pourquoi, traditionnellement le pyrope (Mg^{2+}),est qualifié de grenat des hautes pression par rapport à l'almandin (Fe^{2+}), car le cation Mg^{2+}, de rayon ionique inférieur à Fe^{2+}, s'insère plus facilement dans la maille du grenat aux plus hautes pression, déplaçant ainsi ,la composition de la solution solide rhodolite davantage vers la composition du pôle minéral pyrope.

NOTA
Rayons ioniques des cations :
Mg^{2+} : 0,65 Å Fe^{2+} : 0,74 Å Mn^{2+} : 0,80 Å

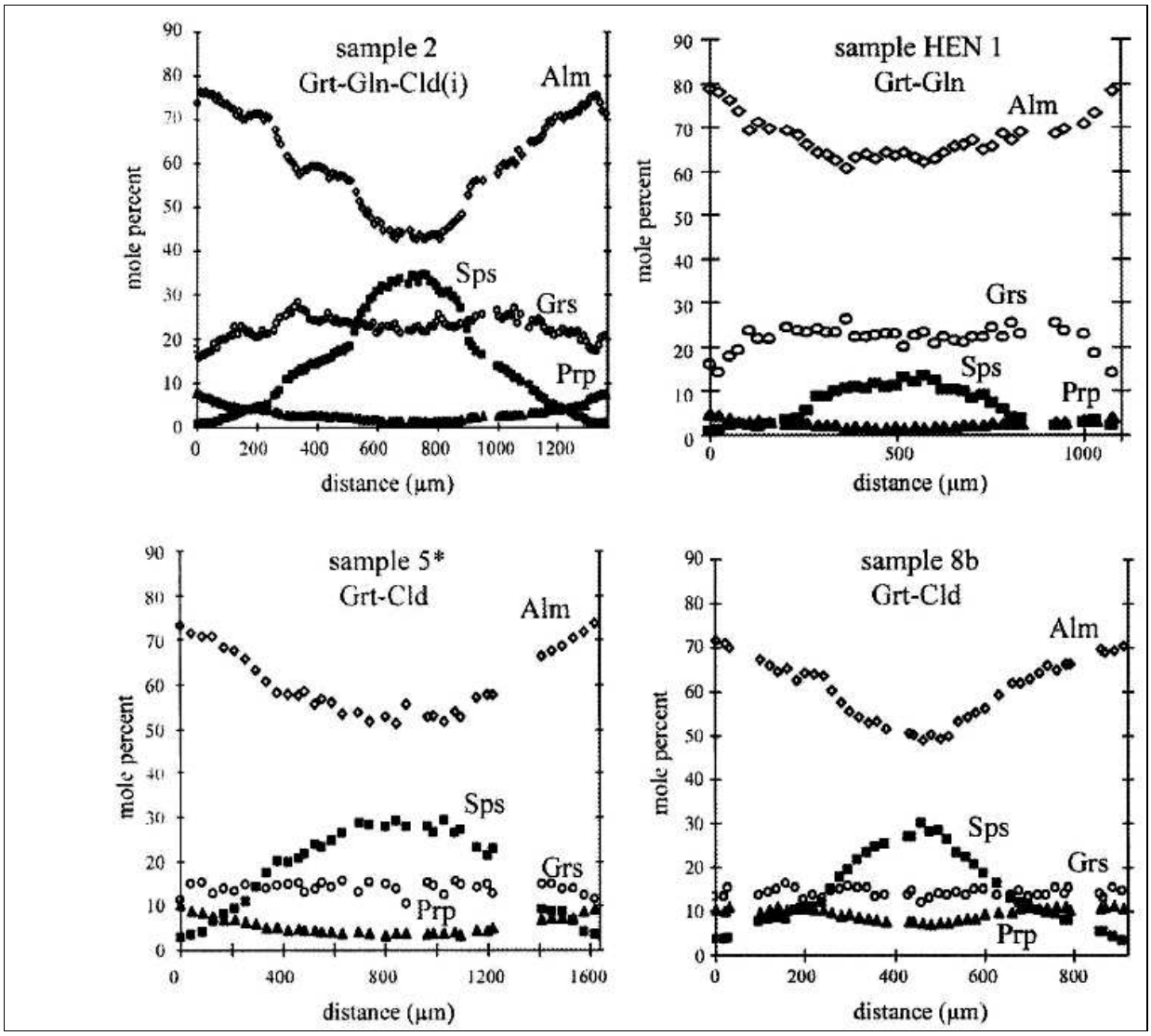


Figure 552 : Groix : Zonation de grenats en fonction de l'épaisseur de surface à surface [29]
Unité supérieure
Echantillons 2 et HEN1 : grenats sans présence de chloritoïde
Echantillons 5 et 8b : grenats de micaschistes avec chloritoïde

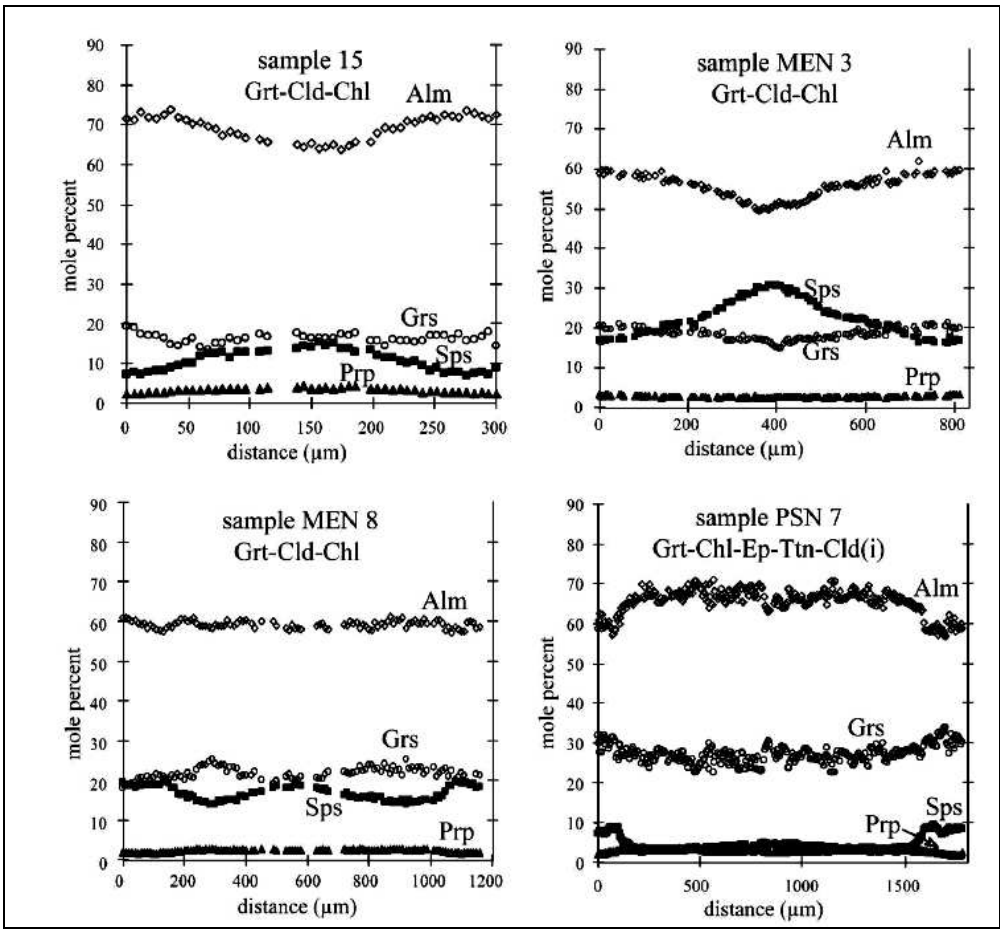


Figure 553 : Groix : Zonation de grenats en fonction de l'épaisseur de surface à surface [29]
Unité inférieure – grenats de micaschistes avec chloritoïde

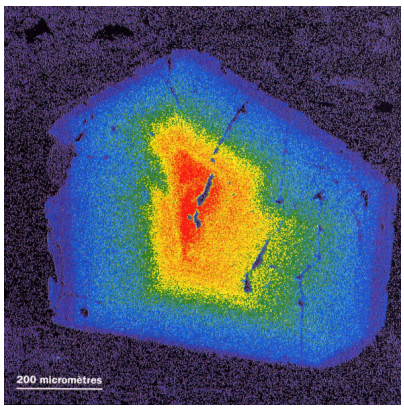


Figure 554 : Groix : Concentration en manganèse en fausse couleur d'un grenat d'éclogite pris à la microsonde électronique [30]
Rouge forte concentration –> bleu faible concentration

6.5.2. Grenats de l'unité supérieure

Dans le cas des grenats de l'unité supérieure de l'ile de Groix, on retrouve la zonation typique des grenats subissant une augmentation de pression, comme à Koongara [32].
Au début de la cristallisation des grenats, la pression était de l'ordre de 1 -1.2 GPa. Sous cette pression, les ions Mn^{2+}, de plus grand diamètre ont pu s'insérer dans la structure des grenats, qui renferme alors une concentration d'une trentaine de pourcents de spessartine.
Puis la subduction des roches se poursuivant, la pression s'est accrue jusqu'à 1,6-1,8 GPa environ. Sous ces pressions, les ions Mn^{2+} ne parvenaient plus à s'insérer dans la structure des grenats. Seuls, quasiment remplacés les cations Fe^{2+} formaient le grenat, ce qui se traduit par un enrichissement relatif, important, du grenat en almandin.

Au paroxysme de la subduction, sous 1,8 GPa, le pyrope (Mg^{2+}), grenat des hautes pressions, commencent à se former et sa concentration augmente en périphérie des cristaux.

Sample:	2			3		5*		14		PSN 7		MEN 3	
Analysis no.:	14	19	20	82c	83c	88	92	24	337	82	83	86	87
	Ep adj	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
SiO_2	37·24	37·71	37·51	37·39	37·40	37·50	37·62	37·55	37·48	37·09	37·26	36·892	36·937
TiO_2	0·08	0·06	0·00	0·00	0·00	0·13	0·03	0·07	0·00	0·09	0·11	0·04	0·03
Al_2O_3	20·52	20·67	21·06	20·79	20·76	19·86	20·88	20·61	20·72	20·52	20·65	20·61	20·57
Cr_2O_3	0·01	0·00	0·00	0·00	0·02	0·00	0·06	0·00	0·06	0·00	0·00	0·05	0·00
FeO^*	32·37	23·87	32·42	29·74	31·19	26·27	33·48	28·58	31·63	27·30	26·77	22·56	29·31
MnO	1·40	11·99	0·25	3·29	2·66	8·47	1·49	3·99	2·03	5·78	3·37	13·38	7·35
MgO	1·04	0·49	1·89	2·41	2·79	1·14	2·22	0·75	1·16	0·54	0·50	0·63	0·71
CaO	7·72	6·46	6·78	6·55	5·34	6·27	5·04	8·75	7·01	9·45	11·70	5·91	5·26
Na_2O	0·04	0·05	0·00	0·02	0·01	0·06	0·04	0·02	0·02	0·03	0·00	0·07	0·01
K_2O	0·00	0·00	0·03	0·00	0·03	0·03	0·00	0·00	0·03	0·00	0·00	0·00	0·00
Total	100·41	101·32	99·95	100·20	100·20	99·73	100·85	100·32	100·13	100·79	100·35	100·16	100·16
Normalized to 12 oxygens													
Si	2·999	3·019	3·007	2·994	2·997	3·042	3·004	3·015	3·017	2·981	2·987	2·993	3·001
Ti	0·005	0·004	0·000	0·000	0·000	0·008	0·002	0·004	0·000	0·006	0·007	0·002	0·002
Al	1·948	1·951	1·990	1·962	1·960	1·899	1·965	1·950	1·965	1·944	1·951	1·971	1·970
Cr	0·001	0·000	0·000	0·000	0·001	0·000	0·004	0·000	0·004	0·000	0·000	0·003	0·000
Fe	2·180	1·598	2·174	1·992	2·090	1·782	2·236	1·919	2·129	1·836	1·794	1·531	1·991
Mn	0·095	0·813	0·017	0·223	0·181	0·582	0·101	0·271	0·139	0·394	0·228	0·920	0·506
Mg	0·125	0·059	0·225	0·288	0·334	0·138	0·264	0·090	0·139	0·064	0·059	0·077	0·085
Ca	0·666	0·554	0·582	0·562	0·459	0·545	0·431	0·753	0·604	0·814	1·005	0·514	0·457
Na	0·007	0·008	0·000	0·003	0·002	0·010	0·006	0·003	0·003	0·005	0·001	0·011	0·001
K	0·000	0·000	0·003	0·000	0·003	0·003	0·000	0·000	0·003	0·000	0·000	0·000	0·000
Total	8·026	8·006	7·999	8·026	8·025	8·008	8·013	8·007	8·002	8·043	8·032	8·022	8·013
X(Alm)	0·71	0·52	0·72	0·64	0·68	0·58	0·74	0·63	0·71	0·58	0·57	0·50	0·65
X(Sps)	0·03	0·27	0·01	0·07	0·06	0·19	0·03	0·09	0·05	0·13	0·08	0·31	0·17
X(Prp)	0·04	0·02	0·08	0·10	0·11	0·05	0·09	0·03	0·05	0·02	0·02	0·03	0·03
X(Grs)	0·22	0·18	0·19	0·19	0·15	0·18	0·14	0·25	0·20	0·27	0·33	0·17	0·15
X (Mg)	0·05	0·04	0·09	0·13	0·14	0·07	0·11	0·04	0·06	0·03	0·03	0·05	0·04

Table 32 : Composition de différents grenats [29]
les compositions ont bété ramenés à 12 atomes d'oxygène de manière à définir la concentration de la solution solide de grenats en teneur en chacun des pôles minéraux Almandin, Spessartine, Pyrope, et Grossulaire

6.5.3. Grenats de l'unité inférieure

Le profil de composition des grenats de l'unité inférieure ne présente pas la même zonation des grenats. Ces derniers apparaissent en effet très homogène du cœur jusqu'à la surface. Cela montre que les conditions de pression lors de la cristallisation des grenats n'a pas évolué.
Les grenats ont commencé à cristalliser sous des conditions de l'ordre de 1-1,2 GPa – 400°C, c'est-à-dire très proches des conditions limites PT subies par les roches de l'unité inférieure. Les grenats n'ont donc pas ressenti d'accroissement de pression et les cations Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+} se sont fixés dans les grenats en formation de manière régulière dans le temps.
Il est à remarquer que l'on retrouve à travers l'homogénéité des grenats, l'homogénéité de leur roche mère, qui a fourni de manière analogue et entre les grenats, et dans le temps, les cations bivalents formateurs des grenats.

6.5.4. Pétrologie des roches pélitiques

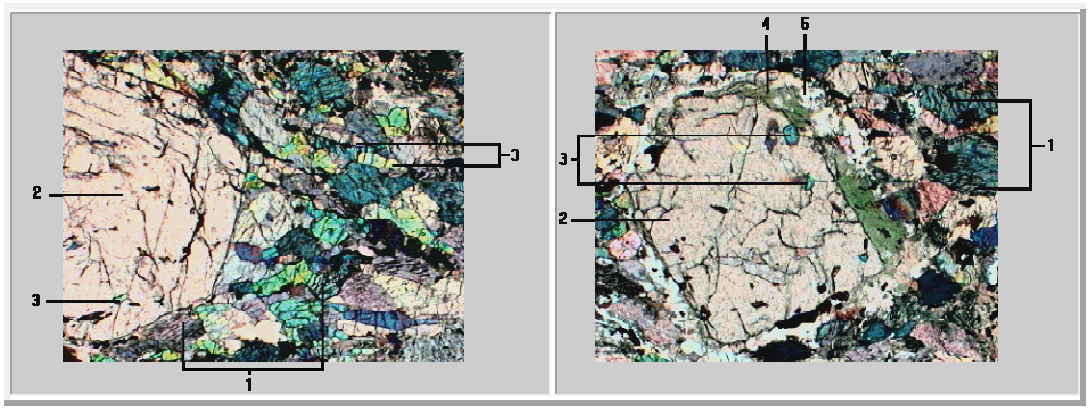
Les micaschistes des unités supérieure et inférieure montre des disparités notables :

- Les grenats sont plus abondants dans l'unité supérieure : on les trouve dans la totalité des micaschistes. Alors que dans l'unité inférieure, ils ne sont présent que de manière disséminée dans certaines couches, peut être là où localement la température et/ou la pression ont été un peu plus intenses et ont permis leur apparition.
- Les cristaux sont plus gros dans l'unité supérieure : les grenats peuvent mesurer jusqu'à 1 cm et les cristaux de chloritoïde jusqu'à 2 cm. Des aiguilles de glaucophane de 5 cm ont également été recensées au sud de Locmaria. Dans l'unité inférieure, ces cristaux n'excèdent pas 1 mm.
- Les micaschistes de l'unité inférieure ont une teinte plus sombre, grisâtre, due à la présence abondante de graphite. Dans l'unité supérieure, le graphite est confiné dans quelques couches.

La déformation ductile primaire est bien développée sur les roches.

Bien que les côtes de l'ile soient partiellement d'origine mantellique océanique, des sédiments argileux, des radiolarites, etc… constituent le corps de l'ile. Ces sédiments ont également subi le processus d'enfouissement lors de la subduction de l'ile.

Figure 555 : Groix : Micaschistes affleurant en abondance sur la bordure de la plage des grands sables grenat et son environnement qui ne présente qu'à courte échelle une structure orientée : cristallisation du grenat en fin d'évolution prograde du métamorphisme
grenat présentant une faible coronitisation en chlorite, n°607



1	glaucophane	$Na_2Mg_3Al_2$ $[Si_8O_{22}(OH)_2]$
2	grenat	$(Mg, Fe^{2+})_3(Al,Fe^{3+})_2Si_3O_{12}$
3	épidote	$Ca_2Al_2(Al,Fe)$ $[Si_3O_9OH]$
4	chlorite	$(Mg,Fe,Al)_3Mg_3$ $[(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2](OH)_6$
5	quartz	SiO_2
autres minéraux	chloritoïde	$Fe_2Al,Al_3[(OH)_4.O_2(SiO_4)_2]$
	hématite rutile	Fe_2O_3 TiO_2

Rappel sur l'évolution de la structure de roches métamorphisées

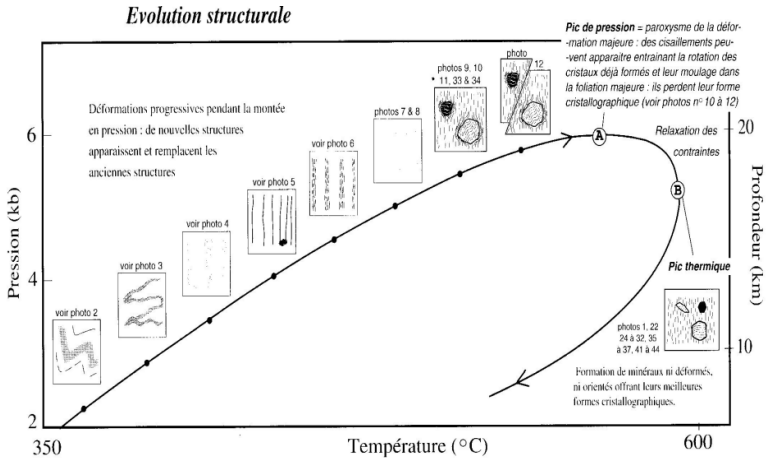


Figure 556 : Groix : Microphotographies d'échantillons provenant de l'Ile de Groix, D'après Martine Denis, *http://svt.ac-dijon.fr/dyn/article.php3?id_article=31*

Mais compte tenu de leur nature chimique pélitique, soumis aux conditions à l'accroissement des conditions de pression et de température, ils sont métamorphisés et conduisent à la formation de grenats selon les mécanismes suivants :

Schistes argileux $\xrightarrow[\text{Cristallisation}]{}$ phyllades ou séricitoschistes + H_2O

$\downarrow$

Chlorite + muscovite (micaschiste à mica blanc)

	chlorite	+	muscovite			biotite	+	grenat almandin
	$(Mg,Al)_6(OH)_8[(Si,Al)_4O_{10}]$		$KAl_2(OH,F)_2(AlSi_3O_{10})$	$\xrightarrow{P}$		$K(Mg,Fe)_3(OH,F)_2(Si_3AlO_{10})$		$Fe_3Al_2[SiO_4]_3$
Densité :	2,7		2,9			2,8		4,1

La présence abondante de grenats et l'absence de staurotide et de cyanites, indiquent que la température atteinte par les schistes est de l'ordre de 450-500°C.

Les grenats sont assez bien formés (cf photo) et ne présentent que peu ou pas de structure coronitique. Ils se sont donc formés en fin d'évolution prograde du métamorphisme. Bien que V. Bosse indique la présence d'une certaine rétrogradation des roches de l'ile de Groix, je n'ai pas observé celle-ci sur les échantillons en ma possession et la micrographie de Martine DENIS ne présente elle aussi qu'une très faible décomposition d'un grenat en chlorite.

6.6 GROIX et ses sables rouges

L'une des particularités de l'ile de Groix est de présenter sur sa face orientale des plages colorées par la présence de multitudes de petits grains de grenats arrachés à leur roche mère. Je vous renvoi au blog d'un passionné de sables Keravo, *http://varsable.canalblog.com/archives/2009/01/07/11998435.html*

Bien qu'ils ne soient pas stables thermodynamiquement sous la pression atmosphérique, les grenats résistent relativement bien à l'altération ; c'est-à-dire aux processus chimiques qui, sous l'effet de l'eau et de la pluie, dissolvent les minéraux. De plus les grenats sont très durs, parfois utilisés comme abrasifs comme les pyropes, et résistent donc bien à l'érosion.

Ainsi, quand les vagues viennent se jeter sur les berges et désagrègent les roches, les grenats sont arrachés à leur gangue, généralement plus tendre puis sont préférentiellement rejetés vers le haut des plages, avec d'autres minéraux de forte densité, où ils viennent former les plages de sable rouge, si caractéristiques de l'île de Groix.

Lors de mon passage sur l'ile en 2009, le sable était clair. Y aurait-il une diminution de l'érosion naturelle des roches de l'ile et de son environnement sous marin qui diminuerait la formation de ces petits grains rouges si prisés ?

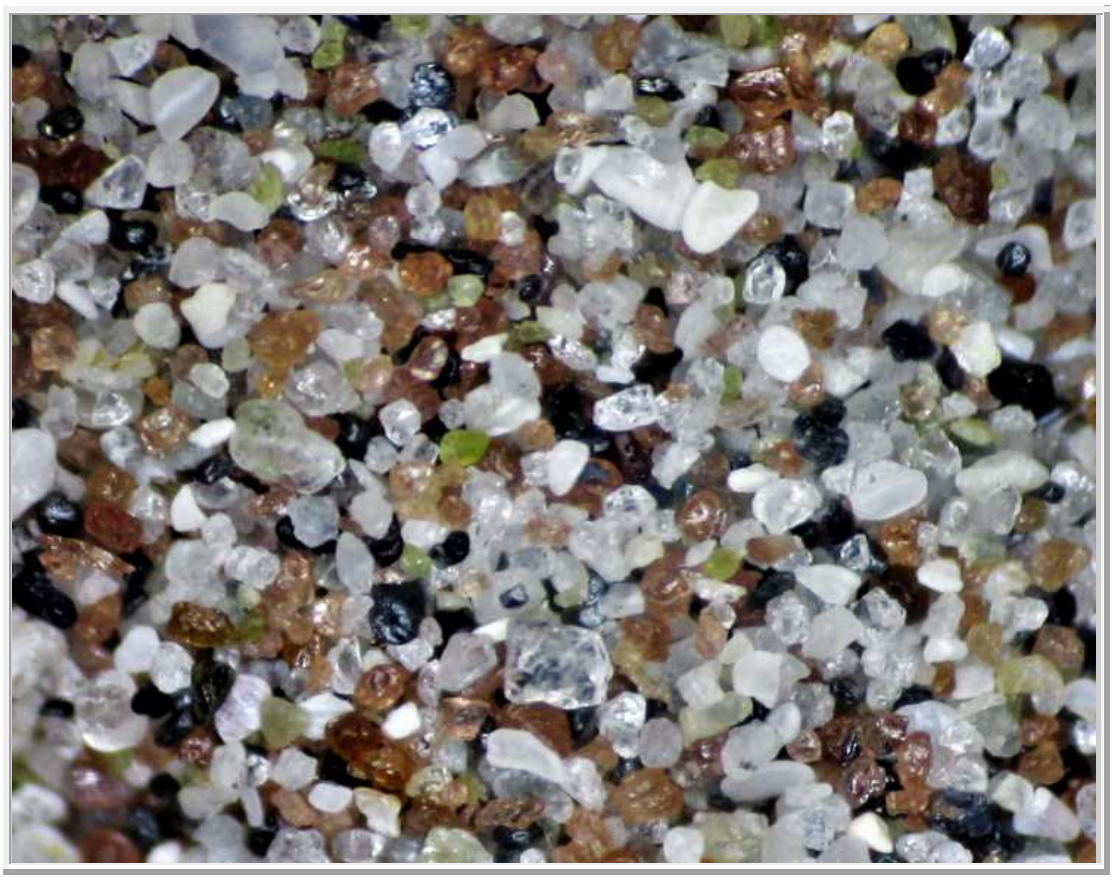


Figure 557 : Groix : Les sables rouges colorés par leur richesse en grenats
Plage des sables rouges
Evolution de la teneur en grenat (teinte rouge) du sable de Groix au cours de ces dernières années
http://varsable.canalblog.com/image/sables_de_groix.jpg
Sable ramassé en 2009

6.7 Pétrologie générale de l'ile de GROIX

L'histoire géologique de l'ile de Groix débute il y a fort longtemps, mais reste aujourd'hui sujette à hypothèse.

Formation des roches

Il est indéniable que l'ile de Groix résulte de la sédimentation importante de produits argileux, probablement d'origine continentale.
Mais l'origine de la présence de roches métabasiques est moins évidente. Contrairement au massif du Chenaillet dans les Alpes ou au territoire d'Oman, il n'y a pas autour de l'ile de Groix de représentation physique de séquence ophiolitique (laves en coussins, gabbro).
Il en résulte l'émission de deux hypothèses quant à l'origine des roches primaires de l'ile :

l'ile de Groix proviendrait d'un bassin sédimentaire étroit qui aurait reçu en grande quantité les résidus de l'érosion de continents adjacents, dans lequel des laves se seraient épanchées à la surface de ces sédiments ou insinués parmi eux. Cette physionomie existe de nos jours dans le golfe de Californie.

L'ile de Groix proviendrait des restes d'un prisme d'accrétion formé par l'agglomération des restes de plateau océanique et de sédiments d'origine continentale, comme c'est le cas dans l'archipel du Japon [28].

Subduction

La formation d'une zone de subduction au large de la plaque Armorique

Exhumation

Dans la chaîne hercynienne, les schistes bleus de l'ile de Groix, partie émergée d'une vaste unité (60 x 10 km), font maintenant l'objet de deux modèles : *Schulz et al.* [*2001*], et *Bosse et al.* [*2002*].
Modèle de Schulz et al.

Selon Schulz et al. [2001], les roches de l'ile de Groix enregistrent deux cycles tectonométamorphiques :

> Le premier voit le développement de paragenèses schistes bleus (premier enfouissement), auxquelles succèdent des paragenèses schistes verts (première exhumation).
>
> Le second est marqué par un développement de paragenèses dans le faciès des amphibolites (second enfouissement), puis leur rétromorphose (seconde exhumation).

L'exhumation est donc dans ce modèle polycyclique.

6.7.1. Modèle de Valérie Bosse et al

Pour V. Bosse et al. [2002], seul un cycle est enregistré, le maximum d'enfouissement (15-20 kbar, environ 500°C) correspondant à des profondeurs de l'ordre de 45-60 km. L'exhumation est alors monocyclique.

Les schistes bleus de l'Ile de Groix chevauchent les porphyroïdes, qui préservent également des reliques de métamorphisme de relativement haute pression, à la transition entre les faciès des schistes verts et celui des schistes bleus [Le Hébel et al., 2002].

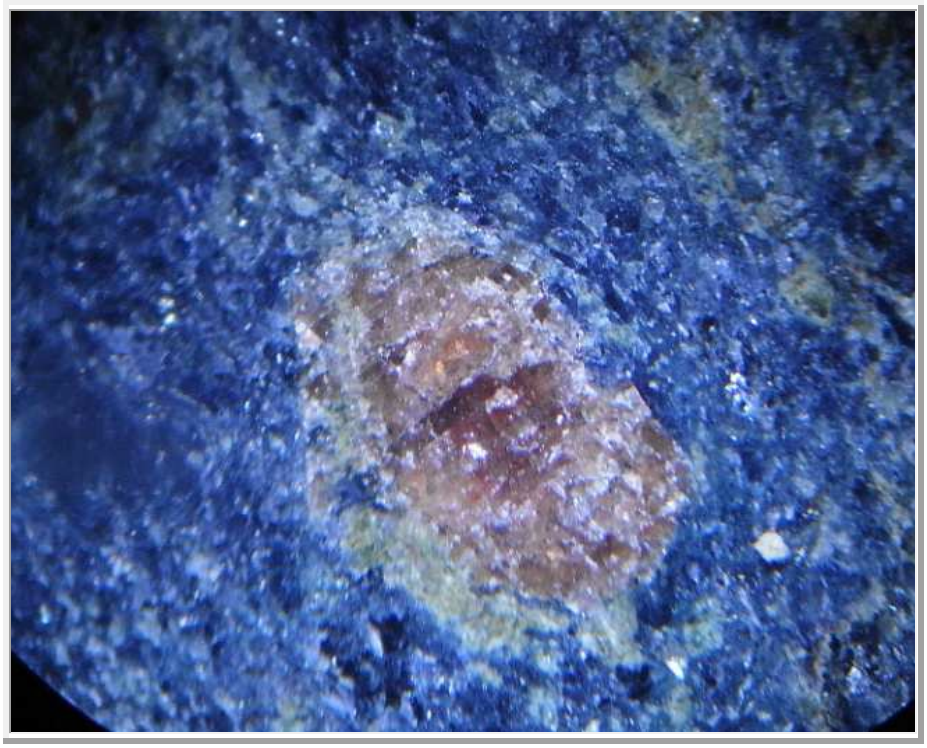


Figure 558 : Groix : Formation de chlorite rétrograde en surface du grenat
Le fait que la chlorite ne soit pas présente qu'en faible quantité indique que le grenat n'est pas restée en température (>200°C) pendant une longue période lors de l'exhumation

Il s'avère aujourd'hui que, contrairement à un modèle qui émergea à la fin des années 80 et put paraître s'imposer dans la décennie 90, l'essentiel de l'exhumation n'est pas contrôlée par l'amincissement post-orogénique, mais a bien lieu durant la convergence [*Bosse et al., 2000 et 2002*], s'accompagnant de chevauchements post-éclogitiques induisant un métamorphisme inverse[*Schulz et al., 2001*].
Pour autant, la raison majeure de ce comportement mécanique reste encore largement incomprise.

6.7.2. Datation des événements

L'âge de l'épisode de HP dans la chaîne hercynienne est classiquement considéré comme s'étalant entre 400 et 440 Ma, bien que quelques données plus jeunes (environ 380-360 Ma) aient également été obtenues. Dans le complexe de Champtoceaux [Bosse et al., 2000], une analyse multiméthode a permis de montrer que :

1) les âges Sm-Nd des éclogites sont compatibles avec leur âge U-Pb sur zircon (environ 360 Ma)
2) les âges Rb-Sr et Ar-Ar dans les roches non déformées postérieurement à l'épisode éclogitique sont plus anciens (environ 350 Ma) que ceux obtenus dans les roches déformées durant l'exhumation (environ 340 Ma).

Ces données montrent donc que :

3) l'exhumation des roches éclogitiques est rapide,
4) qu'elle a lieu alors que la convergence se poursuivait.

Le rôle de l'extension, qui est souvent invoqué comme un mécanisme d'exhumation efficace, est donc réduit.

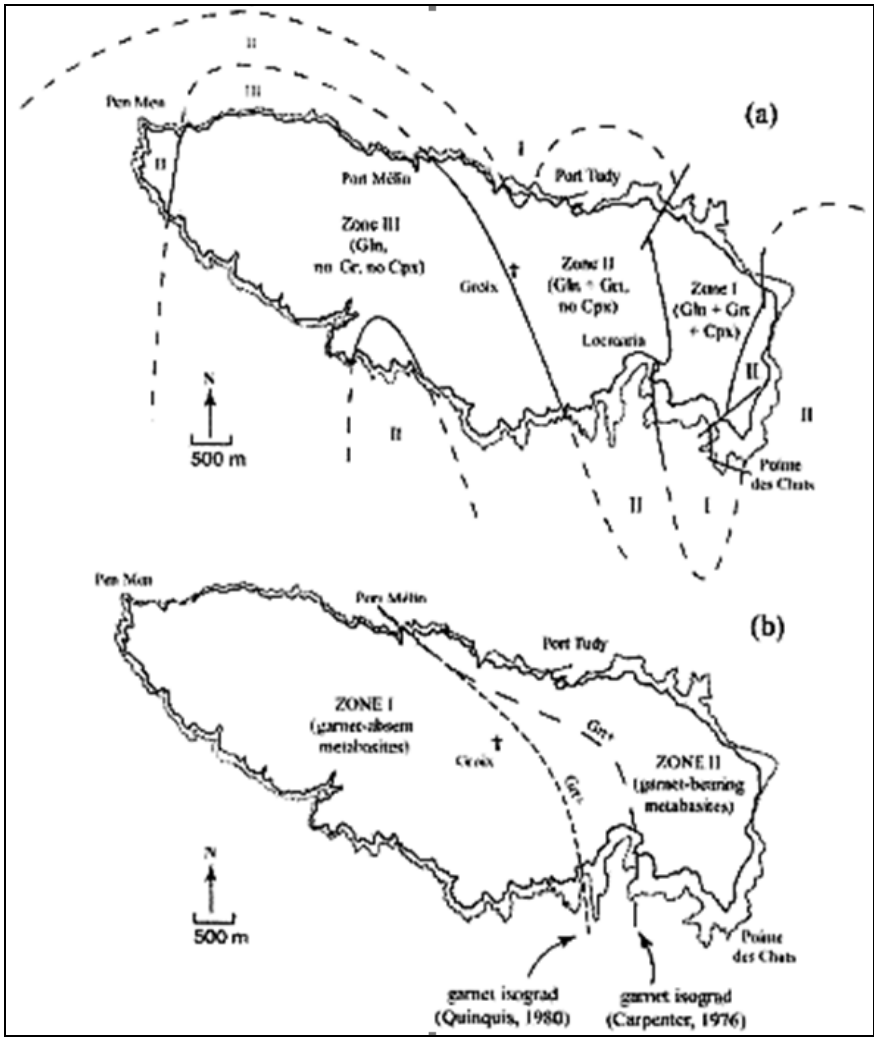


Figure 559 : Groix : Zonation métamorphique de l'ile de Groix

a) Identification de 3 zones par TYriboulet (1974) et Audren et al (1993), basée sur la distribution du grenat (Gr) et de l'omphacite (Clpx) dans les métabasites. Les trois zones identifiées par Audren et al coupent les deux structures D1 et D2, alorsque l'isograde positifs des grenats Grt+ de Quinquis (1980) est parallèle au tracé de S1 et a été plissé pendant D2.

b) Identification de deux zones par carpenter (1976), basée sur la distribution des grenats dans les métabasites

Dans les schistes bleus de Groix, les âges Rb-Sr et Ar-Ar [Bosse, 2000] sont, dans une même roche, identiques aux erreurs près, et légèrement plus anciens dans les roches où la paragenèse schiste bleu est préservée (360-370 Ma) que dans celles où la paragenèse schiste vert est dominante (350 Ma).

référence	Age subduction (M années)	Age rétrogradation (M années)
27	340+- 10	295 +- 8 exhumation rapide
24	360 +- 4	345 +- 5

Figure 560 : Groix : Détermination des âges à partir des isotopes de Sr et du rapport Rb/Sr er 40Ar/39Ar

6.7.3. Processus tectoniques et discontinuites metamorphiques

Le métamorphisme des schistes bleus de l'ile de Groix est spatialement zoné, ainsi que l'ont établi les études pionnières de Triboulet (1974) et Carpenter (1976). L'origine de cette zonation spatiale est cependant problématique, puisque les roches de plus haut grade reposent structuralement sur celles de plus bas grade (Quinquis, 1980).
Voici pour démonstration de la complexité de la zonation de l'ile de Groix : trois découpages différents séparent les untés de moyenne et de haute pression de l'ile et pas moins de quatre modèles tenten d'expliquer les mêmes constatations géologiques du site qui logiquement devraient être les mêmes pour tous, voire les plus récents pouvant reprendre les mesures effectuées par leurs prédécessseurs.

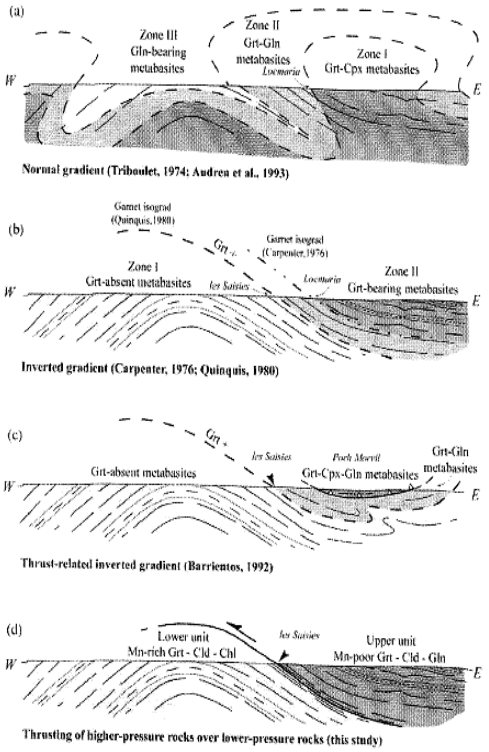
A contrario des modèles qui postulent une continuité des variations P-T et une origine de l'inversion par plissement, Bosse et al. [2002] ont argumenté que [29] :

- la zonation est discontinue,
- la discontinuité, parfois interprétée comme l'isograde d'apparition du grenat (Carpenter, 1976), est une zone de chevauchement ductile. De la sorte, c'est bien durant la convergence que les schistes bleus ont été exhumés, et non durant un épisode d'extension (Shelley et Bossière, 1999).

L'isograde de formation des grenats défini par Carpenter (1976) a ainsi été réinterprété comme étant un enfoncement ductile actif pendant le processus d'exhumation, divisant l'ile en deux, l'ile occidentale constituée par l'unité tectonique inférieure, qui a subi des conditions PT de MP-MT, exemptes de grenats, et l'ile orientale constituée par l'unité supérieure, qui a subi des conditions PT plus sévères, HP-MT et renfermant des grenats.

6.7.4. Subduction et compression continentale

Dans la **chaîne hercynienne**, plusieurs programmes ont été développés [thèses V. Bosse, F. Le Hébel, C. Gumiaux ; Audren 1999, 2000 ; Schultz et al., 2001a, b], une large part dans le cadre du programme ARMOR 2.
Trois grands épisodes tectoniques ont été documentés [thèse V. Bosse, Bosse et al., 2000, 2002 ; Le Hébel et al., 2000, 2002 ; Le Hébel, 2002]: une histoire précoce aux environs de 370-360 Ma, dominée par les processus d'épaississement avec développement de métamorphisme HP-BT, une exhumation synépaississement des unités de haute pression aux environs de 360-350 Ma, puis une histoire dominée par la fusion crustale et l'extension associée au Carbonifère supérieur.



Le gradient métamorphique est normal, bien que fortement plissé (Triboulet , 1974 ; Audren etal, 1993).

L'isograde des grenats (Carpenter 1976) coupe l'ile en deux unités occidentale et orientale. Puisque les données structurelles montrent que les micaschistes orientaux reposent sur les micaschistes occidentaux, il doit y avoir un gradient métamorphique renversé (sic) (Quinquis, 1980)

Un chevauchement est supposé être présent à la base des schistes bleus de plus haut degré, grenat et omphacite. Le gradient métamorphique renversé (schiste bleu à grenat-glaucophane) est dû au rééquizlibrage thermique du mur de l'enfoncement (Barrientos, 1992).

Chevauchement des roches de plus haute pression sur celles de plus basse pression. Cette théorie explique l'idée de « gradient métamorphique renversé), l' « isograde grenat » ne serait en fait que la représentation physique de la zone de cisaillement ductile interprétée comme un chevauchement syn D1.

Figure 561 : Groix : 4 modèles d'explication de la zonation géologique et de l'inversion des roches de plus hautes et moins hautes pression

Les données conduisent à proposer un nouveau scénario pour l'histoire tectonique de cette zone de collision. Elles permettent en outre :

(1) de montrer que l'ensemble du domaine centre armoricain, essentiellement soumis à du décrochement, n'a subi qu'un épaississement modéré,

(2) de proposer que la zone de suture hercynienne majeure avait une orientation initiale NW-SE, oblique par rapport à la plupart des structures observées en surface,

(3) d'associer l'histoire précoce de l'unité des porphyroïdes de Vendée à celle des unités HP-BT type Ile de Groix, avec un enfouissement d'environ 25 Km et une exhumation le long dechevauchements à vergence globalement ouest,

(4) d'enraciner, en Vendée, ces unités chevauchantes au niveau de la zone des Essarts qui apparaît comme une zone de suture majeure,

(5) de situer la transition fragile-ductile anté-extension vers la base des unités HP-BT,

(6) de montrer que l'extension a impliqué un décollement majeur au niveau de cette transition, et le long duquel sont mis en place les leucogranites syntectoniques,

(7) de proposer une exhumation de la croûte migmatitique sous-jacente via des détachements qui recoupent les unités supérieures.

7. REGION NANTAISE

Les environs proches de Nantes comportent deux zones de complexes de roches de haute pression : Champtoceaux et les Essarts.
Toutefois, ces complexes sont très différents et donc a fortiori très intéressant car si le premier est probablement la relique de la subduction d'une croûte océanique, le second en revanche, est dû à la subduction de l'Armorique continentale.

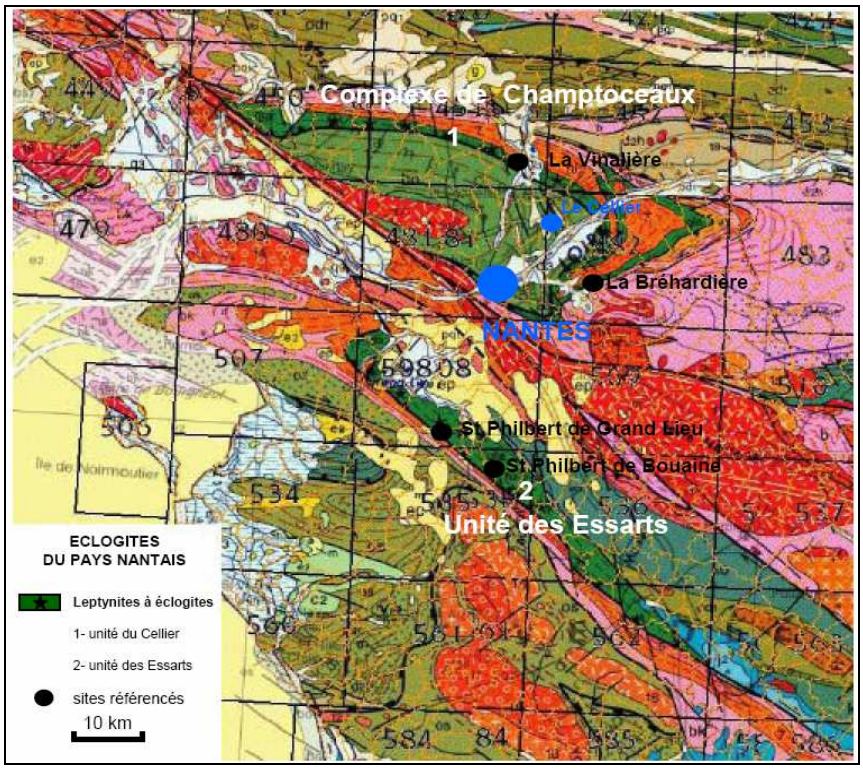


Figure 562 : Eclogites : Carte géologique de la région nantaise
Localisation des éclogites et des sites référencés dans l'article

Fiche infoterre St Philbert de Grand-Lieu BRGM
ψ. Eclogites.
Associées à des amphibolites à grenat, les éclogites forment des lentilles généralement décamétriques à hectométriques, parfois kilométriques, souvent disposées en essaims, Elles constituent des bandes discontinues orientées NW-SE entre Saint-Lumine-de-Coutais et Saint-Philbert-de-Bouaine et se prolongent jusqu'à Saint-Denis-la-Chevasse.
Ces roches, éclogites et amphibolites, résistent mieux à l'érosion que leur encaissant gneissique et se présentent souvent, de ce fait, sous forme de petites collines au relief arrondi fréquemment recouvertes de vignes. Les principaux gisements d'éclogites se situent à Saint-Lumine-de-Coutais (Saint-Symphorien, le Chiron, la Ringeardière). Saint-Philbert-de-Grand-Lieu (les Jamonières, la Compointrie. le Pied-Pain. la Crespelière, la Dorie, Malville). Saint-Colomban (le Teurdeau, le Pay Richereau). Saint-Philbert-de-Bouaine (la Gerbaudière, de part et d'autre de l'Issoire).
Ces roches denses, de grain millimétrique à centimétrique, composées essentiellement d'un grenat (almandin - pyrope - grossulaire), et d'un pyroxène sodique (omphacite) qui forme la matrice verte de la roche, contiennent très souvent du quartz et plus rarement du disthène ou de la zoïsite; le rutile, généralement microcristallin, est constant mais accessoire; sulfures, carbone, mica blanc et carbonate sont aussi accessoires et moins fréquents.
Le grenat, se présente en cristaux de 0,5 cm de diamètre en moyenne, avec souvent l'habitus du dodécaèdre rhomboïdal. Dans de rares éclogites à disthène, la taille des grenats, qui sont alors xénomorphes, peut atteindre les 5 cm (la Compointrie); d'autres éclogites (Saint-Philbert-de-Bouaine) possèdent des grenats millimétriques, fréquemment en atoll (leur coeur, évidé, est occupé le plus souvent par du quartz), et s'apparentent ainsi aux éclogites du type le Cellier (Y. Brière, 1920).

Les principales paragenèses primaires rencontrées sont :

- omphacite, grenat. disthène (la Compointrie),
- omphacite, grenat, disthène et quartz (la Gerbaudière, le Pied-Pain),
- omphacite, grenat, quartz (gisements précédents et autres gisements).

L'ensemble de ces roches ont la composition chimique des gabbros de la série tholéiitique.
Les éclogites à disthène, peu abondantes, sont les plus magnésiennes (grenat composé de 55 % de pyrope) et constituent les termes les moins différenciés de cette série.
Au contraire, les éclogites à quartz sans disthène, très fréquentes, forment les termes les plus évolués avec notamment quelques gisements d'éclogites très ferrifères que l'on peut observer sur le territoire de la feuille Palluau.

Les éclogites résulteraient d'un métamorphisme anhydre de haute pression (600 à 800 °C; pression minimale de 16 kb) qui aurait affecté des roches basiques ignées dont il ne reste ici aucune relique minéralogique. Toutefois, certaines textures (grenats groupés en nid d'abeille, grenats en atolls) peuvent être interprétées comme d'anciennes. structures coronitiques transitoires entre gabbro et éclogite.
On peut parfois observer des intercalations centimétriques à décimétriques de roches d'origine incertaine dans les éclogites : petits niveaux de carbonate (le Teurdeau), feuillets composés de quartz, plagioclase, phengite, disthène décimétrique, biotite, rutile (la Gerbaudière). Ces intercalations, parallèles au rubanement et à la foliation, sont probablement antérieures à la phase de déformation principale.
D'autre part, de nombreuses intercalations de gneiss sont inclues dans les éclogites et sont généralement moins rétromorphosées que les gneiss encaissants (effet de blindage?). Par rétromorphose (en particulier par baisse de pression), les éclogites ont subi des transformations secondaires souvent incomplètes: formation de kélyphitoïde puis amphibolitisation. Le kélyphitoïde est constitué par une symplectite crypto- ou microcristalline, formée de clinopyroxène non sodique et de plagioclase, pseudomorphosant totalement ou partiellement l'omphacite primaire.
Le disthène, quand il existe, peut être remplacé par un assemblage rose à plagioclase et corindon puis, après hydratation, par de la zoïsite. L'amphibolitisation, postérieure à la kélyphitoïdisation, correspond à une rétromorphose plus poussée et à une hydratation de la roche. Elle se traduit par une baisse de densité et par la perte de ténacité. Il s'agit de la formation de hornblende noire ou vert foncé à l'oeil nu et verte en lame mince.

Cette amphibole, associée à du plagioclase, peut apparaître selon les modes d'occurrence suivants :

- en liséré symplectitique (kélyphite) autour du grenat par réaction de celui-ci avec le pyroxène;
- par transformation du kélyphitoïde en un fin assemblage de plagioclase et d'amphibole qui tendent à recristalliser pour former de plus grands cristaux. La roche prend alors une teinte foncée;
- par croissance, dans la matrice de la roche, de cristaux d'amphibole millimétriques à centimétriques. Ceux-ci, en se développant essentiellement aux dépens du pyroxène, englobent les grenats, lorsque ceux-ci sont petits, et deviennent alors poeciloblastiques.

  Lors de cette amphibolitisation, le rutile se transforme en sphène et la biotite peut accessoirement apparaître à partir de la phengite (la Gerbaudière, le Teurdeau).

Tous les intermédiaires peuvent être observés entre les éclogites non atteintes par l'amphibolitisation et les amphibolites à grenat (δ_g^{11}) indiquant ainsi que les secondes dérivent probablement des premières. Cette différence dans les degrés d'amphibolitisation peut être expliquée par des variations locales de P_{H2O} lors de la rétromorphose, H_2O étant nécessaire à la formation d'amphibole. Ce fait est confirmé par une amphibolitisation poussée autour des fractures qui ont pu permettre la circulation d'eau.

L'origine des éclogites fut longtemps très problématique. On les a souvent considérées comme des «monstres» n'ayant aucun lien avec leur encaissant gneissique: s'agit-il de gabbros métamorphisés in situ ou de roches profondes isolées tectoniquement au sein d'une croûte continentale? On s'oriente actuellement, principalement en raison d'arguments géochimiques, en faveur d'une origine plus complexe: il pourrait s'agir de lambeaux d'une vieille croûte océanique dispersée tectoniquement dans une croûte continentale lors d'une orogenèse (hercynienne ?), après avoir subi un métamorphisme éclogitique lors d'un mécanisme de type subduction.

δ^{11} Amphibolites.

Les amphibolites à grenat δ_g^{11} dérivent certainement des éclogites par rétromorphose.

Elles sont souvent associées à ces dernières dont elle forment parfois l'écorce. Il s'agit généralement de roches à gros grain (millimétrique à centimétrique) formées d'amphibole calcique verte, de plagioclase

(oligoclase), de grenat (almandin), de quartz et, accessoirement, de sphène avec parfois des reliques de rutile.

Près de la Limouzinière, ces roches, très fortement rubanées, contiennent de la clinozoïsite en abondance. La rétromorphose hydratée des éclogites peut conduire à la disparition totale du grenat. On obtient alors des amphibolites (δ^{11}) à amphibole, épidote abondante, plagioclase, quartz et sphène qui peuvent être associées aux éclogites et aux amphibolites à grenat.

A la limite sud-ouest du socle à éclogites, près du contact avec le Briovérien, on observe une bande assez continue constituée d'amphibolite sans grenat et de schistes à amphibole. Cette bande peut être suivie presque en continuité depuis la Sohérie en Saint-Lumine-de-Coutais au Nord-Ouest, jusqu'aux environs de Mormaison au Sud-Est (feuille Montaigu), en passant par Corcoué-sur-Logne et Rocheservière (feuille Palluau). Les amphibolites ne semblent y présenter aucune relique éclogitique et ont probablement une origine bien différente des amphibolites associées aux éclogites.

A l'Ouest de Saint-Lumine, les amphibolites comportent différentes paragenèses :

- Les amphibolites massives à actinote bleu-vert, sans grenat, ont le grain le plus grossier; les prismes d'amphibole, larges et trapus, couchés dans le plan de foliation, peuvent dépasser 1 mm de longueur. L'actinote, qui forme les deux tiers ou même les trois quarts de la roche, est accompagnée d'albite de même taille, maclée et à inclusions de quartz. Le rutile est abondant, avec un peu de sphène, d'ilménite, d'apatite et de clinozoïsite (les Cherpelières).
- Les amphibolites massives à grenat forment une bande entre le Brandais, la Garnerie et le Plessis, dans le prolongement des amphibolites à grenat allant de la Compointrie à Saint-Lumine-de-Coutais.

  Ce sont des roches vert foncé, compactes, à foliation fruste; la trame, très finement grenue, est constituée d'actinote vert pâle à vert foncé, en petits grains accompagnés d'albite et d'un peu de quartz; elle comprend, en outre, de très nombreux petits grains courts ou allongés de sphène, de rutile ou d'ilménite (bordés ou non de leucoxène), ainsi que de petits amas de chlorite, mal orientés; la biotite est rare, en voie de chloritisation. Cette matrice est criblée de porphyroblastes de grenat, de 0,1 à 1mm de diamètre, formant environ 50 % du volume de la roche; certains comportent des inclusions de rutile en aiguilles. Autour des grenats existe une association coronitique, avec une couche interne d'épidote et une couche externe d'actinote fibreuse, en aiguilles perpendiculaires à la surface du grain de grenat.

  A la Garnerie, les porphyroblastes de grenat (1 mm) se trouvent à différents stades de rétromorphose :

  - soit ils sont entourés d'une couronne de clinozoïsite, d'actinote et de chlorite,
  - soit il subsiste un résidu central entouré de clinosoïsite,
  - soit le remplacement du grenat par la clinosoïsite est total. et l'actinote se moule sur elle.

  Les grenats sont fréquemment encadrés par des «queues» de cristallisation, formées en ombres de pression, dans lesquelles l'actinote est orientée dans la direction de l'étirement maximum. Le faciès est localement mylonitique et les fissures des grenats sont remplies par de l'actinote. La grande abondance des grenats, la présence de nombreuses aiguilles de rutile à l'intérieur de ces derniers, l'existence d'inclusions de quartz dans le grenat et le développement de l'amphibole autour des grenats suggèrent une origine éclogitique de la roche.
- Les amphibolites massives à actinote, clinozoïsite et grenat.

Autour du Brandais, la foliation est déterminée par la disposition litée de l'actinote, aciculaire, dans une trame finement grenue où la clinosoïsite domine, accompagnée de grenat. de sphène, d'apatite et de zircon. Des grenatites, en couches épaisses de quelques centimètres, sont intercalées dans les amphibolites (le Brandais).

Dans une trame de quartz grenu, disposé en damier, on observe un semis de grenats de 0,2 à 1 mm de diamètre, parfois jointifs; ce minéral peut former 75 % de la masse; la roche comporte, en outre, rutile, actinote, clinozoïsite et chlorite. De telles concentrations de grenat sont connues, en association avec les faciès éclogitiques.

Des tufs acides-basiques, rubanés ou lités, sont intercalés dans les faciès précédents (amphibolites massives ou prasinites) ; ils comportent des alternances de lits leucocrates et de lits verdâtres à paragenèses et à structures variées, en particulier des tufs à disthène et grenat (le Brandais, la Garnerie, le Plessis) : les lits leucocrates, d'épaisseur centimétrique, sont formés par une mosaïque de quartz et d'albite maclée, en grains de 200 à 500 microns, avec de longs prismes de disthène, couchés dans le plan de foliation (altérés en muscovite à la périphérie).

Du grenat, porphyroblastique, est étiré; on trouve, en outre: actinote, clinozoïsite, sphène, rutile, zircon, biotite. Les lits verdâtres comprennent de l'actinote, disposée en lits, des grenats, avec épidote, clinozoïsite,

sphène, ilménite, quartz, albite, biotite et muscovite. Le grenat peut atteindre le tiers du volume de la roche. Les lits mixtes ont une trame quartzeuse criblée de grenats de 0,2 à 2 mm, allongés, avec un peu de disthène et de biotite. Des niveaux leucocrates, en bancs minces, sont aussi intercalés dans les prasinites, au Brandais; par leur structure microgrenue à porphyroblastes d'albite et par leur composition chimique (forte teneur en silice et en soude, très faible teneur en potasse). ces roches leucocrates sont de véritables kératophyres.

7.1 Complexe de Champtoceaux – éclogite de subduction continentale

Sortie animée par Michel Ballèvre, Université de Rennes 1

7.1.1. Géomorphologie

Le complexe métamorphique de Champtoceaux est une vaste structure d'échelle crustale en forme de "nappe", située en domaine sud-armoricain. Il est limité au nord par la faille de Nort-sur-Erdre et au sud par la branche méridionale du cisaillement sud-armoricain (CSA).

Il apparaît comme une vaste antiforme de direction Est-Ouest, à fort plongement Est. Ce pli est probablement contemporain du mouvement dextre le long du Cisaillement sud-armoricain et de l'intrusion du granite varisque de Vigneux; il s'est donc développé durant le Carbonifère supérieur, autour de 310 millions d'années.
Dans ce pli on reconnaît deux grands ensembles métamorphiques superposés qui, de la base au sommet, sont:

- L'Unité para-autochtone de Mauves
  séquence monotone de métagreywackes d'âge inconnu (Protérozoïque supérieur ?).
- Le Complexe de Champtoceaux
  proprement dit qui chevauche l'unité de Mauves. Il consiste en plusieurs unités empilées les unes sur les autres que l'on distingue essentiellement selon la lithologie et le degré de métamorphisme. Les chevauchements qui limitent ces unités ayant un comportement ductile et les roches ayant généralement une fabrique mylonitique, ce sont les discontinuités lithologiques et (ou) métamorphiques qui permettent de dessiner ces chevauchements.

En conséquence 2 sous-unités principales sont reconnues:

- **l'allochtone inférieur formé de:**
  - L'unité du Cellier, constituée de gneiss leucocrates à lentilles d'éclogitesurmontés de micaschistes.
  - L'unité de Saint-Mars, constituée de gneiss leucocrates très déformés (orthogneiss).
- **l'allochtone moyen formé de:**
  - L'unité de Champtoceaux, constituée d'orthogneiss migmatitiques avec quelques reliques d'éclogites.
  - L'unité de Drain, constituée de gabbros déformés et de quelques péridotites.
  - L'unité du Hâvre, constituée de métavolcanites et de métasédiments.
- **l'allochtone supérieur** formé de sédiments et de roches volcaniques moyennement à fortement déformés: c'est l'Unité des Mauges.

Au nord-est du complexe, le Bassin d'Ancenis, est en contact faillé avec les unités métamorphiques empilées; il est essentiellement rempli d'argilites et de grès peu déformés, simplement disposés en blocs basculés, recoupés de corps microgranitiques, rhyolitiques et leucogranitiques. La faune et la flore y suggèrent un environnement continental et un âge Carbonifère précoce.

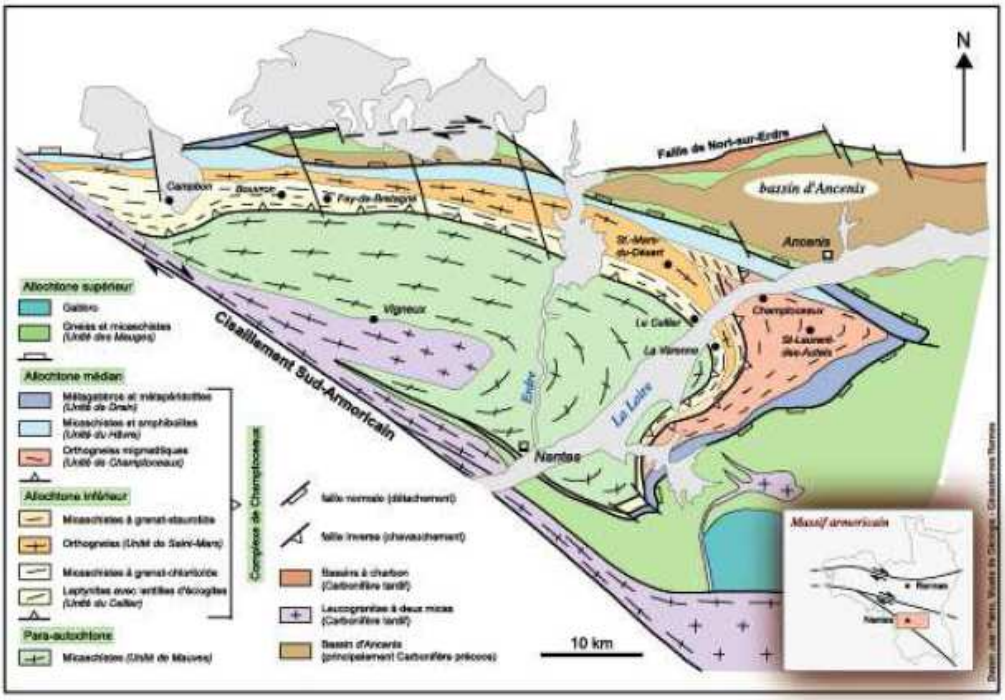


Figure 563 : Champtoceaux : Carte géologique simplifiée du Complexe de Champtoceaux (d'après Bosse et al., 2000)

7.1.2. Parcours et les différents arrêts

Depuis la Nationale 23 Nantes-Ancenis rejoindre le village de Mauves-sur-Loire. Traverser ce dernier et aller vers le sud Loire par la D 31 en direction de La Chapelle-Basse-Mer.

Franchir le fleuve par le pont de Mauves et au stop suivant aller à gauche vers Champtoceaux. La route (D 751) suit la levée de la Loire, rejoint la D7 que l'on prend à gauche toujours vers Champtoceaux. Peu après, juste avant de franchir la Divatte, à la limite entre Loire-Atlantique et Maine-et-Loire, stationner à droite au niveau du chemin d'entrée de la carrière de la Bréhardière (accès soumis à autorisation).

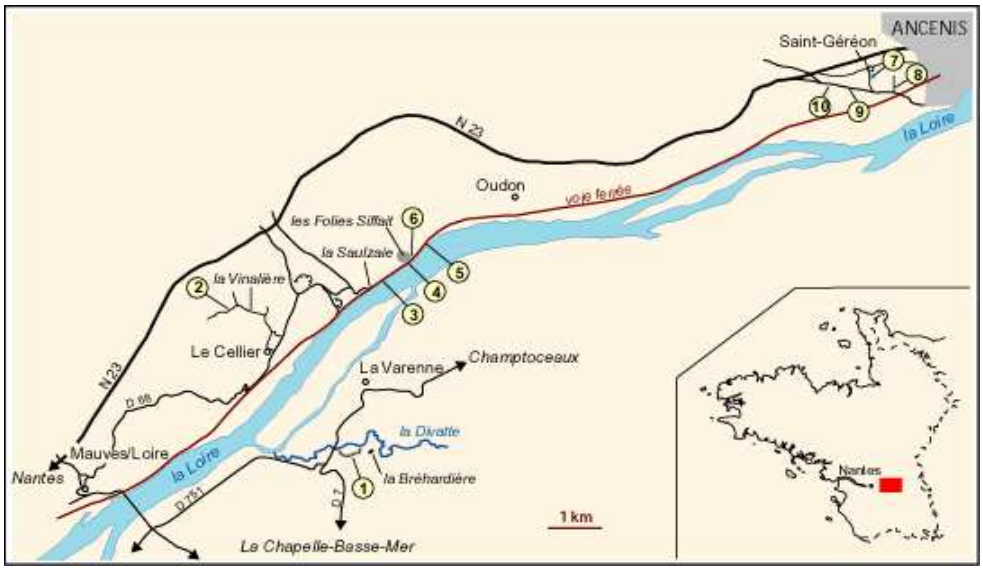


Figure 564 : Champtoceaux : Carte du parcours avec emplacement des différents arrêts

Arrêt 1 : Leptynites, éclogites et micaschistes de la Bréhardière

En bordure de la Divatte, la carrière de la Bréhardière (ou de la Varenne), partiellement exploitée, entame les roches métamorphiques de l'unité du Cellier et de l'unité de Mauves.

Dans la partie Est de cette carrière, malheureusement très largement comblée, apparaissent encore aujourd'hui des roches claires, grisâtres, fortement déformées, à débit planaire régulier (foliation). Ce sont des gneiss à grain fin qui sont constitués de quartz, feldspath et micas blancs (phengite en particulier). Ces gneiss leucocrates peuvent être qualifiés de **leptynites**.

Leur caractère orthodérivé, c'est à dire issus de roches magmatiques, se reconnaît dans la présence "d'yeux centimétriques" de feldspath potassique. Ils pourraient dériver de granites ou de laves rhyolitiques parfois porphyriques ce que confirme leur composition chimique.

Figure 565 : Champtoceaux : Face est de la la carrière de la Bréhardière (ou de la Varenne) présentant des lentilles d'éclogite

L'âge du ou des protolites magmatiques de ces orthogneiss n'est pas connu mais un granite métamorphique reconnu dans la région de Saint-Mars-du-Désert a été daté à 485 Ma et d'autres orthogneiss (Le Cellier, la Picherais) autour de 480 Ma; un âge entre 480 et 490 Ma, soit Ordovicien inférieur, peut donc être proposé pour la mise en place de ces magmatismes acides.

Ces leptynites sont la plupart du temps accompagnées de niveaux amphibolitiques, association fréquente dans certains domaines métamorphiques, ce qui explique leur appellation classique de groupe leptyno-amphibolique (GLA) que l'on peut trouver sur certaines cartes géologiques.

Dans la partie la plus lointaine de la carrière, les leptynites renferment des lentilles de faibles dimensions (de l'ordre du mètre) qui ne montrent généralement pas de foliation interne mais sont étroitement moulées par la foliation des gneiss. Quelques fractures y sont remplies d'albite.

Ces "boudins de roches métamorphiques", souvent altérés, montrent une paragenèse d'éclogite, étant constitués d'un pyroxène sodique (omphacite) qui est un mélange jadéite-diopside, de grenat rose de très petite taille, de glaucophane et de phengite (mica).

Cette association de minéraux métamorphiques caractérise le faciès des éclogites, les conditions pression-température étant de l'ordre de 15-20 kbar et 550-600°C, ce qui explique la présence du pyroxène sodique apparu selon la réaction classique albite à jadéite + quartz. Elle explique aussi la densité et la grande dureté de la roche. Si on retrace les chemins P-T-t on constate que ces roches se sont mises en place à 45 km de profondeur et ont subi leur métamorphisme à 30 km.

La phengite, témoin du métamorphisme haute-pression, est essentiellement incluse dans le grenat. La présence de la glaucophane correspond aux premier stades de la rétromorphose.

Il faut souligner que ces roches de faciès éclogite ont depuis longtemps attiré l'attention des minéralogistes parmi lesquels Alfred Lacroix (en 1891) est le plus célèbre.

Ces éclogites peuvent dériver soit de basaltes, soit de dolérites, soit encore de gabbros; la géochimie n'apporte pas de réponse significative et seule la texture, observable en lame-mince, peut renseigner; elle se révèle microgrenue doléritique. Ces roches éclogitiques dérivent donc de ***filons doléritiques*** qui ont été ensuite étirés et boudinés dans la déformation.

La coexistence de ces deux types de roches correspond à un magmatisme bimodal (acide-basique) dans lequel les roches basiques filoniennes sont forcément plus jeunes que les roches acides qu'elles recoupent.

Ce magmatisme répond ici à la fusion d'une croûte continentale et en conséquence **les éclogites de Champtoceaux ne correspondent en aucun cas aux reliques d'une croûte océanique.**

Du point de vue paléogéographique, il est admis que durant le Paléozoïque le Massif armoricain a évolué en bordure nord du supercontinent Gondwana et à l'Ordovicien des phénomènes extensifs ont conduit à la formation de fossés d'effondrement (rifts) qui ont permis la remontée de ces magmas alcalins dans une croûte amincie.

Des zircons extraits de l'éclogite ont fourni un âge Uranium-Plomb à la limite Dévonien-Carbonifère qui est interprété comme celui de leur croissance. Cet âge, confirmé par ailleurs autour de 360 Ma à partir d'analyses Samarium-Néodyme plus récentes sur cette même éclogite, est donné comme l'âge de l'événement de haute-pression dans l'unité du Cellier.

Cet âge se révèle beaucoup plus jeune que celui proposé pour l'événement haute-pression reconnu dans d'autres unités du Massif armoricain. Ceci laisse ouverte la possibilité de son non synchronisme à l'échelle du massif soit dans un stade de convergence continue soit lors de plusieurs épisodes de subduction-collision.

Manifestement, les roches très métamorphiques de l'unité du Cellier chevauchent ici les roches beaucoup moins métamorphiques de l'unité de Mauves.Il s'agit en fait de l'un des chevauchements majeurs reconnus dans le complexe métamorphique de Champtoceaux, la carrière pratiquement toute entière étant ce vaste chevauchement.

En résumé, cette carrière montre que le chevauchement de la nappe de Champtoceaux sur l'unité de Mauves

1- est postérieur à l'épisode éclogitique.
2- qu'il s'accompagne d'une déformation ductile dans les deux unités.
3- que la déformation ductile, effectuée dans le faciès des amphibolites à albite et épidote (8-10 kbar, 500-550°C) et commune aux deux unités, traduit une "accordance" des conditions du métamorphisme.

Refaire le chemin inverse vers Mauves-sur-Loire. Dans cette localité, prendre à droite la D 68 vers Le Cellier. Dans ce village monter sur la gauche vers l'église, la contourner par la droite et poursuivre au nord. Atteindre un rond-point et aller à gauche vers la Vinalière. Dans ce hameau nouvellement loti prendre à gauche une petite route fortement pentue qui mène à la Ferrière. Après 200 mètres environ, stationner sur la droite au niveau d'une vigne.

Arrêt 2 : L'éclogite de la Vinalière

Les éclogites du Cellier se retrouvent dans les vignes et les prés à proximité de la Vinalière. Ce sont des roches très dures, qui se débitent cependant en plaques selon des fractures tardives. De couleur vert-clair à rose, elles montrent un grain fin. Quelques amphiboles noires sont parfois visibles.

Figure 566 : Champtoceaux : Eclogites de la vinalière
Affleurements présents essentiellement dans les champs

Dans ces éclogites, à rétromorphose généralisée, le grenat présente des zones de croissance ce qui prouve qu'il n'a pas bougé. Ces roches peuvent correspondre à des dolérites.

Descendre vers la vallée où affleurent sur le côté droit de la route des micaschistes puis remonter vers la Ferrière et faire demi-tour dès que possible pour revenir à Le Cellier. Dans le village prendre à gauche la D 68. Au niveau d'un calvaire prendre à droite la direction de la cale de Clermont et de la Saulzaie

Dépasser l'ancienne carrière de la Savariais, actuellement site contrôlé pour déchets, qui expose l'unité de Saint-Mars-du-Désert, puis obliquer sur la gauche en direction de la Saulzaie. La route traverse Vandel et rejoint une petite route qui descend à droite vers la Saulzaie où il est possible de stationner juste avant la ligne de chemin de fer.

Passer sous la ligne de chemin de fer et partir par le chemin qui se dirige vers l'Est (chemin de grande et petite randonnée).

Arrêts 3-4-5 : Micaschistes, amphibolites et gneiss migmatitiques du bord de Loire

Le chemin qui suit la Loire permet une coupe du contact entre les deux ensembles majeurs du complexe de Champtoceaux, à savoir l'unité de Mauves et l'unité de Champtoceaux. *Pratiquement au départ du chemin, alors que la voie ferrée passe sous un tunnel, affleurent (arrêt 3)* ***des micaschistes à grenat et biotite*** *dont la foliation pend d'environ 60° vers le nord-est et porte une linéation subhorizontale.* Au microscope on remarque que le grenat englobe du chloritoïde, tandis que dans la matrice apparaît la staurotide.

Le grenat a gardé le souvenir de l'état de la roche avant l'augmentation de l'intensité du métamorphisme et la matrice l'augmentation de température pendant la croissance du grenat.

A environ 500 mètres en amont, le chemin mène au pied des ruines de constructions en terrasse qui datent du 19ème siècle. Ce sont les "Folies Siffait. Ces murs ont été bâtis sur ***une barre massive d'*****amphibolites** *de couleur sombre (arrêt 4),* connues sous le nom de *Niveau des Folies Siffait*; aisément reconnaissables, on les retrouve, entre autres, à Oudon où elles sont très bien exposées.

Figure 567 : Champtoceaux : Micaschistes, amphibolites et gneiss migmatitiques du bord de Loire

Ces roches métamorphiques sont constituées d'amphibole noire (hornblende), de feldspath plagioclase (oligoclase) et parfois de grenat. La fabrique planaire des amphiboles traduit une déformation intense que soulignent de petits plis isoclinaux dans des niveaux centimétriques à épidote (jaune-verdâtre). Quelques rares niveaux à grenat sont identifiables.Ces amphibolites peuvent dériver soit de gabbros à grain fin, soit de basaltes.

Poursuivant le chemin toujours vers l'est, juste après un auvent protégeant la voie ferrée des chutes de pierres, s'observent (arrêt 5) des gneiss fortement déformés (fabrique planaire) qui sont riches en veines de couleur claire; ces veines à composition granitique, que l'on appelle leucosomes, prouvent que la roche a été partiellement fondue.

Figure 568 : Champtoceaux : Gneiss migmatitiques du bord de Loire

Nous sommes en face de ***gneiss migmatitiques***, les gneiss de Champtoceaux.

Par rapport aux roches précédemment observées tout indique que le degré de métamorphisme a encore augmenté alors que si on se fie à l'allure de la foliation nous sommes ici dans les niveaux les moins profonds de la "pile sédimentaire". La température enregistrée par la roche est ici de l'ordre de 700°C alors que pour les paragenèses à staurotide précédemment reconnues elle est de 600°C.

Il y a donc contradiction puisque les roches les plus chaudes se trouvent au dessus des roches les plus froides. Il y a donc un **gradient inverse du métamorphisme.**

Cette disposition peut s'expliquer soit par l'existence d'un vaste pli soit par un chevauchement du "chaud sur le froid"qui aurait agi à la manière d'un "fer à repasser".

Les migmatites sont clairement post-éclogitiques.

Toujours à pied, revenir vers la Saulzaie, et à l'approche des Folies Siffait, passer sous la voie ferrée pour rejoindre un affleurement au pied d'une tourelle.

Arrêt 6 : La serpentinite des Folies Siffait

Il s'agit d'une petite extraction de roches qui a été fort heureusement dégagée lors de la mise en valeur des Folies Siffait; autrement elle serait passée inaperçue.
La roche, de couleur sombre, est intensément schistifiée, les plans de foliation montrant le développement de talc et de chlorite. C'est une ***péridotite serpentinisée***, l'altération s'étant faite aux dépends de l'olivine dont la forme des cristaux se reconnaît dans la serpentine. Une telle roche peut représenter soit un fragment du manteau soit un cumulat d'olivine à la base d'un gabbro.
En réalité, ici, toutes les observations montrent qu'il s'agit d'une intrusion gabbroïque.
Cette intrusion se place au contact entre les gneiss de Champtoceaux très déformés, visibles à proximité mais dont le caractère migmatique est préservé plus à l'est (cf. arrêt 5), et les amphibolites situées à l'ouest (cf. arrêt 4).

Figure 569 : Champtoceaux : Unité migmatitique à anatexie

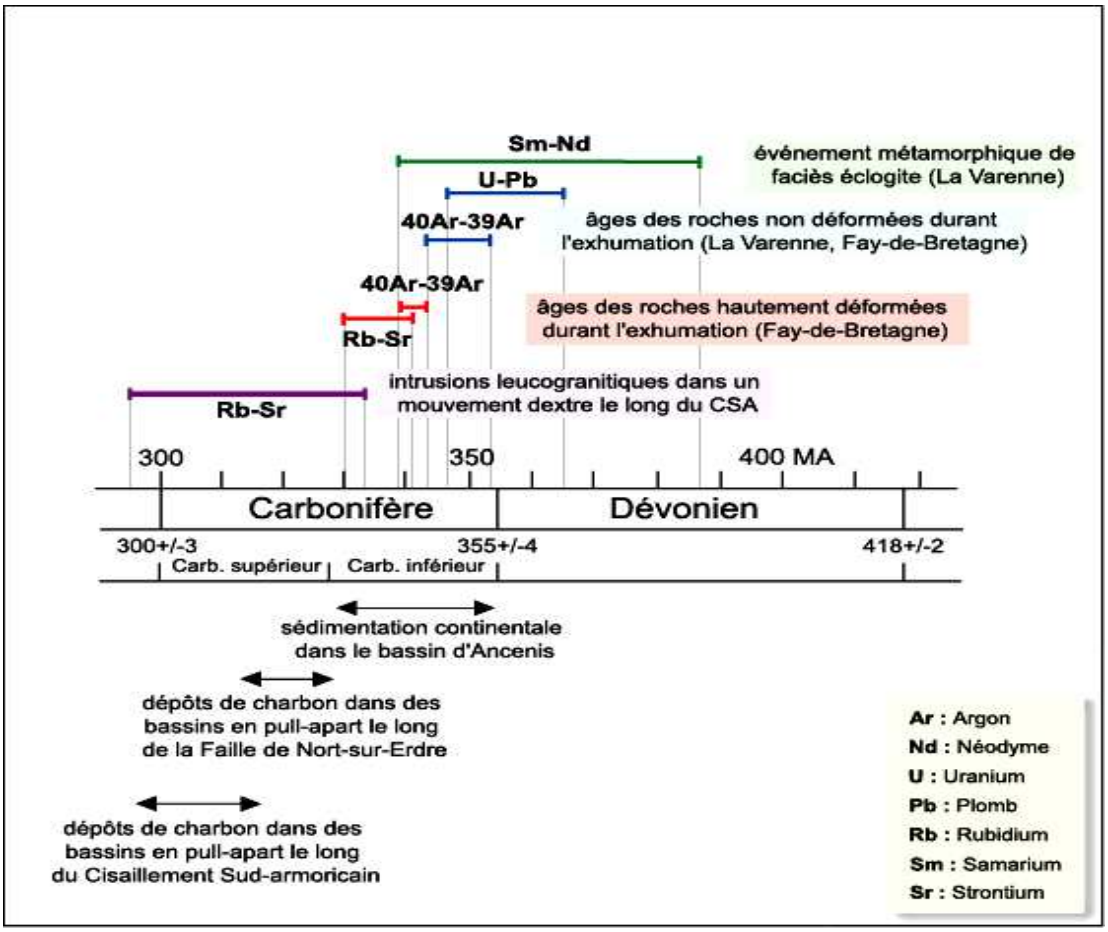


Figure 570 : Champtoceaux : Tableau des contraintes géochronologiques de l'évolution tectonique du Complexe de Champtoceaux (d'après Bosse et al., 2000)

Il s'agit là d'un contact majeur entre une unité migmatitique qui a subi une fusion partielle à des températures de l'ordre de 700°C, et une unité dans laquelle les paragenèses à staurotide indiquent une température de l'ordre de 600°C.

L'unité migmatitique chevauche donc une unité moins métamorphique.

Ce chevauchement, le deuxième observé après celui de la carrière de la Bréhardière, est parfois nommé avec humour et toutes proportions gardées, MCT (Main Champtoceaux Thrust) par analogie avec le MCT (Main Central Thrust) himalayen.

Ce chevauchement est caractérisé par un âge post éclogitique et post migmatisation, une intense déformation ductile dans les conditions du faciès amphibolite et par un rééquilibrage thermique entre les deux unités qui aboutit à un métamorphisme inverse.Son âge réel peut être calculé sur les micas qui donnent 340 Ma, donc Carbonifère inférieur.

7.1.3. Histoire géologique des éclogites

- Les données Samarium-Néodyme et Uranium-Plomb obtenues sur les roches de faciès éclogitique de l'Unité du Cellier fournissent un âge autour de 360 Ma pour l'événement haute pression survenu lors d'un stade de convergence ou bien lors de plusieurs épisodes de subduction-collision en relation avec l'accrétion et le raccourcissement de bassins arrière-arcs et des arcs eux-mêmes.
- Les âges Argon-Argon et les données Rubidium-Strontium contraignent l'histoire du refroi-dissement qui se produit autour de 330-340 Ma.
- L'exhumation des roches haute-pression intervient peu de temps après la subduction, au moment même du remplissage sédimentaire du bassin d'Ancenis proche. Ceci est en faveur d'un modèle "d'extrusion" du Complexe de Champtoceaux au même moment par déplacements simultanés le long de zones de cisaillement et de failles normales au Carbonifère précoce.

L'exhumation du Complexe de Champtoceaux intervient de fait dans un site géodynamique orogénique précoce de syn-convergence.

Des déplacements en cisaillement le long du Cisaillement sud-armoricain et des failles associées comme la faille de Nort/Erdre au Carbonifère terminal, reprennent toutes les structures antérieures, mais ne contribuent pas significativement à l'exhumation du Complexe de Champtoceaux.

La succession des événements tectoniques peut ainsi se décliner :

1- Déformation ductile principale ayant entraîné l'apparition de la foliation; cette déformation est associée au chevauchement du complexe de Champtoceaux sur le para-autochtone (unité de Mauves).

2- Déformation ductile associée à l'exhumation du complexe de Champtoceaux pour ce qui est de l'unité des Mauves

3- Plissement des structures antérieures selon un axe est-ouest à plongement vers l'est.

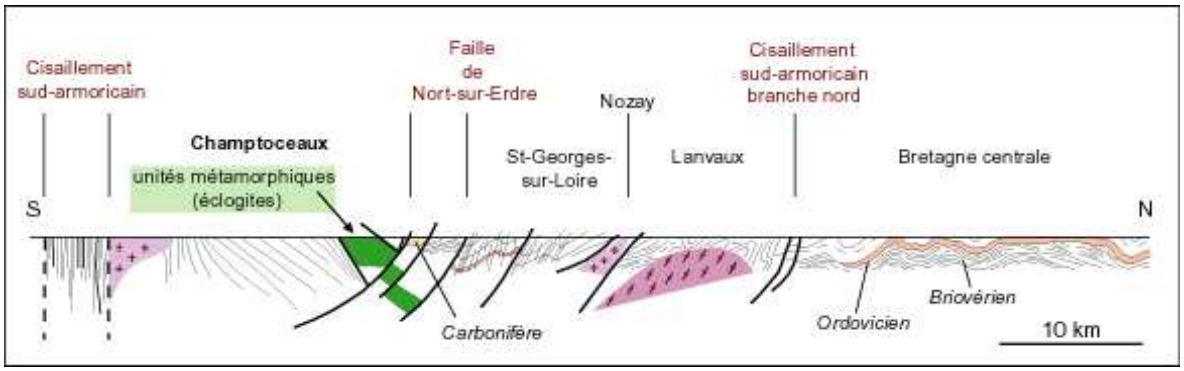


Figure 571 : Champtoceaux : Section dans le Complexe de Champtoceaux et les régions sud de Bretagne orientale (d'après Gumiaux et al., 2004)

7.2 Unité des Essarts

Sortie animée par Gaston Godard, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, grand spécialiste des éclogites de la région, en 2006. Je regrette de ne pas avoir assisté à cette sortie, mais bon, il y a encore de l'espoir pour une prochaine fois.

7.2.1. Géomorphologie

Trois ensembles lithostructuraux sont classiquement distingués en Vendée :

- le complexe des Essarts-Mervent individualisé dans des formations métamorphiques disposées en lames verticales.
- les unités nord-vendéennes au nord-est qui comprennent l'unité de Chantonnay, l'unité de Montaigu, le Haut-Bocage.
- les unités sud-vendéennes au sud-ouest qui regroupent le Bas Bocage et la Vendée littorale.

Ces différentes unités sont limitées par des zones de fractures d'ampleur crustale, de direction NW-SE, que l'on peut rapporter à des structures satellites du cisaillement sud-armoricain.

C'est au sein du complexe des Essarts-Mervent qu'entre Loire-Atlantique et Vendée, l'unité haute-pression des Essarts apparaît encadrée par le sillon houiller de Vendée au nord-est et par la ligne tectonique Sainte-Pazanne-Mervent au sud-ouest.

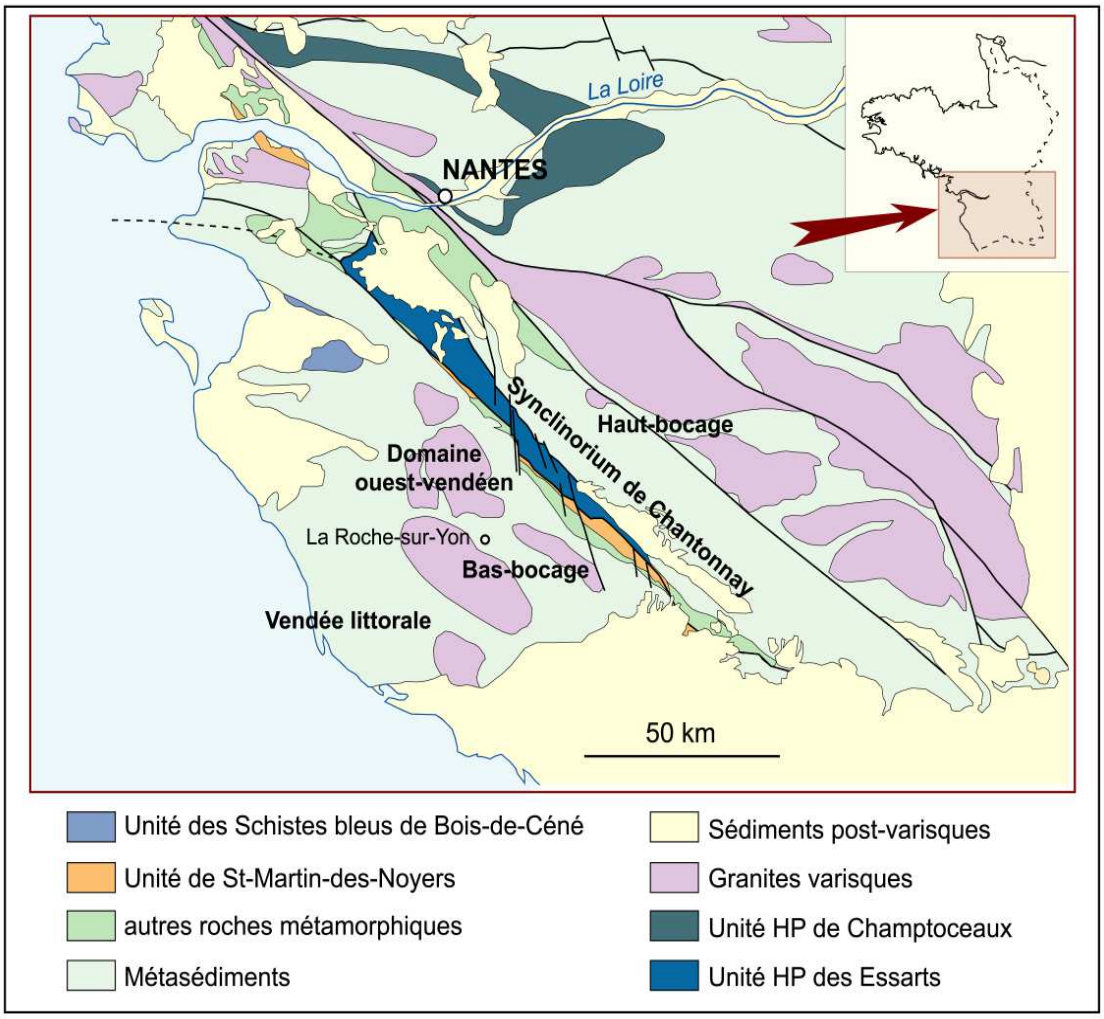


Figure 572 : Essarts : Carte géologique simplifiée du massif vendéen

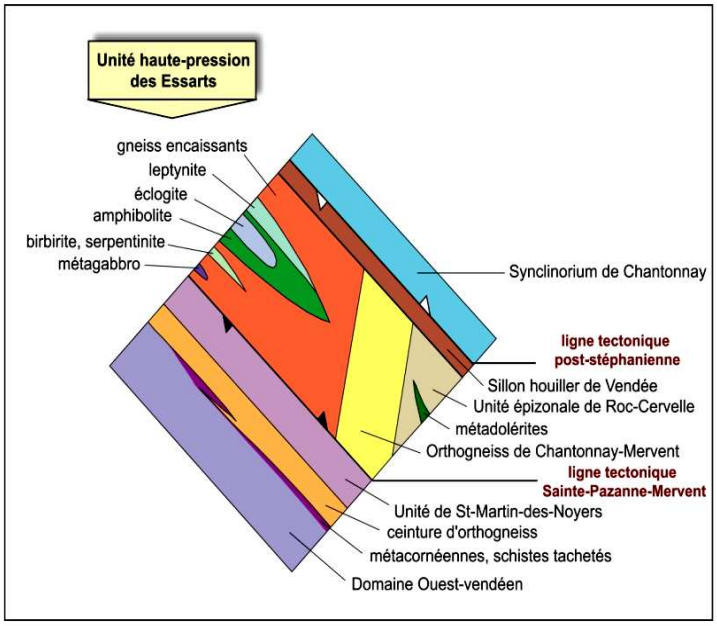


Figure 573 : Essarts : Carte synthétique de l'Unité des Essarts (d'après Godard)

Ces deux failles délimitent un couloir de près de 150 kilomètres de long pour quelques kilomètres de large qui comprend 3 unités métamorphiques distinctes : (1) l'unité à éclogites des Essarts, (2) l'orthogneiss de Chantonnay-Mervent, (3) l'unité épizonale de Roc-Cervelle.

Les éclogites de l'unité haute-pression des Essarts et les roches associées forment des lentilles de plusieurs kilomètres de long qui sont pincées et faiblement boudinées au sein des gneiss environnants. Ce sont ces roches qui ont retenu notre intérêt lors de cette sortie.

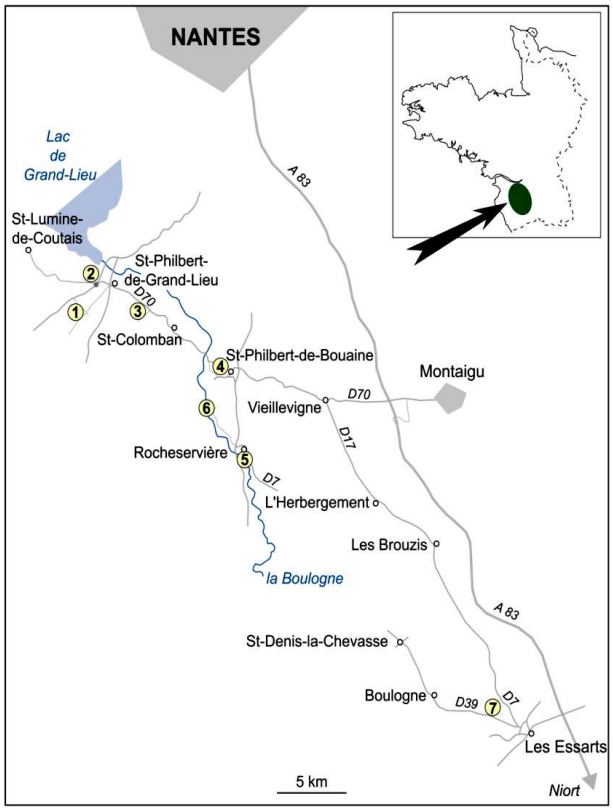


Figure 574 : Sud armorique : Le circuit et les différents arrêts

7.2.2. Parcours et les différents arrêts

Depuis l'église de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu prendre au sud-ouest la direction de Touvois (D65) puis, toujours dans la ville, à droite la direction de la Marne via le Breuil. Après environ 1500 mètres, on atteint un château d'eau installé à un carrefour. Stationner en bordure de la route qui part à droite.

Arrêt n°1- Château d'eau (Saint-Philbert-de-Grand-Lieu)

De ce point élevé et carte géologique à l'appui, il est possible de faire une lecture du paysage et de comprendre comment les diverses unités géologiques se marquent dans la topographie.

L'unité de haute pression des Essarts (Unité H-P) dans laquelle se rencontrent les éclogites est délimitée par deux grandes failles tardihercyniennes.

Elle se reconnaît aux reliefs qu'elle forme dans la topographie (Corcoué-sur-Logne, Rocheservière). Ces reliefs ont été réactivés récemment comme en témoignent les grabens remplis de sédiments tertiaires parmi lesquels se trouve le gisement fossilifère de la Marnière qui est redonien (Plio-pléistocène). Elle est bordée au sud par l'unité métavolcanique de Saint-Martin-des-Noyers à bimodalité volcanique basique (amphibolites) et acide (rhyolites à dacites) qui n'a pas subi le métamorphisme éclogitique, tandis qu'au nord, elle s'appuie sur le sillon houiller de Vendée.

En cet endroit, la zone éclogitique, large de 5 à 6 kilomètres, est masquée au nord-ouest par les sédiments récents du Lac de Grand-Lieu.

Continuer au nord-ouest la petite route jusqu'à la D 117. Prendre à droite vers Saint-Philbert-de-Grandlieu et, au rond-point suivant, prendre à gauche la D61 vers Saint-Lumine-de-Coutais.
Après 250 mètres stationner à droite au niveau de la Piltière.

Arrêt n°2- Manoir de la Piltière (Saint-Philbert-de-Grand-Lieu)

Si la reconnaissance des éclogites de Vendée et de Loire-Atlantique est le fait de Rivière et de Dubuisson dans les années 1830, la première description pétrographique des éclogites armoricaines est due à Alfred Lacroix (1891,1893,1913) et à Charles Baret (1882, 1898, 1900).

C'est d'ailleurs ce dernier, pharmacien nantais féru de pétrographie et de minéralogie, qui a découvert en 1900 ce remarquable gisement.

En cet endroit, connu sous le nom de la Compointrie (ou Compointerie), hameau situé à 800 mètres plus à l'ouest, les éclogites sont remarquables. De ce fait, elles figurent dans de nombreuses collections soit brutes soit polies. Ces roches, dont l'étude approfondie a été effectuée en 1920-21 par Yvonne Brière, sont encore aujourd'hui heureusement visibles parmi les rocailles du manoir de la Piltière et dans les moellons des montants du portail et des murs du logis.

La propriétaire des lieux nous en a présenté avec fierté un échantillon poli taillé en forme d'obélisque.

Ces éclogites sont des roches grenues essentiellement constituées d'omphacite (pyroxène) qui leur donne une couleur générale vert-clair très caractéristique, accompagnée de disthène bleu à blanchâtre et surtout de nombreux grenats roses de taille centimétrique. La matrice contient également de la zoïsite et de la hornblende magnésienne.

Elles offrent d'intéressantes structures de rétromorphose, pour certaines bien visibles à l'oeil nu. Le grenat est systématiquement entouré d'une couronne sombre constituée d'amphibole secondaire développée à l'interface avec l'omphacite ; c'est une structure kélyphitique. Le disthène peut être partiellement remplacé ou bien montrer une couronne à micas (preiswerkite et margarite), selon la réaction

disthène + amphibole ⟶ preiswerkite + margarite + plagioclase.

En lame-mince, l'omphacite paraît souvent décomposée en une symplectite à clinopyroxène et oligoclase, selon la réaction

Omphacite + quartz ⟶ clinopyroxène + plagioclase.

NOTA
La preiswerkite et la margarite sodique sont des micas peu usuels, très rares dans la nature. Ils ont été observés tous les deux ensembles dans deux gisements à éclogites : la Compointrie en France et Liset en Norvège. Ils correspondent à des produits de rétromorphose dans des couronnes ou des symplectites autour du disthèneLa rareté de ces deux micas n'est pas liée à des conditions de pression et température peu courantes ou extrêmes.

Elle semble plutôt correspondre à des compositions chimiques inhabituelles, apparaissant dans des systèmes saturés en eau, pauvres en silice, riches en sodium et aluminium, surtout, sinon exclusivement, pour des conditions de pression et température du faciès schistes verts ou du faciès amphibolite.

Ces éclogites sont issues du métamorphisme de protolithes gabbroïques qui appartiennent à une suite tholéiitique. Ce sont plus précisément des leucogabbros troctolitiques qui ont des caractéristiques de cumulats.
Ils pourraient représenter les fragments d'une vieille croûte océanique métamorphisée.

Des éclogites identiques sont connues à Saint-Denis-la-Chevasse (Fig.3) dans une carrière abandonnée et des blocs erratique sont observables dans quelques autres gisements.

Figure 575 : Sud armorique : A signaler que dans le hameau de la Compointerie une petite rue dénommée Chemin de l'Eclogite renvoie à l'existence de cette roche dans le sous-sol. C'est aussi le point de départ d'un circuit de randonnée appelé " circuit de l'Eclogite ".

Poursuivre sur la D61 jusqu'au hameau de la Compointerie pour faire demi-tour et revenir vers Saint-Philbert-de-Grand-Lieu.
Passer devant l'église et prendre la direction de Saint-Colomban et Saint-Philbert-de-Bouaine par la D70. Après environ 3 kilomètres, prendre à droite une petite route qui mène à Malville et à une déchetterie. Après quelques centaines de mètres, en haut de butte, stationner à droite au niveau d'un chemin qui part dans les vignes.

Arrêt n°3- Malville (Saint-Philbert-de-Grand-Leieu)

Les vignes au nord-ouest de Saint-Colomban permettent de collecter, sous forme de blocs épars, des roches plutôt rares dans le Massif armoricain. Ce sont des péridotites totalement serpentinisées et silicifiées, transformées de ce fait en roches nommées **birbirites**.

Les birbirites sont des roches quartzitiques, brunes, plus ou moins riches en fer, dénommées ainsi par Duparc en 1927. Leur nom dérive de la rivière Birbir en Ethiopie. Elles résultent de l'altération météorique, de l'hydratation, de serpentinites ou de péridotites.

Lors de l'altération, la serpentine est déstabilisée, perdant ses oxydes et ses hydroxydes de magnésium ; il ne reste que la silice et le fer qui mènent à la silicification.

Elle est caractérisée par des textures microcristallines dans lesquelles de la calcédoine et de petits cristaux de quartz apparaissent le long de masses colloïdales de limonite.

Dans les birbirites de Saint-Colomban, le protolithe ultramafique (péridotite à grenat) peut être reconnu dans de rares minéraux reliques (serpentine, anthophyllite, pyrope) tandis que la serpentinisation se lit dans une structure en " peau de serpent " résultant de la pseudomorphose de grains d'olivine.

L'altération se serait produite au Paléogène (Eocène), période d'intense altération météorique en Vendée, alors que les roches ultramafiques se trouvaient sous climat tropical et proches de la surface d'érosion yprésienne. On sait qu'à cette époque, les roches ont été affectées sur une épaisseur de plus de 10 mètres. C'est le cas pour les éclogites, les amphibolites et surtout les gneiss.

Revenir vers la D70 et aller à droite vers Saint-Colomban. Dépasser cette localité et poursuivre vers Saint-Philbert-de-Bouaine. 400 mètres après avoir franchi la Boulogne et être entré en Vendée, aller à droite vers la Gerbaudière.

Arrêt n°4- Carrière de la Gerbaudière (Saint-Philbert-de-Bouaine)

La carrière de la Gerbaudière, ouverte à proximité de Saint-Philbert-de-Bouaine, s'étend sur environ 30 hectares. Il s'agit d'un très grand boudin d'éclogites, l'un des plus grands gisements au monde, long de plusieurs kilomètres, que l'exploitation a largement mis au jour.

La carrière est allongée parallèlement à la lentille d'éclogite. On y extrait des roches massives pour granulat et accessoirement pour enrochement.

Figure 576 : Essarts : Carrière de gerbaudière, riche en éclogites photo et localisation

Les différents fronts de taille et les gradins permettent d'observer les divers faciès des éclogites qui sont ici des ***éclogites à quartz***, ainsi que leurs relations avec les gneiss de l'encaissant. Ces derniers sont des paragneiss (gneiss dérivés de roches sédimentaires) qui apparaissent sous forme de panneaux à l'intérieur des éclogites sans que l'on puisse voir le contact entre les deux types de roches. Le rubanement et la foliation des gneiss sont parallèles à la foliation des éclogites qui est ici subverticale.

L'éclogite de la Gerbaudière apparaît constituée de cristaux de grenat rouge, souvent automorphes, dont la taille moyenne est de 4 à 5 millimètres dispersés dans une matrice foliée (déformation syn-éclogitique) verdâtre consistant en quartz et principalement en omphacite. Zoïsite, clinozoïsite, rutile, ilménite, sulfures (pyrite bien visible), et calcite sont les minéraux accessoires.

A l'échelle de l'affleurement, elle montre fréquemment une structure rubanée dans laquelle se succèdent niveaux à grain grossier, niveaux à grain plus fin, riches en grenat, niveaux massifs à grain fin sans grenat. Ce rubanement a été transposé dans la foliation au moment de l'épisode de métamorphisme éclogitique. Il est sans doute originel au protolithe de cette variété d'éclogite qui est globalement un gabbro à olivine.

La roche offre les caractéristiques géochimiques d'un basalte de ride médio-océanique (MORB). Cette éclogite pourrait donc représenter les fragments d'une vieille croûte océanique métamorphisée.

La déformation plastique de ce protolithe lors du métamorphisme en faciès éclogite est soulignée par l'omphacite aplatie parallèlement au rubanement.

Au microscope, des minéraux inclus dans les cristaux de grenat (quartz, zoïsite, amphibole...) appartiennent clairement à une paragenèse plus ancienne, pré-éclogitique suggérant que le protolithe était plus précisément une roche gabbroïque amphibolitisée et saussuritisée généralement non déformée.

Le métamorphisme responsable de la transformation du protolithe gabbroïque s'est produit à une température de l'ordre de 650-750°C et une pression avoisinant les 20kbar, soit à une profondeur d'environ 50-60km.

Figure 577 : Eclogite de St Philbert de Grand Lieu (dimensions des grenats 10-15 mm), n°263

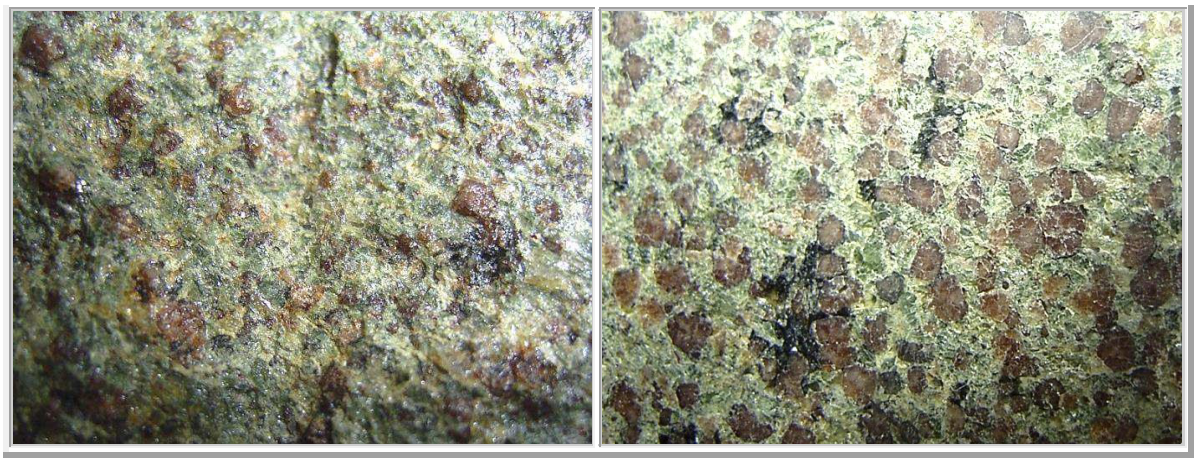


Figure 578 : Eclogite de St Philbert de Bouaine (85) (dimensions des grenats 1-1,5 mm), n°897
a) brut **b) polie**

A l'opposé, on y observe tous les stades de la rétromorphose qui conduit à de véritables amphibolites. Le grenat est entouré d'une couronne kélyphitique à amphibole, plagioclase, magnétite, chaque omphacite est auréolée d'un liseré de symplectite à clinopyroxène et plagioclase. Durant le métamorphisme rétrograde, la plus grande partie de l'éclogite a été transformée en amphibolite qui montre une paragenèse finale de hornblende vert sombre + plagioclase + quartz ± épidote ± grenat ± sphène. Cette amphibolitisation affecte partout les bordures de la lentille d'éclogite. Elle se développe également à partir de fractures tardives séquantes sur la foliation au long desquelles circulent des fluides aqueux ; la roche se charge en amphiboles, devient noire.

Des datations effectuées sur les éclogites de la Gerbaudière fournissent un âge de refroidissement autour de 320 millions d'années (Carbonifère). Il apparaît également qu'elles ont été amenées en surface à la fin du Carbonifère (autour de 300 millions d'années) puisqu'elles se retrouvent en galets dans les dépôts carbonifères stéphaniens du sillon houiller vendéen.

La roche qui possède d'indéniables qualités ornementales a servi à la réalisation de divers monuments. Ainsi, la municipalité de Saint-Philbert-de-Bouaine a utilisé l'éclogite de la Gerbaudière (appelée Pierre de Bouaine) pour construire une fontaine sur la place du village (place des Halles juste au nord de l'église).

Figure 579 : Essarts: Fontaine en éclogite sur la place du village de St Philbert de Bouaine

On la trouve également dans une stèle à l'honneur de René-Just Haüy, célèbre minéralogiste " inventeur " des systèmes cristallins qui a décrit le premier l'éclogite, et sur la tombe du géologue Jackson. A noter que cette carrière, pour ses intérêts scientifiques et pédagogiques majeurs, figure à l'inventaire du patrimoine géologique de Vendée (fiche n°5) site web :

http://www.vendee.fr/vendee/dossiers/default.asp?dsp=540

Traverser la Gerbaudière pour rejoindre la D74. Aller à gauche vers Saint-Philbert-de-Bouaine. Dans la localité prendre à droite vers Rocheservière (D 937). Entrer dans Rocherservière pour prendre la direction de Mormaison (D7). A la sortie du village, après la gendarmerie, prendre à droite un chemin qui descend vers la Boulogne, au bout duquel existe une aire de pique-nique.

Arrêt n°5- Rive de la Boulogne (Rocheservière)

Les faciès gneissiques encaissants de l'éclogite affleurent au niveau de l'aire de pique-nique sous le sanctuaire de la vierge. Ce sont ici des paragneiss avec des pseudomorphoses sombres de cordiérite allongées parallèlement à la foliation. Ils affleurent au long de la Boulogne sur deux kilomètres selon une bande orientée Nord-Ouest – Sud-Est.

Revenir vers le centre de Rocheservière et prendre à droite en direction de la Roche Blanche une petite route qui longe la Boulogne. Dépasser la Garde, le Moulin Neuf. Peu après la Valotière, prendre à gauche, toujours en direction de la Roche Blanche. Après 150 mètres aller à gauche vers le Manoir de la Ruffelière.

Arrêt n°6- Manoir de la Ruffelière (Rocheservière)

Le manoir de la Ruffelière, près de Saint-Philbert-de-Bouaine, fut détruit en 1417 durant la guerre de 100 ans, reconstruit dans les années 1420 par Aliette de Polhay et Jehan de Goulaine, puis à nouveau incendié en 1794 durant la Guerre de Vendée (Aillery, 1914).

Bien que la plupart des gneiss environnant les éclogites sont foliés et montrent un métamorphisme rétrograde, il en est qui sont moins déformés. Les structures et les paragenèses anciennes y sont alors préservées et révèlent une histoire métamorphique précoce très complexe qui se lit aussi bien dans des orthogneiss (gneiss dérivés de roches magmatiques) que dans des paragneiss. Ces derniers sont réputés être les plus intéressants.

Ce sont en général des paragneiss coronitiques qui montrent des évidences d'un épisode de métamorphisme haute température-basse pression (migmatites à cordiérite) suivi d'un épisode de faciès éclogitique (grenat coronitique) (Godard, 1998). Ils sont identifiables dans quelques affleurements, comme à l'arrêt précédent, mais aussi dans les appareillages des constructions ce qui est le cas au manoir de la

Ruffelière. Sur le sol de la cour de ferme, la roche affleure, montrant une structure litée, rubanée avec développement de veines quartzo-feldspathiques (leucosome) qui évoquent clairement des migmatites. Il s'agit de l'encaissant gneissique des éclogites, avec son double métamorphisme, de haute-température (paragenèse de migmatite à cordiérite), puis de haute-pression (couronnes réactionnelles de faciès éclogite).

Cependant, ce qui retient l'attention, ce sont les murs de la propriété qui sont élevés avec une roche qui renferme de grandes taches sombres centimétriques de cordiérite pseudomorphosée.

La dalle principale sous le porche d'entrée de la cour du manoir qui a été polie par le passage des pieds durant des siècles, montre de spectaculaires pseudomorphoses dont certaines ont la forme de cordiérite pseudohexagonale.

Ces métapélites sont des migmatites à cordiérite dans lesquelles celle-ci est remplacée par des minéraux cryptocristallins. Elles gardent la mémoire de deux épisodes successifs de métamorphisme : le premier, de haute-température/basse-pression, qui a transformé les roches sédimentaires originelles en migmatites avec silicates d'alumine (cordiérite, sillimanite), le second, de haute-pression qui a vu leur remplacement par une paragenèse haute-pression à grenat, disthène, quartz, dont on voit aujourd'hui l'empreinte.

Figure 580 : Sud armorique : Métapélite

Revenir à Rocheservière et prendre la direction de Montaigu par la D753.

Dépasser Vieillevigne pour prendre, avant Montaigu, l'autoroute A83 en direction de Niort. Après environ 25 kilomètres sur l'autoroute, prendre la sortie n°5 vers les Essarts.

Rejoindre les Essarts. Dépasser le vieux château et, à hauteur de l'église, prendre sur la droite la D 39 vers Boulogne. 2 kilomètres après être sorti des Essarts, prendre à droite le chemin qui mène au Manoir de Grezay.

Arrêt n°7- Grezay (Les Essarts)

Comme au manoir de la Ruffelière, les murs des dépendances du manoir de Grezay offrent un échantillonage pratiquement exhaustif des roches qui existent à proximité : ce sont des paragneiss coronitiques, des orthogneiss coronitiques, des métapélites et des métagranites. Toutes ces roches ont une signature de **croûte continentale**. A quelques centaines de mètres au sud des bâtiments, à droite du chemin ramenant à la route, une migmatite nébulitique par la suite métamorphisée sous les conditions du faciès éclogitique affleure dans une petite carrière délaissée. Comme à la Ruffelière, des points sombres centimétriques correspondent à de la cordiérite poecilitique. La migmatite montre de nombreuses petites veines de leucosome qui elles aussi renferment de la cordiérite.

7.2.3. Les épisodes métamorphiques

Les méthodes modernes d'analyse avec notamment l'analyse d'images multispectrale de cartes d'éléments chimiques obtenues au microscope électronique à balayage permettent de reconstituer l'histoire de la roche et donc la succession des épisodes métamorphiques.

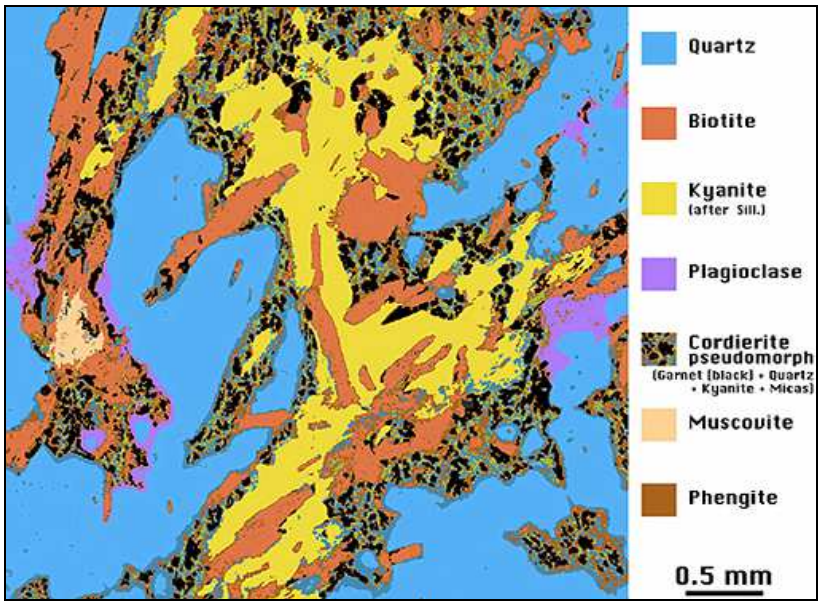


Figure 581 : Essarts : Exemple d'image produite par l'analyse multispectrale (in Godard, 2001)

Toutes ces roches montrent des évidences pétrologiques de deux épisodes métamorphiques :

1- Episode Haute-Température – Basse-Pression : HT-BP

Une paragenèse précoce, typique de conditions de HT-BP, consiste en biotite + grenat + quartz + plagioclase ± cordiérite ± feldspath potassique ± silicate d'alumine + ilménite. Le silicate d'alumine est actuellement du disthène, mais provient de la sillimanite de laquelle il montre la structure fibroblastique (fibrolite). La cordiérite est entièrement remplacée par des minéraux cryptocristallins qui constituent les taches sombres observées à la Ruffelière.

La biotite, le quartz et les anciennes sillimanites sont toujours séparés les uns des autres par les pseudomorphoses de cordiérite qui en plus entourent et isolent les sillimanites précoces. Une telle structure signifie que la cordiérite s'est développée aux dépens de la biotite, du quartz et de la sillimanite selon une réaction de migmatisation bien connue : Biotite + quartz + sillimanite (± plagioclase) → cordiérite + produit de fusion (± grenat ± feldspath potassique).

Ce processus est connu pour intervenir autour de 3-7 kbar et 700-850°C, en fonction des fluides et de la composition minérale.

D'autre part la migmatitisation est évidente se reconnaissant dans la présence fréquente de leucosomes et de structures nébulitiques.

2- Episode de Haute Pression en faciès éclogite :

Pendant un second épisode, ces roches subissent un métamorphisme haute pression qui est souligné par plusieurs réactions métamorphiques (une quinzaine environ) parmi lesquelles on peut mentionner :

cordiérite ⟶ grenat + quartz + disthène (+micas)

sillimanite ⟶ disthène

biotite + plagioclase ⟶ grenat + phengite + quartz + rutile

(couronne de grenat à l'interface biotite-plagioclase)

Ces réactions sont caractéristiques d'un métamorphisme HP qui est certainement contemporain de celui qui a donné les éclogites voisines.

La séquence des événements métamorphiques peut s'expliquer par un seul trajet PTt (Pression-température-temps) partant de hautes-températures (paragneiss migmatitiques à cordiérite) pour aller vers la haute-pression (couronnes et pseudomorphoses de faciès éclogite) mais pose des difficultés en terme de géodynamique.

Deux observations confortent l'hypothèse de deux trajets successifs :

- L'analyse des pseudomorphoses de cordiérite à la microsonde électronique indique des compositions qui sont compatibles avec des produits d'altération de ce minéral à savoir de la pinite qui est un agrégat polycristallin de chlorite + séricite, ceci à un température inférieure à 400°C.

  La cordiérite a été altérée avant d'être remplacée par la pseudomorphose, c'est-à-dire avant le métamorphisme haute pression.
- L'association symplectique phengite + quartz qui remplace partiellement le feldspath potassique durant le métamorphisme éclogitique s'est développée de façon préférentielle au long des perthites. Ceci signifie que l'exsolution des perthites s'est produite avant l'épisode de métamorphisme haute-pression.

De ce fait, les roches ont subi leur première rétromorphose entre l'épisode de haute-température et l'épisode de haute-pression qui s'inscrivent dans deux cycles orogéniques, l'un prévarisque, l'autre varisque.

7.2.4. Datation des épisodes métamorphiques

La datation des épisodes métamorphiques, réalisée sur monazite, place l'épisode de haute-température à l'Ordovicien supérieur, autour de 450 millions d'années, et l'épisode de haute-pression au Dévonien, autour de 400 millions d'années. Ces âges ne sont cependant pas " purs " et doivent donc être lus avec précaution.

7.2.5. Conclusion

Les éclogites ont des caractères géochimiques de roches océaniques. La lignée tholéiitique inclut des péridotites altérées (vraisemblablement à grenat), des éclogites à disthène, des éclogites à quartz, des éclogites ferro-titanées et des ortho-leptynites dérivant de plagiogranites. La roche anté-éclogitique était un gabbro amphibolitisé et saussuritisé dans lequel on décèle un métamorphisme et une altération océaniques. Le principal épisode de déformation ductile est contemporain des conditions éclogitiques.

Une partie des gneiss encaissant les éclogites a conservé la mémoire de deux épisodes métamorphiques. Ce sont des gneiss migmatitiques à cordiérite (premier épisode, de haute température) affectés par le métamorphisme éclogitique (second épisode, de haute pression). Ces deux stades métamorphiques sont séparés par un épisode de rétromorphose, de sorte que ces roches semblent avoir subi deux cycles orogéniques distincts, pré-varisque et varisque. Elles pourraient appartenir à une croûte continentale ancienne entraînée dans la même subduction éovarisque que les éclogites qui elles seraient d'origine océanique.

L'unité de haute pression des Essarts apparaît ainsi constituée de terrains pré-varisques d'origine océanique probable (éclogites) et continentales (ortho- et para-gneiss), impliqués dans la même convergence éo-varisque.
Il reste néanmoins à expliquer comment on y trouve aujourd'hui juxtaposés des fragments de croûte océanique et des fragments de croûte continentale.

:

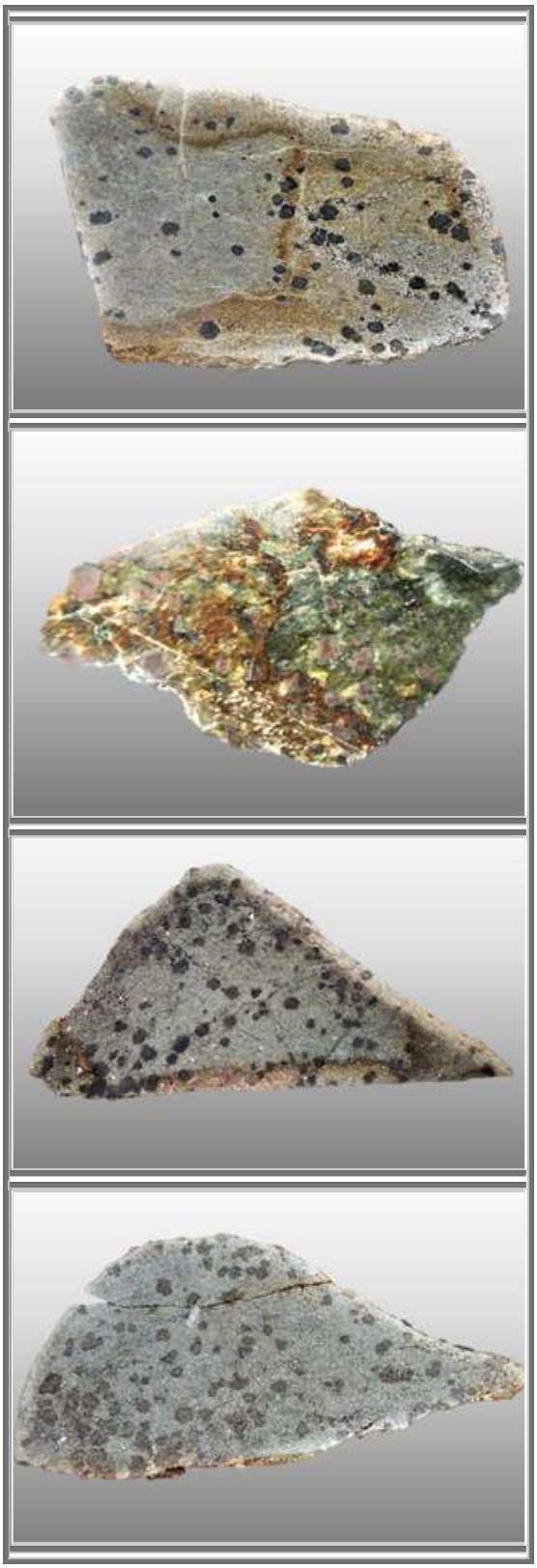


Figure 582 : Armorique : Eclogites de la région nantaise (dons G. Baudry)

Eclogite
Rétromorphosée
La gagnerie de Bouvron
Bouvron (44)
15 cm
Collection : perso N°1110

Eclogite et Disthène
Travaux Rond Point nord déviation du bourg
Bouvron (44)
8 cm
Collection : perso N° 1111

Eclogite
Les roches bises
20 cm
Campbon (44)
Collection : perso N°1112

Eclogite
Les roches bises
20 cm
Campbon (44)
Collection : perso N°1113

8. LES ECLOGITES DU LEON

Sur la commune de Plounévez-Lochrist, sont présentes des lentilles d'éclogites qui ont été décrites pour la première fois par Lacroix (1891), puis étudiées par Chauris (1990), Cabanis et Godard (1987), Godard et Mabit (1998).
Moins contrastées que les éclogites vendéennes, leur rétromorphisation importante voire totale, leur confère cinquante nuances plus sombres.

Il existe également d'autres éclogites dans les environs, à dix kilomètres plus à l'ouest, sur la commune de Plouider, ainsi qu'un peu plus au sud au lieu dit "Lescoat-Bihan", situé à 1 km à l'Est de Lesneven, qui ont été étudiées par Ballèvre et al (1987).

Figure 583 : Léon : Eglise de Plouvénez-Lochrist

8.1 Domaine du Léon

La position du domaine de Léon dans le Massif Armoricain est toujours aujourd'hui sujet à discussion.
Toutefois, certaines données comme la datation des événements tectoniques sont maintenant acquises.
En outre, les études morphologiques et structurales du nord ouest de l'Europe, qualifierait le domaine du Léon comme une extension de la ride cristalline de l'Allemagne moyenne (massifs de l'Odenwald et du Spessart) au sein d'un grand domaine appelé Saxo-Thuringien.

En effet, plusieurs arguments accréditent cette théorie d'appartenance du domaine du Léon :

- La datation de l'orthogneiss de Plouvénez-Lochrist aux alentours de 390-400 Ma (Cabanis et al, 1979 ; Chauris et al, 1998) ne correspond pas aux âges des roches du massif Armoricain
- L'existence d'antiformes qui présentent un métamorphisme d'intensité similaire dont le gradient augmente de la base au sommet (Schneider, 1962 ; Weber, 1995)
- La découverte récente d'éclogites fortement rétromorphosées dans les gneiss d'Odenwald et dont les âges obtenus par la méthode Lu-Hf sont de 350-360 Ma (Will et Schmädicke, 2001).

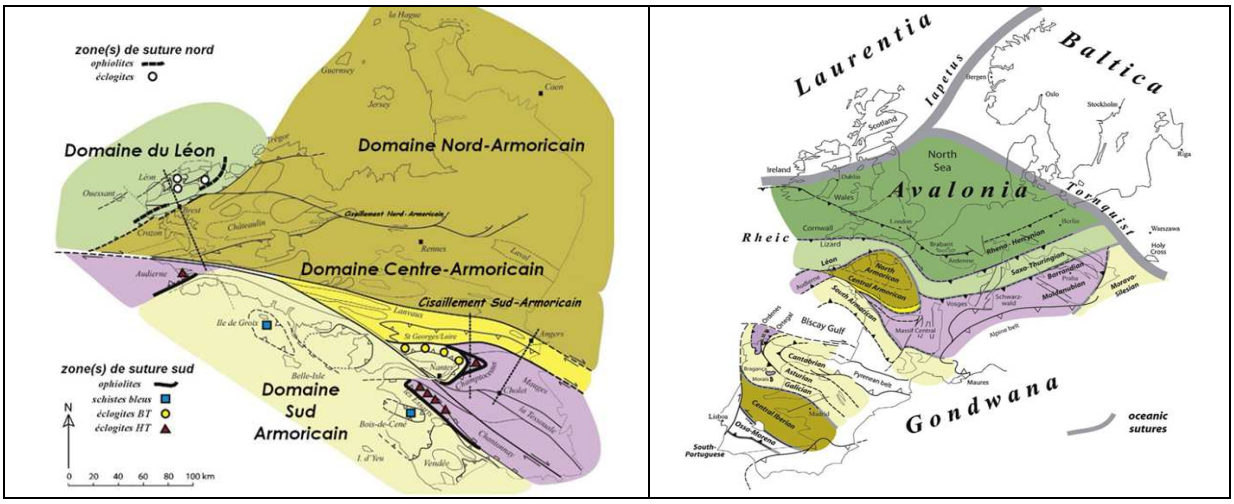


Figure 584 : Léon : Position, failles et zones de suture du Léon dans le Massif Armoricain
Et dans la structure de l'Europe occidentale (Ballèvre et al, 2009)

8.2 Lentilles d'éclogites

Il a été comptabilisé plus d'une dizaine de lentilles éclogitiques dans la commune de Plouvénez-Lochrist majoritairement situé au sud-ouest du village. Ces lentilles vont d'une dizaine à plusieurs centaines de mètres.

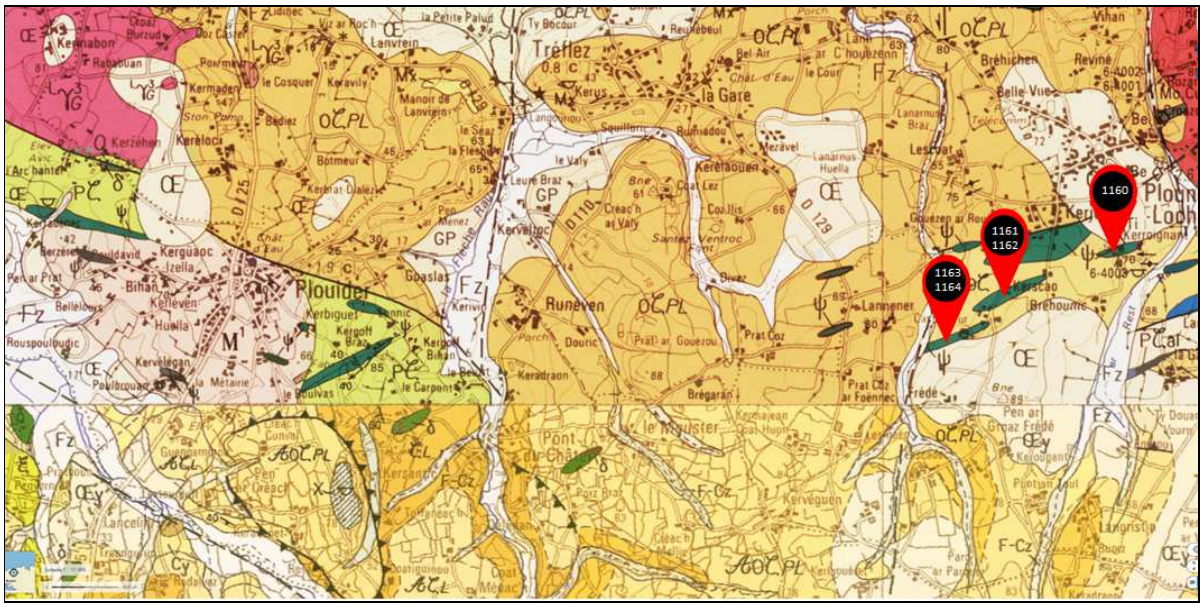


Figure 585 : Léon : Carte géologique et localisation des lentilles d'éclogites
Les repères correspondent aux lieux d'extraction des éclogites récoltées par G. Baudry et qui sont présentées ci-après

Les lentilles éclogitiques dans la commune de Plouvénez-Lochrist sont étirées selon une direction OSO-ENE, dans les formations gneissiques tout ensuivant la foliation de ces derniers, voire même, on peut les retrouver en enclaves dans le granite de Kerméan.
Elles jalonnent vaguement le contact orthogneiss de Plounévez et paragneiss de Lesneven.

Les lentilles les plus à l'ouest de Plouider et de Lesneven, sont quant à elles orientées ONO-ESE sans qu'il y ait de failles apparentes qui pourraient expliquer cette inclinaison de 30° entre les deux directions.

En 1989, ces roches éclogitiques ainsi que les diorites de Plounévez, ont été exploitées, pour leur extrême dureté, à des fins d'enrochement côtier. En particulier, l'exploitation de la lentille de Kerjean, la plus importante de la région, a requis pas moins d'une cinquantaine de camions.

8.3 Etude pétrologique

Parmi les métabasites éclogitiques du Léon, deux types majeurs sont distingués (Godard et Cabanis, 1985) :

- la première, de composition magnésienne est caractérisée par la présence de zoïsite et de disthène
- la seconde, de composition ferrifère, est caractérisée par la présence de quartz.

Les éclogites sont en général fortement rétromorphosées, l'omphacite matricielle étant parfois totalement remplacée par des symplectites à diopside-plagioclase.

8.3.1. Pétrographie et minéralogie

Jean-Louis Paquette, Pascal Balé, Michel Ballèvre, et Yvon Georget (1987) ont étudié deux éclogites du Léon, la première provenant du lieu-dit "Lescoat-Bihan", situé à 1 km à l'Est de Lesneven (celle-ci semble proche de notre échantillon n°1160 de Keroignant, Plounevez-Lochrist), et la seconde de "Kerscao" à Plounévez-Lochrist, d'où proviennent nos échantillons 1161 et 1162.

Première éclogite

La paragenèse primaire du premier échantillon comprend :

grenat + omphacite + amphibole + (épidote + quartz + rutile)

Le grenat, de petite taille (2 à 3 mm de diamètre), contient de nombreuses inclusions de quartz, de rutile, d'amphibole brune à fort pléochroïsme ("pargasite") et de pyroxène vert pâle à vert vif (omphacite).
Les inclusions de pyroxène sont localisées dans la partie externe du grain de grenat : de faibles dimensions (50 - 200 µm), elles sont parfois abondantes et ne présentent pas en général d'orientation préférentielle. Dans la matrice, en raison du caractère statique des déstabilisations rétromorphiques, la forme et les dimensions des grains d'omphacite et de quartz sont identifiables sans difficulté. Les phases matricielles primaires comprennent, outre l'omphacite et le quartz, l'épidote et une amphibole de grande taille (1-2 mm), poeciloblastique et de couleur verte pâle ("hornblende").

Les transformations rétromorphiques se traduisent essentiellement par :

(1) la croissance d'associations à amphibole + plagioclase + magnétite dans les fentes et au cœur du grenat,
(2) le développement de couronnes réactionnelles fibroradiées à amphibole + plagioclase autour du grenat,
(3) le remplacement de l'omphacite par des symplectites à pyroxène + plagioclase
(4) l'apparition d'une couronne de plagioclase autour de l'épidote.

Les principales phases ont été analysées à la microsonde électronique. Le grenat contient des teneurs négligeables en spessartine, andradite et uvarovite, et peut être considéré comme une solution solide des trois pôles almandin, pyrope et grossulaire.
La composition moyenne du grenat est proche de Alm 55 - Pyr 20 – Gro 25. Aucune zonation significative n'a pu être mise en évidence.

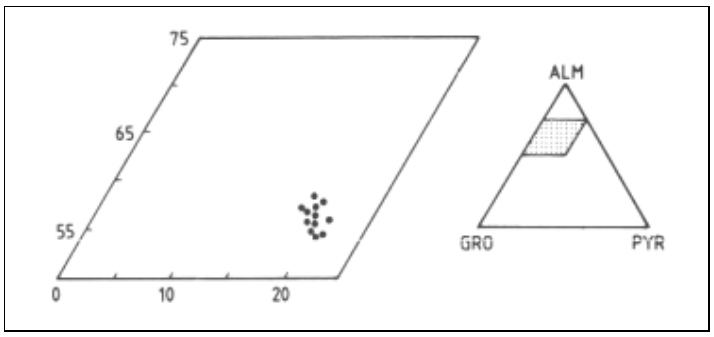


Figure 586 : Léon : Composition de grenats d'un échantillon d'éclogite de Lescoat-Bihan Almandin 55%, Grossulaire 25% Pyrope 20%

Le pyroxène primaire n'a pu être analysé qu'en inclusion dans le grenat. Il se situe, dans la classification d'Essene et Fyfe (1967), dans le champ des omphacites, à la limite du champ des augites sodiques (60-70% de diopside). Les teneurs en jadéite sont d'environ 20-25 %, et celles en acmite en varient entre 5 et 15 %.

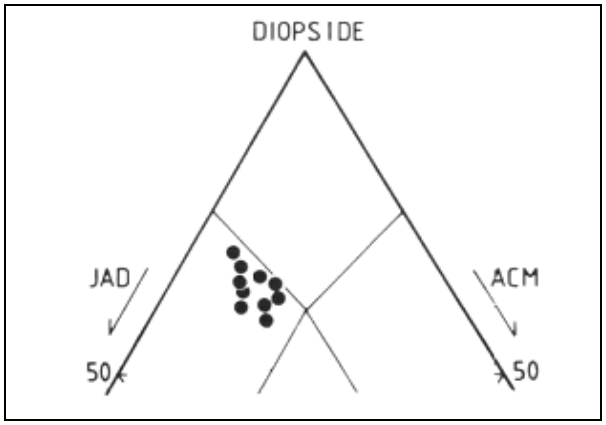


Figure 587 : Léon : Composition du pyroxene dans le diagramme diopside-jadéite-acmite diopside 60-70%, jadéite 20-25%, acmite 5-15%

L'amphibole en inclusion est caractérisée par une forte teneur en TiO_2 (2-3 %) et une faible quantité de Fe^{3+}: il s'agit, dans la classification de Leake (1978), de ferroanpargasites. Les grandes amphiboles matricielles, qui ont été probablement partiellement rééquilibrées lors de la rétromorphose, sont, par rapport aux précédentes, appauvries en TiO_2 (1,0-1,5 %) et enrichies en Fe^{3+}: dans la classification de Leake (1978), ce sont en général des hornblendes édénitiques.
L'épidote est relativement riche en Fe^{3+} (de 0,45 à 0,50 Fe^{3+} par formule unité sur la base de 12,5 oxygènes).

Composition des grenats éclogitiques de Plounévez-Lochrist

De son côté CHAURIS, sur les éclogites de Plouvénez-Lochrist a décelé une certaine zonation des grenats. Il a décomposé ces éclogites en trois catégories :

les éclogites à disthène,
les grenats sont limpides, on note quelques traces de rutile en inclusion. La zonation consiste en un enrichissement du grenat en pyrope au détriment du grossulaire, du cœur jusqu'à la surface. Cette évolution indique que le grenat s'est formé pendant la phase prograde du métamorphisme, lors de l'augmentation de pression.
La composition moyenne de la surface est : MgO : de 9 à 11 % - Fe_2O_3 : de 6 à 9 % - CaO de 11 à 14 %.

les éclogites sans disthène et sans (accessoirement) quartz :
le grenat est fortement zoné, le cœur est pauvre en Pyrope et riche en Grossulaire et Almandin, alors que la surface est quant à elle, riche en Pyrope.
La composition moyenne de la surface est : MgO : 9 % - Fe_2O_3 : 11 % - CaO 13 %.

<u>les éclogites à quartz amphibolisé</u> :
les grenats ont une moyenne composition moyenne: Almandin (de 8 à 17 % Fe_2O_3), Pyrope (de 5 à 8 % MgO) et Grossulaire (de 10 à 13 % CaO).

Pour résumer, les grenats du district de Plounevez-Lochrist répondent à la solution solide : Almandin 55%, Grossulaire 25%, Pyrope 20%.

8.3.2. Conditions P-T du métamorphisme éclogitique et histoire post-éclogitique

Métamorphisme d'éclogitisation

La relative homogénéité des compositions chimiques des phases primaires suggère une bonne équilibration de la paragenèse éclogitique, ce qui permet son utilisation à des fins géothermobarométriques. Les conditions P-T du métamorphisme éclogitique ont été estimées selon les méthodes suivantes :

La température a été déterminée par l'échange Fe Mg_{-1} (grenat) $\rightleftharpoons$ Fe Mg_{-1} (pyroxène)
(cf livre géothermobarométrie)

La pression a été calculée à partir de la teneur en jadéite du pyroxène (Kushiro,1969).
En présence de quartz mais en l'absence de plagioclase, les pressions calculées sont des pressions minimales. Les modèles de Holland(1983) et Gasparik (1985) ont été utilisés pour le calcul de l'équilibre :

albite $\rightleftharpoons$ omphacite (jadéite30) + quartz.

Ainsi, les conditions de l'éclogitisation ont été définies comme étant des pressions minimales de l'ordre de 13-14 kbar à des températures de 650-700 °C.

Rétromorphisation

Si les conditions de l'éclogitisation ont pu être déterminées avec une très bonne précision, en revanche, la dominance des équilibres locaux lors de la rétromorphose rend délicate l'estimation précise des conditions P-T durant cette phase de transformation (Ballèvre et Balé).
Néanmoins, celle-ci est avant tout caractérisée par une décompression, comme le montre l'apparition des symplectites à diopside (jadéite 5-10 %) + plagioclase (anorthite 15-20 %) suivant la réaction :

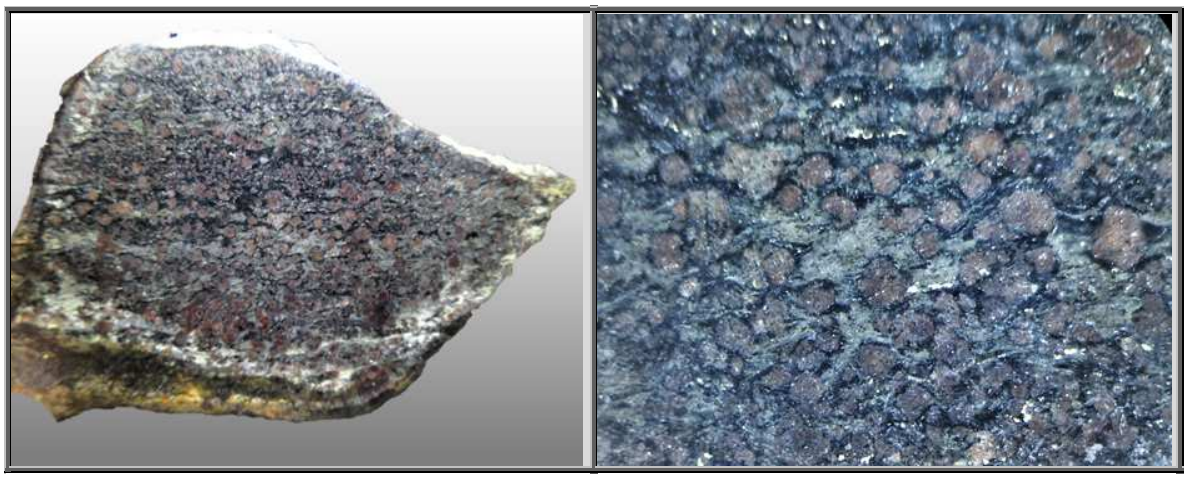
omphacite + quartz $\rightleftharpoons$ diopside + plagioclase.

La transformation de l'omphacite en symplectite à diopside - plagioclase est classiquement observée lors de la rétromorphose des éclogites dans les conditions du faciès amphibolite (Lacroix, 1891 ; Brière,1920 ; Eskola, amphibolite 1921).

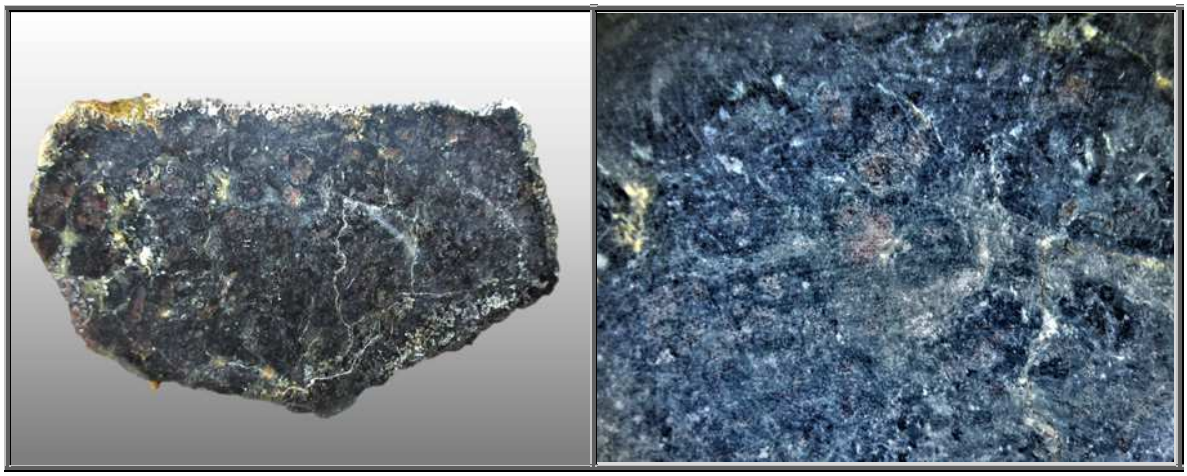
La rétromorphose des éclogites est probablement contemporaine des associations observées dans l'encaissant métapélitique (quartz + plagioclase + muscovite + biotite + grenat + sillimanite). Ces dernières ont cristallisé à des températures supérieures à celles de la disparition de la staurotide suivant une réaction telle que :

staurotide + muscovite + quartz $\rightleftharpoons$ grenat + biotite + silicate d'alumine + H_2O

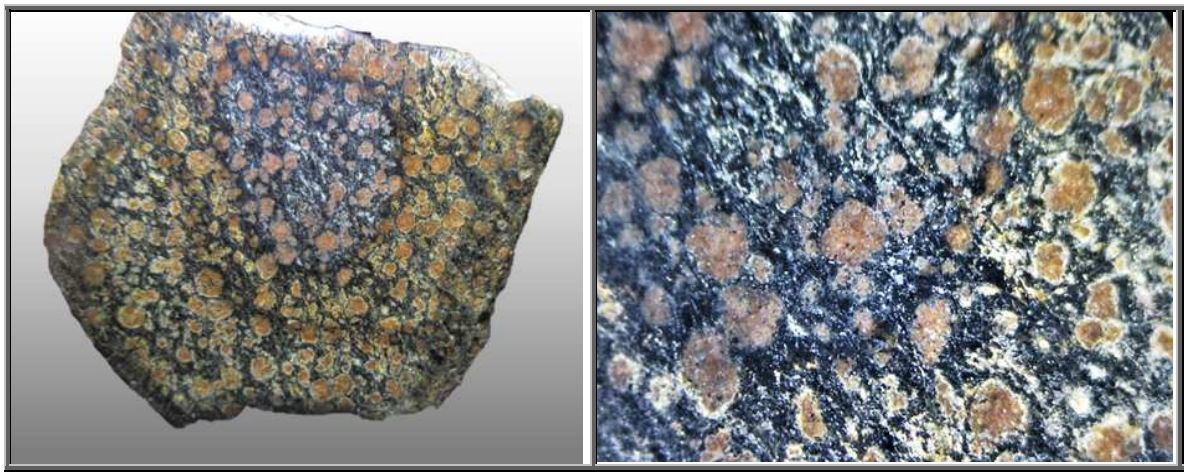
A ces températures, l'activité de H_2O dans les métapélites devait être élevée, en raison du développement local de la fusion partielle.
La présence dans les paragneiss de nodules silico-alumineux où le disthène est en grande partie remplacé par de la sillimanite fibrolitique lors de la rétromorphose, montre que le chemin P-T de cette rétromorphose, peut en première approximation, être assimilée à une décompression isotherme.



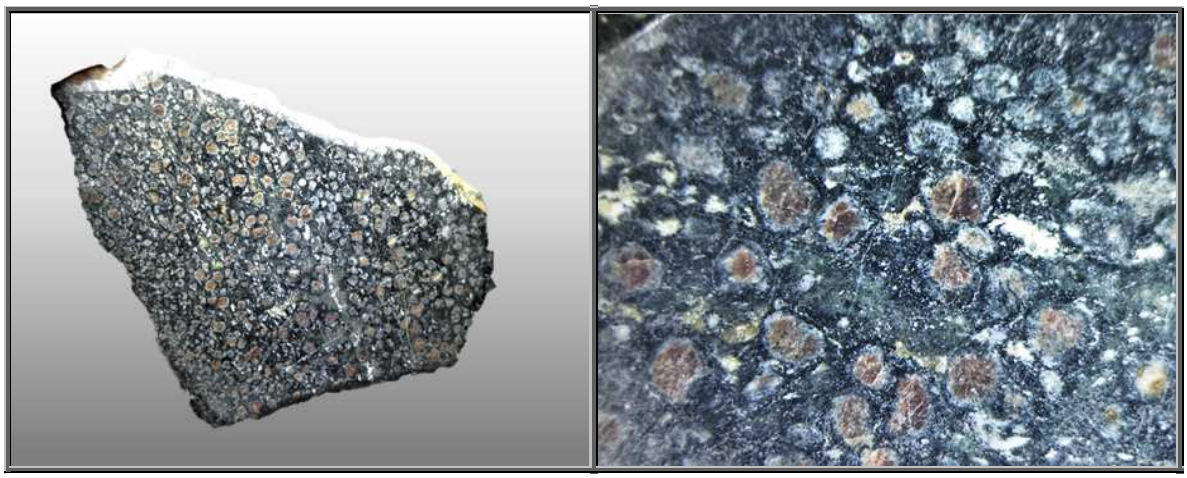
Keroignant, Plounevez-Lochrist, 100 mm, n°1160



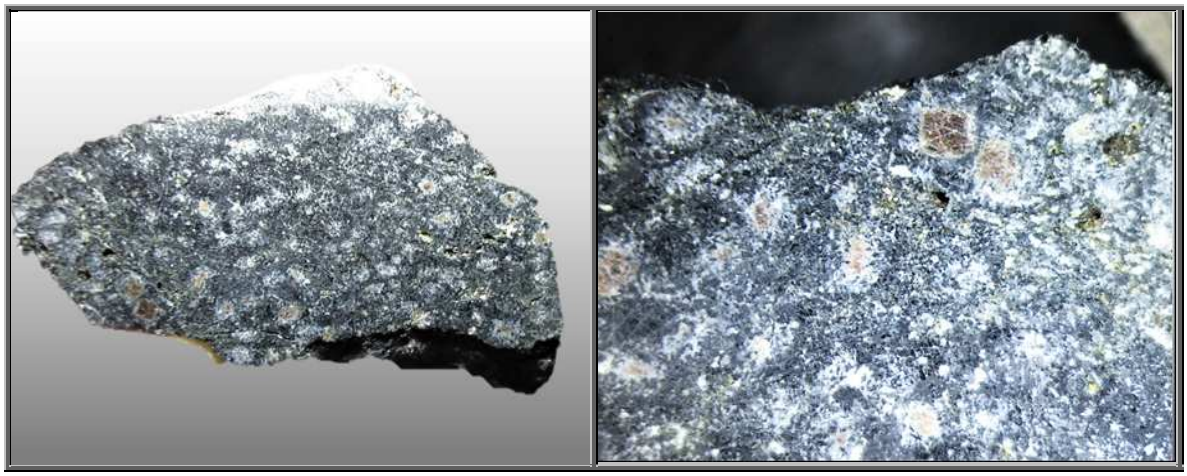
Kerscao, Plounevez-Lochrist, 100 mm, n°1161



Kerscao, Plounevez-Lochrist, 60 mm, n°1162



sud de castell fur - kerbalanan, Plounevez-Lochrist, 110 mm, n°1163



sud de castell fur - kerbalanan, Plounevez-Lochrist, 40 mm, n°1164

Figure 588 : Léon : Eclogite : Echantillons

8.4 Description

Echantillon 1160 :
Eclogite à quartz
Cet échantillon est semblable aux éclogites telles que l'on se les représente généralement, avec grenats et couronne de kélyphite dans une matrice d'omphacite.
Les grenats mesurent de 1 à 2 mm. Ils ne sont que légèrement kéliphitisés.
L'omphacite (jadéite) est très présente. Sa symplectisation n'est pas significative.

Echantillon 1161 :
Les grenats sont petits, 1 mm max mais semblent pourtant bien marqués, aux arêtes nettes.
La symplectisation est complète, toute l'omphacite semble être rétromorphosée en diopside très sombre.

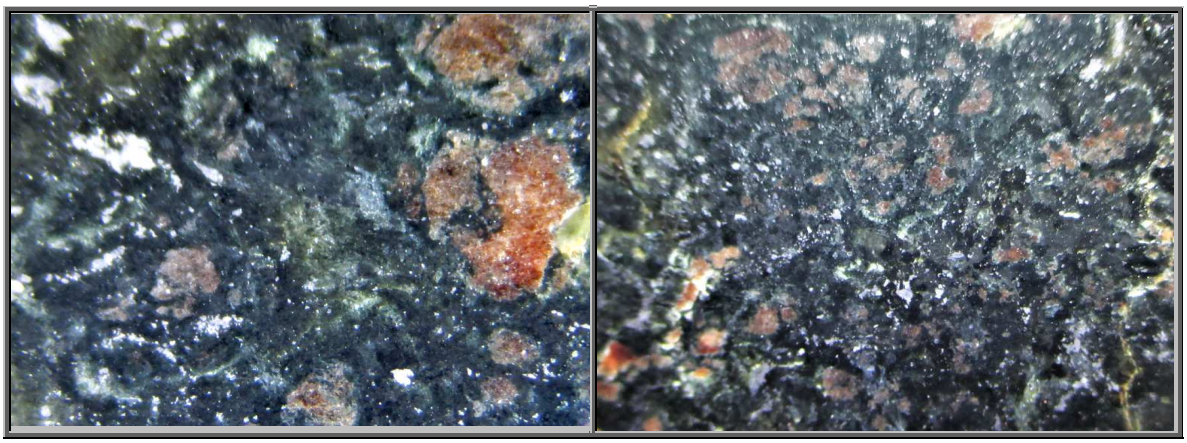


Figure 589 : Léon : Eclogite : Structure de l'échantillon 1161

Echantillon 1162 :

Les grenats mesurent de 1 à 2 mm.
La jadéite a été totalement rétromorphosée en diopside très sombre.
Deux symplectisations différentes ont très clairement rétromorphosé l'éclogite :

- La première symplectisation avec peu de formation de plagioclases. Ceux-ci sont situés principalement dans la matrice.
- La deuxième symplectisation, plus intense a formé beaucoup de plagioclases en périphérie des grenats dont les surfaces sont peu nettes.

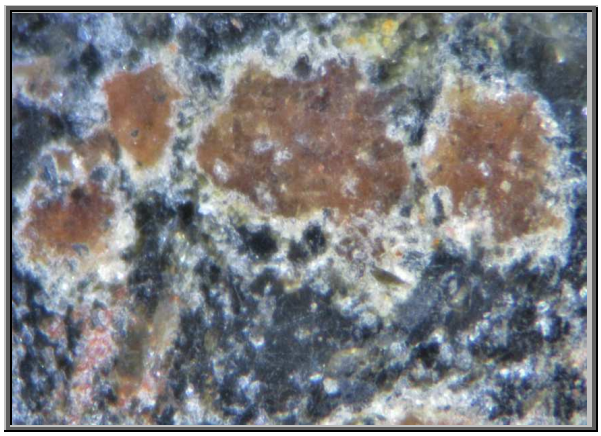


Figure 590 : Léon : Eclogite : Structure de l'échantillon 1162

Echantillon 1163 :

Deux symplectisations différentes ont marqué très clairement l'échantillon :

- La première symplectisation avec peu de formation de plagioclases, situés principalement dans la matrice.
- La deuxième symplectisation est plus intense et les plagioclases sont concentrés en périphérie des grenats.

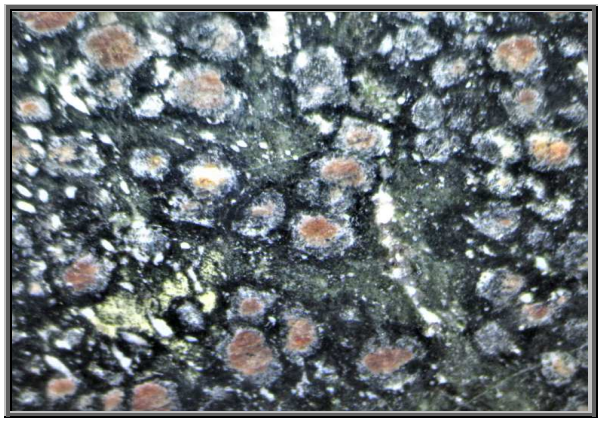


Figure 591 : Léon : Eclogite : Structure de l'échantillon 1163

Echantillon 1164 :
Les grenats ont quasiment disparus au profit de taches peu nettes, blanchatres parsemées de cristaux noirs (biotite ou pyroxène).

8.5 Autres grenats de la région

Lors de la prospection sur Keroignant et les rives de l'Ar Rest, on a trouvé du grenat dans des blocs de pegmatites, dont certains affleurent au bord de la route, au sud du lieu dit.
Les grenats avoisinent les 5 millimètres de diamètre et sont de faciès icositétraédrique et d'une belle couleur rouge.
Il a également été trouvé des blocs graniteux avec de petites baguettes de schorl et de micro grenats icositétraédriques translucides, de couleur rose-rougeâtre. Ce granite est probablement lié à la carrière abandonnée de Pont ar Rest, sortie Est du Village de Plounévez-Lochrist, où cette roche plutonique à muscovite et tourmaline est encaissée dans des gneiss œillés et parcourue par un filonnet de quartz à tourmalines et sulfures.
Il a également été échantillonné des blocs composés presqu'uniquement de fines plaquettes de muscovite, avec de micro-grenats translucides, rouges à l'intérieur.
Pour finir il a été ramassé un galet de quartz blanc-jauni, avec, en inclusions, une multitude de grenats allant jusqu'à 3 millimètres, opaque gris noir, voir pour certains une translucidité brun-rougeâtre en périphérie.

9. LE PROJET ARMOR (Géofrance 3D -CNRS/BRGM)

Décidé dès l'année d'ouverture du Programme Géofrance 3D en 1995, le Projet ARMOR s'est déroulé en deux phases, la première dédiée au domaine Cadomien de Bretagne Nord (ARMOR 1; 1995-1998), et la deuxième au Domaines Hercyniens de Bretagne Centrale et Sud (ARMOR 2; Depuis 1999).
Les travaux placés sous la co-responsabilité de Jean-Pierre Brun (Géosciences Rennes) et Pol Guennoc (BRGM Orléans) ont été réalisés par une trentaine de chercheurs du BRGM, et de laboratoires Université-CNRS (Rennes, Nantes, Brest, Strasbourg, Paris ENS et IPGP, Nice). L'objectif était double: (1) sur un plan méthodologique, développer des techniques et méthodes d'analyse de la structure 3D de la croûte continentale, et (2) sur un plan géologique, de produire une synthèse 3D de la structure crustale du Massif Armoricain, Cadomienne d'abord et Hercynienne ensuite, à partir des données géologiques et géophysiques existantes et d'acquisitions nouvelles.

ARMOR 2: LA COLLISION HERCYNIENNE
Chercheurs: M. Ballèvre, J-P Brun, R. Capdevila, S. Fourcade, D.Gapais, J-J Peucat, G. Ruffet, J. De Poulpiquet, F. Moreau
Doctorants: C. Gumiaux et F. Le Hebel, (Rennes), V. Bosse (Nice; Co-encadrement Rennes)

En Bretagne Sud, les études pétrologiques et géochronologiques récentes, éclogites et schistes bleus (Champtoceaux: *Bosse et al 2000*; Groix: *Bosse et Ballèvre 2002*) et porphyroïdes de Belle-Ile, Estuaire de Vilaine et Vendée (*Le Hebel et al 2002*) permettent d'établir un age de 370-360 Ma pour le métamorphisme de haute pression en Bretagne Sud et de 350 Ma pour la fin de leur exhumation.

L'acquisition et l'analyse d'un profil de sismique verticale NS (*Bitri et al RST 2002*) montrent que :

1) le complexe de Champtoceaux est chevauché vers le Nord pendant le fonctionnement du cisaillement Sud Armoricain
2) un décrochement majeur dit de Nort-sur-Erdre, caché par ce chevauchement, sépare le complexe de Champtoceaux de la Bretagne Centrale.

10. CONCLUSION

La synthèse des données structurales et cinématiques et Bretagne sud (Gapais et al RST 2002) aboutit à la mise en évidence de trois événements tectoniques majeurs :

1) un épisode précoce de chevauchement à vergence sud dominante associé au métamorphisme de haute pression entre 370 et 360 Ma,
2) un épisode d'exhumation des roches de haute pression en régime de chevauchement à vergence W dominante aux alentours de 350 Ma
3) un épisode tardif d'extension E-W en régime de convergence, synchrone du cisaillement Sud-Armoricain, entre 320 et 300 Ma.

L'imagerie de la lithosphère par sismologie passive (*Judenherc et al 2003*) montre, entre 90 et 180 Km sous la Bretagne Centrale, l'existence d'une anomalie positive de vitesse des ondes P, d'orientation NW-SE et s'interrompant au niveau de la faille de Nort-sur-Erdre. La restauration géométrique de leur distorsion et sectionnement par le décrochement Sud Armoricain (*Gumiaux et al RST 2002*) met en évidence un panneau de lithosphère plongeant vers le NE, interprétable comme un témoin profond de la zone de subduction-collision de la Chaîne Hercynienne.

A l'échelle Bretagne-Limousin, une restauration des déplacements sur les plus grandes failles décrochantes (Nort-sur-Erdre, Léon, et Cisaillement Sud Armoricain) permet (*Brun et al RST 2002*) de modéliser la géométrie initiale du domaine de métamorphisme de haute pression selon une bande orientée NW-SE. Cette même restauration appliquée, aux anomalies tomographiques profondes, abouti également, à l'échelle régionale à une bande d'orientation NW-SE. La mise en relation de ces reconstructions, géologiques et géophysiques, suggère l'existence d'une zone de subduction-collision avec un pendage d'environ 20° vers le NE.

Remarque:
L'ensemble de ces données nouvelles nous conduit à reconsidérer complètement nos conceptions antérieures géométriques et cinématiques de la collision Hercynienne.
Il est important de noter que l'acquisition de données sismiques et de sismologie passive y a joué un rôle déterminant.
En d'autres termes, l'imagerie géophysique, de la croûte et du manteau lithosphèrique, est devenu aujourd'hui un outil indispensable de la géologie et le moyen d'accéder à une approche géologique de la dynamique de la lithosphère .

11. ECLOGITES MADE IN France

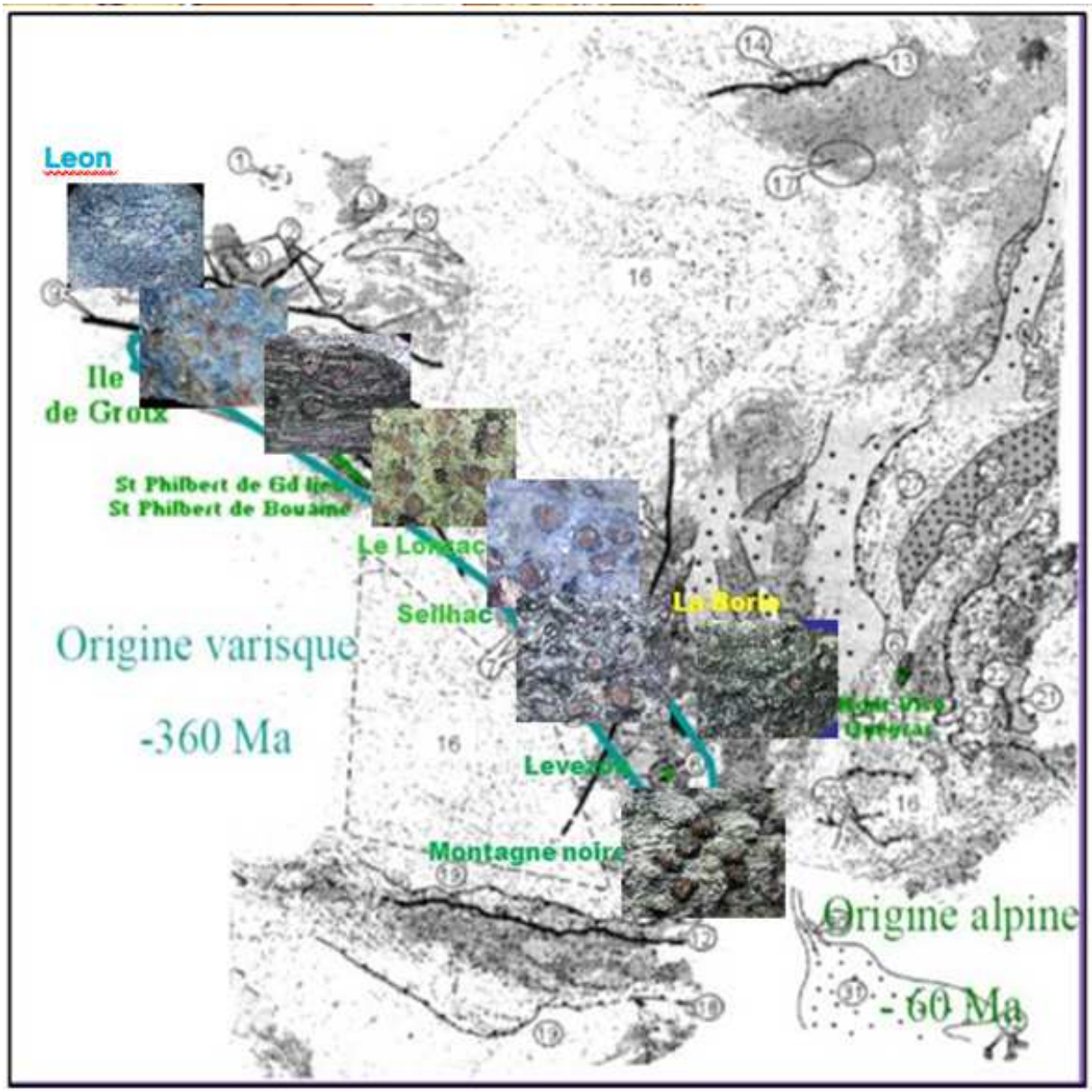


Figure 592 : Pièces perso d'éclogites françaises

Figure 593 : Echantillon d'éclogite du Mont Viso,
surface polie scannée : cristaux de grenat (rouge), de jadéite (vert) et de glaucophane (bleu nuit)

Figure 594 : Grenats dans amphibolite, Montagne noire, près de Salvetat, 180 mm
(merci à G. Baudry)

Livre 12 - Les grenats des Pyrénées Orientales

1. INTRODUCTION

Les pyrénées orientales ont été le siège de toute une industrie de joaillerie autour de Perpignan (cf livre joaillerie). Cette industrie utilisait comme matière première les grenats que l'on récoltait sur place.
De nos jours, il est difficile de trouver encore des grenats gemmes si ce n'est par orpaillage ou tamisage du fleuve Agly.
En revanche, il est toujours fréquent de rencontrer des almandins dans l'ouest du département des Pyrénées Orientales.

1.1 Les Pyrénées Orientales

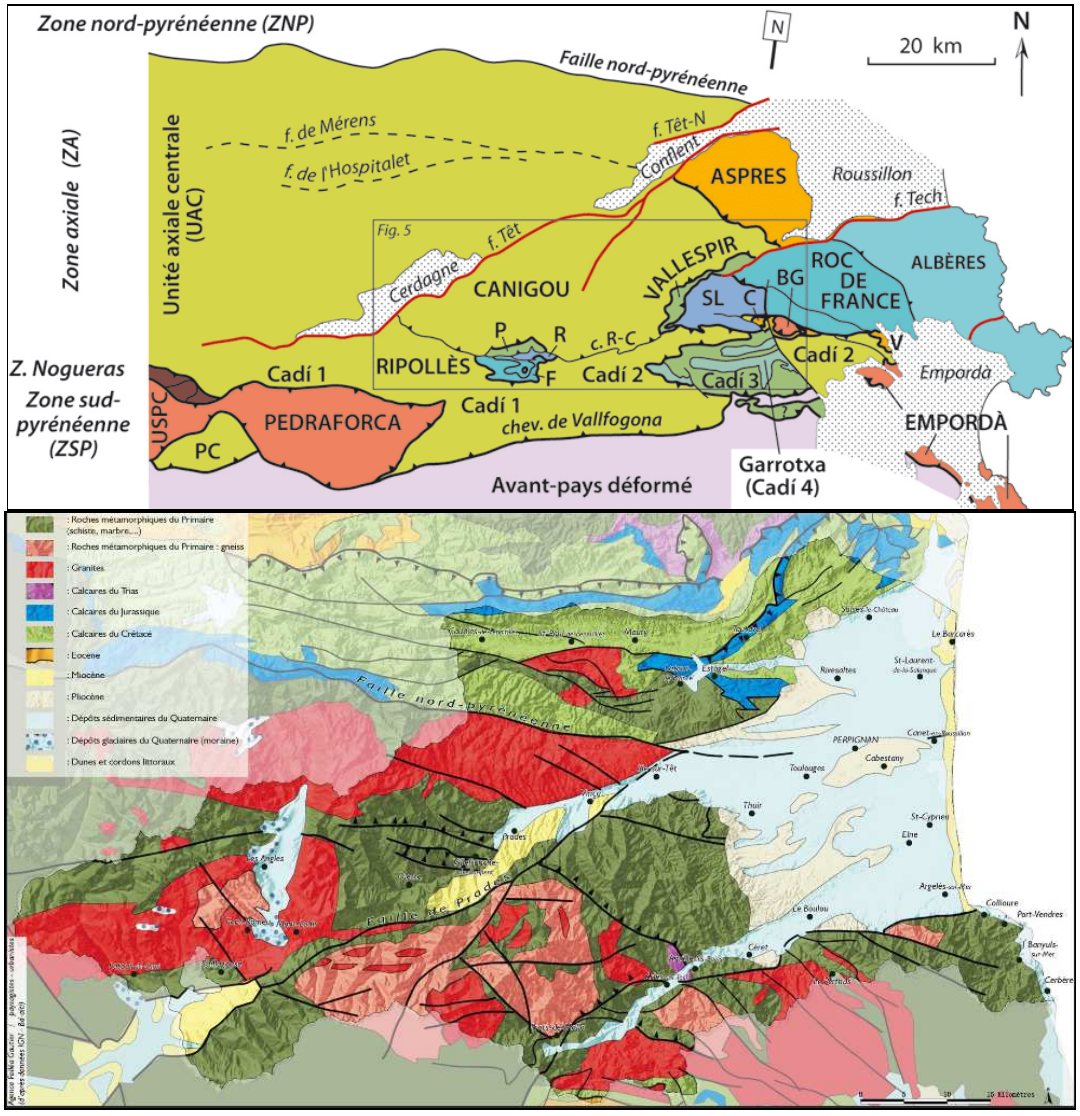


Figure 595 : PO66 : Pyrénées orientales : Présentation des différents massifs Bernard LAUMONIER (2015)
Nature des roches, failles, chevauchements et relief

Le socle hercynien présente cinq chevauchements à vergence S en séquence, soit du N vers le S et du haut vers le bas, trois chevauchements majeurs (chevauchement des Aspres, connu de longue date, chevauchements du Canigou et du Vallespir, mis en évidence plus récemment) et deux mineurs (chevauchements des Albères et du Roc de France). Ces contacts définissent six unités structurales, une unité supérieure (Aspres), deux unités intermédiaires (Canigou, Vallespir) et trois unités inférieures (Albères, Roc de France, St-Laurent-de-Cerdans).

1.2 Présentation de l'institut du grenat à Perpignan

On peut reprendre l'article de Maurice Courtet, de l'institut du grenat de Perpignan, présenté dans le livre joaillerie comme base de gîtologie.

2. GRENATS DU VALLESPIR – COSTABONNE

Cf livre sur les skarns.

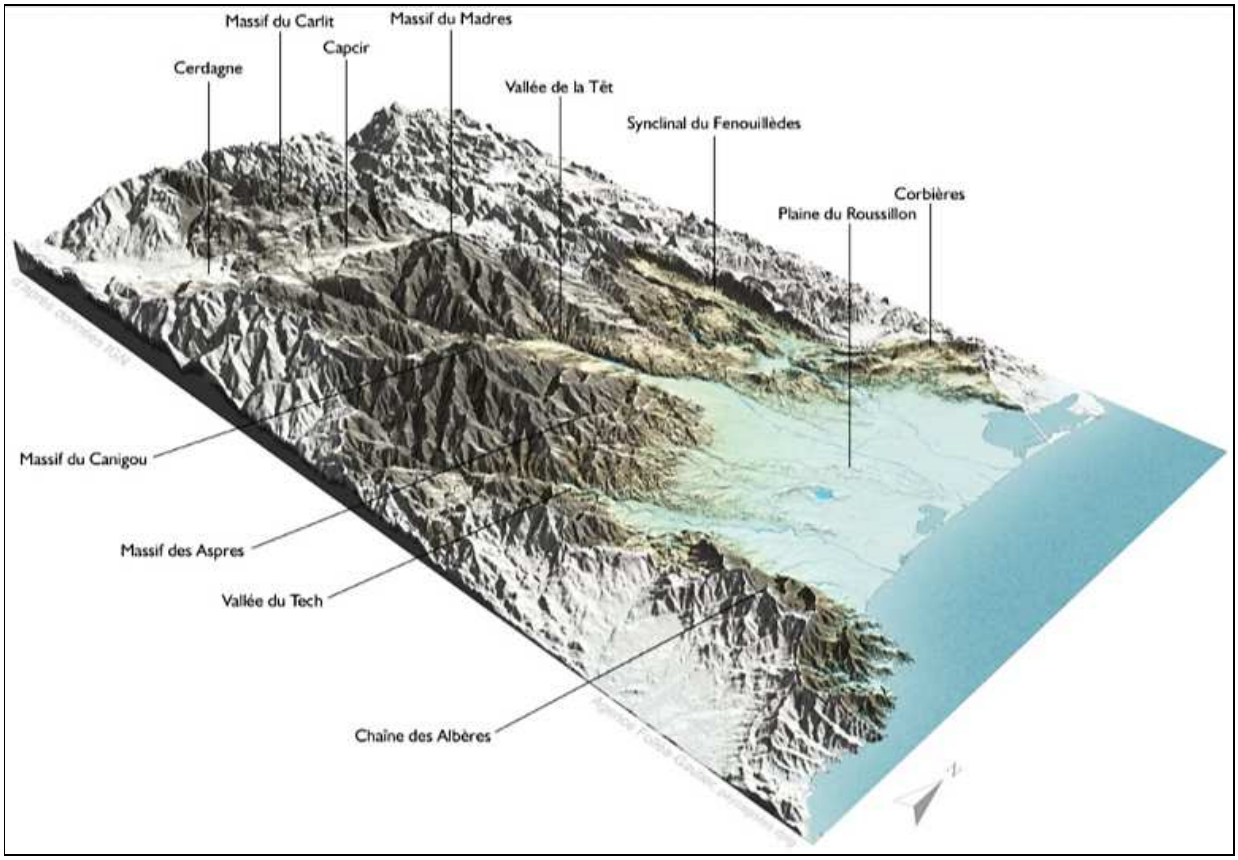


Figure 596 : Pyrénées : Relief 3D

3. GRENATS DU MASSIF DE L'AGLY

Situé entre les vallées de La Têt au Sud et de L'Agly au Nord, le massif de l'Agly est un massif hercynien situé à l'Est des Pyrénées.
Il est constitué d'un dôme migmatitique enveloppé par des métapélites d'âge probablement paléozoïque inférieur. Les métapélites présentent un degré de métamorphisme croissant vers le dôme. Les isogrades sont disposés de façon concentrique autour du dôme, avec fusion partielle dans le champ de stabilité de la sillimanite.

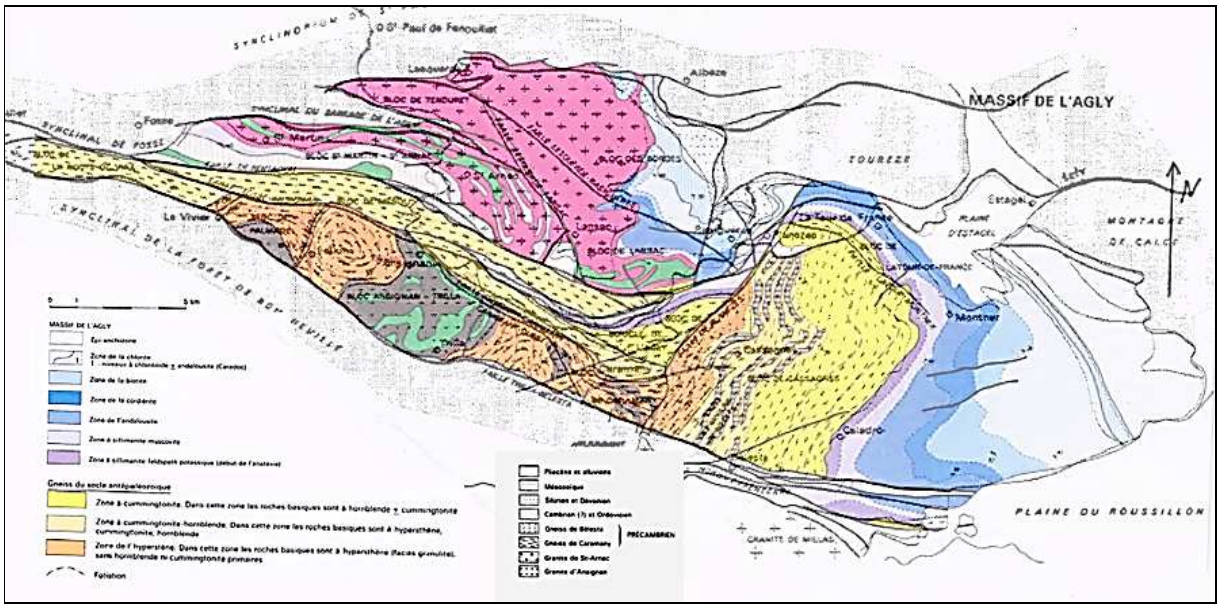


Figure 597 : PO66 : Agly : Carte géologique et structurale du massif de l'Agly
(Synthèse des Pyrénées, BRGM-ITGE, 1996)

3.1 Etude du métamorphisme des séries pélitiques du massif d'Agly

3.1.1. Zonation métamorphique

Les disparitions et apparition de minéraux sont dues à la recombinaison des constituants chimiques entre eux. En effet, selon les conditions de pression et de température, les assemblages minéralogiques changent et de nouveaux minéraux se forment au détriment d'autres.
Ainsi lorsque la température augmente, on peut définir un degré de métamorphisme croissant d'est en ouest dans le massif de l'Agly, avec les minéraux correspondants.

a → b : Muscovite + Chlorite ↔ Muscovite + Biotite
b → c : Chlorite + Muscovite + Biotite ↔ Chlorite + Muscovite + Biotite + Cordiérite
c → d : Muscovite + Chlorite ↔ Biotite + Cordiérite + Andalousite
d → e : Andalousite ↔ Sillimanite
e → f : Muscovite ↔ Sillimanite + K-feldspath
f → g : Biotite + Sillimanite ↔ Cordiérite + Grenat + K-feldspath

Sur la coupe structurale du massif de l'Agly, ont été indiqués les isogrades des différents minéraux répertoriés (Julien Bertholon, jan 2001).
On notera que seuls les feldspaths potassiques ne sont pas des minéraux index mais que leur apparition est importante : c'est pour cela que leur isograde d'apparition a également été précisé.

Dans le massif de l'Agly, la surface des isogrades est parallèle à la schistosité. Les textures sédimentaires ne sont reconnaissables que dans la zone à chlorite. Présence, au sein des différentes zones, de niveaux centimétriques de quartzites à silicates calciques (plagioclase calcique, amphibole, chlorite et épidote secondaire, avec parfois, des pyroxènes et des grenats).

3.1.2. Les micaschistes des zones e et f

Entre les zones e et f, on peut observer la disparition de la muscovite et l'apparition de feldspaths potassiques. De plus, l'andalousite à tendance à disparaître : elle disparaîtra totalement dans la zone h. Les grenats ont un taux qui diminue bien qu'on soit certain de le trouver dans cette zone (contrairement à la zone d).

La cordiérite apparaît avant l'andalousite.
Dans les métapélites, on note l'absence de grenat, de la staurotide et du disthène ; c'est à dire que les réactions progrades suivantes, classiquement rencontrées dans les gradients MT-MP (type Barrowien ou Dalradien), n'ont pas lieu :

chlorite + quartz ↔ grenat

puis

grenat + muscovite ↔ staurotide + biotite

et

staurotide + muscovite ↔ disthène + biotite

Dans ce type de métamorphisme, le disthène se transforme ensuite en sillimanite

Le gradient P/T est caractérisé par la transition prograde andalousite → sillimanite.
C'est un gradient de basse pression et haute température (type Abukuma), proche du métamorphisme de contact. On le rencontre en Europe dans la chaîne hercynienne, au cours des derniers stades de l'orogenèse (vers - 300 Ma), mais aussi dans la zone nord-pyrénéenne au crétacé supérieur (- 100 Ma).

Interprétation
L'évolution métamorphique de l'Agly est liée à l'évolution tardive de la chaîne hercynienne. Après la collision, l'effondrement de la chaîne aboutit à un amincissement de la lithosphère et à une accumulation de magmas mantelliques à la base de la croûte continentale ("underplating"). Ces magmas basiques libèrent une grande quantité de chaleur, accentuant la migmatitisation dans la croûte inférieure. Le transfert de chaleur à travers la croûte supérieure se fait par les dômes migmatitiques et les granitoïdes. Les résidus de la fusion partielle correspondent aux intrusions mafiques et aux granulites (on connaît des granulites dans la zone d'Ivrée et dans le Massif Central sous forme d'enclaves dans les roches volcaniques).

3.1.3. Composition de la roche initiale (protolithe)

Un certain nombre d'échantillons de micaschistes ont été prélevés et analysés.
La comparaison de ces analyses avec les compositions moyennes de grès, de calcaire et d'argile, montre que les micaschistes de l'Agly se rapprochent davantage des argiles.
Le protolithe de ces roches métamorphiques est donc de l'argile et ces roches sont alors des métapélitiques.

3.2 Grenats du fleuve Agly

Cf http://troulala.canalblog.com/ et http://www.orpaillage.fr/sorties/agly.html

A Perpignan, les grenats faisaient l'objet d'une activité de bijouterie-joaillerie dynamique dont une partie de la production était même exportée vers l'Algérie et l'Espagne, la place de Barcelone était alors un client important des bijoutiers perpignanais.
En 1920, une soixantaine d'ouvriers montaient encore le grenat; en 1960, plus que 7. Aujourd'hui un seul qui tient boutique à Prades.
Il est peu fait état de l'exploitation des grenats dans les documents d'archives . Celle-ci s'est exercée, semble-t-il, pour l'essentiel de façon aléatoire dans des petits gisements qui ont produit ponctuellement.

Par ailleurs, ce type d'activité ne nécessitait pas de déclaration auprès de l'administration. La loi sur les mines et les carrières du 21 avril 1810 précise : *« L'exploitation des carrières à ciel ouvert a lieu sans permission, sous la simple surveillance de la police »*. Ainsi, une carrière destinée à l'extraction de ladite pierre aurait été active aux alentours de 1750 à proximité de Caladroi, petit village du Fenouillèdes situé sur la commune de Bélesta.

L'Agly est le troisième fleuve du département les Pyrénées-Orientales. Il prend naissance dans les Corbières audoises calcaires, avant d'en sortir par les gorges de Galamus. Il creuse ensuite sont lit en parcourant une

bonne partie du massif hercynien des Fenouillèdes puis traverse le nord de la plaine du Roussillon avant de rejoindre la mer Méditerranée, au Barcarès.

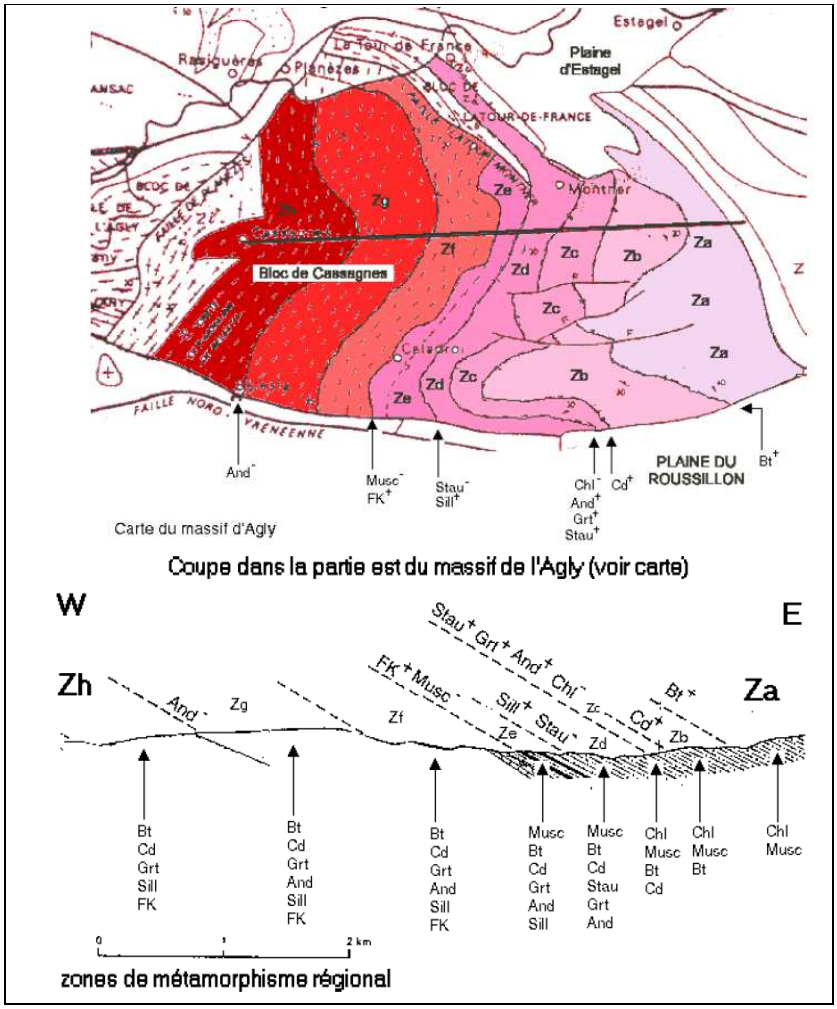


Figure 598 : PO66 : Agly : Carte et coupe du massif de l'Agly : isogrades dus au métamorphisme

DOC 5 Annexe composition des roches sédimentaires

Composition en oxydes	ARGILES	CALCAIRES	GRES
Si 02	61,II	5,I9	78
Ti 02	I,I3	0,06	0,2
Al2 03	I5,4	0,8I	4,7
Fe2 03	6,47	0,54	I,3
Mg 0	2,44	7,89	I,I
Ca 0	3,II	42,57	5,5
Na20	I,3	0,05	0,4
K2 0	3,24	0,33	I,3
CO2	2,63	4I,54	5,0
H20	5	0,77	I,6

DOC 4 Composition de quelques micaschistes

	I193B	I438++C	I118	I404B		I330A
SiO_2	57,40	60,40	61,75	57,00		57,00
TiO_2	1,02	0,83	0,86	1,05		1,13
Al_2O_3	19,93	18,89	18,35	19,89		20,78
Fe_2O_3	7,85	6,86	7,53	8,12		8,60
MnO	0,10	0,10	0,13	0,10		0,14
MgO	3,29	2,56	2,76	2,99		2,98
CaO	0,98	1,93	1,84	1,05		1,75
Na_2O	2,11	3,43	2,52	2,70		1,89
K_2O	3,53	2,58	2,57	3,07		3,53
P_2O_5	0,09	0,17	0,21	0,20		0,10
H_2O^+	3,34	2,59	2,33	1,66		1,53
H_2O-	0,32	0,14	0,10	0,51		0,23
Total	99,96	100,48	100,95	98,34		99,66

Table 33 : Agly : Comparaison de la composition des micaschistes avec celle de roches de référence

Un article paru dans « Terres catalanes » en 1998, cite les archives du B.R.G.M. de Montpellier, dans lesquelles une ancienne exploitation de grenats alluvionnaires est signalée dans la rivière Agly, à proximité d'Estagel. L'auteur assure d''ailleurs avoir récolté au sud d'Estagel, de petits grenats de forme arrobie, dans le lit de L'Agly en basse eaux....

De plus, un placer marin de grenats est connu sur le littoral du Barcarès, dans la zone pierreuse correspondant à l'ancien lit de l'Agly, dont le cours a été dévié à son embouchure par la crue de 1940.

Les zones traversées par le fleuve Agly avant d'arriver en plaine sont particulièrement riches en gisements de grenats et comportent de nombreuses minéralisations intéressantes, dues à des granites métamorphique et à des skarns. L'agly est même légèrement aurifère, notamment en aval de Latour de France.

Les alluvions, dans certains affluents ou bras asséchés, sont composés de gros galets bien roulés, de gneiss et de vieux granites parfois métamorphiques (dont la charnockite), ainsi que de schistes dont une variété noire est particulièrement abondante.

Les occurences d'or y sont peu fréquentes et de petite taille : quelquefois une paillette par batée atteignant rarement le millimètre, mais les sables lourds sont riches en débris millimétriques de grenats, accompagnés de sables noirs peu abondants, de pyrolusite, de magnétite et de quelques cristaux dodécaédriques et cubiques ferreux. La muscovite et la biotite, assez lourdes dans ces zones, sont très abondantes.

Les grenats récoltés sont essentiellement de couleur rouge, rouge sombre à rouge clair, mais on peut également en trouver de coukeur ambre.

Bon nombre de grenats récoltés sont fortement magnétiques.

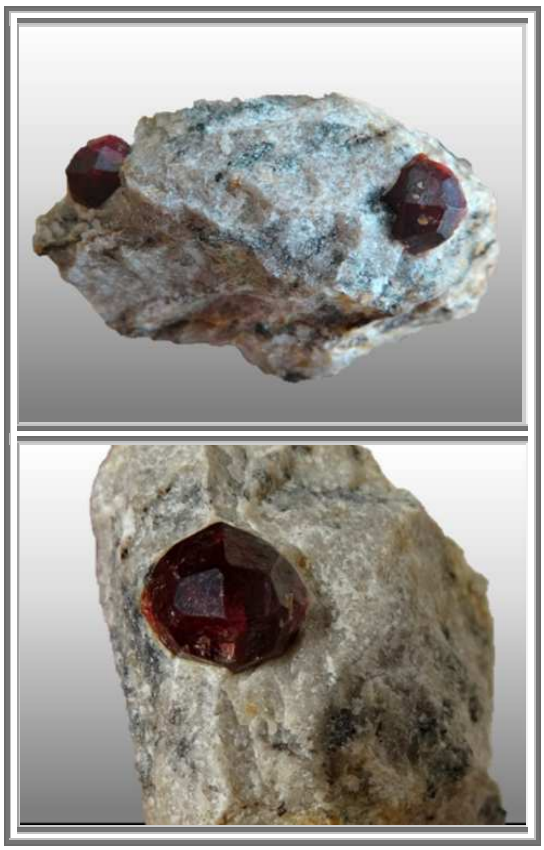


Figure 599 : Vallée de l'Agly : grenats translucides, Geoforum, Grenat66, decouverte 2019

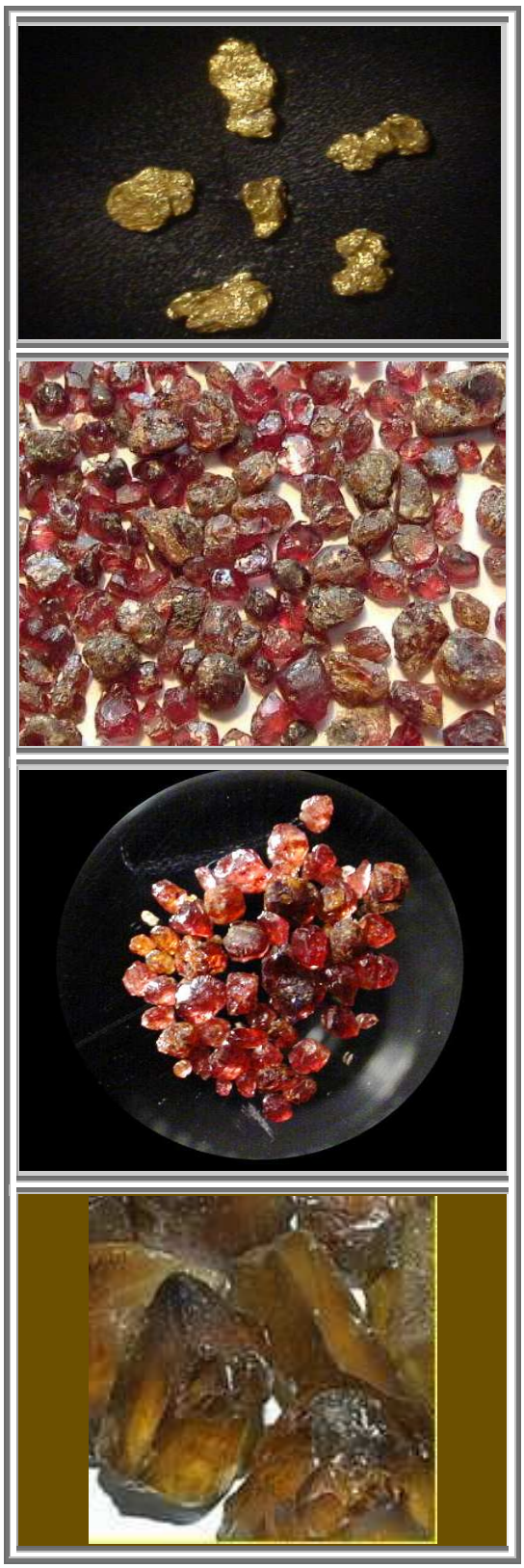


Figure 600 : PO66 : Agly : Grenats récoltés dans un placer (http://pujol.chez-alice.fr/guppyor)

Or
Fleuve Agly
Paillettes 1 mm
Collection : GuppY Orpaillage Loisir

Grenats
Fleuve Agly
Récoltés par Christian Moreno

Grenats
Fleuve Agly
Collection : GuppY Orpaillage Loisir

Grenats
Fleuve Agly
Collection : http://troulala.canalblog.com/

Figure 601 : PO66 : Agly : Almandins dans matrice

Almandin
Massif de l'Agly
Collection : Grenat66, Geoforum

Almandin
Massif de l'Agly
7,5 cm x 6,4 cm
Collection : Grenat66, Geoforum

Almandin
Massif de l'Agly
7,2 cm x 6,5 cm
Collection :

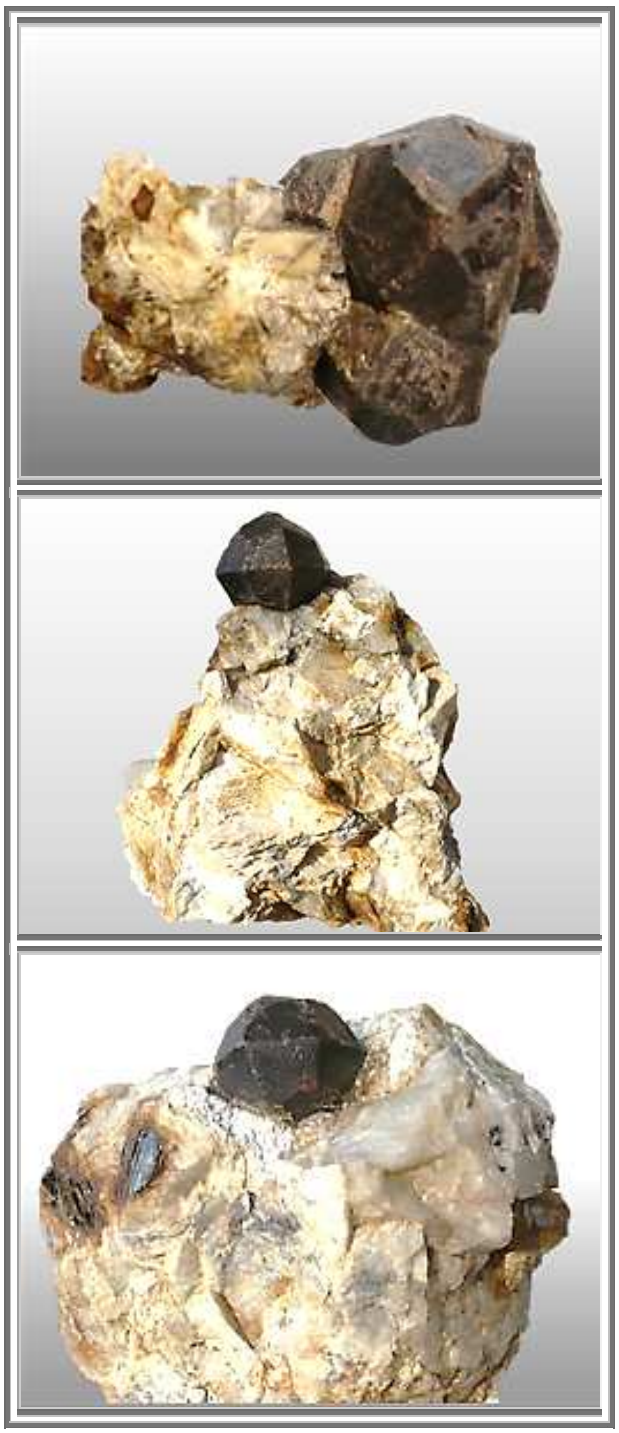


Figure 602 : PO66 : Agly : Almandins dans matrice

Almandin
Massif de l'Agly
4,3 cm x 2,8 cm
Collection : Grenat66, Geoforum

Almandin
Massif de l'Agly
8,0 cm x 5,2 cm
Collection : grenat66, geoforum

Almandin
Massif de l'Agly
6,8 x 6,0 cm
Collection : grenat66, geoforum

4. GRENATS DE LA CHARNOCKITE D'ANSIGNAN

Le granite charnockitique d'Ansignan est un laccolite de granite à hypersthène, d'une épaisseur de 800 m dont l'encaissant est un paragneiss du socle (Caramany) métamorphosé dans le faciès granulite de basse pression (hypersthène). La roche a une composition granodioritique avec trois faciès principaux :

- charnockite porphyroïde à hypersthène sans grenat.
- charnockite à grenat sur la bordure (leptynite à grenat).
- faciès noritique (épaisseur 300m), à Q+Clino et Orthopyroxènes + Bio + Fk.

Au toit et au mur on trouve un granite clair siliceux à biotite et grenat (almandin et pyrope).
L'âge de ce granite est hercynien (305 à 294 Ma, J.P. Respaud, J.R. Lancelot, 1983). Il présente une évolution polybarique complexe mettant en jeu :

- des magmas basiques très contaminés, à faciès noritique, responsables de la fusion crustale profonde.
- un magma de fusion crustale profonde, (pression supérieure à 5kb) donnant la charnockite à hypersthène seul.
- des magmas subautochtone résultant de la mise en place de la charnockite et des précédents basiques, pression voisine de 5kb ; leptynites à grenats.

Au moulin d'Ansignan, se présentent deux types de roches : la charnockite et le granite blanc à grenat. La charnockite est sombre riche en grenat avec parfois des plages d'hypersthène de plusieurs centimètres. Le granite à grenat forme des bancs métriques dans la charnockite, les grenats de teinte rose sont souvent centimétriques. Ces deux roches formant le toit du pluton résultent de la cristallisation de deux magmas qui ont coexisté sans se mélanger. Le magma charnockitique aurait produit par fusion sélective des gneiss encaissant un magma anatectique qui a donné le granite blanc à grenat. La base du pluton peut être observée à l'Est d'Ansignan vers Caramany.

Figure 603 : PO66 : Ansignan : Charnockite à grenats et cordiérite
Les grenats ont un coeur rose à rose orange, avec une forme allongée,
et une couche de kélyphite

Almandin
Dans leucogranite
Moulin d'Ansignan
110 mm x 100 mm
Collection : perso n°1137

Rhodolite avec kélyphite
Moulin d'Ansignan
Grenats 10 mm
Collection : perso n°1138
Le grenat de gauche a une forme de serpentin enroulé : Mystère ?
Présence d'une importante couronne symplectite

Rhodolite avec kélyphite
Moulin d'Ansignan
Grenat 12 mm
Collection : perso n°1139

5. GRENATS DU MASSIF DES ALBERES

Figure 604 : PO66 : Alberes : Les Albères vues depuis les vignes de Saint-Génis-des-Fontaines

Selon Maurice Courtet

Les environs de Collioure sont cités pour le grossulaire-spessartine présent dans les skarns, au lieu-dit « le Ravaner » (42° 31' 49''N, 3°3'29''E ou bien 42.53028N, 3.05806 E d'après Mindat avec vésuvianite et surtout mica et tourmaline). Il s'y est développé le plus fréquemment en cristaux de taille modeste, parfois transparents, mais on peut aussi le rencontrer en cristaux opaques de taille supérieure au cm. Ainsi, la collection de Robert Boher contient plusieurs échantillons sur lesquels on peu observer des cristallisations aux arêtes bien définies et de dimension dépassant largement le cm.

5.1 Topographie

Selon Wikipedia, le massif des Albères est délimité à l'ouest par le col du Perthus et la rivière de Rome, à l'est par la mer Méditerranée entre Argelès-sur-Mer en France et Port-Bou et Llançà en Espagne. Les Albères dominent la basse vallée du Tech et la plaine du Roussillon au nord et la plaine de l'Empordà au sud. Les montagnes de la rive droite du Tech, à l'ouest, ainsi que la Serra de Rodes et le massif du cap de Creus, au sud, sont parfois considérés comme faisant partie des Albères. Il culmine à 1 256 mètres d'altitude au pic du Néoulous.
L'arête sommitale des Albères permet de délimiter la frontière entre la France et l'Espagne. Ainsi, le massif fait géographiquement partie des Pyrénées. Administrativement, il se trouve sur le département des Pyrénées-Orientales en France, et dans la province de Gérone en Catalogne (Espagne).

5.2 Pétrographie

De souche géologique principalement siliceuse, ce massif produit des sols acides; d'où la présence de maquis et non de garrigues (présentes sur sols calcaires).

La roche principale est le schiste.

Figure 605 : PO66 : Albères : Almandins dans matrice

Almandin
Massif des Albères
7,0 cm x 5,7 cm
Collection : Grenat66, Geoforum

Almandin
Massif des Albères
7,3 cm x 6,5 cm
Collection : Grenat66, Geoforum

Almandin
Massif des Albères
3,9 cm x 4,6 cm
Collection :

Figure 606 : PO66 : Albères : Almandins dans matrice

Almandin
Massif des Albères
5,5 cm x 6,0 cm
Collection : grenat 66, geoforum

Almandin
Massif des Albères
7,4 cm x 4,0 cm
Collection : grenat 66, geoforum

Almandin
Massif des Albères
2 à 3 cm
Collection : Grenat 66, geoforum

Almandin
Massif des Albères
6,8 cm x 7,5 cm
Collection :

Figure 607 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats

Grossulaire
Collioure
6,5 cm x 3,8 cm
Collection :

Grossulaire sur vésuvianite
Environs de Collioure
Collection : Grenat66, Geoforum

Grossulaire et calcite
Pic Barbet
Collection :

Grossulaire
Pic Barbet
11,5 cm x 7,8 cm
Collection : grenat 66, geoforum

6. GRENATS DE CARAMANY

6.1 Almandins

6.1.1. Général

Le grenat est présent dans les gneiss de Caramany, comme en atteste la légende de la carte géologique des environs de Caramany (voir ci-dessous).
Muni d'un pic on peut se lancer à la chasse au trésor aux abords du Village. Généralement les grenats que l'on trouve ne sont guère plus gros qu'une tête d'épingle. Mais à force de casser de la pierre, il arrive qu'on en trouve de la taille d'un petit pois.

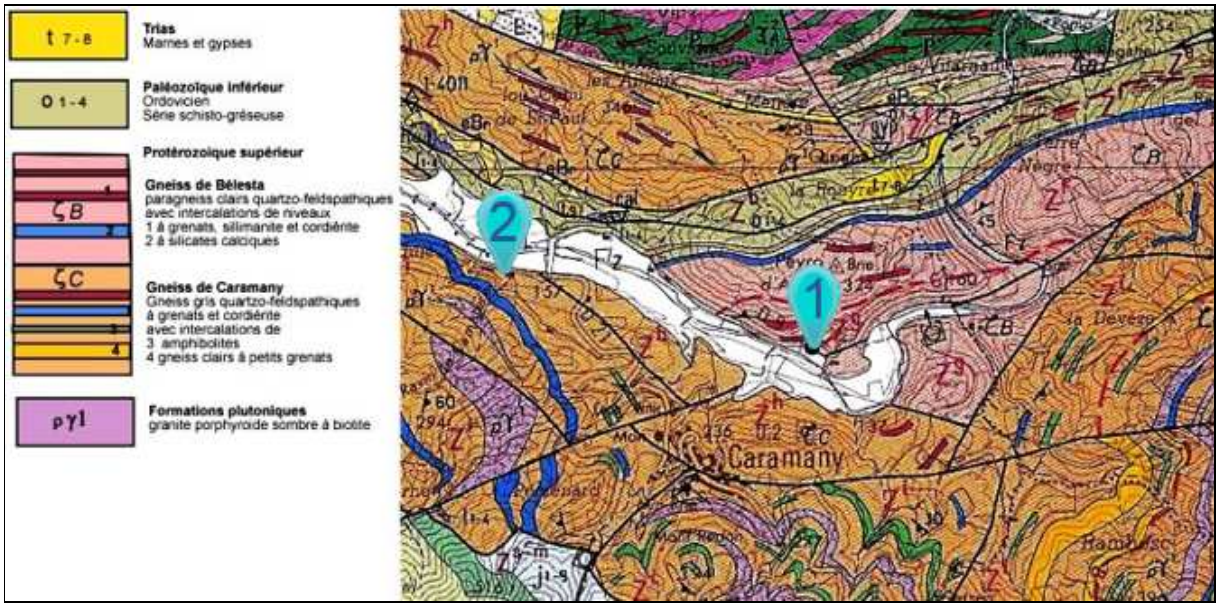


Figure 608 : PO66 : Carte géologique : Région de Caramany

6.1.2. Site 1

De Perpignan prendre la N116 jusqu'à Millas puis D612 jusqu'au col de la Bataille jusqu'à Bélesta puis la D21 vers Caramany et jusqu'au bord du lac. Après le pont prendre une piste vers l'est qui suit le lac. Poursuivre sur 1 Km jusqu'à des cassures fraiches, les gneiss affleurent sur le talus.
Il y a un grand parking avant le pont.

Figure 609 : PO66 : Caramany : Barrage de Caramany
Figure 610 : PO66 : Caramany : Pont sur Agly : gneiss à grenats (lithothèque)

6.1.3. Site 2 : ravin de Camarere

Ce second site situé plus en amont du barrage est bien décrit sur Mindat, avec pour coordonnées : N 42° 44' 37'', E 2° 33' 24'' ou bien (N 42.74361, E 2.55667).

Figure 611 : PO66 : Caramany : Ravin de Camarere

6.1.4. Pétrographie

Le granite de Millas est un granite à biotite, il présente 2 faciès, un faciès porphyroïde à mégacristaux de feldspath potassique et un faciès non porphyroïde. L'affleurement se situe dans le faciès porphyroïde : cristaux de feldspath de 4 à 6 cm.
Au niveau de l'aire de repos on peut observer la roche massive saine, la roche fracturée en voie d'altération qui s'effrite, et l'arène granitique, ces deux dernières constituant des roches détritiques.
Dans la roche saine, on distingue nettement trois minéraux : le quartz gris transparent, le feldspath avec des cristaux compris entre 4 et 6 cm et la biotite.
Ces gneiss à grenats appartiennent à la série des gneiss de Bélesta, socle de l'Agly.

Les gneiss du socle de l'Agly sont essentiellement des gneiss quartzo-feldspathiques à biotite, de plus en plus riches en grenat vers la base. Deux séries ont été distinguées : les gneiss de Caramany et les gneiss de Bélesta. Ces 2 séries sont interprétées comme des paragneiss, issues de deux séries de grauwackes de compositions différentes par leur teneur en FeO et MgO ayant subi un métamorphisme MP-MT lors d'une orogenèse supposée à la fin du protérozoïque. Des grenats alumineux de type almandin $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$, quelquefois centimétriques, s'y développent.

6.2 Andradites

Dans le passé, j'ai entendu parler d'un site sur Caramany, où l'on a trouvé des andradites très sombres aux cristaux pluri-millimétriques. Je pense qu'il s'agit en fait des andradites d'Ansignan. Mais sur Mindat, elles sont répertoriées comme étant dues à une intrusion de chamockite d'Ansignan sur le village de Felluns (coordonnées : 42° 45' 27'' N , 2° 28' 59'' E (ie 42.7575 N, 2.4833 E)).

Il s'agit d'un petit skarn affleurant dans un sentier qui donne accès au vignoble "le moulin" à Felluns. Jusqu'en 2013, cette occurrence, très limitée, a permis la récolte d'un certain nombre d'andradites.

Les grenats de Felluns ont la forme de rhombododécaèdres, leur couleur est un rouge très sombre, et leur éclat semi-métallique.

Les andradites sont souvent associées à de petits cristaux octaédriques de magnétite, ainsi qu'à de petites gerbes de cristaux gemme vert pomme (épidote ?)
On peut également y trouvers des blocs de scapolites cristallisés.

Depuis ces découvertes, une dalle a été coulée pour enselevir le site, et empêcher son accès.

Figure 612 : PO66 : Felluns : Site d'andradites dues à l'inclusion de la chamockite d'Ansignan (photo Mindat : Olivier Mével)

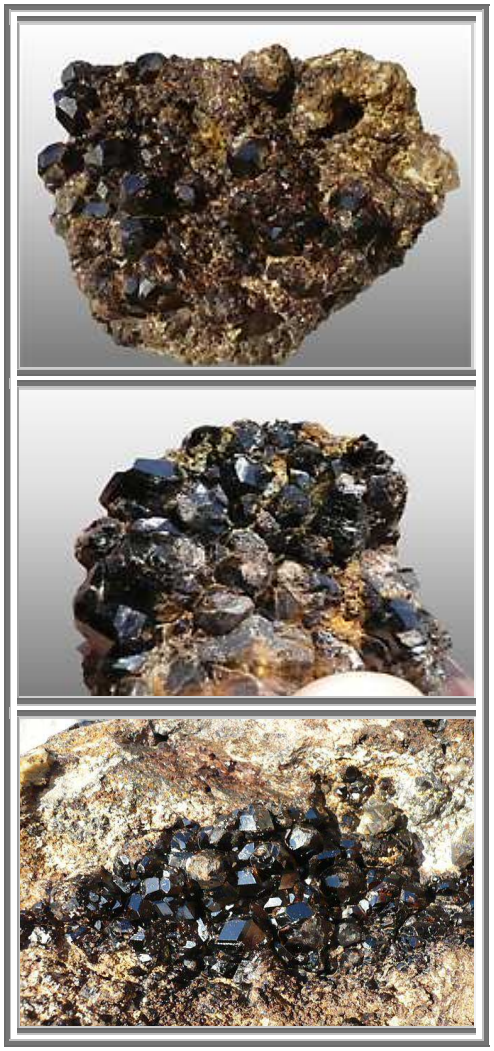


Figure 613 : PO66 : Caramany : Andradites dans matrice

Andradite
Caramany, Felluns
12,0 cm x 9,5 cm
Collection : grenat 66, geoforum

Andradite
Caramany, Felluns
7,0 cm x 5,2 cm
Collection : grenat 66, geoforum

Andradite
Caramany, Felluns
16,0 cm x 11,5 cm
Collection : grenat 66, geoforum

Figure 614 : PO66 : Caramany : Andradites dans matrice

Andradite et Epidote ?
Caramany, Felluns
vue 10 mm
Collection : perso, N° 1228

Andradite
Caramany, Felluns
12,0 cm x 10,0 cm
Collection : perso, N° 961

Andradite et scapolite
Caramany, Felluns
12,0 x 6,5 cm
Collection : perso, N° 962

Andradite et octaédre de magnétite
Caramany, Felluns
Cristal 5 mm
Collection : perso, N° 959

7. GRENATS DU CANIGOU

7.1 Selon Maurice Courtet

Des grossulaires y sont signalés, le plus fréquemment en petits cristaux, mais aussi parfois de dimension dépassant le cm, de couleur rouge et bien formés. La collection Guitard, offerte au musée de Tautavel au début des années 1990, comprend plusieurs exemplaires remarquables de grenats des Pyrénées-Orientales et notamment du Canigou.

Cette collection, dont un catalogue est disponible depuis la fin du mois d'avril 2010, n'est hélas pas accessible au public.

Au début du vingtième siècle, M. Octave Mengel (1863- 1944), directeur de l'observatoire de Perpignan et auteur d'écrits sur la géologie des Pyrénées-Orientales, fait don à M. le Professeur Lacroix d'un échantillon de « *grenats grossulaires rouge-hyacinthe situés dans une géode* », récolté par le donateur au Pic du Canigou. En 1922, M. J. Charpentier fils signale l'échantillon dans les collections du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris.

Les environs de la célèbre abbaye de Saint-Martin du Canigou se distinguent également par la présence du grossulaire où il a été rencontré en cristaux d'un rouge sombre, avec les sommets des arêtes parfois transparents, et dont le diamètre peut atteindre plusieurs centimètres.

Le pic Barbet est connu pour ses belles cristallisations, parfois translucides, de grossulaire rouge-orangé ; la taille des cristaux peut parfois dépasser le centimètre. Certaines anciennes prospections auraient même révélé des échantillons présentant des cristaux pluricentimétriques.

7.2 Pièce de Grenat66, geoforum

La pièce ci-dessous a été récoltée au Pic du Canigou dans les années 1970. Outre la vésuvianite et quelques cristaux de grenat, d'autres cristaux de couleur blanche légèrement teintée de jaune, probablement du scapolite.

Figure 615 : PO66 : Canigou : pièce: ramassée au pied du Canigou : 14 cm x 10 cm, Grenat66

les cristaux d'idocrase mesurent entre 0,5 et 2,2cm, ceux de grenats entre 0,5 et 1,5cm et ceux de la scapolite entre 1,5 et 2,9 cm.

Figure 616 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats

Grossulaire
Canigou
Grenat 2,0 cm
Collection : Grenat66, Geoforum

Grossulaire et Vésuvianite (en haut à droite)
Canigou
Grenat 2,8 cm et vésuvianite : 1,8 cm
Collection : Grenat66, Geoforum

Almandin ou Hessonite ?
Canigou
Arête : 4 cm
Collection

8. GRENATS DE CALADROI

Figure 617 : PO66 : Caladroi : Château et site des pegmatites

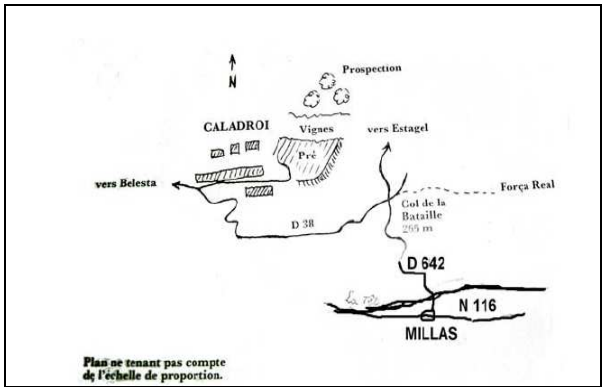


Figure 618 : PO66 : Caladroi : sites des grenats almandin et tourmalines noires

8.1 Fenouillèdes

Selon Maurice Courtet

L'almandin est bien présent à Caladroi et s'il demeure très improbable de pouvoir encore y rencontrer des échantillons de qualité gemme, les cristaux sont en général bien formés et de dimension très honorable, dépassant parfois le cm. Leur couleur est souvent brune, mais le rouge tirant sur le violet est également signalé. La pureté laisse en revanche à désirer, les cristaux sont le plus fréquemment pierreux, exceptionnellement translucides. Lors d'une visite dans ce petit village, des grenats de belle dimension peuvent être observés à l'une des entrées du bâtiment de la propriété viticole, enchâssés dans les pierres ayant servi à la construction ; ils ont malheureusement été très dégradés par les intempéries.

Restons dans le Fenouillèdes près de Felluns où l'andradite s'exprime parfois en gros cristaux noirs, brillants et pouvant atteindre plusieurs cm de diamètre. La collection de Robert Boher, trésorier du Club Minéralogique Catalan, contient plusieurs exemplaires de cette provenance qui présentent des cristaux noirs de 5 à 8 mm, très lumineux. L'un des échantillons est même composé d'une association de grenats, de cristaux centimétriques de magnétite et d'une baguette de scapolite mesurant 4 cm environ.

Dans les environs de Fenouillet le grossulaire peut également être rencontré. Cependant, il s'exprime en cristaux engagés dans une gangue de feldspath et ne présente que peu d'intérêt esthétique.

Enfin, à Latour-De-France, l'almandin est présent en cristaux centimétriques bien formés, de couleur brune à brun tirant sur le rouge. Les cristallisations sont le plus souvent opaques mais parfois aussi translucides.

Un collectionneur m'a confié avoir trouvé autrefois dans un ruisseau des environs de nombreux petits cristaux roulés, de qualité gemme, dont les plus importants mesuraient entre 4 et 6 mm dans leur plus grande dimension.

8.2 Site

Dans le « Monde et Minéraux » n°49, sept – oct. 82, j'ai pu repérer un article de Pierre Zeisser qui présentait un site de grenats dans les Pyrénées orientales. Ce site localisé à Caladroi diffère des autres sites du massif pyrénéen car il est en dehors des zones habituelles du métamorphisme induit par la genèse des Pyrénées. Situé plus au nord du massif, comme d'autres sites que nous allons visiter dans ce livre, les grenats se sont formpés dans des gneiss et dans ertaines pegmatites.
Localisé à une vingtaine de kilomètres à l'ouest de Perpignan, il faut tout d'abord se rendre à Millas par la N116 avant de bifurquer sur la droite sur la D612 jusqu'au col de la Bataille. Puis, tourner à gauche sur la D38 en direction de Caladroi, Belesta. Caladroi est un petit village de quelques maisons avec en son centre un joli château. Une seule rue passe entre les maisons où il est difficile de rencontrer quelqu'un un dimanche matin.
Situé au milieu des vignes, il est clair que la vigne est l'activité principale du bourg et plus particulièrement du château. Le site est localisé derrière le château et fait partie intégrante du domaine mais inutile d'aller demander l'autorisation, elle vous sera refusée par un homme quasiment odieux. Je me suis demandé aussi quelle pouvait être la qualité d'un vin dont la vigne pousse sur une roche gneissique ; et avec une orientation NE. : libre à vous d'y goûter, moi je n'ai pas souhaité sympathiser avec le maître des lieux.

8.3 Pétrologie

Les grenats se trouvent dans les blocs disséminés entre les chênes derrière la vigne.
L'accès aux blocs de granites disséminés derrière la vigne est impossible à cause d'une végétation de buissons épineux méditerranéens qui repoussent toutes les tentatives de progression.
Des blocs épars au cœur de la vigne permettent néanmoins de récolter de beaux échantillons.
La roche mère est constituée d'un granite à muscovite et à feldspath (cf. tableau ci-dessous) et d'une aplite.

- Grenats bruns bien formés
  Dans le granite bien cristallisé, on observe une myriade de petits cristaux de schorl atteignant rarement 4 mm (30 mm cités). Les grenats sont alors bruns mats mais leur cristallisation est parfaite sous la forme de tétragonotrioctaèdre {211} et ils atteignent le centimètre.

  Ces grenats sont des almandins avec une composition moyenne de 70% almandin - 25% spessartine, selon les analyses pratiquées par G. Guitard.

- Grenats roses
  L'aplite (roche fine leucocrate) est constituée de grains fins de feldspath, de quartz et de muscovite qui englobe les grenats. Il semblerait même qu'il s'agisse essentiellement d'anatexie. Les grenats sont alors d'un rose profond très joli mais ils ne sont pas bien cristallisés et se présentent sous la forme de petites sphères millimétriques.

Figure 619 : PO66 : Caladroi : Grenats et tourmalines in situ dans le granit : grenats de type I (la roche est bien cristallisée et on distingue nettement les différents minéraux du granite) Grenat brun terne mais parfait tétragonotrioctaèdre {211} taille 10 mm

Figure 620 : PO66 : Caladroi : Grenats de type II
rouges plus brillants mais moins bien cristallisés 7 mm et 1 mm dans aplite

Figure 621 : PO66 : Caladroi : Almandins

Almandin
Caladroi
Cristaux 10 mm
Collection : perso N°414

Almandin
Caladroi
Cristaux 10 mm
Collection : perso N°415

Almandin
Caladroi
Cristaux 10 mm
Collection : perso N°417

9. AUTRES GRENATS DES PYRENEES ORIENTALES

D'autres grenats sont présentés sur le site de géoforum

Figure 622 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats

Grossulaire
Capcir
Collection : Grenat66, Geoforum

Grossulaire
Capcir
8,0 cm x 5,0 cm
Collection : grenat 66, geoforum

Grossulaire spessartine
Environs d'Amélie les bains
10,0 cm x 5,2 cm
Collection : grenat 66, geoforum

Almandin
Environs de Latour de France
8,4 cm x 4 cm
Collection : grenat 66, geoforum

Almandin
Latour de France
Cristal 2 cm
Collection : Aldebaran66, geoforum

Almandin
Latour de France
Cristal 2 cm
Collection : Aldebaran66, geoforum

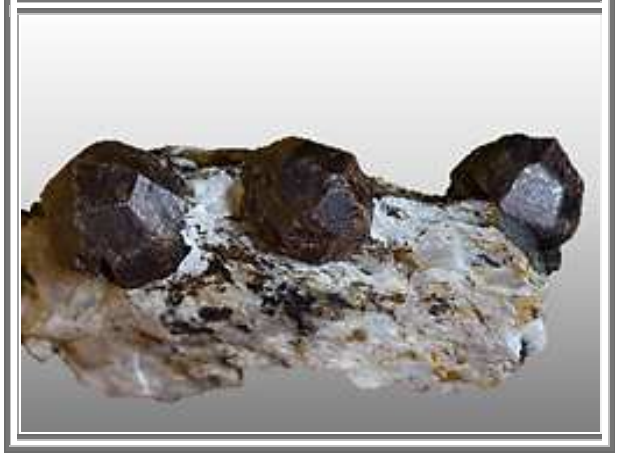
Almandin
Environs de Latour de France
2-4 mm
Collection : aldebaran66, geoforum

Almandin
Environs de Latour de France
2-4 mm
Collection : aldebaran66, geoforum

Almandin
Latour de France
Cristaux 1 cm
Collection : aldebaran66, geoforum

Almandin
Environs de Latour de France
2-4 mm
Collection : aldebaran66, geoforum

Almandin
Latour de France
Cristal 2 cm
Collection : Aldebaran66, geoforum



Almandin
Latour de France
Cristal 2 cm
Collection : Aldebaran66, geoforum

Almandin
Latour de France
Cristal 9 mm
Collection : Aldebaran66, geoforum

Almandin
Latour de France
Cristal 9 et 10 mm
Collection : Aldebaran66, geoforum

Almandin
Fenouillèdes
Macle mécanique
10 mm, translucide, pourpre Collection : Grenat 66, geoforum

Figure 623 : PO66 : Pyrénées orientales : Latour de France : Echantillons de grenats

Figure 624 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats

Almandin
Vallée de la Massane
8,8 cm x 5,2 cm
Collection : grenat 66, geoforum

Almandin
Piste D.F.C.I. du col de Las Salinas (hauteur de Céret)
7,0 cm x 6,0 cm
Collection : grenat 66, geoforum

Almandin
Environs de Céret
Cristal : 4 cm
Collection : Grenat66, géoforum

Figure 625 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats

Almandin
Piste D.F.C.I. du col de Las Salinas
(hauteur de Céret)
7,0 cm x 6,0 cm
Collection : grenat 66, geoforum

Almandin
Fenouillèdes
11,7 cm x 5,0 cm
Collection : grenat 66, geoforum

Almandin
Fenouillèdes
8,0 cm x 5,0 cm
Collection : grenat 66, geoforum

Figure 626 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenat

Almandin
Fenouillèdes
6 mm
Collection : Aldebaran 66, geoforum
Le bloc originel étant bien plus gros mais très fracturé (et très inégalement réparti en grenats)

Almandin
Fenouillèdes
11mm, translucide, violet/pourpre
Collection : Aldebaran 66, geoforum

Almandin
Fenouillèdes
8 mm, translucide, pourpre
Collection : Aldebaran 66, geoforum

Almandin
Fenouillèdes
8,0 cm x 5,0 cm
Collection : grenat 66, geoforum

Figure 627 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats

Almandin
Fenouillèdes
Plus gros cristal 14 mm
Collection : Aldebaran 66, geoforum

Almandin
Fenouillèdes
10 mm, translucide, pourpre
Collection : Grenat 66, geoforum

Figure 628 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats

Almandin
Cassagnes
Cristaux 1,7 et 2,0 cm
Collection : Grenat 66, geoforum
Découverte Aldebaran66

Almandin
Cassagnes
6cm x 5,7cm et cristal rosé à mauve de 1,6cm
Collection : Aldebaran 66, geoforum

Almandin
Cassagnes
Cristaux de 1,2 à 1,7 cm
Collection : Aldebaran 66, geoforum

Almandin Andradite ?
Estagel
11 cm

Figure 629 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats

Grossulaire
Massif de Quérigut
Collection : kloklo81, geoforum

Grossulaire
Massif de Quérigut
Collection : kloklo81, geoforum

Grossulaire (zoom)
Massif de Quérigut
Collection : kloklo81, geoforum

Figure 630 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats

Grossulaire
Rieutord, Quérigut
8,0 cm x 6,0 cm
Collection : perso, n°965

Grossulaire
Rieutord, Quérigut
6,0 cm x 5,0 cm
Collection : perso, n°966

Grossulaire
Région de Rieutort près de Puyvalador
Collection : kloklo81, geoforum

Almandin
Laroque des Albères
Cristal 14 mm
Collection : grenta66

Almandin
Laroque des Albères
Cristal 12 mm
Collection : perso, n°1088

Almandin
Laroque des Albères
Cristal 20 mm
Collection : perso, n°1089

Almandin
Laroque des Albères
Cristal : 6 mm
Collection : Aldebaran66

Almandin
Laroque des Albères
Cristal : 8 mm
Collection : Aldebaran66

Almandin
Laroque des Albères
Cristal : 12 mm
Collection : Aldebaran66

Almandin
Laroque des Albères
Cristal : 12 mm
Collection : Aldebaran66

Almandin
Laroque des Albères
Cristal : 10 mm
Collection : Aldebaran66

Figure 631 : PO66 : Pyrénées orientales : Laroque des Albères : Almandins

Figure 632 : PO66 : Pyrénées orientales :
Belesta : Almandins Almandin

Belesta
Cristal 12 mm
Collection : perso, N°1090
Trouvaille : Aldebaran66

Almandin
Belesta
Cristal 18 mm
Collection : perso, N°1091
Trouvaille : Aldebaran66

Almandin
Belesta
Cristal 15 mm
Collection : perso, N°1092
Trouvaille : Aldebaran66

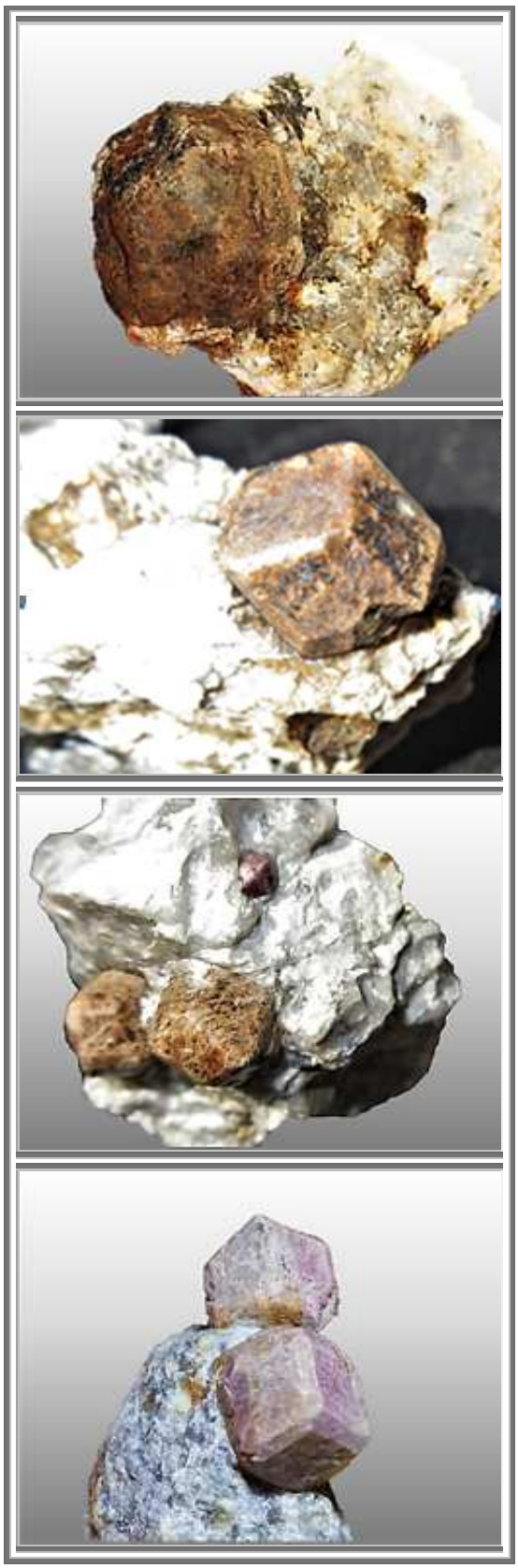


Figure 633 : PO66 : Pyrénées orientales : Nefiach: Almandins

Almandin
Nefiach
Cristal 18 mm
Collection : perso, N°1093
Trouvaille : Aldebaran66

Almandin
Nefiach
Cristal 18 mm
Collection : perso, N°1094
Trouvaille : Aldebaran66

Almandin
Nefiach
Cristal 18 mm
Collection : perso, N°1095
Trouvaille : Aldebaran66

Almandin
Nefiach
Cristal 18 mm
Collection : Aldebaran66

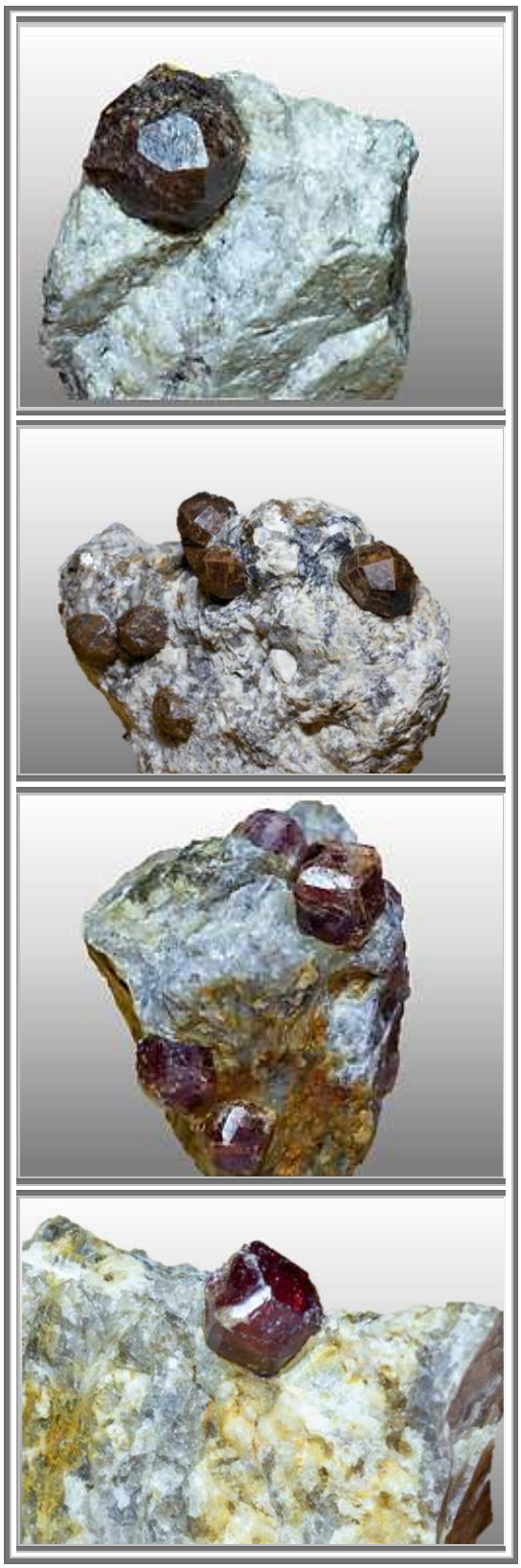


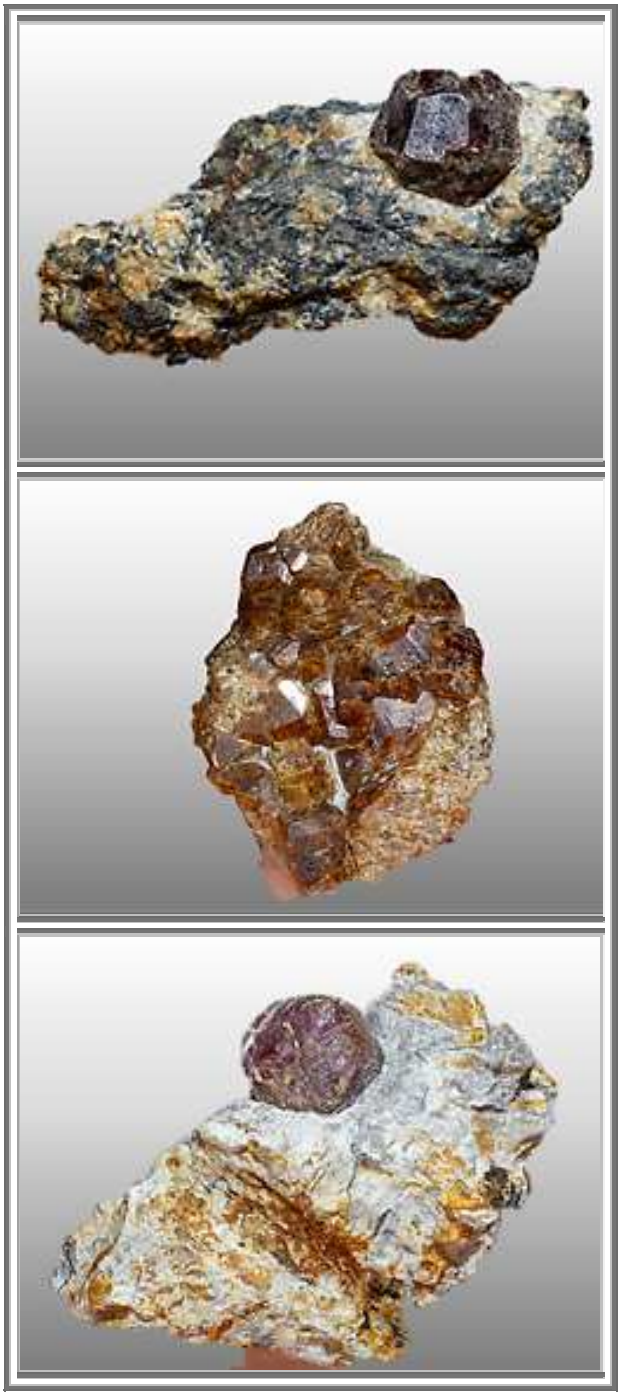
Figure 634 : PO66 : Pyrénées orientales : Sorede : Grenats

Almandin Spessartine ?
Sorede
Cristal 10 mm
Collection : aldebaran 66

Almandin Spessartine ?
Sorede
Cristal 10 mm
Collection : aldebaran 66

Almandin Spessartine ?
Sorede
Cristal 10 mm
Collection : aldebaran 66

Almandin Spessartine ?
Sorede
Cristal 10 mm
Collection : aldebaran 66



Almandin
Montesquieu des Albères
6.0 cmx 4.0 cm
Collection : Aldebaran66

Grossulaire
Prats de Mollo La Preste
5.0 cm x 4.0 cm
Collection : Aldebaran66

Almandin
Montner
5.0 cm x 4.0 cm
Collection : Aldebaran66

Figure 635 : PO66 : Pyrénées orientales : Grenats divers

Livre 13 – Les Grenats du Velay et de ses environs

Un exemple conséquent de granite, dans lequel on peut récolter des grenats est le granite du Velay, à l'est du Massif Central.

1. GEOLOGIE DU MASSIF CENTRAL ET DU VELAY

La physionomie actuelle du Massif Central est essentiellement liée à l'orogenèse hercynienne. Il y a 420 Ma environ débuta la subduction de l'océan du massif central et le rapprochement des supercontinents Laurussia et Gondwana dont la collision s'est produite au carbonifère inférieure.

L'histoire géologique du Massif central est intervenue dans une chronologie syn à post collisionnelle. Elle est basée principalement sur deux événements majeurs :

1- Mise en place de l'unité inférieure de gneiss

2- Extrusion du massif granitique du Velay

1.1 Unité inférieure de gneiss (LGU)

Cette unité LGU (Lower Gneiss Unit) est composée de métagrauwackes, métapélites et métarhyolite apportées par de nombreux granitoïdes porphyritiques alcalins entre le cambrien et l'Ordovicien inférieur, qui ont par la suite été métamorphisées en orthogneiss lenticulaires.

1.2 Extrusion du massif granitique du Velay

Le dôme du Velay s'étend sur 6 000 km², allant du granite de la Margeride à la vallée du Rhône d'ouest en est et des monts du Lyonnais et du Forez aux Cévennes du nord au sud.

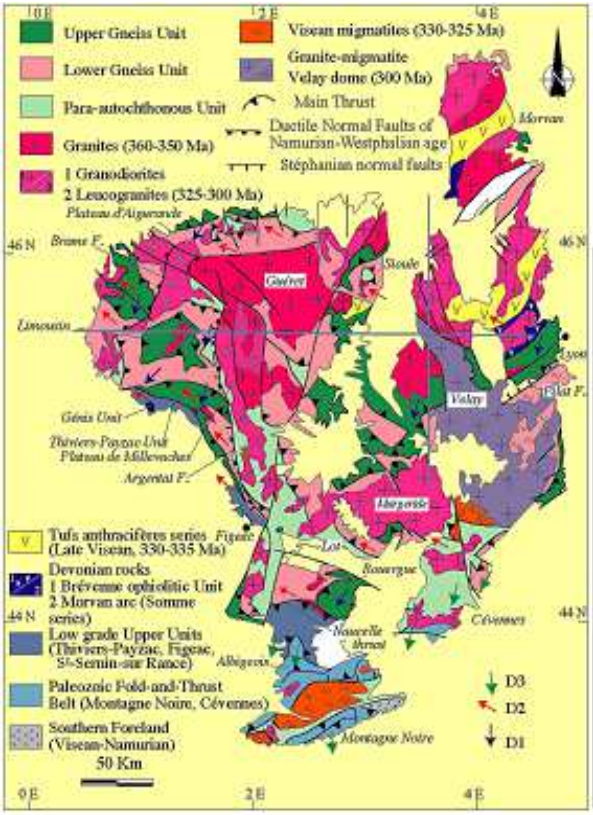
Son histoire se décomposerait en trois étapes de fusion :

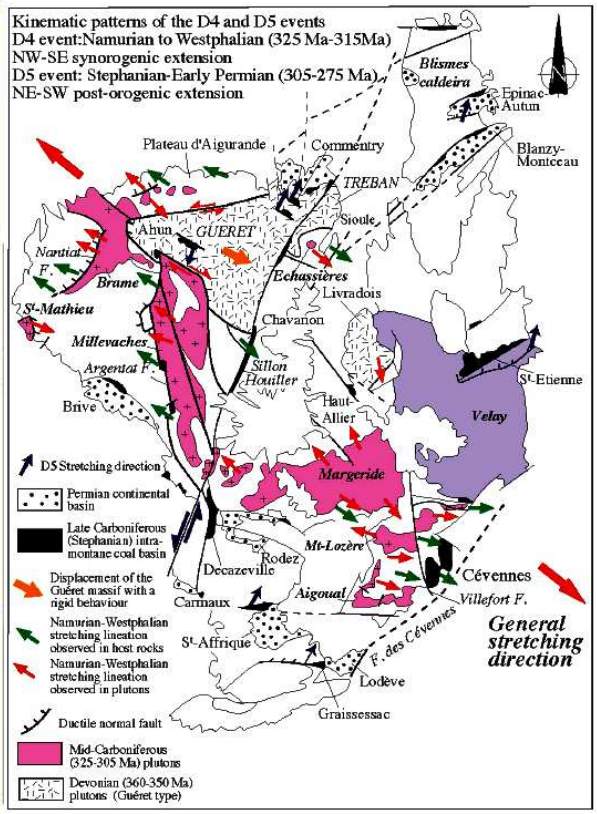
- La première étape aurait consisté en la formation de migmatites rubanées, elle est datée de 314+-5 Ma (Mougeot et al, 1997) dans la partie sud du Velay.
- La deuxième étape correspond à la mise en place du granite à cordiérite du Velay, elle est datée de 300 +- 10 Ma (Mougeot et al, 1997 ; Caen-Vachette et al, 1982Williamson et al, 1992 ; et Cantagrel, 1973)
- La troisième correspond à la mise en place des granits dits « tardi-migmatiques » et des filons de microgranite de Charron et Montasset (repères 4 et 5 sur la carte) dont les âges sont moins affirmatifs.

Théorie 1

Son origine serait due à la rupture d'une plaque lithosphérique plongeante. L'unité inférieure de gneiss était alors en subduction. La partie profonde de cette unité a cédé et s'est enfoncée « brutalement » dans l'asthénosphère. Une bulle chaude de l'asthénosphère a alors été, en réaction à cette arrivée de roches solides, propulsée vers le haut et a engendré la fusion importante de la croûte gneissique.

Cette arrivée massive de matière a eu pour effet de bloquer la convergence des plaques et même de provoquer un processus d'expansion comme l'indique la présence de cordiérite dans le granite du Velay, i.e. sous de faibles pressions. Cette expansion s'est organisée dans le sens NO-SE principalement dirigé vers le SE ainsi qu'une extension secondaire du versent nord du massif du Pilat vers le NE. Ces mouvements vont favoriser les cisaillements normaux et les failles normales dans l'unité inférieure des gneiss, ainsi que l'effondrement de certains bassins et leur remplissage par des sédiments carbonifères (Stéphanien du bassin de Saint-Etienne).





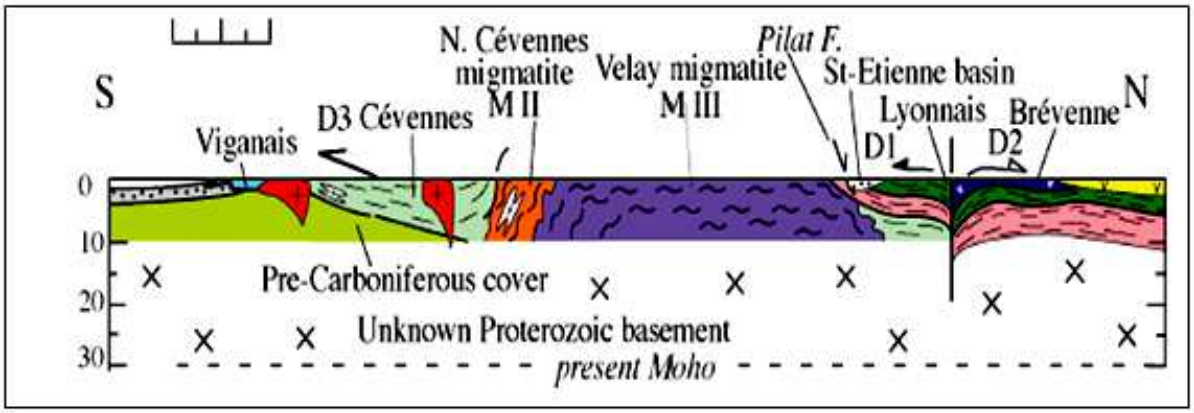


Figure 636 : Velay : Cartes structurales du massif central et coupe NS au niveau du Pilat
Les cartes indiquent les différents éléments structuraux ainsi que les événements D0 à D5 de l'histoire hercynienne du Massif central. (Lardeaux et al, 2009)
Au nord est du Massif Central, apparaissent les tufs anthracifères (en jaune) ainsi que les monts du Forez dont les grenats serpont présentés ci-après

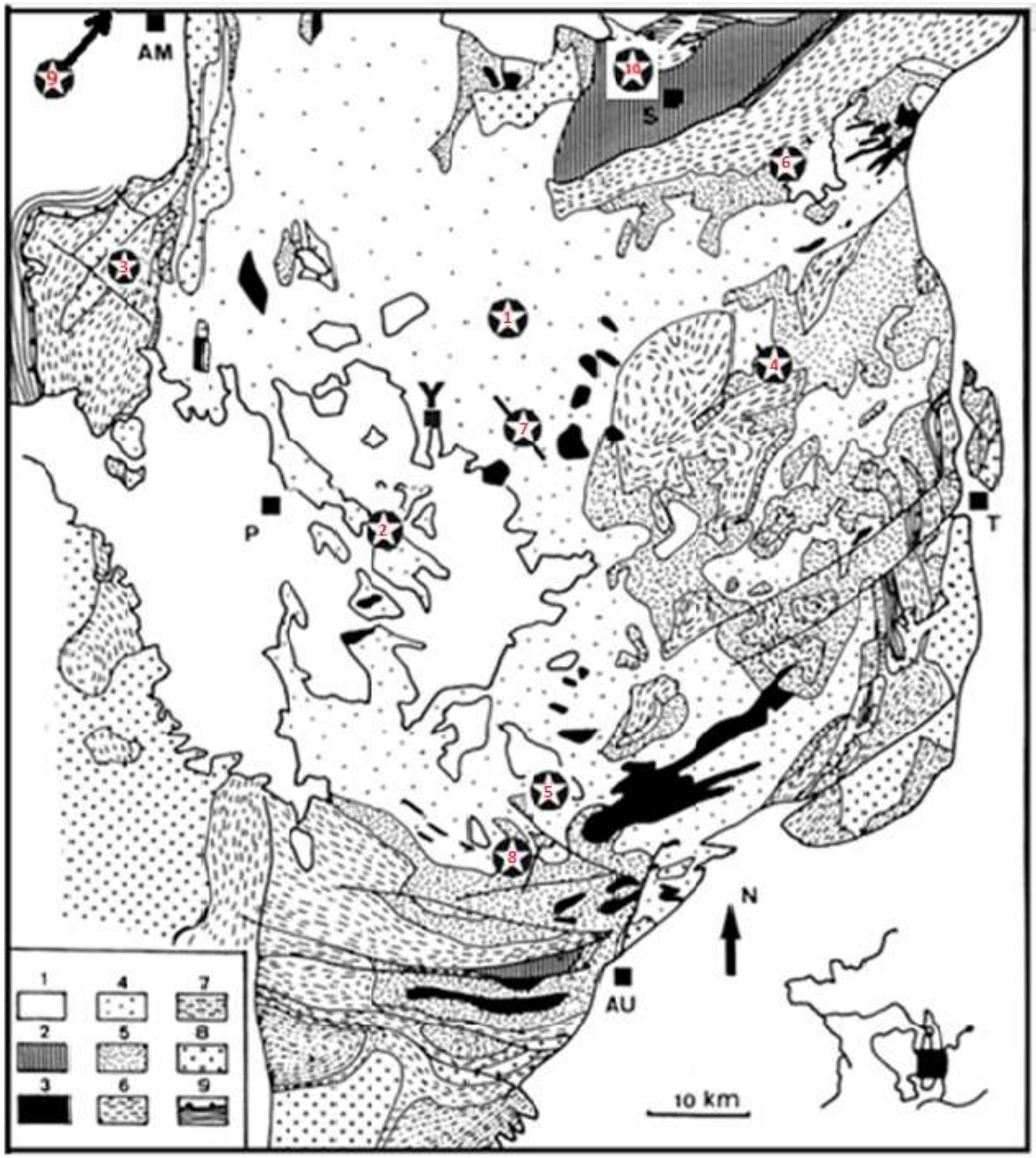


Figure 637 : Velay : Schéma géologique du Velay avec la localisation des sites grenatifères

Am = Ambert, P = Le Puy, Au = Aubenas, S = Saint-Etienne, Y = Yssingeaux,T = Tournon.
(1) sédiments et volcanisme récents, (2) bassins stéphaniens, (3) granite tardimigmatitique, (4) granite du Velay, (5) Migmatites, (6) roches métamorphiques de degré moyen à haut, (7) roches métamorphiques de bas degré, (8) autres granites, (9) unité supérieure des gneiss.

Sites : 1 : St Didier en Velay (43) - 2 : Bournac (43) - 3 : La Chaise-Dieu (43) - 4 : St Julien de Vocance (07) - 5 : Pereyres (07) - 6 : Crêt de l'Oeillon (42) - 7 : Charron (Tence 43) - 8 : Montasset (07) - 9 : Bauchaud (30 km au nord d'Ambert) (63) - 10 : Bois des feuilles (chez mes ancêtres) (42)

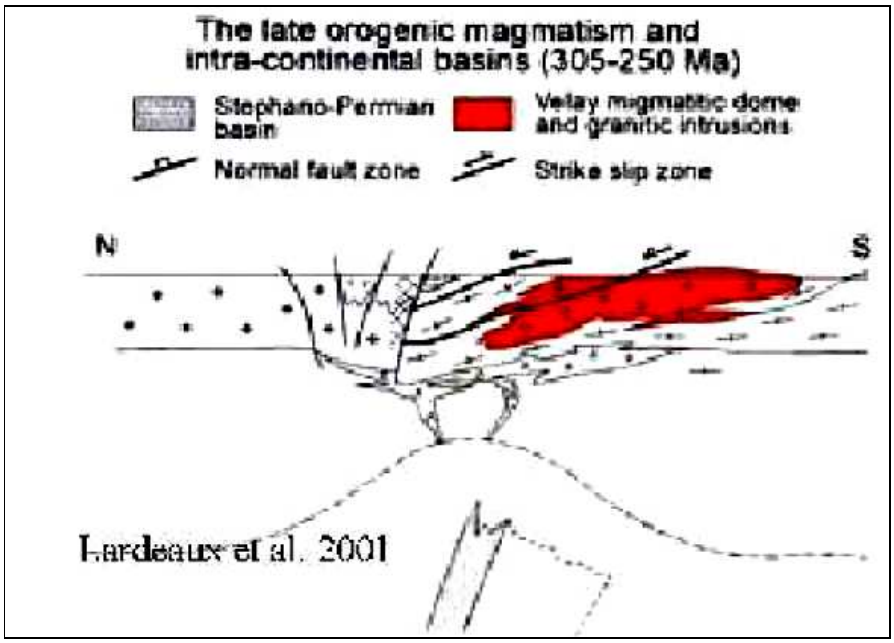


Figure 638 : Velay : Intrusion magmatique datée de 300 Ma.

Théorie 2 (P. Thomas)

C'est un granite d'anatexie, issu de la fusion partielle de la croûte continentale lors des phases tardives de l'orogenèse hercynienne (extension tardi-tectonique due à la relaxation gravitaire de la chaine). Il est daté de 297±16 Ma (Carbonifère terminal / Permien basal). C'est un granite migmatitique qui ne s'est que très peu déplacé par rapport à la zone de fusion partielle (accumulation quasi sur place et/ou faible déplacement des liquides de fusion). Ce granite contient souvent de la cordiérite (magmatique), ce qui indique une richesse du magma en aluminium, ainsi qu'une haute température - moyenne à basse pression (< 5 kbar = 0,5 GPa).

La notice de la carte géologique BRGM de Burzet au 1/50 000 décrit ainsi ce granite (extraits simplifiés et légèrement modifiés) :

γ_M Granite du Velay.

Il ne diffère des migmatites que par une abondance moindre des restites et par une structure plus isotrope. Son caractère le plus évident, signalé dès 1892 par M. Boule, est son hétérogénéité à toutes les échelles : faciès variés (on devrait parler de granites du Velay), présence de nombreuses enclaves, passage continuel à des migmatites, variations de granulométrie et de minéralogie… Généralement, la structure « migmatitique » peut disparaitre presque complètement (on passe alors au granite *sensu stricto*) ; au contraire la structure peut conserver localement des caractères de la roche originelle. Seuls quelques indices permettent alors d'en avoir une idée : présence de porphyroblastes d'orthose en voie de résorption dans les liquides provenant des gneiss œillés, faciès hololeucocrate à grenats qui dérivent des leptynites.

NOTA

La grauwacke (greywacke en anglais) est une roche sédimentaire détritique de la classe des arénites ; en général de teinte sombre, à matrice assez abondante (>15%) d'origine marine, constituée de grains anguleux, de dimension comprise entre 60 µm et 2 mm : feldspath, quartz, micas, débris à grains fins (roches magmatiques basiques et schistes), cimentés par un liant argileux riche en chlorite, ce qui la colore en vert.

2. GRENATS DE ST DIDIER EN VELAY (repère 1)

Le granite du Velay est très hétérogène : il est parsemé de nombreuses enclaves de roches telles que des gneiss ou des micaschistes, dont la taille varie du simple bloc à celle du petit massif pouvant atteindre quelques centaines de mètres de développement.

Ce sont ces enclaves et la présente de cordiérites qui ont permis de comprendre l'origine du granite du Velay.

C'est dans l'une de ces enclaves que j'ai pu trouver des schistes à deux micas présentant des grenats d'un rose profond ; de dimension millimétrique, mais hélas aux faciès sans faces déterminées.

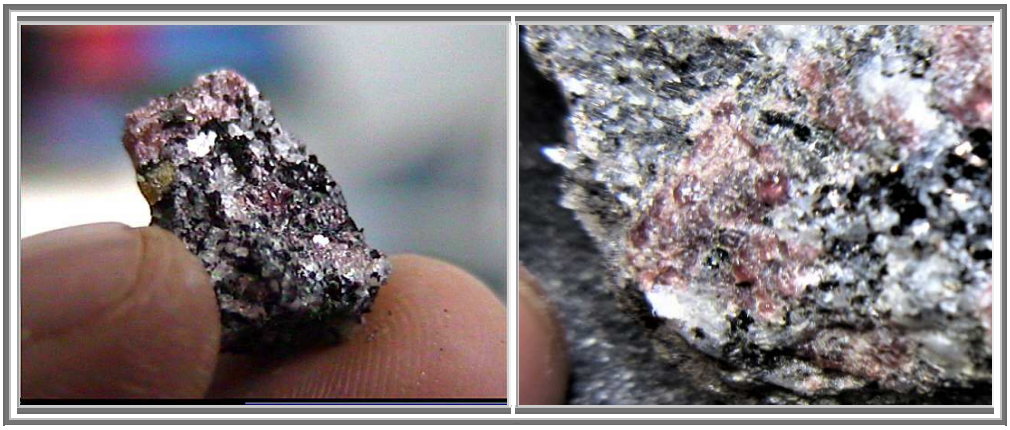


Figure 639 : Velay : St Didier en Velay (43) : grenats et biotite dans un granite du Velay, 20mm, n°485

3. GRENATS PYROPES DE BOURNAC (repère 2)

Hormis son grand massif granitique, le Velay est connu aussi pour ses volcans, dont l'un des plus célèbres est le Mont Mézenc.
Dans la petite commune de Bournac, en haute Loire, il y a un volcan qui en plus d'avoir recraché du basalte, a permis l'exhumation de pyropes de couleur rose clair, mais sans cristallisation marquée.

Situé dans un champ à l'entrée du village, la roche est aujourd'hui bien altérée depuis que plus personne ne vient prélever d'échantillons frais

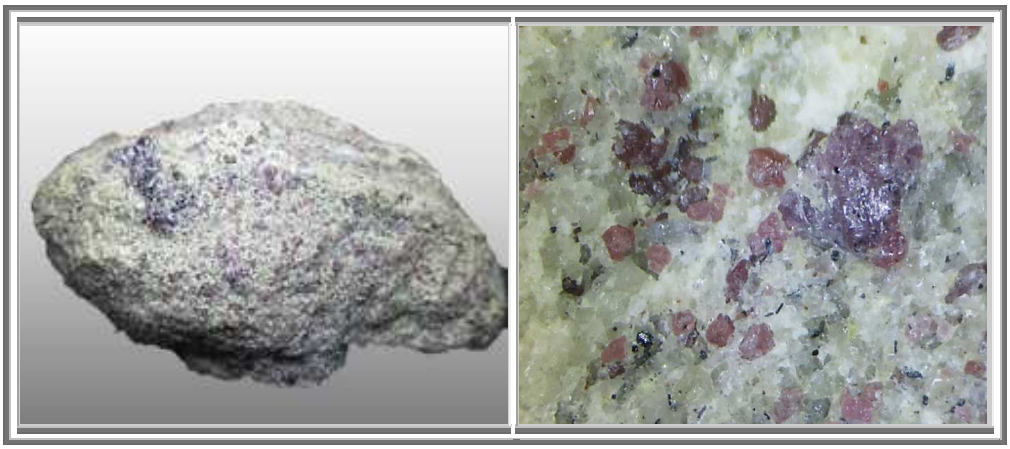


Figure 640 : Velay : Bournac : Pyropes, n°162

4. GRENATS UVAROVITES DE LA CHAISE-DIEU (repère 3)

Plus connu pour son abbaye et son festival de musique que ses grenats, La Chaise-Dieu a permis de recueillir des uvarovites lors de la modification d'un virage sur la départementale, situé à 4,2 km après le petit village de Laval sur Doulon, sur la D588, à une quinzaine de km de la Chaise Dieu.
Probablement entre les deux points de coordonnées : 45°21'11.07"N-3°35'11.68"E et 45°21'10.47"N-3°35'7.82"E. Ces données ne sont pas garanties, car seulement déduites de la lecture des cartes infoterre.

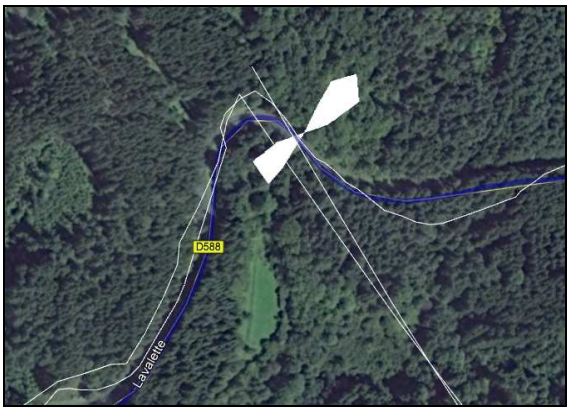


Figure 641 : Velay : La Chaise-Dieu : localisations probables des uvarovites

Le site est désormais épuisé, malheureusement.

Les uvarovites se rencontrent en strates entre des veines de quartz. Elles sont accompagnées de cristaux bien cristallisés d'octaèdres de chromite.
Les uvarovites ont quant à elles des faciès très arrondis ou de fracture conchoïdale.

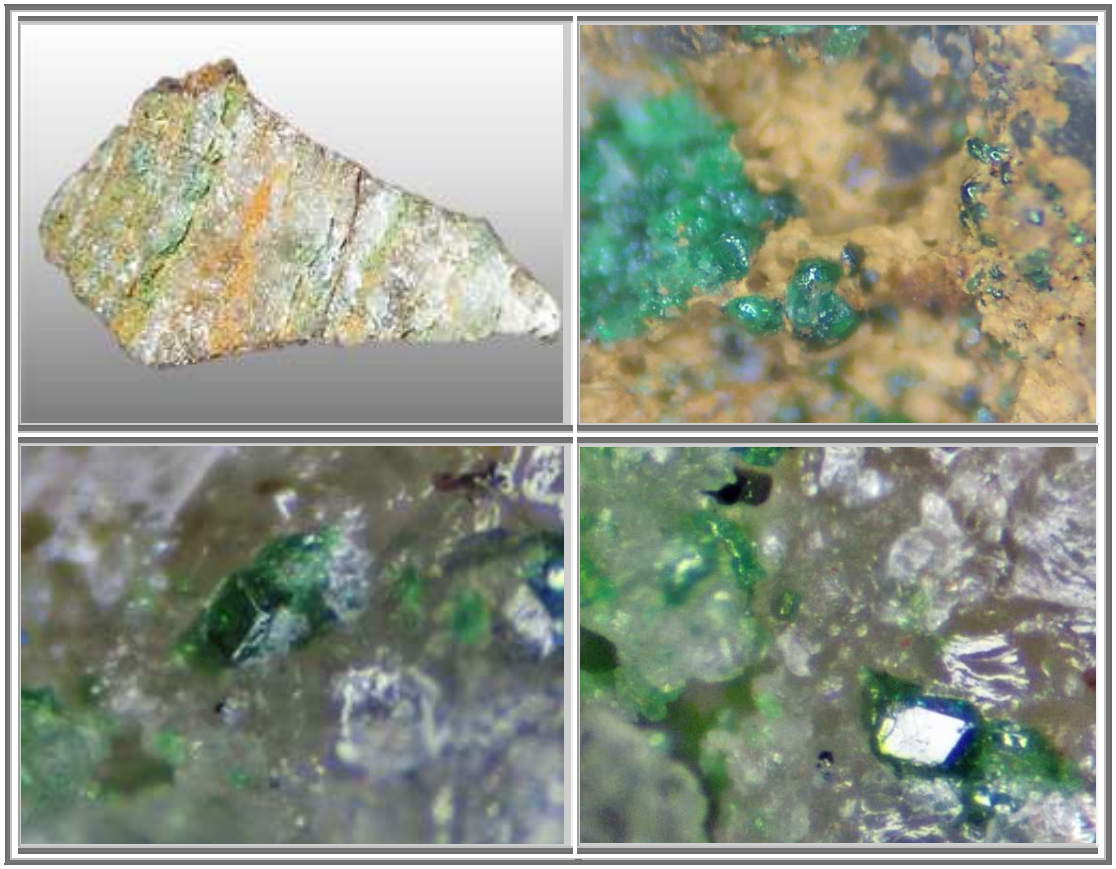


Figure 642 : Velay : La Chaise-Dieu : Uvarovites, n°764 et 766

5. GRENATS DE ST JULIEN VOCANCE (repère 4)

Alors que je cherchais des sites de grenats sur internet, j'ai trouvé le site suivant :

http://wikimapia.org/14497132/fr/gisement-de-grenats-dans-granite

sur lequel il n'y a qu'un extrait de carte vue du ciel et les coordonnées latitude / longitude du site :
Coordonnées : 45°12'30"N 4°29'9"E

Alors que je devais passer à proximité, j'ai fait un petit détour pour aller voir ce site. Là, après une vingtaine de kilomètres sur des routes étroites et sinueuses de la haute Ardèche, je suis arrivé au départ d'un chemin forestier. Et à l'emplacement précis des coordonnées trouvées sur internet, se trouvait un bloc de grenat, riche en feldspath orthose de couleur orangé, farcis de petits grenats.
Je n'ai pas eu le temps de m'attarder et de voir la zone de granite proprement dite et me suis contenté des seuls éboulis dans le ruisseau qui descendait de cette zone, au départ du sentier.

Les grenats se présentent sous la forme de tétragonotrioctaèdres représentatifs des grenats de granites / pegmatites, pour des dimensions jusqu'à 3 mm (dans le bloc que j'ai trouvé).

La plupart des grenats présentent des stries de croissance (etched).

Les grenats sont principalement des rhodolites almandin-pyrope d'un rose claire. Certains sont même très peu colorés (pole pyrope ?).
Trois grenats sont plus riches en almandin avec une couleur rouge-brun prononcée.
D'autres grenats sont zonés avec une couleur orangé, donc contenant du spessartine. Le granite contient effectivement du manganèse, notamment sous la forme de dendrites de MnO_2.

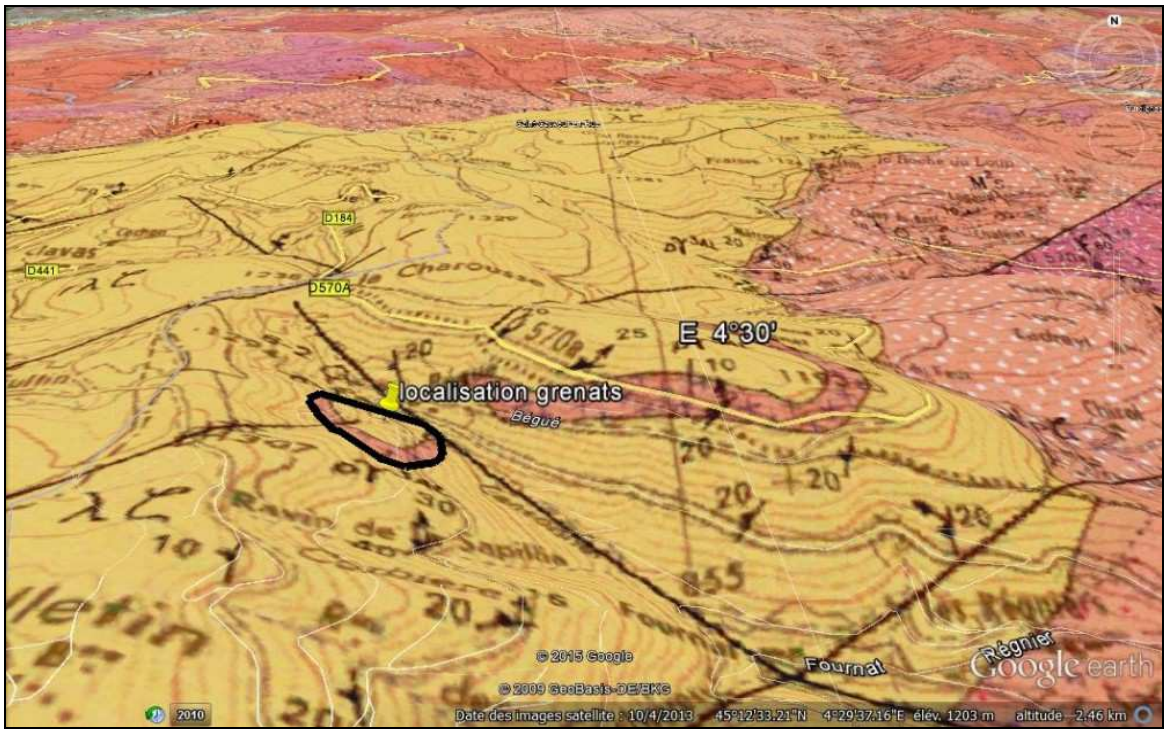
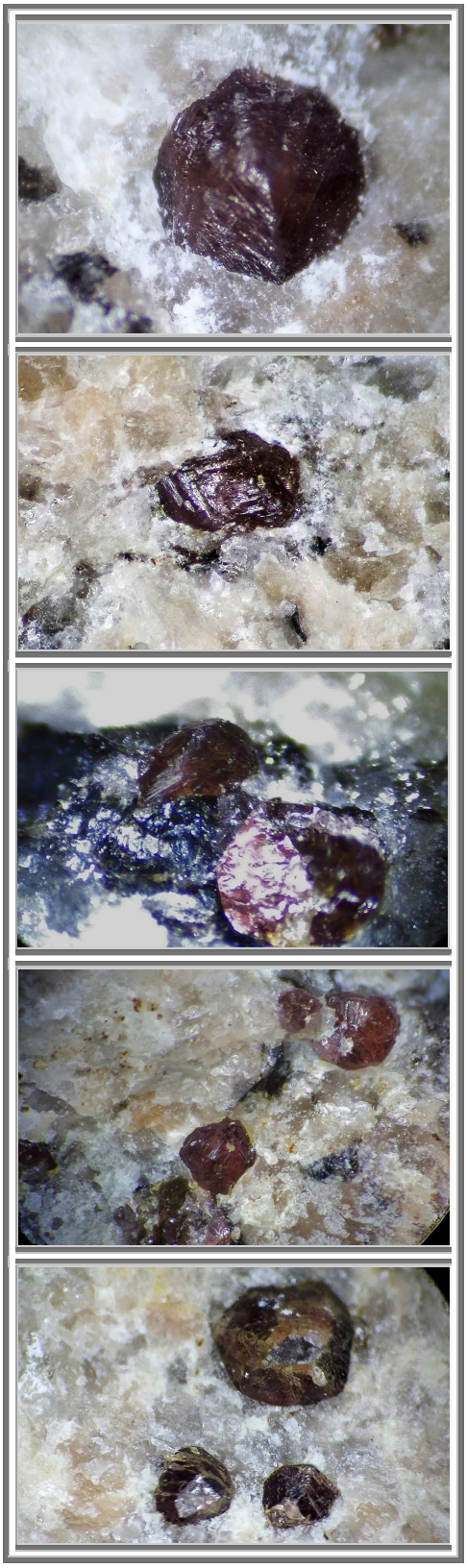


Figure 643 : Velay : St Julien Vocance : localisation géologique des grenats



Almandin- Spessartine
St Julien Vocance
Champ : 5 mm
Collection : perso

Almandin- Spessartine avec stries de croissance
St Julien Vocance
Champ : 5 mm
Collection : perso

Almandin- Spessartine
St Julien Vocance
Champ : 5 mm
Collection : perso

Almandin- Spessartine
St Julien Vocance
Champ : 5 mm
Collection : perso

Almandin- Spessartine
St Julien Vocance
Champ : 5 mm
Collection : perso

Figure 644 : Velay : St Julien Vocance : Almandin-spessartines, n°487

6. GRENATS DE PEREYRES (repère 5) - Pierre Thomas

6.1 Localisation

GPS : 44°45'55,50N 4°15'22,60E
Itinéraire : 800 m au nord de Pereyres, sur la D2105. Petite falaise sur le côté ouest de la route

Figure 645 : Velay : Vue d'ensemble sur l'affleurement de granite du Velay, Péreyres (Ardèche)

Sur la commune de Péreyres (Ardèche), sur quelques mètres carrés non altérés, on trouve du granite classique pour le Velay (isotrope et à grains fins), du gneiss "classique", du gneiss œillé (métagranite porphyroïde probable), des leptynites (= gneiss clair) à grenats. Il s'agit des caractères de la roche originelle. L'un de ces faciès contient de très beaux grenats de taille centimétrique, vraisemblablement de l'almandin [$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$].

Figure 646 : Velay : Grenats 15 mm
Grenats autour desquels se moulent la schistosité/foliation de la leptynite

Si la direction de la schistosité semble la même dans la leptynite et les gneiss, cette schistosité semble recouper localement la limite gneiss-leptynite.

La schistosité foliation se moule autour de ce grenat comme autour des trois porphyroblastes de feldspath situés juste en dessous à droite.

Ces photographies posent le problème de l'origine de ces beaux grenats au sein d'un niveau de leptynite, ce niveau de leptynite faisant lui-même partie d'une “méga-enclave” de gneiss variés (gneiss classiques, gneiss œillés et leptynites) au sein du granite migmatitique du Velay.

Dans ce secteur du Massif Central, la fusion crustale s'est faite il y a environ 300 Ma aux dépens d'une série métamorphique préexistante.

Cette série métamorphique résultait des déformations et des enfouissements dus à la collision hercynienne (≈ 350 à 320 Ma). Les protolithes de cette série métamorphique étaient variés : roches sédimentaires paléozoïques et/ou protérozoïques, et nombreux granites maintenant devenus orthogneiss. Ces granites (maintenant orthogneiss) sont datés de 600 à 500 Ma (Protérozoïque terminal et Cambrien, indice “6” sur la carte géologique de France au 1/1 000 000)..

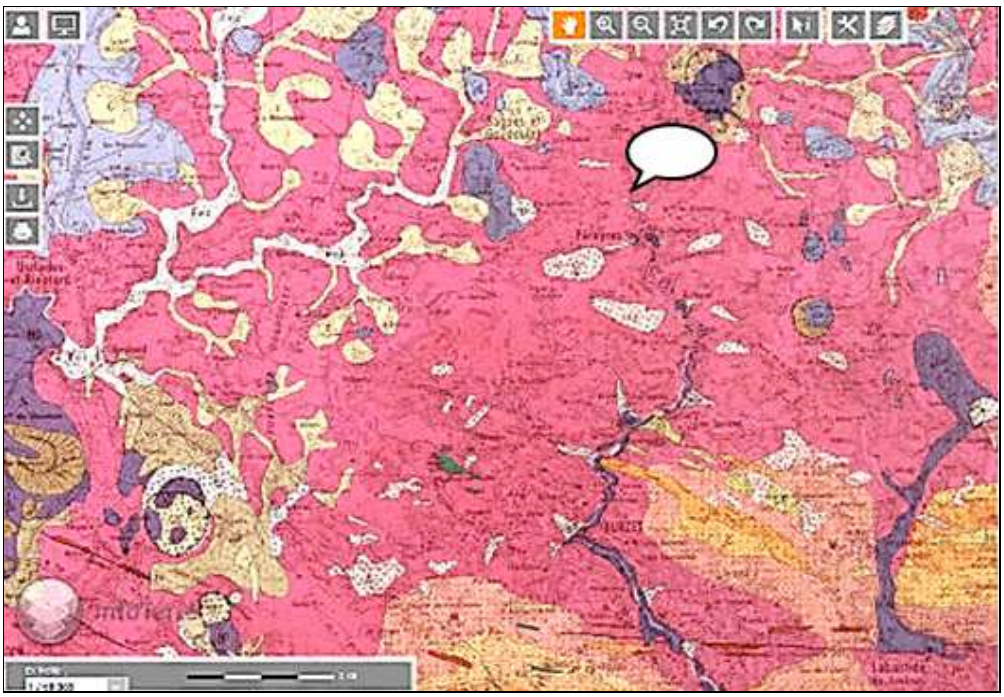


Figure 647 : Velay : Extrait de la carte géologique au 1/50 000 de Burzet
Le granite du Velay (rose intense) constitue la majorité de cet extrait de carte. Il est localement recouvert de roches volcaniques (bleu, marron, beige…) et contient des zones où l'on reconnait le protolithe incomplètement fondu, giga-enclaves assez grandes pour être cartées (points rouges superposés à de l'orange, du rose clair, du vert clair… et notées M, ζ…).

Deux hypothèses extrêmes peuvent être proposées pour expliquer ce niveau de leptynite à grenats au sein de cette méga-enclave.

1- Gneiss classique, gneiss œillé et leptynite de la méga-enclave dériveraient du métamorphisme, respectivement, d'un granite classique, d'un granite porphyroïde et d'un filon aplo-pegmatitique à grenats (faciès assez classique). Le métamorphisme serait hercynien (≈ 350 à 320 Ma) et les granites et filons seraient protérozoïques à cambriens (≈ 600 à 500 Ma). La fusion partielle à 300 Ma n'aurait que peu modifié ces gneiss maintenant en enclave. Selon cette première hypothèse, ces grenats n'auraient donc rien à voir avec la fusion partielle tardi-hercynienne et avec le granite du Velay, qui n'aurait fait que les “capturer” au sein d'une grosse enclave qui les contenait déjà.

2- Cette méga-enclave, avant de se faire englober dans le granite du Velay, aurait subi les phases précoces de la fusion partielle. Le niveau de leptynite correspondrait à un mobilisat, accumulation locale du liquide de fusion. Cette poche de liquide aurait cristallisé en engendrant ces beaux grenats. Après cette fusion et cette cristallisation, ce qui allait devenir la méga-enclave aurait subi, à l'état solide, une déformation ductile à l'origine de la schistosité/foliation, déformation due par exemple à l'extension tardi-hercynienne ou à la mise en place du dôme granitique lui-même. Cette méga-enclave se serait ensuite fait englober par le magma granitique du Velay en cours de mise en place. Selon cette deuxième hypothèse, ces grenats seraient donc liés à la migmatitisation à l'origine du granite du Velay.

Pour trancher entre ces deux hypothèses extrêmes (des mécanismes mixtes et/ou intermédiaires peuvent exister) il faudrait étudier plus longuement cet affleurement, en chercher d'autres similaires dans le même secteur, étudier la chimie des grenats pour essayer de séparer grenats de pegmatite-aplite et grenats métamorphiques, dater ces grenats…

L'abondance de grenats (plus petits) dans des migmatites en places en bordure du massif granitique 12 km plus au Sud plaide pour la deuxième hypothèse.

Figure 648 : Velay : Grenat autour duquel se moule la schistosité/foliation de la leptynite, 15 mm, n° 1197
Les cristaux sont difficiles à extraire, sur l'un deux la structure en rhomboèdres est très marqués

7. GRENATS DU CRET DE L'OEILLON (repère 6)

Figure 649 : Velay : Loire : Crêt de l'oeillon, le site est sur le flanc est en dehors de la photo

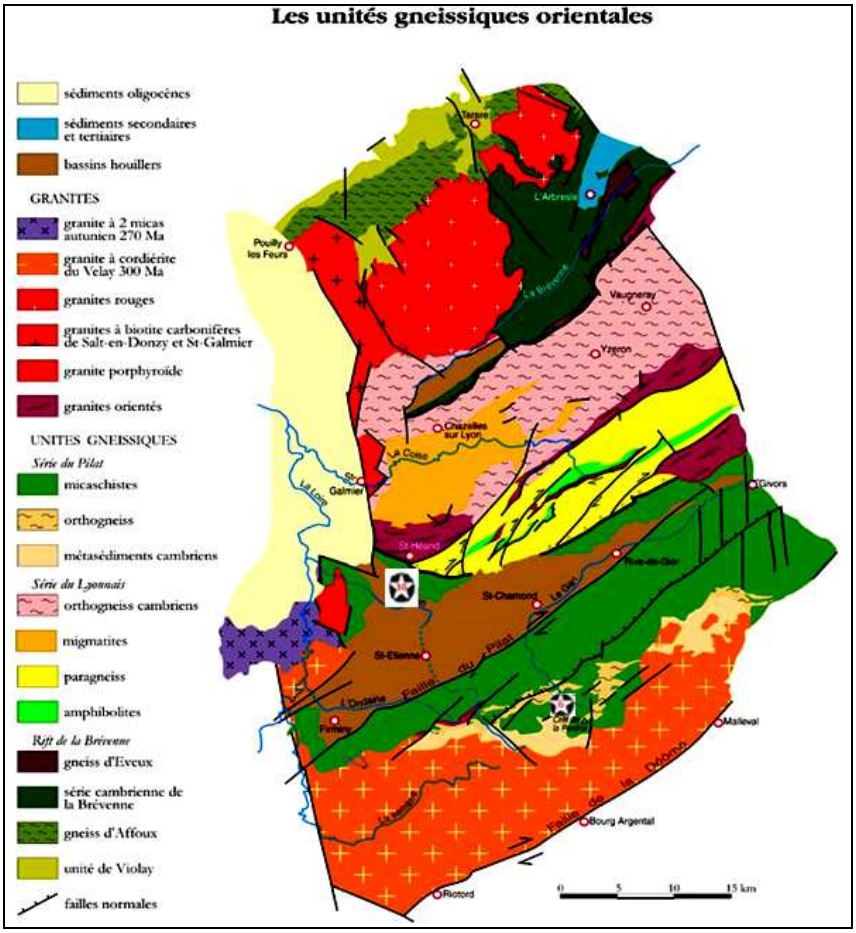


Figure 650 : Velay : Loire : Carte géologique du sud est du département
La série du Pilat est composée de micaschistes, orthogneiss et métasédiments cambriens

7.1 Grenats du Crêt de l'oeillon

7.1.1. Gîtologie

Avant d'arrivée aux radars sur la route du crêt de l'oeillon, la D63, il faut bifurquer à droite, en direction de Pélussin. A 400 m, sur la gauche, il y a un monument aux morts, prendre le chemin qui remonte. Au sommet de la côte, on trouve une barrière forestière, la franchir. A environ 1,5 km, il y a un renfoncement avec des arbres coupés, où l'on peut se garer. Continuer à pied jusqu'à ce que le chemin tourne sur la droite au sommet d'un raidillon de 100 m. Il y a alors un superbe panorama sur les Alpes et la vallée du Rhône. Les grenats se trouvent dans l'éboulis.

Figure 651 : Velay : Loire : Localisation des éboulis

7.1.2. Pétrographie

La roche

La roche est une leptynite (carte BRGM) . Une leptynite est une roche métamorphique de type gneissique à grain fin. Elle est souvent de couleur claire et se débite en pavé. Sa foliation est peu marquée.
Toutes ces leptynites ont une composition minéralogique très constante : quartz (31 %), orthose (31 %) de triclinicité faible et peu perthitique (albite en films, veines ou taches), albite (30 %), biotite (5 %), sillimanite (1 %), muscovite secondaire (2 %); grenat sporadique. Composition chimique de granite sodi-potassique.

Les grenats

On peut distinguer différents types de grenats d'où un intérêt accru pour ce gisement :

- La plupart des grenats sont de tailles millimétriques, de couleur rouge vif, regroupés par essaim dans la leptynite (1).

Mais il est également possible de trouver quatre autres types de grenats :

- Les grenats almandins peuvent être regroupés en rognons de forme sphérique centimétrique, de couleur brun foncé, liés par de la silice. Cette composition est très abondante (2).
- Des grenats, probablement almandins, pluri millimétriques, de couleur brune, parfaitement cristallisés en forme de rhombododécaèdres (3)
- De gros grenats almandins, jusqu'à 30 mm, de couleur rouge à brun, montrant des fracturations internes (4)
- De grenats de 10-15 mm avec des feuillets de biotite qui deviennent rose intense après un bain dans l'acide chlorhydriques (5-6)

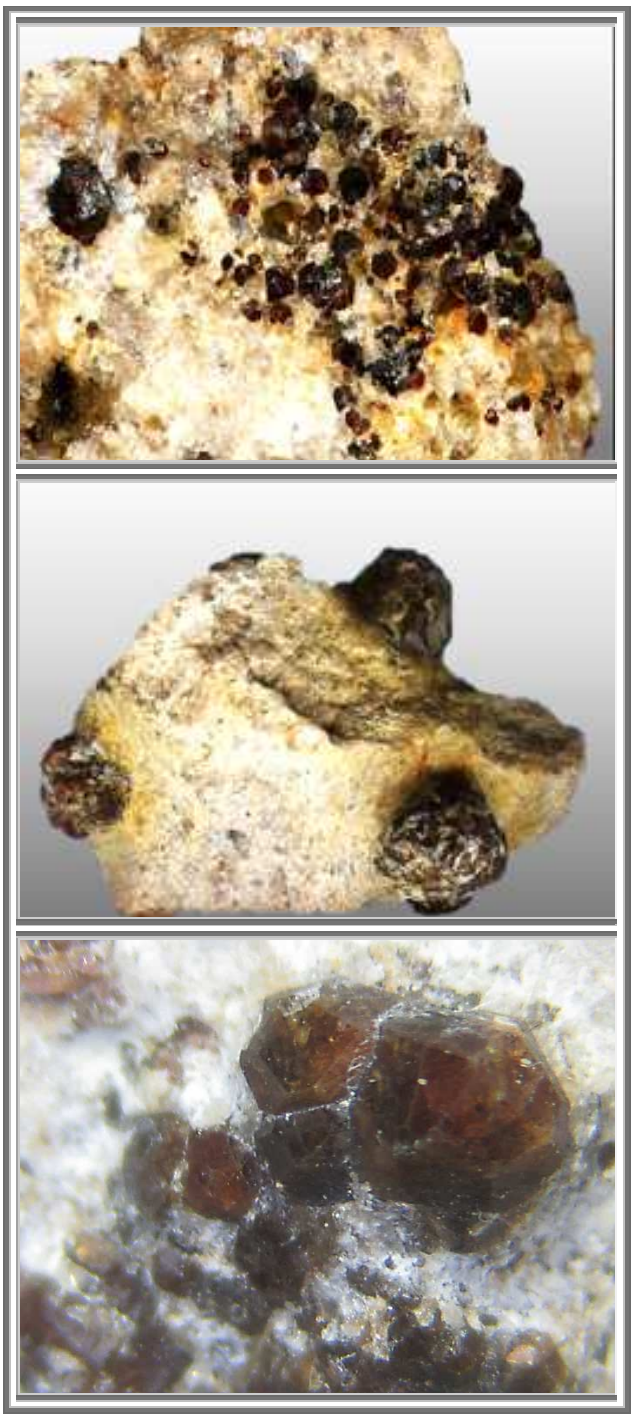


Figure 652 : Velay : Crêt de l'Oeillon : Almandins et Rhodolites dans granite

(1) Bloc de granite avec des amoncellements de petits almandins gemmes
Très abondant sous cette forme
Crêt de l'Oeillon
vue : 50 mm
Collection : perso n°487

(2) Bloc de granite avec des agglomérats d'almandins
Très abondant sous cette forme
Crêt de l'Oeillon
pièce : 60 mm
Collection : perso n°488

(3) Bloc de granite avec des agglomérats de petits almandins très bien cristallisés
rare sous cette forme
Crêt de l'Oeillon
pièce : 60 mm
Collection : perso n°489

Figure 653 : Velay : Crêt de l'Oeillon : Almandins et Rhodolites isolés

(4) Almandin
Crêt de l'Oeillon
Cristal : 25 mm
Collection : perso n°490

(5) Grenat avec feuillets de biotite incrustés
Crêt de l'Oeillon
Cristal : 15 mm
Collection : perso n°491

(6) Grenat
Crêt de l'Oeillon
Cristal : 30 mm
Collection : perso n°492

8. GRENATS DES MICROGRANITES DE CHARRON ET MONTASSET (repères 7 et 8 resp.)

8.1 Les grenats

Bien que fréquent dans l'ensemble du massif, les grenats se trouvent généralement concentrés dans certaines enclaves grenues.
Ils mesurent généralement entre 1 et 5 mm, quelques spécimens pouvant atteindre 15 mm

Ils présentent d'importantes fractures suturées par des carbonates qui soulignent, avec de la chlorite, leur réseau de fissures. Dans les cas extrêmes, il ne subsiste plus que des ilots résiduels de grenat dans une plage de carbonates.
Optiquement, aucune trace de zonation n'apparait, et les inclusions ne sont pas spécialement concentrées sur le coeur.

La forme initiale des grains est souvent masquée par une couronne secondaire (calcite avec ou sans chlorite).
Il n'existe pas de critères évidents de déstabilisation au stade magmatique (la cordiérite, en particulier n'apparait jamais en périphérie) et le minéral est en équilibre textural apparent avec la mésostase. Les inclusions sont constituées de quartz (en gros cristaux arrondis), de biotite chloritisée, de rares aiguilles de sillimanite, et de monazite

La composition du grenat varie peu d'un grain à l'autre ; les cristaux des enclaves grenues, en particulier, ne se distinguent pas des autres. Le grenat « moyen » correspond à une solution binaire (Alm 58-63 %, Pyr 30-35 %). La teneur en pyrope peut atteindre exceptionnellement 38,5 %, ce qui correspond aux grenats les plus magnésiens jamais décrits dans des roches magmatiques acides.

Un grenat enrichi en spessartine (analyse 5), a été étudié de manière plus approfondie. La concentration en MnO diminue du cœur vers la périphérie (1,7 à 0,6 %), alors que la concentration en MgO varie en sens inverse (7 à 9,2 %). Il se serait donc formée à température croissante, à la faveur d'une réaction prograde qui consomme un autre minéral ferro-magnésien.
Les conditions PT de formation du grenat ne peuvent être estimées directement, car l'altération interdit tout calcul thermobarométrique. Si le grenat, toutefois, comme le laissent supposer les observations micrographiques, est effectivement en équilibre avec le liquide, alors des valeurs de T extrêmement élevées, de l'ordre de 900 "C, sont à envisager. En effet, le X_{Mg} du grenat (cf. livre sur la géothermobarométrie) et celui de la roche totale (assimilé à celui du liquide) sont très proches, et l'on sait expérimentalement que la constante de réaction
$K_{D\ Gt/Liq}$ est égal à 1 aux environs de 950 "C. Par analogie avec les données expérimentales pertinentes les teneurs très faibles en CaO conduisent à proposer pour la pression des valeurs relativement basses, de l'ordre de 5 kbar.

8.2 Discussion et conclusions

La forme des grenats et l'absence de couronne réactionnelle sur sa périphérie tendent à indiquer que le grenat est en équilibre avec le liquide. Sa présence au sein des agrégats grenus montre, de plus, qu'il s'agit d'un composant précoce de la roche. Il est donc clair que les grains de grenat représentent, soit des phénocristaux, soit des cristaux issus de la source. La zonation du grenat en pyrope-spessartine permet d'écarter la première solution.

La seule hypothèse compatible avec l'ensemble des données est celle d'une cristallisation du grenat par fusion-déshydratation d'un protolithe à biotite. La thermométrie chimique et la valeur apparente du $K_{D\ Gt/Liq}$ suggèrent que les températures minimales nécessaires pour qu'une réaction de ce type intervienne (825 à 880 "C sous 10 kbar, en fonction du matériau de départ ont bien été atteintes.
Les zonations et les textures observées sont également en accord avec les résultats expérimentaux à 8 kbar, les grenats s'enrichissent en Mg et s'appauvrissent en Mn entre 800 et 950 "C, et renferment par ailleurs toujours de grosses inclusions globulaires de quartz.

Dans le microgranite étudié, le grenat représenterait donc un témoin direct des conditions de production du liquide, par fusion-déshydratation d'un protolithe à biotite.
L'extrême rareté de la sillimanite indique que la source correspond à des métagrauwackes plutôt qu'à des métapélites. Les teneurs en CaO du grenat suggèrent, pour la pression, des valeurs plutôt basses (de l'ordre de 5 kbar), comparables aux estimations faites sur les granites tardi-migmatitiques.

Concernant l'origine de ces magmas tardifs, l'hypothèse la plus simple est celle d'une augmentation locale de température, entrainant la fusion partielle d'horizons lithologiques particuliers ayant résisté précédemment à l'anatexie vellave. La présence de fluorine, jointe à celle de topaze dans le granite tardi-migmatitique voisin de Fabras, conduit à envisager une source enrichie en biotite fluorée, plus réfractaire. Dans ce scénario, la chaleur nécessaire serait alors fournie par l'accrétion sous-crustale de magmas basiques, dont on retrouve les témoins sous forme d'enclaves dans les granites tardi-migmatitiques.

9. GRENATS DES PEGMATITES DE BEAUCHAUD (repère 9)

La pegmatite de Beauchaud est située dans la montagne dite de Montorsier, sur les communes de St-Pierre-la-Bourlhonne et du Brugeron.

Avec le club minéralogique stéphanois, les sorties à Beauchaud ont permis d'extraire de nombreuses tourmalines noires, hélas souvent tronquées ou qui avaient la très mauvaise idée de se désintégrer par relaxation des contraintes après leur exhumation des blocs de quartz.

Mais c'est à l'occasion d'une sortie en solitaire que j'ai pu fragmenter un bloc remplis de tourmalines, de béryls (verts et aigue marine) et de deux petits grenats bruns.

9.1 Géologie

Le site est la montagne toute entière. Lorsque j'y allais dans les années 1990-2000, il y avait une petite décharge avec carrosseries de voiture qui me servait de repère. Le club de Moulins parle de remonter le lit du ruisseau.

Décrite en 1894, par Gonnard et Adelphe, Jacquet-Cisèle est le premier à l'exploiter en 1906. Le décès du propriétaire entraine un arrêt des travaux deux ans plus tard. Entre 1908 et 1909, le professeur P. Glangeaud étudie le site en explorant la partie ouest des Monts du Forez et le décrit comme remarquable.

Si la géologie de cette montagne est encore mal connue notamment la direction des filons de pegmatite, l'évolution et la répartition des minéraux en profondeur et l'éventuelle présence de géodes importantes, on peut affirmer que le potentiel minéralogique du site est très intéressant.

9.2 Pétrologie

9.2.1. Muscovite

De grandes plaques de mica ont été récoltés sur ce site, allant jusqu'à 20 cm.

9.2.2. Feldspaths potassiques

Présence abondante de microcline blanc ou des feldspaths blancs à roses, en cristaux décimétriques.

9.2.3. Béryl

Les béryls sont rares dans l'ensemble mais abondants dans certains blocs où ils sont enchâssés dans le quartz.
Il s'agit de béryls verts ainsi que de béryl bleus apparentés aux aigues marines. La plupart sont d'aspect pierreux mais des pièces de qualité gemme ont été sorties de ces pegmatites.
Des inclusions de tourmaline ou de micas ont été signalées.
Ils mesurent de 8 à 20 mm de diamètre, avec des longueurs pouvant atteindre les 12 centimètres.
Ils sont souvent tordus.

9.2.4. Tourmalines

Très abondantes, de qualité schorl, les cristaux sont le plus souvent brillants, mais les plus jolis, les mieux formés sont parfois mats (car la surface est poreuse).

Les cristaux sont généralement bien cristallisés et des longueurs de 40 cm ont été signalées.
Toutefois, leur extraction dépend de la chance que l'on a (cf. le Dr H. Laurent pour ne pas le nommer).

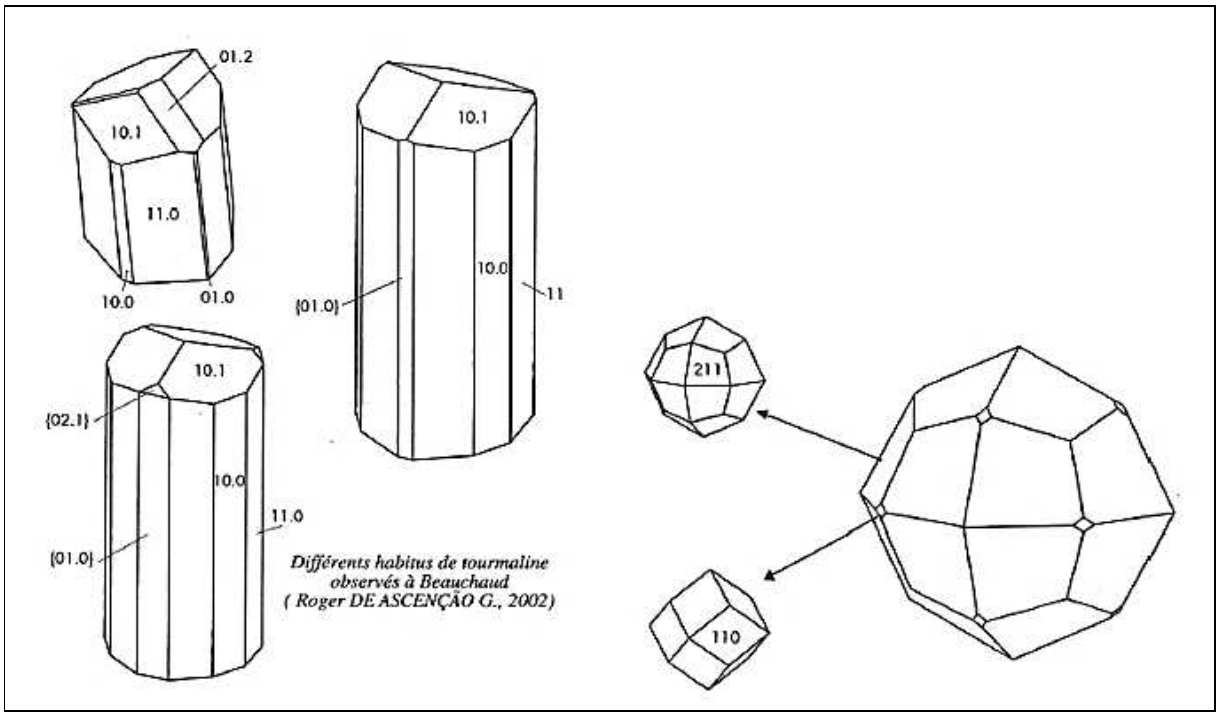


Figure 654 : Velay : Beauchaud : habitus des tourmalines et des grenats découverts à Beauchaud

9.2.5. Grenats

cristaux brun noir à rouges, enchâssés dans le quartz gris et pouvant atteindre 3 cm.

9.2.6. Quartz

Il forme la matrice de la pegmatite, qui ne semble pas présenter de cœur vide à rempli de terres.
Le quartz est massif avec une teinte laiteuse ou grise ?
On a signalé des échantillons de quartz rose.

9.3 Pétrographie

Les cristaux de tourmaline et de béryl montrent des formes tourmentées. Les cristaux sont souvent tronçonnés, clivés ou même tordus.
La pegmatite a dû subir, après cristallisation, des contraintes importantes avec fractures et probablement insertion d'un fluide hydrothermal dont la silice est venue assurer la soudure entre les morceaux d'un même cristal.
Les cristaux qui se pulvérisent à leur libération de la gangue de quartz, seraient ainsi, des cristaux qui auraient supporté et assimiler les contraintes subies par la pegmatite, et qui les relâcheraient donc à l'ouverture des blocs.

La roche du site de la montagne de Montorsier serait donc une pegmatite qui aurait été fracturée et aurait été remplie de silice hydrothermale.

Figure 655 : Velay : Beauchaud : Minéraux

Béryl aigue marine et feldspath
Beauchaud
Cristal : 25 mm
Collection : perso n°1123

Béryl aigue marine et mica
Beauchaud
Cristal : 25 mm
Collection : perso

Tourmaline terminée
Beauchaud
Cristal : 25 x 12 mm
Collection : perso n°109

Figure 656 : Velay : Beauchaud : Minéraux

Tourmaline
Beauchaud
Cristal : 40 mm
Collection : perso n°1127

Béryl et feldspath
Beauchaud
Cristal : 35 mm
Collection : perso n°1125

Tourmaline et béryl
Beauchaud
Cristal : 45 x 8 mm
Collection : perso n°1126

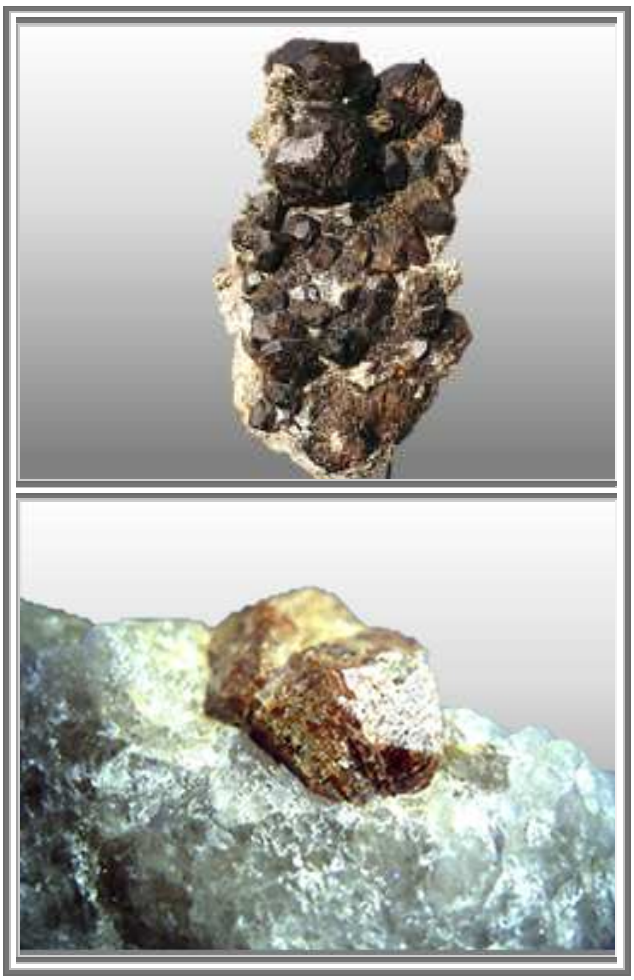


Figure 657 : Velay : Beauchaud : Grenats

Grenats
Beauchaud
17,5cm x 9cm cristaux 1 à 4 cm
Collection : 17,5 cm x 9 cm

grenats
Beauchaud
Cristal : 10 mm
Collection : perso n°151

10. GRENATS DES PERIDOTITES DU BOIS DES FEUILLES (rep. 10)

10.1 Localisation

Au cœur du Bois des Feuilles sur la commune de St Romain en Jarez, près de Sainte-Catherine se trouve des métapéridotites et leur encaissant constitué de paragneiss, aux coordonnées GPS :45° 34' 47'', 4° 34' 29'' (45,579767 N, 4,574850 E).

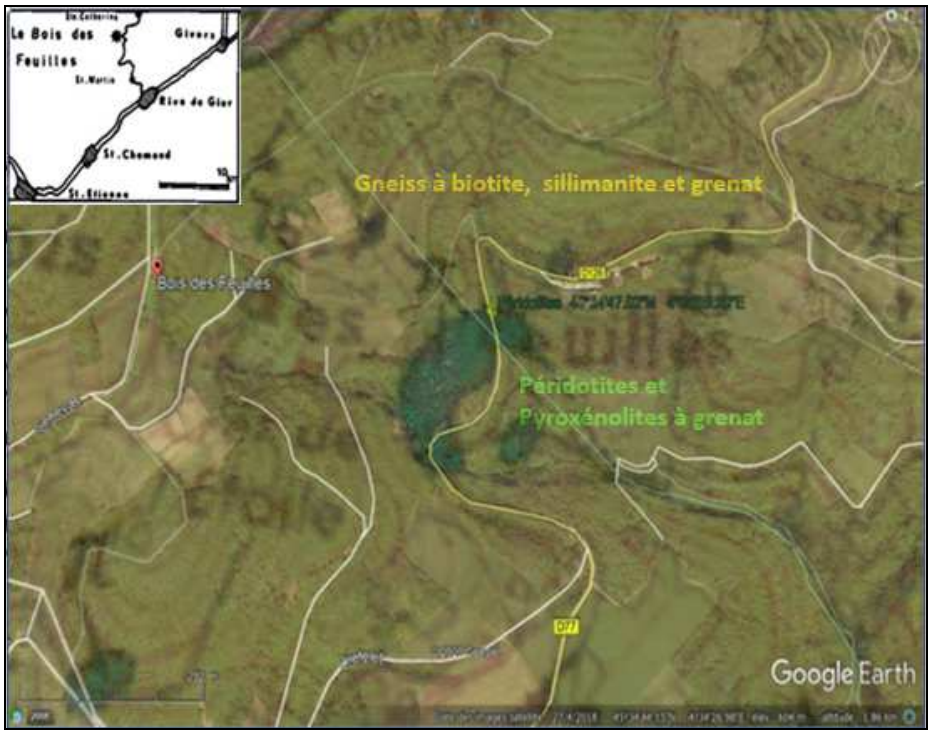


Figure 658 : Bois des feuilles : Localisation des péridotites et pyroxénites à grenats du massif du Bois des Feuilles

10.2 Description du site

B. LASNIER décrit dans son livre une occurrence de péridotites à grenats et de pyroxénites à grenats interstratifiées dans les gneiss de biotite-sillimanite-grenat au sommet de la série granulitique des monts du Lyonnais (massif central français).
Les dimensions de ce site sont assez significatives pour un gisement croûte (500 × 100 m). Toutefois, ce site n'est exploitable que par l 'existence d'un ensemble de petits affleurements.

Figure 659 : Bois des feuilles : Photos d'affleurements en retrait de la route

10.3 Pétrographie

La roche est composée uniquement de forstérite, enstatite, diopside chromifère, pyrope et de péridotites à spinelles avec leurs produits de transformations rétrogrades telles que kélyphites, amphiboles, chlorites, lizardite, ….
La péridotite à grenat est fortement serpentinisée, comme on peut l'observer dans une carrière voisine. Ces serpentines sont de couleur gris sombre et renferment des nodules millimétriques.
Les grenats sont le plus souvent millimétriques, parfois centimétriques. Ils sont systématiquement entourés par une couronne réactionnelle symplectique de pyroxènes et spinelles.
.

Figure 660 : Bois des feuilles : Echantillon de grenat dans péridotite [10]

10.4 Pétrologie

10.4.1. Lames minces

L'observation de lames minces des nodules récoltés au sein des serpentines présente un cœur de spinelle entouré de grenat, lui-même étant enfermé dans un autre spinelle.

Les études pétrographiques montrent l'hétérogénéité du massif et l'antériorité du spinelle rouge sur le grenat qui forme toujours une couronne autour du spinelle. Les péridotites sont entremêlées avec de nombreuses couches striées et dislocalisées de websterites à grenat avec des niveaux centimétriques rares.

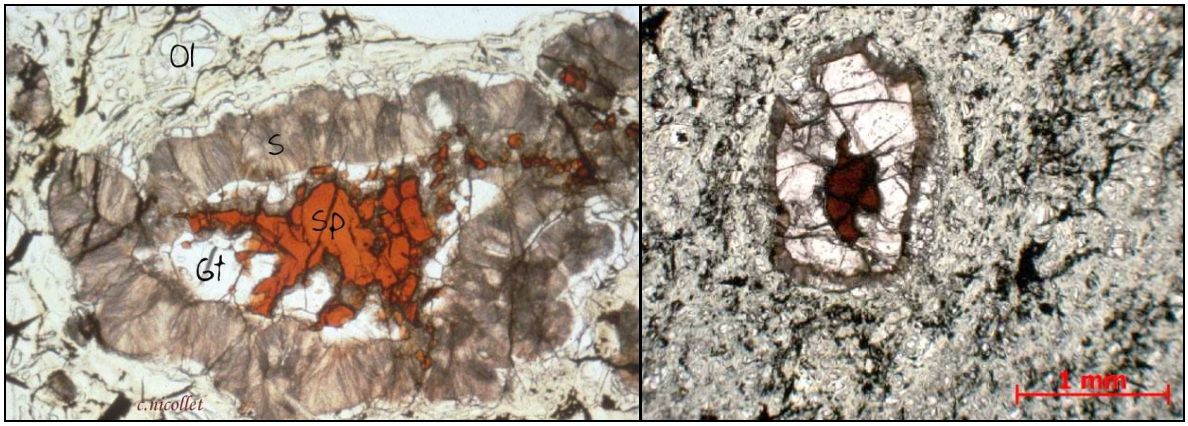


Figure 661 : Bois des feuilles : Lame mince d'une lherzolite (C. Nicollet [9]/ ENS Lyon[10])
Cette microphotographie (en LN) d'une lherzolite du Bois des Feuilles contient des assemblages coronitiques complexes qui témoignent de l'histoire de cette roche. Dans une matrice d'olivine (ol), un spinelle brun-rouge (Sp) est entouré de Grenat (Gt), lui-même entouré d'un "chevelu" (S=symplectite) composé d'orthopyroxènes, clinopyroxènes et spinelle. On peut en conclure que la roche : une lherzolite à Sp est passée dans le domaine des lherzolites à Gt, puis est revenue dans le domaine des lherzolites à Sp. Les transformations minéralogiques impliquent la réaction : Ol + Gt = Opx + Cpx + Sp. (Photo V. Gardien).

10.4.2. Interprétation

Ces pyroxénites seraient dérivées de processus magmatiques particuliers (fonte anatectique partielle suivie d'une cristallisation) développées à partir d'un niveau du manteau supérieur dans un matériau péridotique pyrolitique primaire (s. l) ou grenat.

La péridotite à grenat du "Bois des Feuilles" serait, en fait, une "lherzolite à grenat secondaire" dérivée [9] :

- soit d'une lherzolite à spinelle entremêlée de couches de webstérite à grenat et de leurs restes «dunitiques», pour former une «lherzolite Pseudo-grenat».
- soit d'une lherzolite à spinelle associée à des websterites à grenat et soumise temporairement, au moment de son mouvement croissant diapirique du manteau vers la croûte jusqu'aux conditions du faciès du grenat à spinelle lherzolite.

Sachant que le manteau est constitué en partant de la surface, de couches de péridotite à plagioclase, puis de péridotite à spinelle et au-delà de péridotite à grenat, on peut imaginer que ces serpentines sont issues d'une péridotite entrée en subduction puis remontée par le prisme orogénique (paragneiss), passant de 30/40 kms de profondeur à 80/90 kms de profondeur [6], voire de 70-80 à 110-120 km de profondeur [7], avant remontée. Cette association gneiss-péridotite dérive donc d'une paléo lithosphère qui est entrée en subduction.

Le protolithe lithosphérique est daté de 480 Ma, avant qu'il y ait eu subduction (métamorphisme HP-BT) de l'océan Centralien qui séparait le Gondwana au sud et la Laurasia au nord, il y a quelques centaines de millions d'années (380 Ma [6], 400 à 450 Ma [7]).

11. GRENATS DU MORVAN ET DU FOREZ

11.1 Introduction

Un peu plus au nord du Velay, on entre dans des régions métamorphiques très prolifiques en matière de grenats, bien que je n'ai pas connaissance de grenats de qualité esthétique dans cette région.
Jacques Bertaux, dans le cadre de sa thèse de 3 ème cycle a étudié l'Origine métamorphique des grenats des volcanites acides d'âge viséen supérieur dans le nord-est du Massif central français.
Dans l'intérêt évident pour un livre qui cherche à expliquer les différentes genèses des grenats, les travaux de Jacques Bertaux s'initie parfaitement, et ce d'autant plus qu'il a observé des croissances de grenats dont la concentration en spessartine augmente en surface.

Ainsi, dans le Nord-Est du Massif Central français, se trouve un important complexe volcanique acide, appelé traditionnellement tufs anthracifère. Il représente la plus grande partie des formations du Viséen supérieur dont la lithostratigraphie a été présentée par jacques Bertaux dans la région de Roanne (Bertaux et al, 1978; Bertaux et Rubiello, 1981).
La présence de grenats dans ces volcanites acides et le microgranite porphyrique congénère était alors déjà bien identifiée. Toutefois, les géologues ne s'entendaient pas sur leur origine : magmatique pour Echavarri (1966), Blanc (1968), et Morel (1975), métamorphique pour Yama Nkounga (1973). Ces conclusions, basées uniquement sur des observations pétrographiques, quelquefois sommaires d'après Jacques Bertaux, ont donc été reprises en s'appuyant notamment sur des recherches l'origine des grenats dans les roches magmatiques acides ou intermédiaires (en général de la série calco-alcaline).

11.2 Contexte géologique

Cette étude comparative a été menée sur deux types de grenats, les grenats :

- des volcanites viséennes (tufs anthracifères) et du microgranite porphyrique de la région de Roanne, qui présentent selon Didier et Lameyre (1977) des caractères calco-alcalins typiques;
- du socle métamorphique voisin du Forez, constitué de gneiss migmatites et granite d'anatexie à sillimanite-cordiérite.

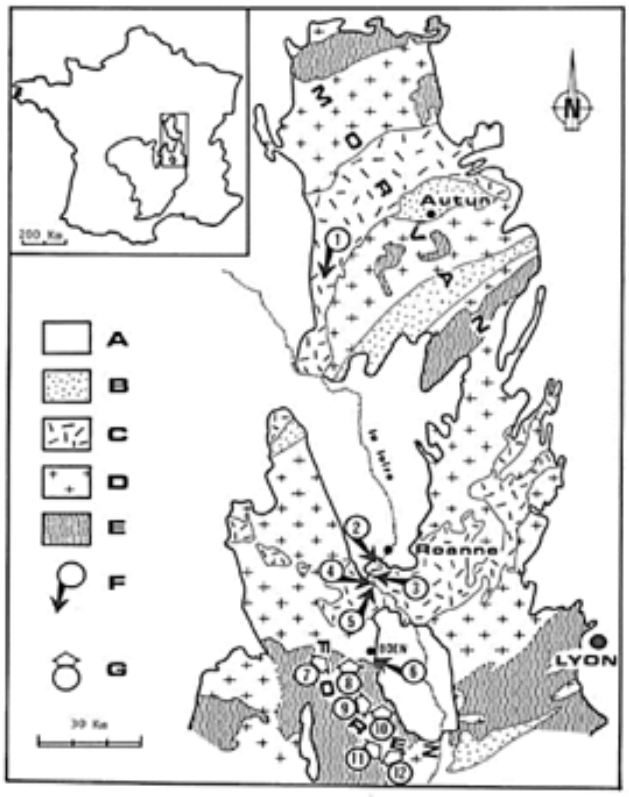


Figure 662 : Forez : Esquisse géologique du Nord-Est du Massif Central
localisation des échantillons à grenat prélevés (d'après la carte géologique de France au 1/1 000 000 BRGM
A : terrains secondaires et tertiaires ; B : Stéphanien et Permien ; C : Dévonien-Dinantien dont tufs anthracites ; D : granites indifférenciés (et terrains anté-viséen associés ; E : socle (micaschistes, gneiss, migmatites et granite d'anatexies) ; F : point d'échantillonnage des grenats dans les tufs anthracifères

(1) : ech. n° 19; (2) : ech. n° 14; (3) : ech. n° 23, 24; (4) : ech. n° 12, 15, 20, 21; (5) : ech. n° 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 13, 16, 17, 22; (6) : ech. n° 18, 25, 26. G : points d'échantillonnage des grenats dans le socle : (7) : ech. GT 6; (8) : ech. GT 5; (9) : ech. GT 1, GT 3; (10) : ech. GT 4; (11) : ech. GT Cl; (12) : ech. GT 11, GT 8.

11.3 Pétrographie

11.3.1. Les tufs anthracifères

L'apparition du grenat dans les volcanites semble liée à la présence de nombreuses enclaves, pour partie d'origine métamorphique. Cette abondance a été notée dans les ignimbrites de la Moutouse (Alsac et al, 1979), dans la rhyolite de Boën (Yama Nkounga, 1973) et dans les roches du Morvan (Morel, 1975).
Le grenat apparaît soit libre, soit contenu dans l'une de ces enclaves métamorphiques. Dans tous les cas, la paragénèse citée dans la Table 34 est celle de la roche-hôte, roche éruptive dans le premier cas, roche métamorphique dans le second.
Les volcanites des tufs anthracifères et le microgranite porphyrique, que ce soit dans le Morvan, le Roannais ou la région de Boën, ont la même composition minéralogique (Table 34) : quartz, feldspath alcalin, plagioclase (en général An 30), biotite souvent chloritisée ; le clinopyroxène est parfois présent dans les roches du Roannais; les minéraux accessoires sont le grenat, l'apatite, l'épidote, le zircon et la pyrite.
Six des sept enclaves métamorphiques étudiées sont des gneiss à grenat + biotite + plagioclase + feldspath alcalin + quartz + minéraux opaques. La 7 ème, a une composition de restite (résidu de fusion de roches magmatiques) à grenat-sillimanite-spinelle-corindon-biotite-plagioclase ; cette dernière provient de la rhyolite de Boën.

Les enclaves métamorphiques de cette roche sont décrites par Yama Nkounga (1973), qui les classe en deux groupes, de paragénèses distinctes :

- les enclaves à grenat-biotite-cordiérite-plagioclase (An 30-40),
- les enclaves à spinelle-sillimanite-plagioclase (An 40) - biotite chloritisée-cordiérite-corindon ; les types appartenant à ce dernier groupe sont comparables, selon Yama Nkounga, à certaines enclaves du microgranite de Pouzol-Servant (équivalent du microgranite porphyrique du Roannais selon Ameil, 1963) et correspondraient à des résidus cristallins, enrichis en alumine et minéraux ferromagnésiens, d'une roche ayant subi une anatexie partielle.

Les grenats sont en état de déséquilibre chimique avec les volcanites. Ainsi, les grenats, lorsqu'ils sont libres, sont entourés d'une auréole de kélyphite à plagioclase + biotite chloritisée, parfois seulement à chlorite. Dans les enclaves, les grenats apparaissent très résorbés.

11.3.2. Les roches métamorphiques

La nature pétrographique et les paragénèses des roches prélevées sont données dans la Table 34.

Les échantillons GT5 et GT6 qui se singularisent par leur teneur élevée en spessartine (respectivement 48% et 31 %), ne peuvent pas être comparés aux autres grenats de roche volcanique. Ils seront discutés par moi-même ultérieurement.

Tous les autres grenats apparaissent très kélyphitisés.

11.4 Composition des grenats.

Les compositions des grenats présentées dans le diagramme ternaire almandin-pyrope-spessartine (Figure 663 : Forez : Composition des grenats des tufs anthracifères et des roches métamorphiques

Figure 663) montrent que les grenats de volcanites sont de composition similaires aux grenats métamorphiques.
Les teneurs en grossulaire des grenats des deux domaines, bien que non représentées, sont également similaires. Elles sont généralement faibles, comprises entre 2,19 et 5,41 % dans les tufs anthracifères et 2,08 et 5,49 % dans les métamorphites.

Dans les volcanites, il n'existe pas de différence de composition entre les grenats libres et ceux contenus dans une enclave métamorphique.
Par leur chimisme global, les grenats des volcanites sont identiques à ceux des roches métamorphiques.
Par contre, les grenats des deux domaines se distinguent nettement par leur variation de composition en surface :

- dans les volcanites, ils s'enrichissent en pyrope dans cette zone au détriment de l'almandin
- à l'inverse, dans les métamorphites, ils s'y appauvrissent en pyrope en faveur des composants almandin et spessartine

La similitude de composition des grenats des deux domaines paraît clairement refléter leur origine commune, c'est-à-dire leur appartenance à des roches métamorphiques à sillimanite-cordiérite. En effet, la comparaison de ces grenats à ceux de diverses roches métamorphiques du Massif Central, ou à titre d'exemple à ceux de différentes provinces métamorphiques dans le monde (cf. les diagrammes triangulaires almandin + spessartine - pyrope - grossulaire de la Figure 664, montre que c'est toujours dans les roches métamorphiques et les migmatites à sillimanite cordiérite que l'on trouve des grenats de composition identique à ceux des tufs anthracifères.

	N° échantillon	Formation	Paragénèse	Grenat dans une enclave (pour les volcanites)	Référence (pour les métamorphites)
ROCHES VOLCANIQUES	1 à 17	Ia	biotite chloritisée - plagioclase(An 30) - feldspath alcalin - quartz - grenat - apatite - épidote		
	18	II	plagioclase (An 28) - feldspath alcalin - biotite chloritisée - quartz - grenat - zircon		
	19	III	grenat - biotite chloritisée - plagioclase (An 50) feldspath alcalin - quartz - zircon - épidote - pyrite		
	20	Ia	grenat - biotite - plagioclase (An 40) - chlorite - épidote - minéraux opaques	+	
	21	Ia	grenat - biotite - plagioclase - quartz - feldspath alcalin - minéraux opaques	+	
	22	Ia	grenat - biotite chloritisée - plagioclase - minéraux opaques - épidote - apatite - minéraux phylliteux	+	
	23 et 24	Ic	grenat - biotite chloritisée - plagioclase - feldspath alcalin - quartz - calcite - épidote - apatite	+	
	25	II	grenat - sillimanite - spinelle - corindon - biotite - plagioclase	+	
	26	II	grenat - biotite - quartz - minéraux phylliteux	+	
ROCHES METAMORPHIQUES	GT4	Gneiss gris à grenat et sillimanite	quartz - plagioclase (An 27) - feldspath alcalin - biotite - sillimanite - grenat		Clavaud-Ratsimba (1972) p.79-81
	GT8	Leptynite à grenat	biotite - grenat - feldspath alcalin - plagioclase (An 27) - quartz - minerai		Gourgaud (1973) p.17
	GT1	Migmatite à sillimanite	biotite - cordiérite - grenat - sillimanite -opaques - feldspath potassique - plagioclase (An 27) - quartz		Clavaud - Ratsimba (1972) p. 35
	GTC1	Granite à grenat et cordiérite	quartz - feldspath alcalin - plagioclase - cordiérite-biotite - muscovite - grenat		F. Cottard (comm. pers.)
	GT3	Gneiss amphibolique	plagioclase (An 50) - amphibole - opaques - apatite - grenat - quartz		Clavaud - Ratsimba (1972) p. 76
	GT11	Gneiss kinzigitique	quartz - plagioclase (An 33) - feldspath alcalin - biotite - sillimanite - cordiérite - grenat - muscovite - opaques - sphène		Gourgaud (1973) p.49
	GT5	Aplite de Prod	quartz - orthose - plagioclase (An 20) - muscovite - biotite - grenat - tourmaline		Clavaud -Ratsimba (1972) p. 167
	GT6	Granite à grain fin de Chalmazel	quartz - feldspath alcalin - plagioclase (An 15) - biotite - muscovite - grenat		Clavaud - Ratsimba (1972) p. 168

Table 34 : Forez : Pétrographie des roches à grenats

I : tufs anthracifères de la region de Roanne - 1a : Ignimbrites de la Moutouse – 1b : lave rhyolitiquede Villerest 1c : microgranite porphyrique;

II : rhyolite de Boën;

III : tufs anthracifères du Morvan

	N° Echantillon		SiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	Total	Pyrope	Spessartine	Grossulaire	Almandin
GRENATS DES ROCHES VOLCANIQUES	1		38,49	23,10	32,64	0,44	5,75	1,00	-	-	-	101,41	23,31	0,99	2,86	72,84
	3	bord	39,40	22,38	28,53	1,77	6,50	1,56	0,36	0,01	0,10	100,62	26,55	4,07	4,62	64,77
		centre	37,90	22,51	30,27	1,65	6,33	1,12	0,55	0,01	0,10	100,45	25,44	3,74	3,22	67,60
	7	bord	38,22	21,62	31,92	1,07	5,46	1,26	0,31	0,01	0,10	99,98	22,11	2,44	3,64	71,80
		centre	37,69	21,75	34,54	0,52	4,53	1,22	0,02	0,04	0,06	100,38	18,19	1,17	3,50	77,14
	11	bord	38,95	20,48	29,20	1,57	6,48	1,57	-	-	0,25	98,50	26,39	3,58	4,53	65,50
		centre	38,53	22,72	34,67	1,64	2,88	1,07	-	-	0,25	101,76	12,19	3,87	3,19	80,74
	12	bord	39,06	22,38	27,37	1,81	6,46	1,36	1,06	0,04	0,33	99,86	27,32	4,30	4,10	64,28
		centre	38,65	22,02	28,98	2,03	6,15	1,65	0,67	0,01	0,10	100,25	25,02	4,64	4,80	65,53
	16	bord	37,36	22,40	29,97	1,43	6,80	1,65	1,87	0,01	0,10	101,59	26,73	3,17	4,64	65,46
		centre	37,54	21,72	29,44	1,95	1,70	7,45	0,02	0,01	0,10	99,93	6,96	4,48	21,74	66,82
	21		38,39	22,06	29,02	1,90	6,43	1,43	1,22	0,01	0,08	100,54	26,10	4,34	4,14	65,43
	24		37,02	21,30	30,81	5,16	3,39	1,88	0,91	0,05	0,07	100,59	13,69	11,74	5,41	69,15
	25	bord	36,47	21,62	32,04	0,43	6,73	1,05	0,34	0,01	0,10	98,78	26,37	0,94	2,94	69,75
		centre	36,77	22,17	32,51	0,62	5,85	0,94	2,06	0,01	0,12	101,04	23,45	1,40	2,69	72,46
	26	bord	38,11	22,26	33,32	0,48	4,84	0,74	0,02	0,04	0,08	99,90	20,05	1,11	2,19	76,64
		centre	38,07	22,38	32,87	1,03	5,36	0,90	0,02	0,11	0,02	100,76	21,58	2,34	2,58	73,51
GRENATS DES ROCHES METAMORPHIQUES	GT4	bord	37,62	22,59	32,57	2,13	4,66	1,79	0,02	0,06	0,12	101,56	18,46	4,75	5,07	71,71
		centre	37,28	21,32	32,75	1,86	4,49	1,93	0,46	0,01	0,15	100,25	17,89	4,17	5,49	72,45
	GT8	bord	35,14	21,26	36,17	3,07	3,11	0,78	2,06	0,19	0,12	101,91	12,19	6,79	2,20	78,83
		centre	34,88	21,56	36,76	1,84	3,97	1,20	1,37	0,01	0,10	101,71	15,11	3,95	3,27	77,66
	GT1	bord	35,40	21,22	33,53	3,72	3,49	0,88	0,46	0,02	0,20	98,91	14,05	8,43	2,54	74,99
		centre	36,77	22,49	34,54	2,66	4,26	1,06	0,50	0,01	0,10	102,39	16,57	5,82	2,96	74,65
	GTC1	bord	35,37	21,68	34,13	4,62	3,24	0,94	1,63	0,24	0,10	101,95	12,72	10,21	2,63	74,44
		centre	36,59	22,32	32,20	2,54	5,19	1,53	1,37	0,01	0,07	101,82	20,28	5,59	4,26	69,87
	GT3	bord	35,80	20,49	31,34	3,87	3,59	1,72	2,33	0,01	0,10	99,25	14,71	8,93	5,04	71,32
		centre	37,00	21,56	28,86	2,27	3,87	5,25	1,80	0,01	0,10	100,73	15,54	5,13	15,04	64,30
	GT11	bord	37,00	21,81	34,61	4,71	3,07	0,74	0,14	0,24	0,10	102,42	12,06	10,41	2,08	75,45
		centre	35,91	21,92	30,52	2,97	5,36	1,43	2,52	0,05	0,00	100,68	21,44	6,68	4,08	67,80

Table 35 : Forez : Analyses chimiques des grenats.
Analyses effectuées à la microsonde de l'Université de Paris VI
Les inclusions, peu nombreuses quand elles existent, sont, en plus de celles trouvées dans la zone centrale, de la biotite fraîche et des baguettes de plagioclases.

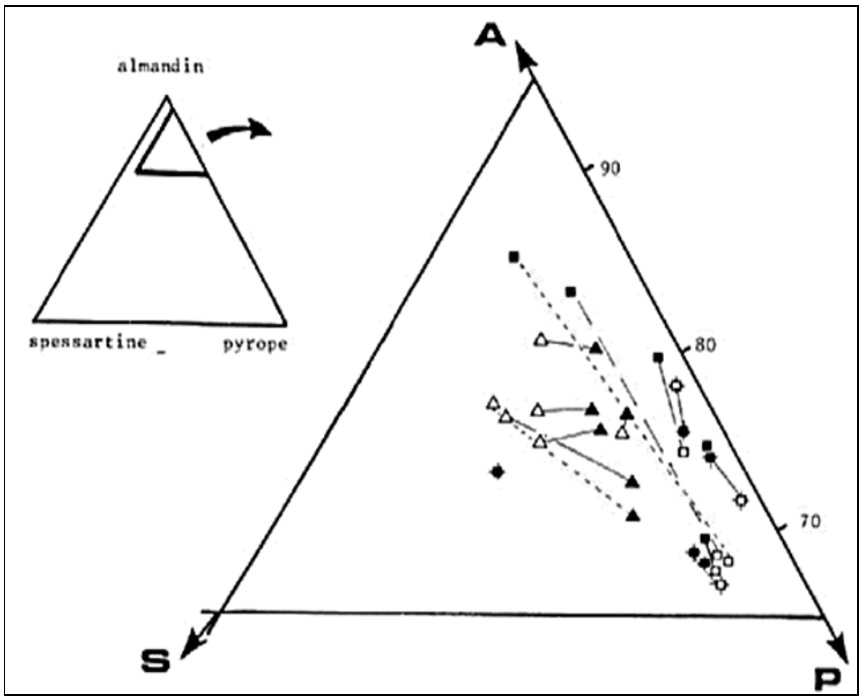


Figure 663 : Forez : Composition des grenats des tufs anthracifères et des roches métamorphiques
Symbole plein : centre du minéral; symbole vide : bord du minéral
■ Grenats libres des volcanites
+ Grenats contenus dans une enclave métamorphique des volcanites
▲ Grenats des roches métamorphiques du Forez

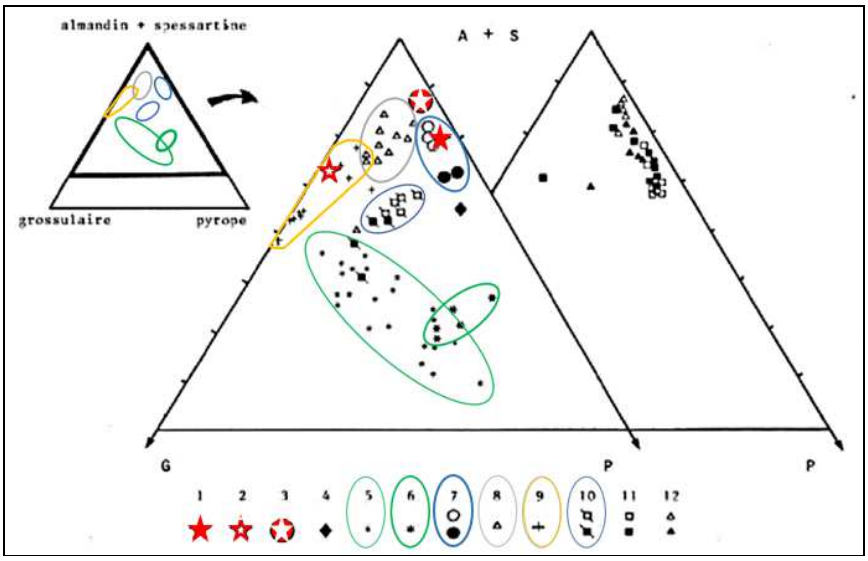


Figure 664: Forez : Comparaison des grenats étudiés avec ceux de différentes roches métamorphiques
Symbole plein : centre du minéral ; symbole vide : surface du minéral;
Grenats de roches métamorphiques du Massif Central : 1 : grenat de migmatite à sillimanite (Gourgaud, 1973); 2 : grenat d'amphibolite enclavée dans les migmatites (Clavaud et Ratsimba, 1972); 3 : position approximative de la moyenne des grenats pour les roches métamorphiques à sillimanite-cordiérite du Massif Central (Ravier et Chenevoy, 1979); 4 : grenat de granulite (Ravier et Chenevoy, 1979); 5 : grenats d'éclogites (Santallier, 1976); 6 : grenats d'éclogites (Lasnier, 1977).
Grenats de roches métamorphiques de différents faciès : 7 : grenats de la zone à sillimanite (Grant et Weiblen, 1971) ; 8 : grenats de la mésozone (grenat-disthène) (Atherton, 1968); 9 : grenats du faciès schistes verts (Brown, 1969) ; 10 : grenats du faciès granulite (Kurat et Sharbert, 1972) ; 11 : grenats des tufs anthracifères ; 12 : grenats des roches métamorphiques du Forez

11.5 Origine métamorphique des grenats des tufs anthracifères

L'objectif de ce travail était d'établir l'origine magmatique ou métamorphique du grenat des volcanites et, dans ce dernier cas, de rechercher un éventuel lien génétique entre tufs anthracifères datés du Viséen Supérieur et les formations du socle dont l'âge du métamorphisme se situe selon Clavaud et Ratsimba (1972) entre 400 et 440 millions d'années.
Les résultats obtenus sur les grenats des tufs anthracifères du Nord-Est du Massif Central permettent d'aborder le problème général de l'origine et de la signification des grenats dans les roches magmatiques

11.5.1. Origine des grenats.

L'origine métamorphique des grenats contenus dans les enclaves de gneiss des tufs anthracifères est évidente; leurs caractères texturaux, la présence d'inclusions disposées en hélice, prouvent leur appartenance à la paragénèse métamorphique primaire; ils ne peuvent en aucun cas, comme cela a été suggéré dans un autre exemple (Birch et Gleadow, 1974, p.), être attribués à une réaction entre l'enclave et le magma des tufs anthracifères.
Les grenats libres des volcanites ont des caractères de zonation et de chimisme identiques à des grenats contenus dans des enclaves.
Il faut donc retenir une origine commune, métamorphique, pour l'ensemble des grenats des tufs anthracifères. La comparaison avec ceux échantillonnés dans le socle voisin du Forez confirme ce résultat et suggère leur provenance à partir de roches métamorphiques appartenant aux faciès à sillimanite-cordiérite.
Une nette différence de zonation existe en bordure des grenats des deux domaines, volcanique et métamorphique. Pour les premiers, l'incorporation dans un magma acide se traduit par une diminution du rapport almandin/pyrope vers la périphérie. Cette zonation de bordure est la même pour les grenats libres et pour ceux contenus dans une enclave métamorphique, et ne paraît pas être imputable à une cristallisation magmatique à partir de grenats métamorphiques préexistants.

11.5.2. Conservation des grenats dans le magma

Les grenats libres, qui possèdent une auréole à plagioclase et biotite chloritisée, sont donc en déséquilibre avec le magma des volcanites. Cette instabilité doit résulter en outre de l'évolution des conditions physiques (de la pression notamment) lors de l'ascension du magma. En effet, Keesmann et al. (1971) ont montré que des pressions élevées (> 4 kbar) sont nécessaires pour stabiliser l'almandin aux températures magmatiques.
La diminution du rapport almandin/pyrope en bordure des cristaux, plus importante pour les grenats libres à auréole de réaction que pour ceux contenus dans des enclaves métamorphiques, est probablement liée à ce déséquilibre.

Toutefois, la conservation dans le magma des grenats métamorphiques s'explique de plusieurs façons :

- Selon Kushiro (1975), la structure des grenats (orthosilicates) favorise leur cristallisation (et donc a fortiori leur conservation) dans des magmas siliceux riches en alcalins;
- Les résultats expérimentaux (Green, 1977) que les grenats riches en almandin sont proches de l'équilibre dans les liquides acides, même à des pressions relativement basses.

11.6 Problème général de l'origine des grenats dans les roches magmatiques acides

Dans un certain nombre de cas, l'origine magmatique des grenats de roches volcaniques acides et intermédiaires semble bien avoir été démontrée.
Ainsi, la corrélation chimique (éléments majeurs et/ou traces) existant entre les grenats et la roche-hôte (Brousse et al, 1972; Fitton, 1972; Westercamp, 1976) paraît être un argument sérieux pour lier génétiquement le grenat à la roche magmatique qui le contient ; cette corrélation a été démontrée sur les grenats synthétiques (Green, 1977, p. 61).
Mais, dans bien des cas, l'incertitude quant à l'origine des grenats demeure. Par exemple, les travaux expérimentaux réalisés (Green et Ringwood, 1968 et 1972 ; Green, 1972 et 1977) n'ont pas abouti à la cristallisation de grenats de composition identique à celle des grenats observés dans la plupart des laves acides.
Plus intéressant encore est l'exemple des grenats des roches calco-alcalines acides et intermédiaires du Sud-Est de l'Espagne, car il pose le problème d'une origine mixte de ces minéraux, par cristallisation magmatique à partir d'un grenat métamorphique préexistant. Les andésites, dacites et rhyodacites affleurant entre Alméria et Cartagena contiennent des cristaux de cordiérite, andalousite, sillimanite et grenat ainsi que de très nombreuses enclaves de roches métamorphiques dont les plus abondantes sont des gneiss à biotite-grenat-

sillimanite (Ruiz et al, 1976). Les caractères minéralogiques (Massare, 1979) et les compositions chimiques (Ruiz et al, 1976) des grenats libres et de ceux contenus dans des enclaves métamorphiques à biotite-grenat-sillimanite sont identiques à ceux des grenats des tufs anthracifères et des faciès métamorphiques à sillimanite du Forez (Figure 665).
Mais, par rapport au cas des tufs anthracifères, une différence importante existe : les zonations de bordure des grenats libres sont contraires à celles présentées par les grenats des enclaves métamorphiques contenues dans ces laves. En outre, dans les grenats libres, Massare (1979) observe en périphérie d'un cœur (d'origine métamorphique) riche en micro-inclusions cristallines la présence d'inclusions vitreuses symptomatiques d'une croissance magmatique.
Les nombreux points communs mis en évidence entre les grenats des tufs anthracifères et la partie centrale de ceux des roches calco-alcalines du Sud-Est de l'Espagne nous engage à penser, à la suite de Zeck (1970), que ces derniers sont d'origine métamorphique; selon cet auteur, la dacite de Cerro del Hoyazo, située dans la même province, représente une véritable « migmatite épanchée », la lave dérivant de la fusion partielle d'une séquence pélitique, les enclaves et les grenats en représentant les restites. Seule la zone périphérique limpide des grenats libres résulte d'une cristallisation magmatique comme en témoigne les inclusions vitreuses étudiées par Massare (1979).
Il semble donc que l'exemple des grenats des tufs anthracifères ne soit pas un cas isolé, mais corresponde à un phénomène que l'on peut mettre en évidence dans d'autres provinces et qui est sans doute en rapport direct avec l'origine du magma des roches volcaniques à grenats.

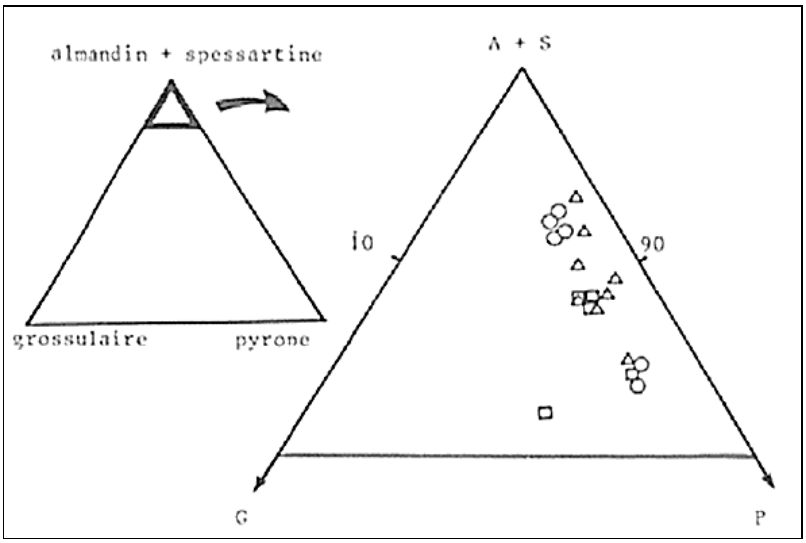


Figure 665 : Composition des grenats des roches volcaniques calco-alcalines du Sud-Est de l'Espagne (Ruiz et al, 1976)
Les compositions de ces grenats sont très proches de celles des grenats des tufs anthracifères et des roches métamorphiques du Forez. Ils sont de compositions voisines de $(A+S)_{90}\ P_8\ G_2$
Δ Grenats de dacites micacées
◘ Grenats de rhyodacites micacées
O Grenats d'enclaves de gneiss à biotite-grenat-sillimanite

11.7 Zonation des grenats

11.7.1. Visualisation de la zonation

Une zonation concentrique, très visible, caractérise presque tous les grenats (Figure 666).
La zone centrale est plus ou moins développée, parfois absente, sans doute à cause de la situation de la section observée du minéral (Effet de coupe). Elle a une teinte rosée. On y trouve en inclusions du quartz, de l'épidote, des minéraux opaques, et des fluides biphasés avec ou sans minéraux remplissant des cristaux négatifs. Toutes ces inclusions peuvent être orientées, s'alignant dans le grenat ou disposées en lignes courbes formant ainsi une texture hélicitique (cf à la fin de cet ouvrage).
La zone périphérique est plus claire, voire limpide.

11.7.2. Etude chimique

Résultats analytiques

Des traversées des grenats (15 à 30 analyses ponctuelles par minéral) ont été effectuées à la microsonde de l'Université de Paris VI, et reportées dans la Table 35. L'estimation du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} a été obtenue à partir de la formule structurale des grenats sur la base du rapport cations/anions égal à 8/12 (Huggins et al, 1976); la somme des cations toujours très proche de 8 quand le fer est exprimé sous forme Fe^{2+} montre qu'il y a peu ou pas de Fe^{3+}. L'andradite, s'il est présent, n'est que très minoritaire, ce que confirme les faibles teneurs en TiO_2 mesurées et la valeur du rapport Al/Si, toujours proche de 2/3 (Brown, 1967). Le calcul des composants moléculaires des grenats a donc été mené selon la méthode de Rickwood (1968) en exprimant tout le fer sous la forme de Fe II.

Zonation chimique des grenats

Pour l'ensemble des grenats étudiés, deux secteurs concentriques, parfois non superposables aux zones définies optiquement, peuvent être définis (Figure 666).
Dans le secteur central, qui constitue la majeure partie du minéral, les grenats des deux domaines (volcanique et métamorphique) présentent des zonages de composition remarquablement identiques ; on observe deux types de variations :

- Soit la composition évolue suivant un mode considéré comme typique des grenats apparus au cours d'un métamorphisme prograde (Grant et Weiblen, 1971; Tracy et al, 1976; Yardley, 1977), c'est-à-dire les teneurs en almandin et pyrope augmentent et celles en spessartine et grossulaire diminuent du centre vers le bord (Échantillon n° 20 et 16 pour les volcanites, GT3 et GT11 pour les métamorphites).
- Soit la zonation est faible (Échantillons n° 6 et 11 pour les volcanites, GT8 et GTC1 pour les métamorphites).

En surface de ces grenats, il y a systématiquement une hausse de la teneur en spessartine, mais seulement sur une bande très étroite. Plusieurs auteurs ont présenté cette évolution comme une zonation inverse ou rétrograde (Grant et Weiblen, 1971 ; De Béthune et al, 1975; Amit, 1976; Tracy et al, 1976; Anderson et Olimpio, 1977). D'après eux, les conditions physiques extrêmes de l'anatexie autoriseraient la diffusion du manganèse en surface. Il n'en est rien. On sait depuis longtemps que la diffusion à l'intérieur des grenats est quasi inexistante, notamment par le maintien des structures et des compositions des grenats quelles que furent les conditions de pression et de température élevées sous lesquelles les grenats ont été conservé. Les grenats sont très sensibles à une diminution de la pression (kélyphitisation, chloritisation) mais peu à des conditions extrêmes (grenats 9 et 10 des kimberlites). De plus, aucun moteur chimique d'activation ou de fugacité, ne permet un enrichissement aussi intense, supérieur à la concentration à cœur en manganèse.
L'anatexie, où plus exactement l'arrivée d'une phase externe, magmatique, liquide, a permis la cristallisation de spessartine épitaxique sur les grenats préexistants.

Mais c'est sans doute la différence de comportement de l'almandin et du pyrope en fonction de la provenance des minéraux qui est la caractéristique la plus importante dans ce secteur, le rapport almandin/pyrope :

- augmente faiblement du cœur vers la surface pour les grenats des métamorphites (très faiblement en tenant compte de la diminution de la teneur en spessartine)
- diminue faiblement pour les grenats contenus dans une enclave métamorphique des volcanites,
- diminue très fortement pour les cristaux de grenat libre dans les volcanites (Échantillons n° 6 et 11).

11.8 Formation des grenats

11.8.1. Divers cas étudiés

Plusieurs auteurs ont déjà souligné le lien existant entre la présence de grenats d'origine métamorphique et la génération de magmas acides (le plus souvent de chimisme calco-alcalin) par fusion sialique.
Green (1977) observe que les grenats des roches volcaniques acides et intermédiaires apparaissent le plus fréquemment dans des roches ignées à corindon normatif, dont l'origine est attribuée à la fusion de sédiments (roches pélitiques) dans la croûte continentale. Les liquides granitiques obtenus sont caractéristiques du type S (fusion de roches sédimentaires) de White et Chappel (1978) ; pour ces auteurs, en effet, les granites ayant passé par un stade de fusion totale sont rares, et la plupart contiennent des enclaves lithiques ou monominérales (xénocristaux), à nature de restite, dont le grenat est un exemple.

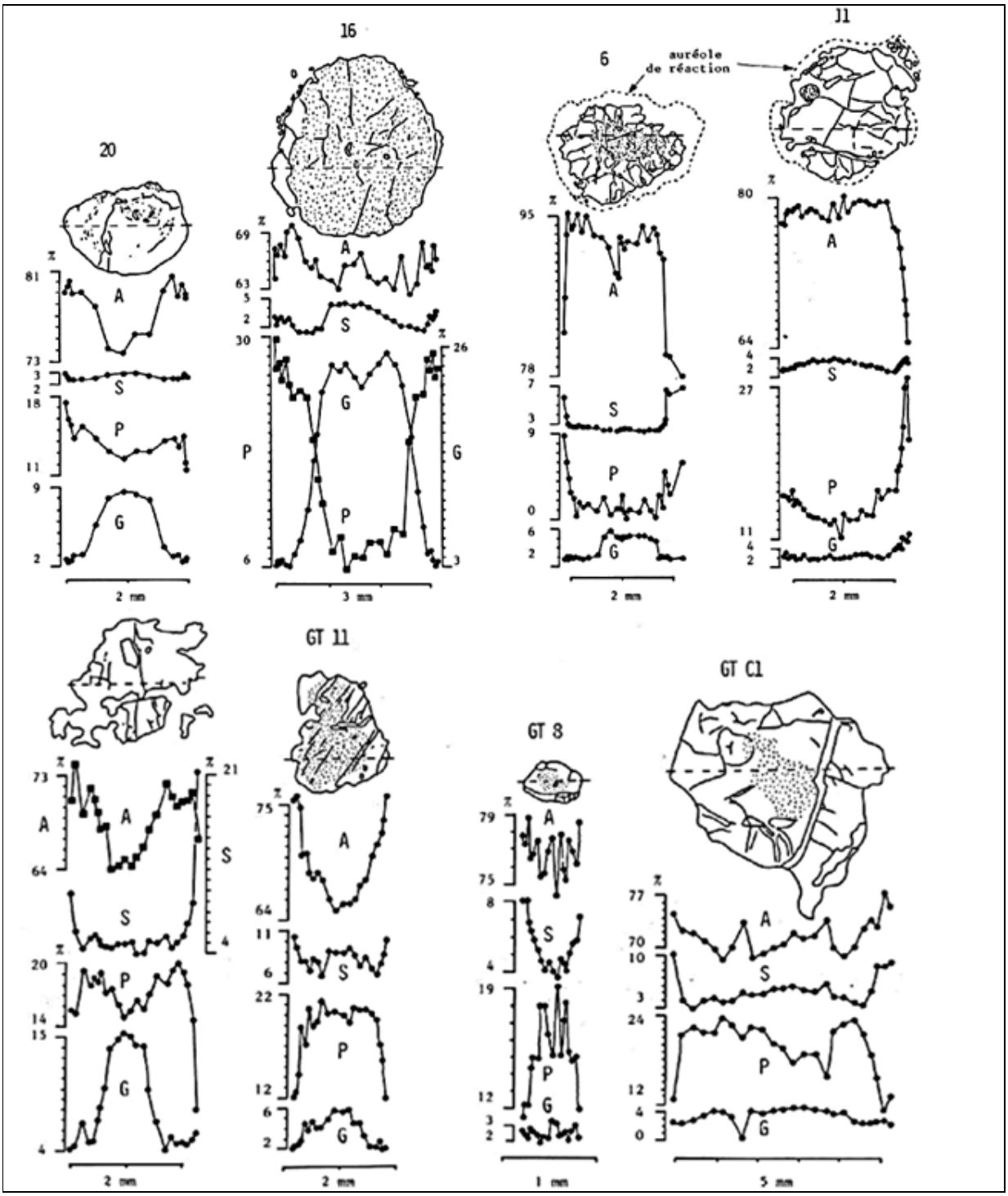


Figure 666 : Forez : Zonage des grenats des tufs anthracifères et des roches métamorphiques du Forez
A : Almandin ; S : Spessartine ; P: Pyrope ; G : Grossulaire

Pour Birch et Gleadow (1974), les rhyodacites et rhyolites de la région de Victoria (Australie) représentent un magma granitique produit par fusion partielle de roches pélitiques ; certains grenats de ces volcanites (type 2 des auteurs précédents) sont des résidus de la fusion des pélites. Une telle interprétation a également été avancée pour la dacite de Cerro del Hoyazo (Sud Est de l'Espagne) par Zeck (1970).
Dans les Alpes Orientales, le massif de Vedrette die Ries, mis en place à l'Oligocène, est constitué par des tonalités et des granodiorites (Borsi et al, 1978); ces faciès contiennent des grenats, libres ou inclus dans des enclaves métamorphiques (Bellieni et al, 1979) ; le chimisme de ces minéraux est comparable à celui des grenats des tufs anthracifères. Or, Borsi et al. (1978) qui discutent l'origine de ces granitoïdes à chimisme calco-alcalin sur la base de leurs rapports isotopiques Sm^{87}/Sr^{86}, les font résulter d'une anatexie de matériaux de la croûte.

11.8.2. Cas des tufs anthracifères.

Des faciès à sillimanite-cordiérite sont présents dans le socle qui affleure à peu près partout au voisinage des tufs anthracifères dans le Nord-Est du Massif Central (Figure 662). La présence dans les volcanites de grenats et d'enclaves métamorphiques parfois à paragénèse de restite, témoins de ces roches métamorphiques, pourrait refléter l'origine du magma des tufs anthracifères. Les grands volumes de roches acides qui les composent pourraient avoir au moins en partie une origine sialique par fusion anatectique de roches à sillimanite-cordiérite. Ce point de vue a été exprimé par Chenevoy et Ravier (1977) et Bebien et al. (1980); pour ces derniers, le volcanisme acide du Viséen supérieur traduit probablement une participation active de zones remobilisées de la croûte continentale, liée à des phénomènes d'épaississement crustaux.
Une autre alternative est à envisager : les grenats peuvent représenter des xénocristaux arrachés de l'encaissant lors de la montée du magma. Ceci est l'hypothèse retenue par Vennum et Meyer (1979) pour l'origine des grenats du batholite granodioritique de « Werner » en Antarctique : les grenats proviennent de sédiments pélitiques métamorphisés qui sont en contact avec le pluton. Dans le cas des tufs anthracifères, aucune formation métamorphique à grenat almandin n'est en contact direct avec les volcanites; d'autre part, la perturbation de zonation en bordure des grenats inclus dans les roches magmatiques indique que ces minéraux ont séjourné un certain temps dans le magma, et semble en contradiction avec l'idée d'une incorporation accidentelle, à des niveaux structuraux déjà élevés, de ces minéraux ; de même, l'auréole de réaction à plagioclase + biotite, qui signe le déséquilibre des grenats d'origine profonde arrivant à des niveaux plus superficiels tend à accréditer l'idée d'une origine commune, structuralement parlant, des grenats et du magma.
En conclusion, l'étude du grenat, indicateur probable de l'origine sialique du magmatisme à
caractère calco-alcalin des tufs anthracifères, semble en accord avec l'hypothèse d'une participation active au Viséen supérieur de la croûte continentale épaissie (Bebien et al, 1980).

11.9 Conclusion

Cette étude, basée sur la comparaison entre grenats de deux domaines voisins, l'un volcanique et l'autre métamorphique, montre que les grenats des volcanites acides d'âge Viséen supérieur du Nord-Est du Massif Central sont d'origine métamorphique, et proviennent des migmatites et roches associées à sillimanite et cordiérite.
Disposant de grenat « témoins », prélevés dans leur milieu métamorphique originel, il nous est possible, en ce qui concerne la zonation chimique de ces minéraux, de faire la part de ce qui revient à l'histoire métamorphique et de ce qui résulte de l'étape magmatique finale. Ce travail montre que, malgré la zonation de bordure propre aux grenats des volcanites, il convient de ne pas accorder systématiquement une origine magmatique aux grenats.
Ces résultats nous engagent à reconsidérer le problème de l'origine des grenats de certaines
provinces (Australie par exemple) et à proposer l'hypothèse d'une origine mixte pour les grenats des volcanites calco-alcalines du Sud-Est de l'Espagne.
Enfin, le lien direct établi par les grenats avec les roches du socle métamorphique apporte des informations intéressantes pour l'étude de l'origine des matériaux du magmatisme viséen supérieur du Nord-Est du Massif Central : l'hypothèse d'une fusion anatectique de matériaux de la croûte continentale (roches métamorphiques à sillimanite) à l'origine du magmatisme des tufs anthracifères peut être avancée.

Figure 667 : Morvan : Grenats

Almandins dans Quartz
Saint pierre de Varennes
cristaux
Collectionet photo : otto lidenbock, Geoforum

Empreintes de grenats
Vallée du Mesvrin
Cristaux : 5 mm
Collection et photo : Fluopathe, Geoforum

Livre 14 – Les grenats du volcanisme vosgien

1. INTRODUCTION

La présence de roches volcaniques due à la remontée de péridotites à grenats ainsi que l'apparition de skarns a permis de faire de fameuses découvertes de grenats dans le massif des Vosges.

Les récoltes les plus renommées ont eu lieu dans la carrière de la Meilleraie, à Raon-l'Étape, entre 1974 et 1976. Des cristaux isolés avec des arêtes dépassant les 4 centimètres ont pu être ramassés en relative abondance, par intermittence après des tirs de mines.

Les skarns de Rothau et, surtout, du gîte ferrifère de Framont – Grandfontaine, ont fourni de jolis grenats grossulaires. Dans la halde de la galerie de recherche du BRGM, creusée en 1961, on peut encore récolter de jolis petits cristaux (atteignant exceptionnellement 1,5 centimètre) qu'il faut souvent dégager à l'acide de la calcite qui les englobe. Une jolie occurrence de petits cristaux de grossulaire est signalée à Soultzbach-les-Bains.

Enfin, et c'est par ces derniers que nous commencerons, il y a plusieurs affleurements de péridotites à grenats. D'anciennes lherzolites à pyrope se sont métamorphisées jusqu'à donner de la serpentine, mais il est possible néanmoins, de trouver encore de ces péridotites dans le sud du massif.

N° MNHN GD-F/73	
NOM D'USAGE	Péridotite à grenat
REGNE	Minéral
COLLECTION	Alfred Lacroix
POIDS DE L'ECHANTILLON	> 1,1 kg
TAILLE	20 x 17 x 5 cm
LOCALITE	Gorduno, Alpe Arami, canton de Tessin, Suisse

Figure 668 : Vosges : Exemple de péridotite à grenats

2. GEOLOGIE DES VOSGES

2.1 Carte géologique simplifiée

Cf. ci-après

2.2 Rappel sur la genèse du massif des Vosges

L'histoire géologique des Vosges s'inscrit dans le cadre de l'évolution de la chaîne hercynienne. Le cycle orogénique hercynien appartient à l'ère primaire : il débute au dévonien (- 400 Ma) et se termine au permien (-50 Ma). Il fait suite à l'orogenèse calédonienne, l'ensemble constituant l'épisode varisque.

Ces déformations prennent ainsi naissance après le long contexte distensif du paléozoïque inférieur. La chaîne hercynienne résulte de la collision de deux plaques continentales : l'ensemble Laurentia-Baltica et le Gondwana.
Ainsi, la chaîne hercynienne était une grande chaîne de montagne de la Pangée qui s'étendait sur plus de 6000 kilomètres de long et 1 000 kilomètres de large des Appalaches au Caucase.

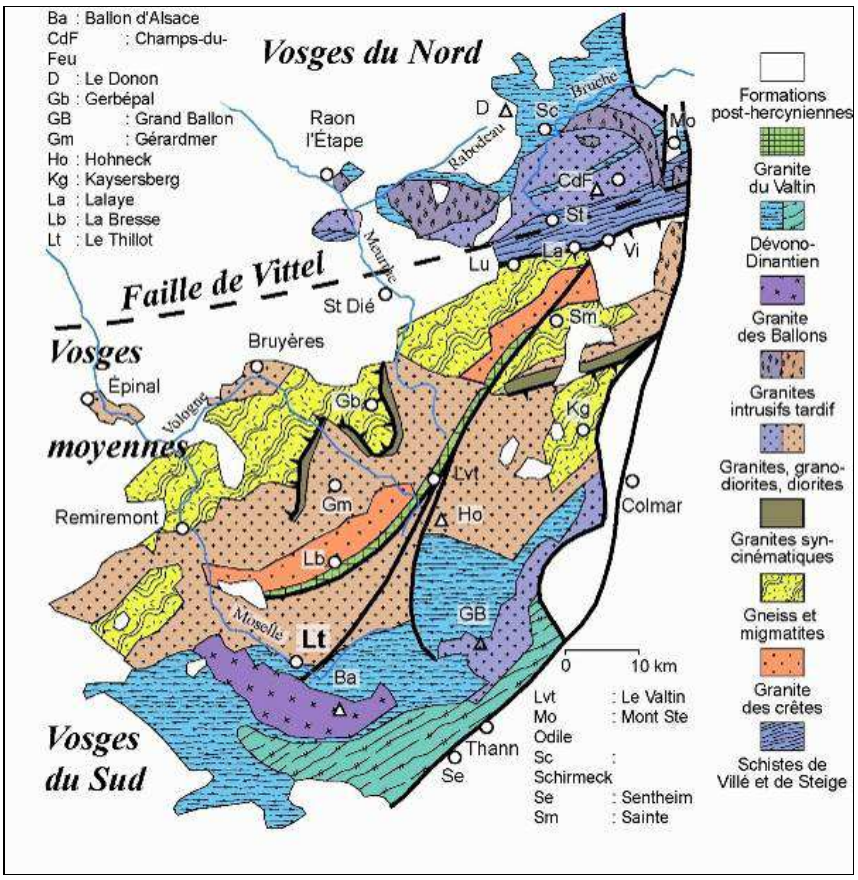


Figure 669 : Vosges : Carte géologique simplifiée

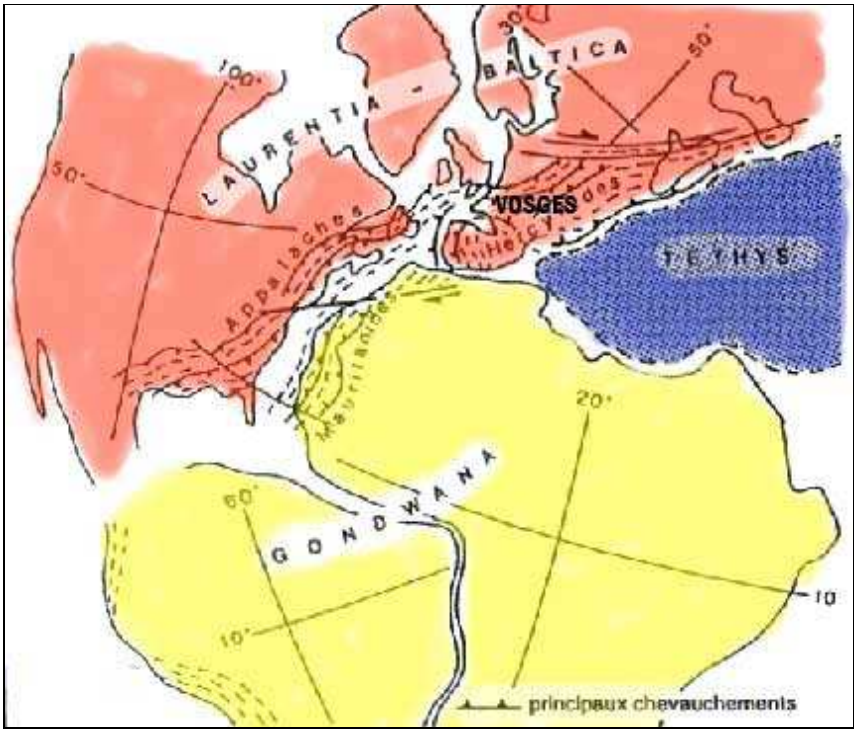


Figure 670 : Vosges : Configuration des continents à la fin du carbonifère [d'après Matte]

Elle a ensuite été disloquée lors de l'ouverture de l'Atlantique et ses reliefs ont été arasés, avant le Trias, il y a 250 Ma.
Une grande partie de cette chaîne de montagne est actuellement masquée par les bassins sédimentaires secondaires ou tertiaires ou reprise dans la chaîne alpine. En Europe, elle forme une chaîne de plus de 3000 kilomètres depuis le sud de la péninsule Ibérique jusqu'au massif de Bohème.

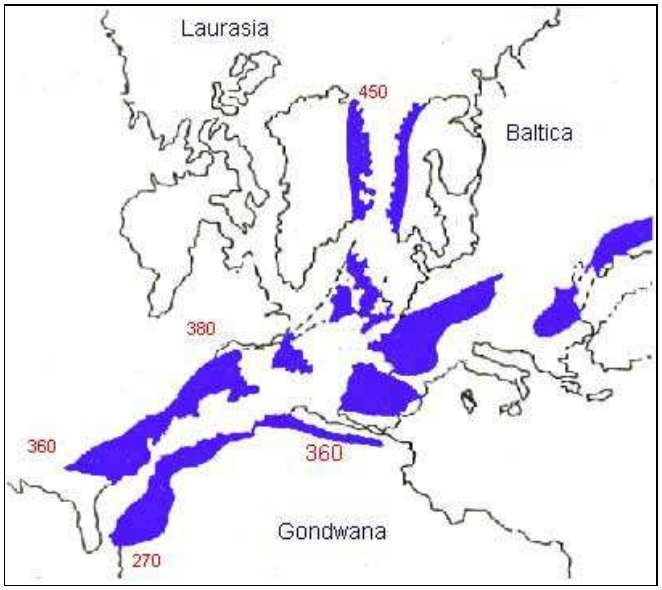


Figure 671 : Vosges : Chaînes plissées d'âge primaire de part et d'autre de l'Atlantique [d'après Lemoine 1990 modifié]

Les Vosges ne sont qu'une partie de cette immense chaîne de montagne qui, il y a 400 Ma devait être comparable aux grandes chaînes de montagnes actuelles (Alpes, Himalaya)

2.2.1. Les temps antéhercyniens du Paléozoïque inférieur (avant - 400 Ma)

Au début du paléozoïque inférieur, l'océan Téthys occupait la région des Vosges.
Cette mer recouvrait alors d'anciens gneiss que l'on retrouve à Climont et à Sainte-Marie aux Mines. Les schistes de Villé sont le reflet de cette sédimentation marine qui occupait la bordure septentrionale du Gondwana. Un bras de mer donnera naissance aux schistes de Steige.

Figure 672 : Vosges : Les schistes de Steige

2.2.2. Les prémices de l'orogenèse hercynienne : le siluro-dévonien (- 400 Ma)

Dès la fin du Silurien (- 400 Ma), la plaque Gondwana et la plaque Larussia se rapprochent sous l'effet de subduction.
Les trace de cette subduction sont marquées par **les trapps basaltiques de Raon l'Etape**, reflet d'un volcanisme calco-alcalin explosif, jusqu'au début du Carbonifère. Ces trapps ont été affectées par le plissement hercynien qui a suivi, si bien que les couches sont quasiment verticales.
Le terme de « trapps », tout à fait impropre ici, désigne généralement des coulées horizontales de basalte tholéitique (issu des dorsales), donnant par érosion, un aspect de marches d'escalier. Or le basalte de Raon l'Etape n'est ni tholéitique, ni en coulées, ni en position horizontale. Toutefois, on continue à le dénommer ainsi.

La surface du front de taille où reposent les premiers dépôts sédimentaires, (datés du Permien) est très ondulée : ce qui nous montre une discordance. L'histoire de cette région est donc la suivante :

- mise en place des Basaltes lors de la subduction correspondant à la disparition de l'océan Téthys
- plissement de ces basaltes avec métamorphisation par la surrection de la chaîne hercynienne
- érosion puis dépôt en discordance des sédiments du Permien (donc largement postérieurs).

3. GRENATS DES PERIDOTITES VOSGIENNES

3.1 Géologie

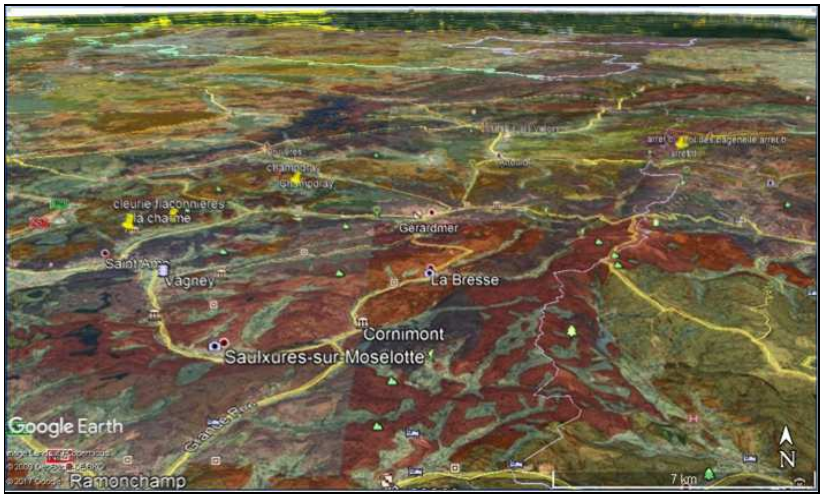


Figure 673 : Vosges : Localisation des affleurements de péridotites à grenats

3.2 Les grenats de la vallée de Cleurie

N'appartenant pas stricto sensu aux rodingites, les grenats de la vallée de Cleurie dans les Vosges, s'apparentent néanmoins à leur genèse. Des péridotites formées dans le manteau à 50 km de profondeur ont été remontées en surface, où elles ont été partiellement serpentinisées.
Les grenats de ces péridotites sont donc des grenats de haute pression : il s'agit de pyropes.

3.2.1. Localisation du site

Figure 674 *:* Vosges : Affleurement de Flaconnières en bord de route

L'affleurement de Flaconnières se trouve sur la petite route parallèle à l'axe de Saint-Amé à Gérardmer. Au "Rond-point des Granitiers" (têtes sculptées en granits) prendre la direction Saint-Amé, traversé le pont, puis prendre la première à droite. Remonter la vallée de la Cleurie sur environ 4 kilomètres. L'affleurement se trouve en bord de route, côté ouest.
Il est très visible, l'aspect de surface étant très sombre, la roche est bien contrastée par rapport à l'environnement. L'affleurement mesure à peine 5-6 m de long à découvert mais se prolonge vers le nord sous la végétation du talus. J'ai demandé l'autorisation de faire quelques prélèvements à la maison d'en face, autorisation qui m'a été donnée avec sympathie. J'ai donc légèrement défriché le talus, de manière à

récolter deux pièces de péridotite à grenats, surtout sans endommager la partie visible de l'affleurement représenté sur la photo.

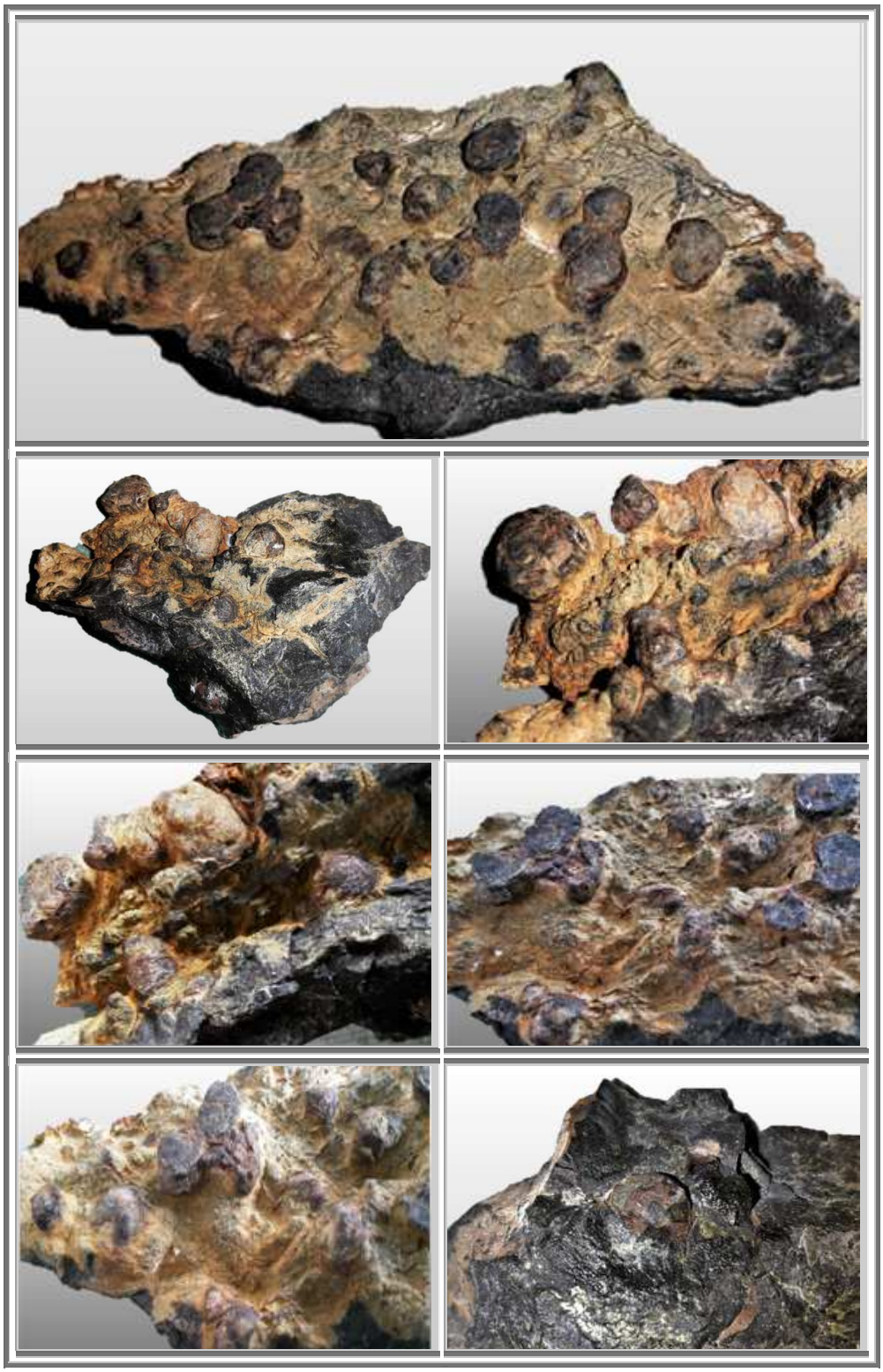


Figure 675 *:* Vosges : Grenats dans péridotite, et dans serpentine où seule subsiste la structure des grenats, coll. perso n°974, 975, 976

3.2.2. Pétrographie

L'affleurement de flaconnières est principalement constitué de serpentine de couleur vert sombre, formée par l'hydratation des minéraux de la péridotite d'origine, sur laquelle on peut trouver par endroits des couches fines (quelques millimètres) de péridotite. Cette péridotite apparaît de couleur orangée caractéristique de l'altération de l'olivine de la péridotite. L'élément le plus abondant de la péridotite semble être la forstérite de couleur vert émeraude typique à vert clair, très apparente à la binoculaire, après un sérieux brossage pour éliminer la roche altérée. La présence d'orthopyroxène, enstatite, ne peut être mise en évidence avec mes moyens limités.

Sa caractéristique la plus remarquable dans le cadre de cette étude est la présence de grenats millimétriques à centimétriques.
En surface, l'altération différentielle nous offre un spectacle radicalement différent : de couleur ocre, la roche présente de nombreux "bubons" ou "brimbelles" au fort relief : ce sont les grenats.

3.3 Les grenats de La Charme

3.3.1. Localisation

Le site de La Charme se trouve sur le versant est du Massif du Fossard, au fond d'un vallon qui entaille le bord nord de la vallée de la Cleurie. Les péridotites y affleurent parmi les migmatites, en partie masquées par des dépôts glaciaires.
L'affleurement de péridotites à grenats se situe en sous-bois juste au-dessus de la ferme ruinée de La Charme.
À partir du rond-point des granitiers au Syndicat (intersection D417 et D43), se diriger vers le centre de St Amé. A 150 m, prendre à droite la D43d en direction de Cleurie. 1,3 km après le panneau "Cleurie", prendre à gauche le chemin des Feumeux, en face d'un "point tri". Monter sur environ 600 m, prendre à droite la rue du Pré Claudine, puis 100 m plus loin à gauche le chemin de La Charme.
Traverser le hameau Germainxard, et 200 m plus loin prendre à gauche vers La Charme dans un virage en épingle. Aller à l'extrémité des pâtures jusqu'à la ruine de la ferme de La Charme, où le stationnement est possible.
À pied, monter quelques dizaines de mètres pour parvenir sur les premiers affleurements (les plus spectaculaires) du massif de péridotite à grenat.

Coordonnées *(Projection Lambert II étendu / NTF)* ***:*** *X = 921,510 km ; Y = 2348,120 km ; Z = 641 m*

Attention :
Le site est en cours de classement par le Conservatoire d'espaces naturels de Lorraine (CEN Lorraine). Il est donc fortement recommandé de ne pas échantillonner directement sur les rochers. Eventuellement on pourra accepter un ramassage raisonnable de quelques fragments parmi les très nombreux blocs en contrebas.

Figure 676 *:* Vosges : Rochers formés de péridotite à grenats (3-4 m de haut)

3.3.2. Pétrographie

L'affleurement est constitué de plusieurs barres rocheuses bien identifiables et accessibles, en faisant ainsi un site de choix pour une utilisation pédagogique. Les très nombreux fragments en contrebas permettent un échantillonnage aisé sans utilisation du marteau. A noter que cette roche a été utilisée pour édifier des murets autour des champs et dans la construction de la ferme aujourd'hui en ruine.

La roche à patine brune laisse apparaître des grenats nettement en relief du fait d'une altération différentielle marquée. Ce sont majoritairement des péridotites de type lherzolite (à olivine, clinopyroxène et orthopyroxène) plus ou moins serpentinisées, avec des grenats millimétriques à centimétriques partiellement ou complètement déstabilisés en kélyphites.

Figure 677 *:* Vosges : Péridotite à grenats de La Charme.
À gauche, surface altérée où les grenats sont en relief ; à droite une cassure fraîche.

Figure 678 *:* Vosges : Péridotite à grenats de La Charme.
Plaques de grenats pyropes émergeant de la péridotite, coll. perso n°976
A la binoculaire on distingue très bien des grains verts de péridotite forstérite ainsi que des grains rouges, probablement de l'orthopyroxène enstatite

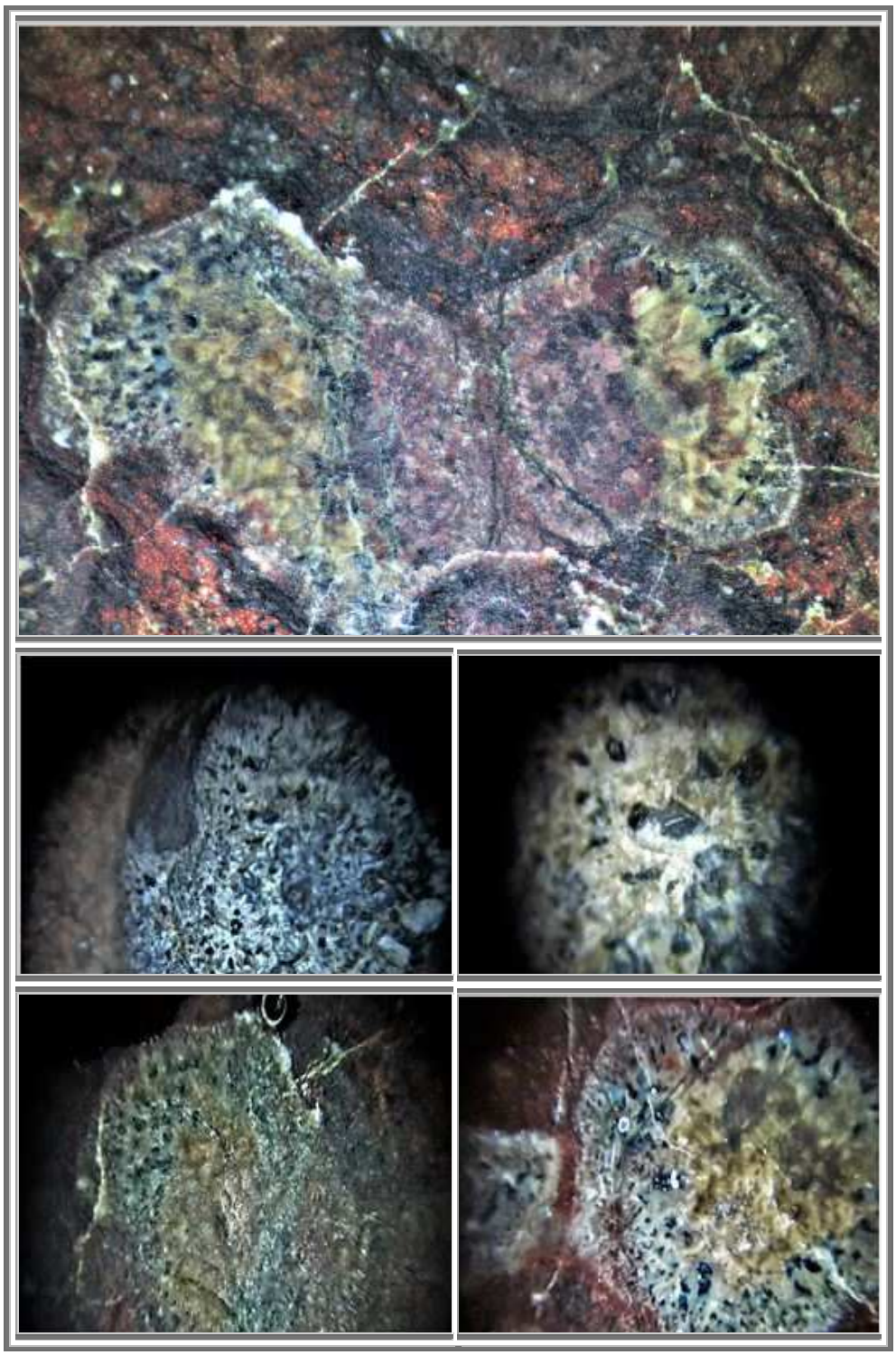


Figure 679 *:* Vosges : Péridotite à grenats de La Charme, cœur d'un pyrope.
Les pyropes sont zonés du cœur vers la surface avec successivement une zone verte probablement constituée de pyrope quasi pur, puis une zone riche en cristaux inclusifs dont des spinelles $MgAl_2O_4$ et enfin la surface kélyphitisée, coll. perso n°977, 976
3 vues du haut : coupe polie des péridotites faisant apparaître des grenats zonés
2 vues de bas surface de grenats érodés

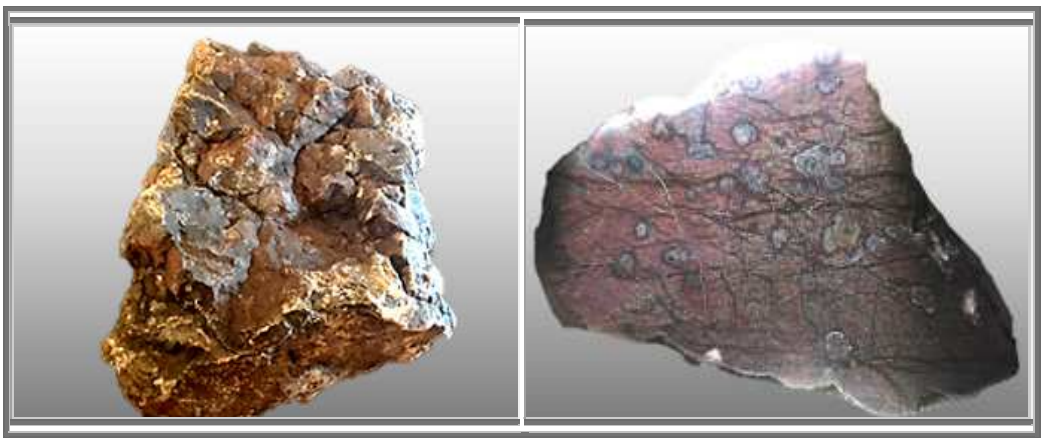


Figure 680 *:* Vosges : Péridotite à grenats de La Charme.
A gauche bloc de 250 mm – à droite coupe polie issue du bloc précédent, n°977

3.4 Péridotite à grenats de Champdray

3.4.1. Localisation

La commune de Champdray se situe dans le département des Vosges entre Bruyères et Le Tholy, sur un plateau qui domine la vallée de la Vologne.
Depuis le centre du village, prendre vers le sud-est la D50, sur environ trois kilomètres, jusqu'au lieu-dit Champ de Laxet. L'affleurement se trouve dans les prés à l'ouest des fermes. Pour y accéder, au niveau du calvaire, prendre la petite route qui traverse le hameau et part vers le sud-ouest. À environ 300 mètres, couper à travers les prés vers le nord.

3.4.2. Pétrographie

La péridotite affleure dans les prés sous la forme de blocs épars, plus ou moins en forme de boule.
La roche à patine brune présente une surface parsemée de nodules mis en relief par l'érosion. Cette péridotite, à l'origine composée essentiellement d'olivines, est fortement serpentinisée (hydratation des minéraux d'origine).

Les nodules sont constitués d'amphiboles et pyroxènes provenant du métamorphisme (rétro métamorphisme) de grenat (kélyphitisation, voir kélyphite). La forme et la composition chimique totale sont celles d'un grenat riche en magnésium, le pyrope. Ce minéral se met en place à partir de 20 kbar, l'équivalent de 70 kilomètres de profondeur, dans le manteau. En remontant, le minéral est déstabilisé et se transforme en un mélange d'amphibole et de pyroxène.

Figure 681 *:* Vosges : La péridotite : Patine brune et nodules (photo BRGM)

À la surface, l'olivine serpentinisée s'altère en argile. La péridotite à grenat donne une terre d'altération de couleur fauve, bien visible dans les taupinières : leur examen permet de trouver les limites spatiales de cet affleurement de péridotites.

3.5 Grenats du col des Bagenelles

3.5.1. Localisation

Arrêt a *: Péridotite à grenats de La Charme (cf. paragraphe correspondant)*

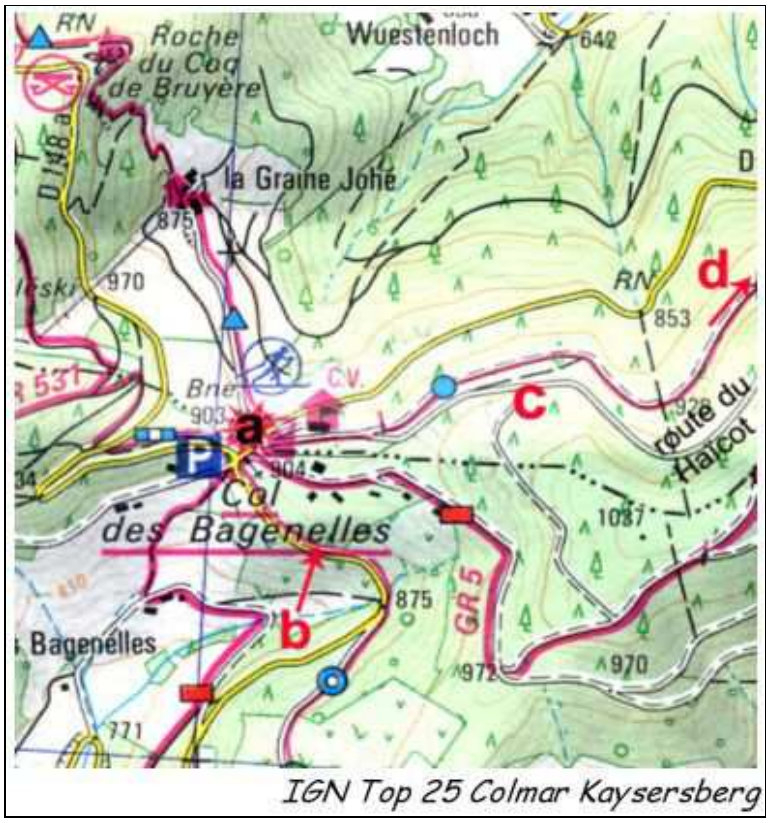


Figure 682 *:* Vosges : La péridotite : carte des affleurement au col des Bagenelles

3.5.2. *Pétrographie arrêt b*

Affleurement situé à 300m du parking du col, le long de la D48 vers Le Bonhomme (au niveau du panneau arrêt du « circuit géologique »).

Le talus de la route offre des affleurements rafraîchis de péridotite et de roches de type granulite.

La péridotite

C'est une roche sombre. A la cassure elle apparaît brune.

Les minéraux ne sont pas identifiables à l'œil nu.

Elle peut être recouverte d'une pellicule de serpentine de coloration vive verdâtre résultant de l'altération le long des diaclases de la roche. Le long des fissures fines la couleur rouge est due à la présence d'iddingsite, produit d'altération des olivines.

Au microscope, ou en section polie, la roche se révèle essentiellement composée d'olivine altérée et de quelques pyroxènes. Les cristaux d'olivine sont entourés d'un feutrage de serpentine. La roche est parsemée de globules nombreux de 1 à 2 mm : ce sont des grenats transformés en kélyphite, un assemblage de spinelle et de fibres microscopiques d'amphibole et de pyroxène.

Les granulites

Il s'agit de roches claires blanc rosé, d'aspect massif ou folié (aspect de gneiss).

Elles sont visibles de part et d'autre de l'affleurement de péridotite.

Minéralogie, au microscope : quartz, orthose, plagioclase, grenat, et parfois un peu de biotite, de pyroxène ou de sillimanite. Ces roches ont subi un métamorphisme de très haut degré qui les fait entrer dans le « faciès granulite ». On se trouve ici dans la partie inférieure de la croûte continentale.

Remarque : les granulites ont été reconnues et décrites pour la première fois en France au col des Bagenelles par Jung puis étudiées par Von Eller.

Nota

D'après la carte géologique, les corps de péridotites apparaissent sous forme de copeaux allongés de taille variable, toujours associés aux granulites. Cette disposition se rencontre ailleurs dans les Vosges (péridotite associée aux migmatites de Gerbépal par exemple). Selon certaines interprétations, il s'agit d'écailles de manteau insérées tectoniquement dans les racines crustales de la chaîne, lors de la collision hercynienne. La remontée ultérieure de l'ensemble a entraîné la rétromorphose des roches et parfois la fusion partielle des granulites (à l'origine des migmatites).

3.5.3. Pétrographie Arrêt c : Péridotite de la route du Haïcot

D'autres affleurements de péridotites sont visibles le long de la route du Haïcot, à 300 - 400m du col. Cette petite route à très faible circulation permet de faire des observations sans danger.

La roche visible dans le talus est identique à celle de l'affleurement décrit en b : c'est une péridotite serpentinisée noire.
Le long de la route, on peut voir des blocs épars de granulite.

3.5.4. Pétrographie Arrêt d : Granulite

Emprunter la route du Haricot sur 200 m, puis à gauche un chemin forestier à l'horizontale sur 1400m jusqu'à un affleurement rocheux dans un virage à droite (d sur le plan)

L'affleurement permet de faire une bonne observation des granulites et d'échantillonner. On y observe une granulite « claire » blanc-rosé, et une granulite « sombre » gris verdâtre, qui alternent en bandes contrastées.

- Granulite claire à orthose, plagioclase, quartz, grenat et parfois sillimanite
- Granulite sombre à orthose, plagioclase, quartz, grenat, biotite et pyroxène. La teinte sombre est due à une coloration en masse des quartz et feldspaths.

3.6 Les péridotites

3.6.1. Généralités

Les péridotites ne sont ni des roches magmatiques ni des roches plutoniques.
Les péridotites sont des roches essentiellement formées de péridots, minéraux dont le représentant le plus commun est l'olivine, $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$, qui leur donne sa couleur verte, et de pyroxènes (minéraux sombre à noirs).
Elles se forment dans le manteau, au-delà de 40 kilomètres de profondeur sous l'écorce terrestre
Les péridotites sont le principal constituant du manteau terrestre dont elles représentent près de 80% du volume. Mais du fait de leur localisation mantellique, elles ne sont visibles que sur de rares affleurements.
Les péridotites sont issues d'un refroidissement lent du magma, en profondeur, les cristaux ont donc tout le loisir de se former puis de croître, conférant ainsi aux péridotites, une structure grenue.

3.6.2. Composition

La minéralogie des péridotites change en fonction de la profondeur.
Les péridotites sont des roches du manteau qui ne cessent de monter et descendre avec des changements minéralogiques en fonction des conditions P-T qu'elles subissent.
Un exemple d'analyse chimique d'une lherzolite à grenats (dont fait partie la roche mère des péridotites à grenats des Vosges), en éléments majeurs donne comme composition en pourcentages massiques d'oxydes (J.M. Caron et al., Comprendre et Enseigner La Planète Terre, Ophrys, p. 53) :

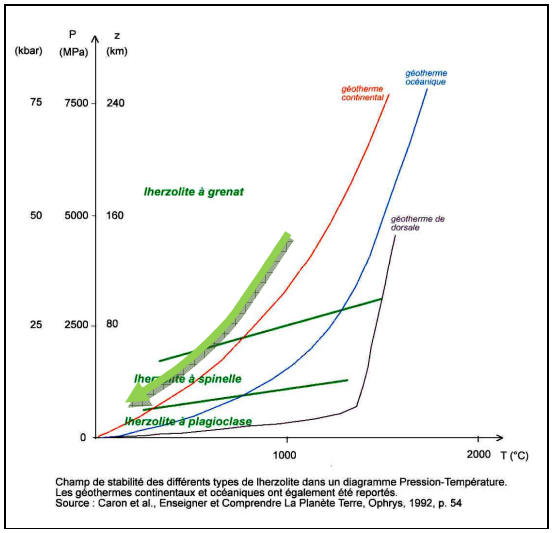
- SiO_2 : 45,3%
- MgO : 41,3%
- FeO : 7,3%
- Al_2O_3 : 3,6%
- CaO : 1,9%
- TiO_2 : 0,2%
- MnO : 0,1%
- Na_2O : 0,2%
- K_2O : 0,1%

En fonction de la profondeur où les péridotites se trouvent, le minéral dans lequel leur aluminium entre le plus facilement est (valeurs de pression extraites de Bernard Bonin, *Pétrologie Endogène*, Dunod, p.55) :

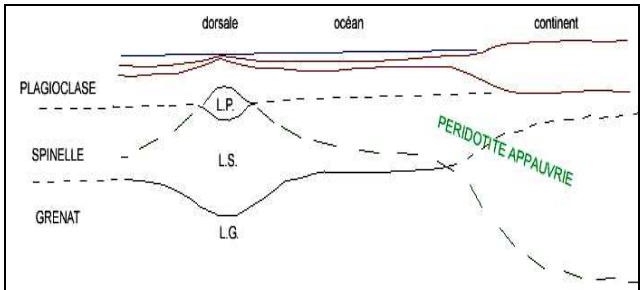
le **feldspath plagioclase** ($CaAl_2Si_2O_8$) de 0 à 10 kbar (=1 GPa), soit de 0 à 30-40 km ;

un **spinelle**, minéral non silicaté, intermédiaire entre un pôle magnésien ($MgAl_2O_4$) et un pôle magnéso-ferreux ([Mg, Fe] Al_2O_4), de10 à 20 kbar (=2 GPa), soit de 30-40 à 60-70 km ;

le **grenat** pyrope ($Mg_3Al_2[SiO_4]_3$) au-delà de 20 kbar (=2 GPa), soit au-delà de 60-70 km.



Champ de stabilité des différents types de lherzolite dans un diagramme Pression-Température.
Les géothermes continentaux et océaniques ont également été reportés.
Source : Caron et al., Enseigner et Comprendre La Planète Terre, Ophrys, 1992, p. 54



Répartition schématique des différents types de péridotitesdans la lithosphère et l'asthénosphère (d'aprés Brown et Mussett)
L.P. : lherzolite à plagioclase
L.S. : lherzolite à spinelle
L.G. : lherzolite à grenat

Source : Caron et al., Comprendre et Enseigner La Planète Terre, Ophrys, 1992, p. 54.

Figure 683 : Vosges : Péridotite : Domaines de stabilité des différentes péridotites
Trajectoire supposée des péridotites au sein du manteau

Il est possible d'observer dans certaines péridotites les traces de leur passage dans les différents champs de stabilité, comme pour les péridotites de La Charme :

Sur cette lame mince de péridotite observée en lumière polarisée non analysée, le spinelle (brun-rouge) est entouré de grenat (incolore), lui-même entouré d'une couronne (brune) composée d'un assemblage de pyroxènes et de spinelle (= couronne de kélyphite). Cette péridotite à spinelle est passée dans le champ de stabilité des péridotites à grenat, puis est revenue dans celui des péridotites à spinelle. C'est au cours de ce dernier trajet que la réaction olivine + grenat ↔ orthopyroxène + pyroxène + spinelle a conduit à la formation de la couronne de kélyphite. L'olivine serpentinisée est bien visible dans le coin inférieur gauche de la photographie.

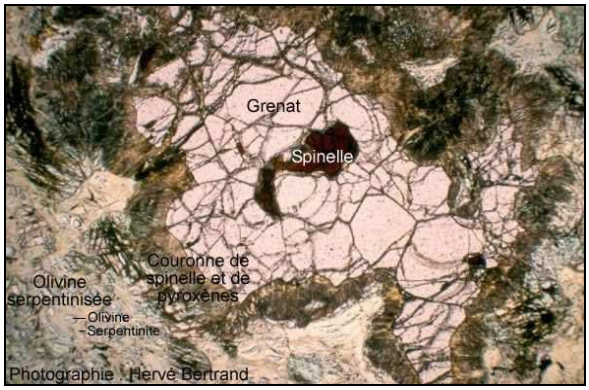


Figure 684 *:* Vosges : Péridotite : Péridotite du Bois des feuilles (Monts du Lyonnais), LPNA
Droits réservés - © 2003 Hervé Bertrand

3.6.3. Sites

On trouve des péridotites dans plus d'une centaine de volcans du Massif Central, ce sont les plus "fraîches" car elles ne sont absolument pas serpentinisées.

On en trouve aussi, plus ou moins serpentinisées :

- dans les ophiolites alpines
- dans les ophiolites hercyniennes, que l'on trouve un peu partout sous forme d'affleurements dispersés dans le Massif Armoricain, dans le Massif Central, dans les Vosges, dans les massifs cristallins externes des Alpes
- le long de la Faille Nord-Pyrénéenne, dont le fameux gisement de Lherz qui a donné son nom à la lherzolite.

3.7 Pétrologie vosgienne

3.7.1. Formation

La roche mère de ces gisements de péridotites à grenats des Vosges était à l'origine une lherzolite à grenat du pole pyrope.
Les études thermo-barométriques conduisent à des conditions initiales de températures comprises entre 1000 et 1200°C pour des pressions allant de 4 à 6 GPa, ce qui correspond à des profondeurs de l'ordre de 150 km.

Ces péridotites à grenats ne se trouvent en affleurement dans les Vosges que sous forme d'écailles parfois associées à des roches crustales hautement métamorphisées, comme au col des Bagenelles. Elles sont le témoin d'une surrection verticale très importante des formations encaissantes qui s'est produit lors de l'orogenèse varisque (- 330 Ma). Un écaillage en contexte de collision a provoqué l'enchâssement de ce petit fragment de péridotite mantellique sous-crustale.

Ultérieurement, à la faveur de compensation isostatique, d'érosion et de processus tectoniques plus récents, cette écaille a été mise à l'affleurement.

3.7.2. Serpentinisation de la péridotite

La plupart des échantillons récoltés présentent des traces explicites de cette surrection : diaclases et parfois des failles.

La péridotite a souvent été métamorphisée en serpentinite, sous l'effet de la chaleur et d'une hydratation importante (cf. chapitre sur la subduction). Il s'agit donc de métamorphisme hydrothermal.
La péridotite à grenat serpentinisée de Flaconnières (notée "pi-g") est un petit affleurement (quelques mètres) inclus dans des roches migmatitiques (notées "M2") issues de la lithosphère continentale inférieure.

3.7.3. Cristallisation des grenats

Cet ouvrage ayant pour but de présenter autant que possible les grenats dans toute leur diversité, nous allons nous attarder quelque peu sur ces grenats des péridotites vosgiennes.
Ces grenats ont en effet la particularité d'être des pyropes, pôle magnésien des pyralspites.

Les pyropes purs ne contiennent aucun élément chimique ayant des couches électroniques d ou f incomplètes, ils n'ont donc pas de coloration idiochromatique, et sont naturellement incolores.
Mais, comme présenté dans le livre relatif à la couleur des grenats, les pyropes ne sont jamais réellement purs, et quelques pourcents d'almandin à l'intérieur des pyropes leur confèrent très rapidement une couleur allochromatique rouge à pourpre.
Dans les Vosges, les pyropes ont une teinte jaune à vert. Ils doivent donc avoir une composition proche du pôle magnésien pur des pyralspites : $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$. En l'absence de bibliographie sur cette composition, nous en resterons là.

Le paragraphe sur les péridotites a permis de visualiser les évolutions de profondeur que pouvaient subir une péridotite.
La bibliographie précise que les péridotites vosgiennes se sont formées à 150 km de profondeur : ce qui correspond au domaine de formation des grenats.

Toutefois, la structure des pyropes des péridotites vosgiennes présente une zonation très marquée avec en surface des feldspaths plagioclases et surtout des spinelles de couleur noire. Il est à souligner que ces grenats ayant été partiellement érodés, la couche surfacique kélyphitisée a souvent été éliminée, sinon cette couche est de couleur brune en coupe et verte au naturel.

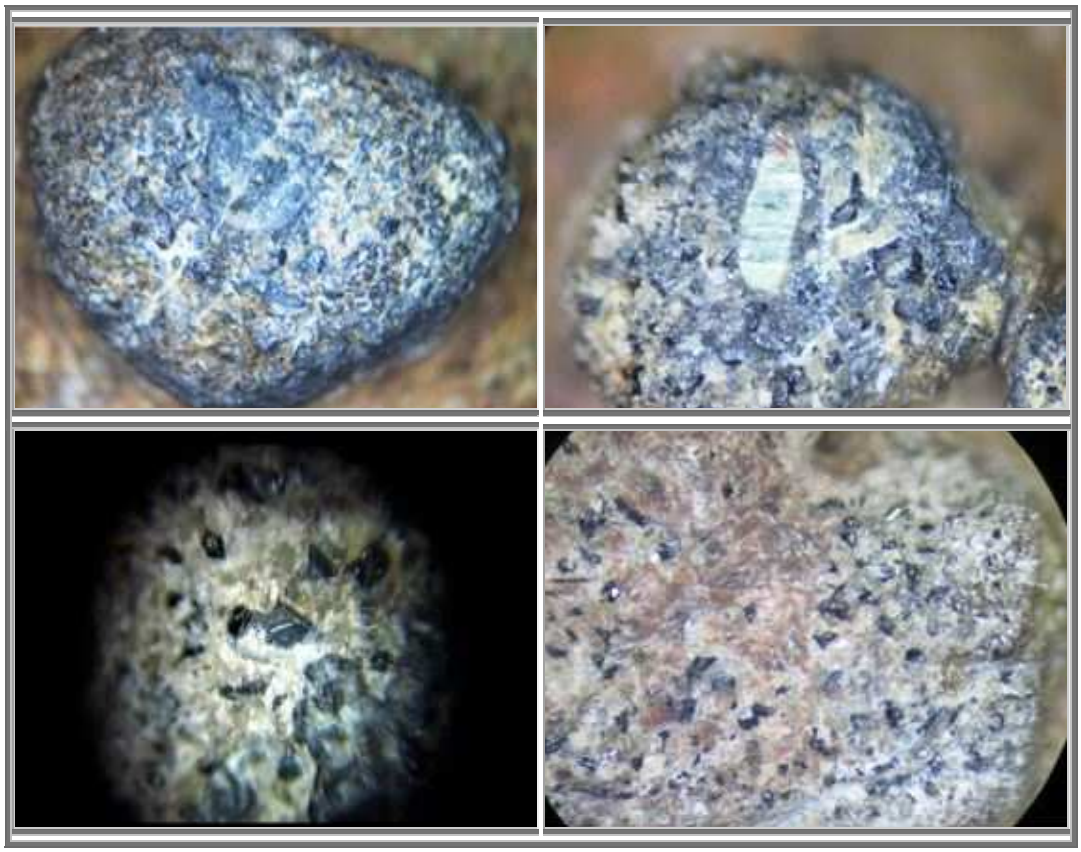


Figure 685 *:* Vosges : Péridotite à grenats de La Charme.
Les grenats pyropes présentent une zonation très marquée avec en surface des feldspaths plagioclases et surtout des spinelles de couleur noire. Il est à souligner que ces grenats ayant été partiellement érodés, la couche surfacique kélyphite a souvent été éliminée.

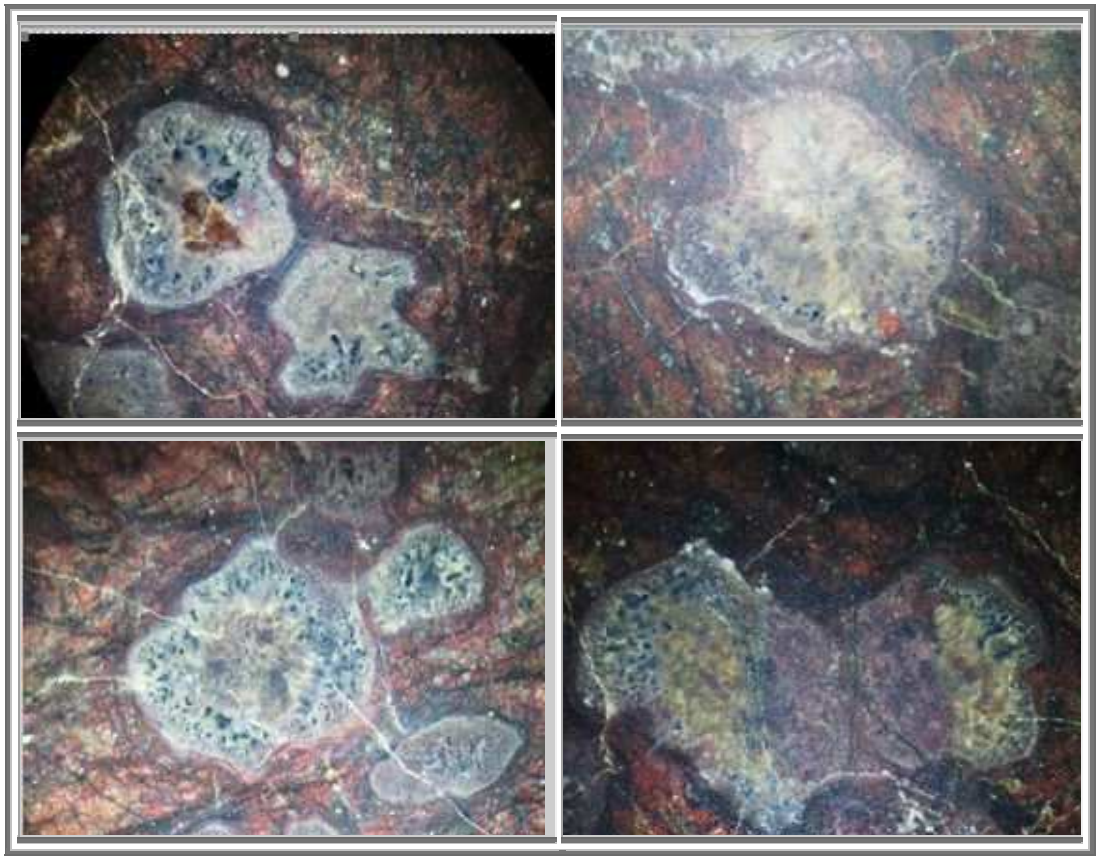


Figure 686 *:* Vosges : Coupes de péridotites à grenats de La Charme.
La zonation très marquée des grenats des péridotites vosgiennes montre clairement du cœur vers la surface, une zone jaune verdâtre de pyrope, puis une couche riche en spinelle, et enfin la couche surfacique kélyphitisée des grenats, qui apparaît en brun sur ces photos

Ces couches successives permettent de définir le trajet des grenats :

- Phase 1 :
  Les grenats ont une taille assez significative (de 5 à 8 mm), ils ont donc eu le temps de nucléer puis de croître.
  En revanche, la péridotite présente uniquement des petits grains : il y a donc eu davantage nucléation que croissance, la température ne devait pas être très élevée.

- Phase 2 :
  La présence de spinelle indique que les pressions auxquelles ont été soumises les péridotites a diminué jusqu'à franchir la limite du domaine de stabilité grenat-spinelle. Les péridotites sont donc montées jusqu'à une profondeur de 60-70 km.
  Comme il y a de nombreux cristaux de spinelle, il y a eu probablement nucléation importante en raison d'une surconcentration (cf. livre sur les pegmatites), ce qui signifie que la montée des péridotites a été assez rapide et a nettement dépassé la pression seuil de formation des spinelles.
  La présence de quelques cristaux de feldspaths plagioclases, confirme que la pression minimale subie par les péridotites des Vosges est de l'ordre de 8 kbar soit une profondeur de 25 km environ.

- Phase 3 : surrection
  La surrection a dû être rapide puisque les plagioclases n'ont pas pu cristalliser.

4. GRENATS DE RAON L'ETAPE

4.1 La carrière

Carrière exploitée pour son ***trapp bleu*** (le terme désignait les roches foncées à pâte fine), et plus précisément d'andésite, il s'agit en fait d'une coulée volcanique interstratifiée.
Historique : Les carrières de Raon-l'Étape ont été ouvertes à la fin du XIXème siècle ; plusieurs sociétés vont, à partir de 1884, se succéder. La dernière est la *Carrière de Trapp* qui a rejoint le groupe *Nicolas* depuis 1999.
C'est en 1974 que des échantillons de grenats d'une taille peu commune sont extraits, l'exploitation ayant recoupé un skarn. La découverte comprenant surtout des grenats grossulaire/andradite, brun clair, châtain, verts, ainsi que de l'épidote, de la prehnite, de l'apophyllite, de la datolite, de la wollastonite, de la pectolite, ou encore de la vésuvianite.
Depuis, malheureusement, aucune découverte équivalente n'a été faite.

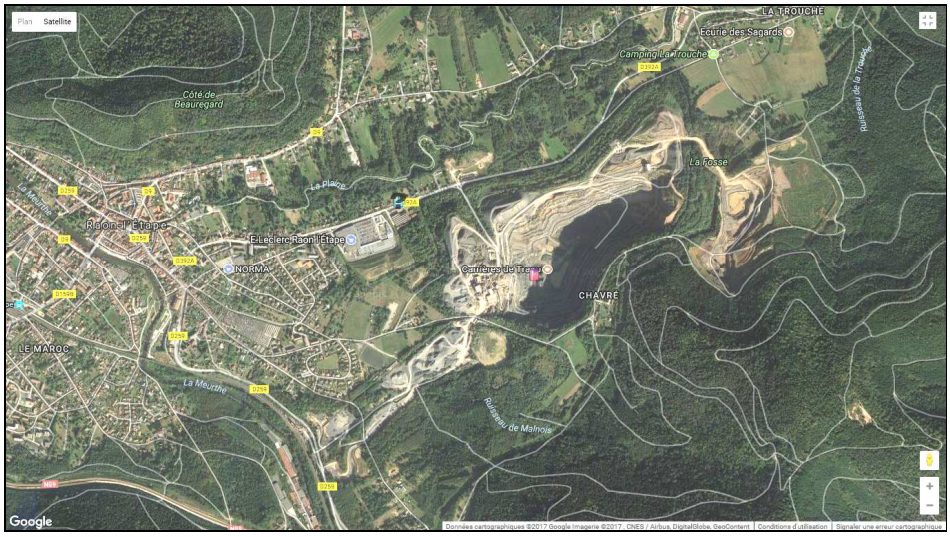


Figure 687 *:* Vosges : Vue du ciel de la carrière de trapp de Raon l'Etape

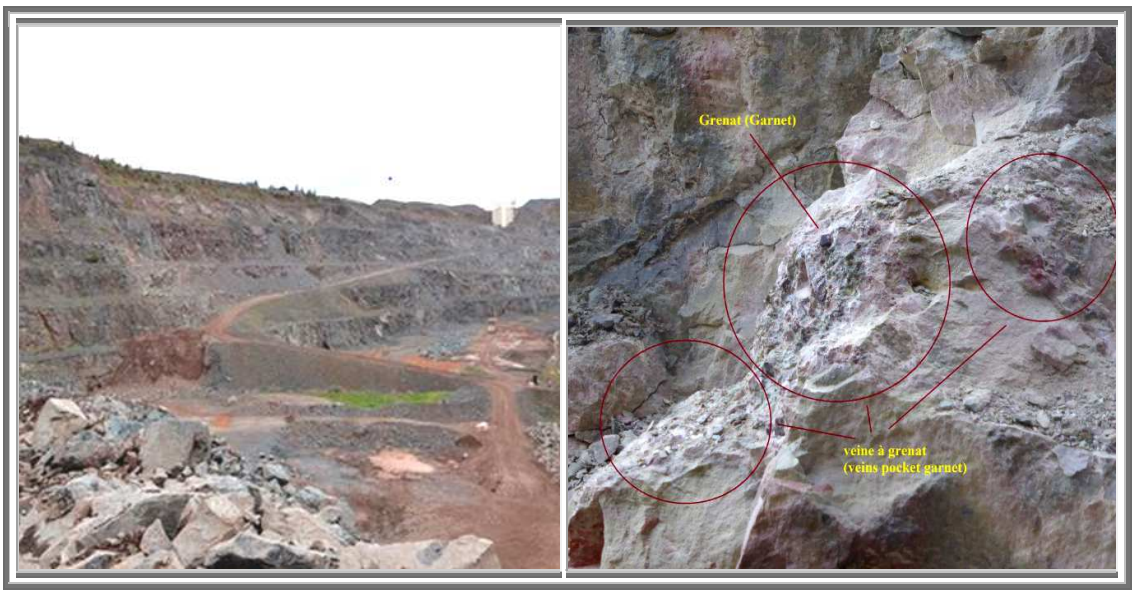


Figure 688 : Vosges : Vues de la carrière de trapp de Raon l'Etape (photo Ph. Michelin

La carrière de *trapp* fourni le ballast pour les voies du TGV.

4.2 Les inventeurs

Philippe Michelin en compagnie d'André Fays et Roberto Cois (en pull noir), la personne qui a découvert les grenats en 1974.
Il aura fallu près de 40 ans pour trouver une nouvelle poche à grenats (1974-2011)
http://amethyst.centerblog.net/26-garnets-of-the-quarry-named-quarrry-trapp-from-raon-etape

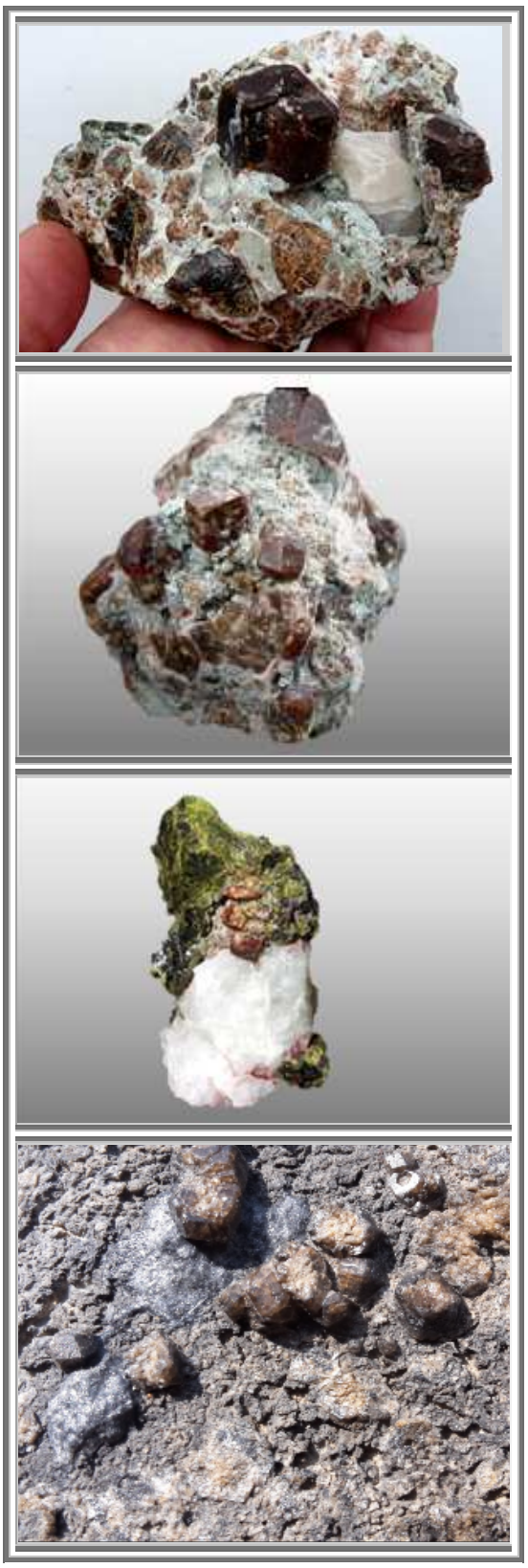
4.3 Les grenats

Figure 689 *:* Vosges : Grenats de Raon l'Etape

40 mm x 35 mm x 30 mm
© Philippe Michelin Photo ID: 707501
Uploaded by: Philippe Michelin Amethyst's
Type: Photo - 1200 x 1200 pixels (1.4 Mpix)

30 mm x 28 mm x 25 mm
© Philippe Michelin Photo ID: 707504
Philippe Michelin Amethyst's
Type: Photo - 1200 x 1200 pixels (1.4 Mp)
65 x 40 mm
Collection & photo: Alain TUEL
© Alain TUEL Photo ID: 294516
Type: Photo - 2287 x 1716 pixels (3.9 Mpix)

30 x 20 mm
Découverte le dim 06/09/2015 à 11h15
Par Philippe Michelin
Perso n°952



Dimensions: 110 mm x 95 mm x 75 mm
Poids: 937 g
© Philippe Michelin Photo ID: 760540
Philippe Michelin Amethyst's
Type: Photo - 1280 x 960 pixels (1.2 Mpix)

Coll. : Amethyst
Récolté par Philippe Michelin

Dimensions: 50 mm x 30 mm x 25 mm
Poids: 80 g
Grenat, calcite et epidote
Coll.perso n°635

Dimensions: 80 mm x 80 mm x 15 mm
Poids: 120 g
Grenat, et calcite dissoute
Origine de Raon non certifiée, n°979

Photo 63 : Raon l'étape : Grenats : 20 cm collection J.L.H. présentée au musée de Colmar en 2018

5. GRENATS DE FRAMONT-GRANDFONTAINE

Le gisement de fer de Framont-Grandfontaine est situé dans la vallée de la Bruche prés de Schirmeck. Il est connu pour avoir fourni un minerai qui a alimenté les forges de Framont. L'acier produit est de très bonne qualité car il contient du tungstène.

Figure 690 *:* Vosges : Eglise de Grandfontaine
Avec au premier plan le départ vers les mines par le sud-est

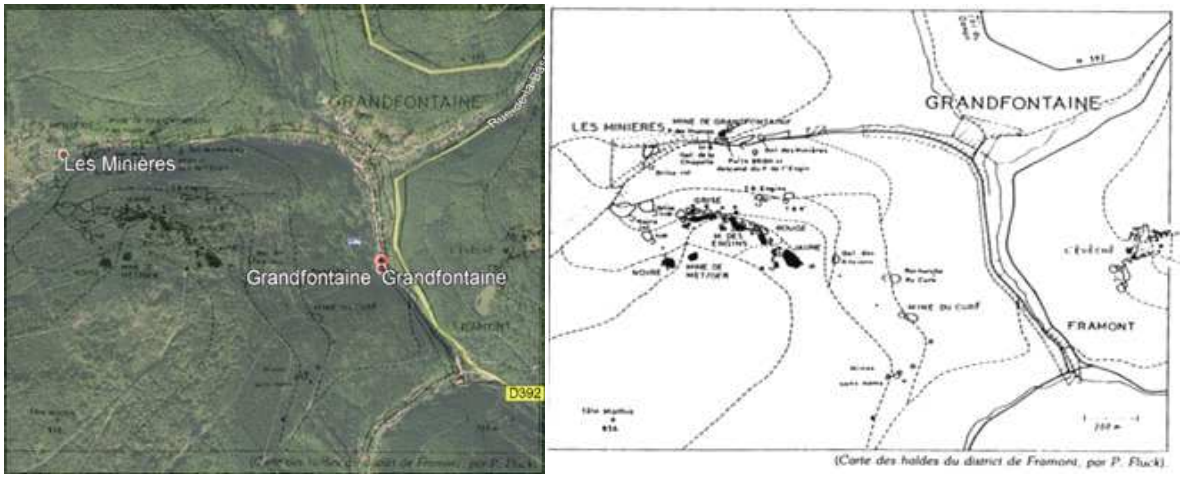


Figure 691 *:* Vosges : Localisation des mines des Minières et en noir les zones à grenatites

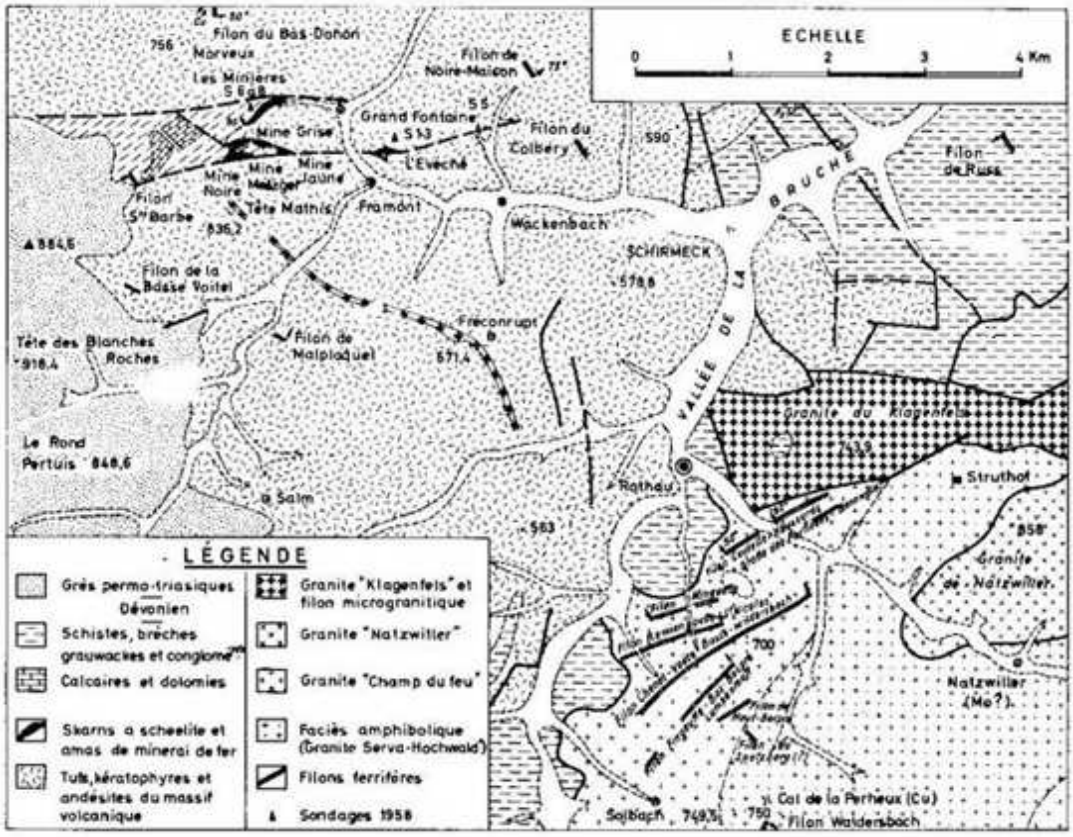


Figure 692 *:* Vosges : carte géologique de la région de Grandfontaine

5.1 Historique

Les travaux des minières sont constitués d'un grand réseau souterrain avec des skarns à grenat, scheelite et actinote ainsi qu'un amas de pyrite.

Découvertes en 1260 à Framont, les mines de fer de Grandfontaine firent la fortune des Princes de Salm, possesseurs des lieux, qui purent les exploiter durant plusieurs siècles. (Exploitation du 12ième au 18ième siècles).
La Société des Forges de Framont fut dissoute en 1863.
Une portion du réseau minier est visitable.

On distingue plusieurs zones d'extractions :

la carrière de Grandfontaine, les travaux des minières, les travaux du BRGM, les travaux de la Chapelle, la mine grise, la mine des engins, la mine rouge, la mine jaune, les travaux du curé, la mine noire et la mine de Metzger.

- les travaux du BRGM eurent lieu en 1961 afin de déterminer si les minéralisations à tungstène étaient exploitables. Un puits de 40 m et une galerie de 200 m ne donnèrent pas de résultats positifs.
- les travaux de la Chapelle contiennent la même minéralisation que les travaux des minières.
- la mine grise est un amas minéralisé d'hématite rouge avec des géodes de cristaux de carbonates et de barytine. Le cuivre abondant y apporte de la chalcopyrite et des lentilles de bornite.
- la mine des engins contient aussi un amas d'hématite rouge.
- la mine rouge : hormis l'hématite, on y a trouvé une grande quantité de dolomie.

- la mine jaune : elle contient un amas de 140 m sur 7 m d'hématite brune. La grenatite y a fourni les phénacites et la bertrandite.
- les travaux du curé sont des filonnets avec remplissage de quartz et minéralisations à Cu, Pb, Bi, Te et Mo.
- la mine noire et la mine de Metzger sont des amas d'hématite terreuse avec oxydes de manganèse.

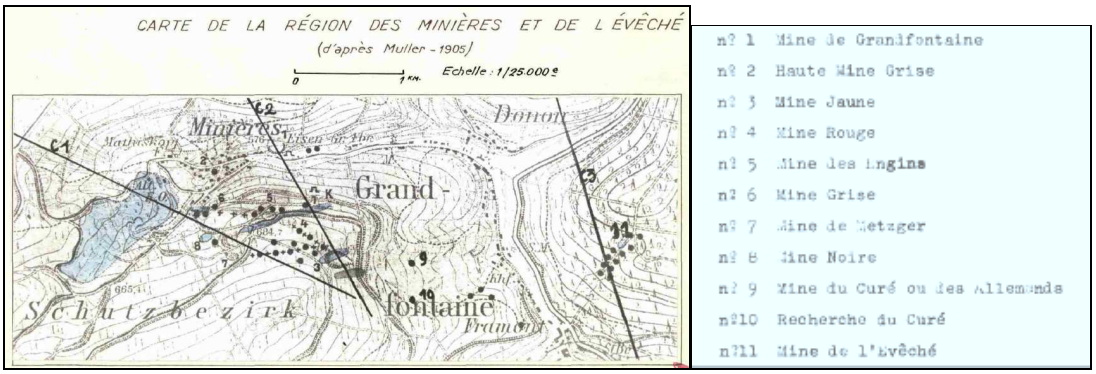


Figure 693 : Vosges : localisations et repères des mines de Framont Grandfontaine d'après Lucien Burnol, 29 mai 1954

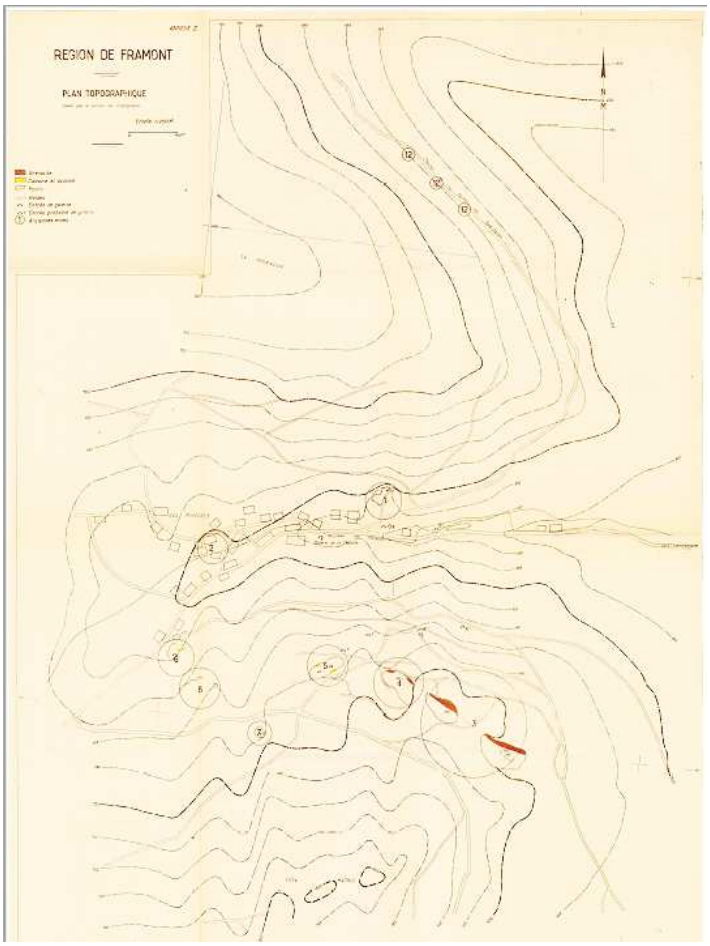


Figure 694 *:* Vosges : Localisation des mines des Minières et des gisements de grenatites (marron) d'après Lucien Burnol, 29 mai 1954

Figure 695 *:* Vosges : Localisation de la mine de l'évêché
Située sur la colline en face des autres mines, comme la mine de Grandfontaine

Figure 696 : Vosges : Vues sur la mine de Grand fontaine et la mine jaune

5.2 Pétrographie - Pétrologie

5.2.1. Les skarns

Les skarns à grenats sont essentiellement formés par de l'andradite en plages jointives idioblastiques ou hypidioblastiques de dimensions variables, les interstices entre les grenats étant occupés par de la calcite, de la chlorite, du quartz et souvent par du feldspath potassique et des minerais opaques. Mêmes dans ces roches non altérées, on observe presque toujours une tendance à la résorption des grenats par les minéraux interstitiels. Les plages de scheelite sont généralement incluses dans le grenat. Elles renferment parfois des inclusions de grenat ou des apophyses profondes de ce minéral incomplètement englobées lors de la croissance. Mais il arrive que les parois de géodes à remplissage de calcite soient constituées à la fois par des cristaux idiomorphes de scheelite et de grenat. Il est donc probable que la scheelite et le grenat soient des minéraux contemporains.

Les skarns altérés sont les plus fréquents. Les silicates de première consolidification (pyroxènes et grenats) sont entièrement pseudomorphosés. Outre les substitutions sélectives des silicates, l'altération se manifeste surtout par l'intensité des phénomènes de remplacement qui intéressent les skarns de façon diffuse ou localisée. Les minéraux tardifs de remplacement sont surtout les minerais opaques, la fluorine, la calcite, le quartz, le feldspath potassique. Ces minéraux donnent tantôt l'impression d'imbiber finement la trame silicatée, tantôt ils se développent en taches et veines pénétrant et corrodant les minéraux antérieurs de nombreux microchenaux, formant des accumulations et des couronnes de remplacement autour du grenat et parfois de la scheelite. Le remplacement du grenat par le quartz, la calcite et le feldspath potassique est fréquent et peut être sélectif, limité à certaines zones concentriques d'accroissement. L'altération de certains skarns est si complète que l'on devine difficilement la nature de la roche originelle.

5.2.2. Pétrographie

De la pyrite et de l'hématite de Framont ont été extraites, en 40 ans au cours du XIXe siècle, 90 000 tonnes de minéral. La pyrite abonde encore de nos jours en « cubes » de plusieurs centimètres
La décomposition de la pyrite entraîne la formation de mélantérite, le sulfate de fer, en croûtes fibreuses vert clair. La paragenèse hydrothermale s'étant déposée en remplacement de lentilles de dolomie, les carbonates sont rares.

La minéralisation est très diverse : il y a eu formation de skarns puis, imprégnation hydrothermale métasomatique de lentilles de dolomite par de l'hématite et de la pyrite.
Il a été ainsi possible d'identifier actinote, hornblende, hématite, magnétite, pyrite, ainsi que pyrrhotite, phénacite, bertrandite, mélantérite, pyrolusite, manganite, calcite, barytine, fluorine, bornite, chalcopyrite, tétraédrite, tennantite, cuivre natif, cuprite, malachite, chrysocolle, langite, scheelite, ...
Et surtout concernant les grenats, grenat (grossulaire et almandin) : de 0,5 à 1 cm, pyroxène (hédenbergite) : en cristaux centimétriques et épidote : en prismes.

5.2.3. Pétrologie

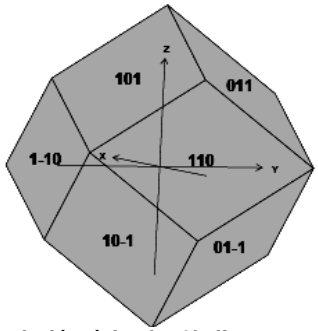
Bouladon et al (1964) expliquent la genèse du gîte de la manière suivante.
Située dans la vallée de la Bruche, haut-lieu de la géologie régionale, la dépression de Grandfontaine est un domaine volcanique ancien, formé au Dévonien. Les laves ont été recouvertes ensuite par des dépôts sédimentaires qui ont été déformés par plissement et redressés presque à la verticale lors de la formation de la chaine hercynienne vers la fin du Primaire.
Cette chaine fut par la suite arasée par l'érosion et recouverte par des grès rouges au début du Secondaire, avant d'être ä nouveau soulevée en bloc au Tertiaire.
L'effondrement du fossé rhénan eut pour conséquence le surcreusement des vallées qui, en entaillant les grès puis les roches du primaire, mit ä découvert les terrains anciens.
Au-dessus de ces assises volcaniques se rencontre une couche discontinue de skarns, immédiatement surmontée par des lentilles de calcaire et surtout de dolomie, auxquelles est superposée une épaisse série sédimentaire de schistes et de grauwackes. Certains des constituants d'une grande partie de ces roches ont été recristallisés par élévation de la pression et de la température, sous l'effet de l'intrusion en profondeur d'un magma granitique chaud (métamorphisme de contact). Bien que ce granit soit resté caché, il a apporté l'énergie thermique ainsi que des éléments métalliques tel le tungstène par infiltration et diffusion.
Puis, il y a eu une phase ultérieure de circulation d'eaux chaudes, chargées de fer dissout qui ont apporté les amas juxtaposés de pyrite et d'hématite, en remplacement partiel des dolomies (processus hydrothermal) et ont ainsi concentré de grandes quantités de minerais de fer, jusqu'à former un gisement exploitable.

5.2.4. Formation des grenats

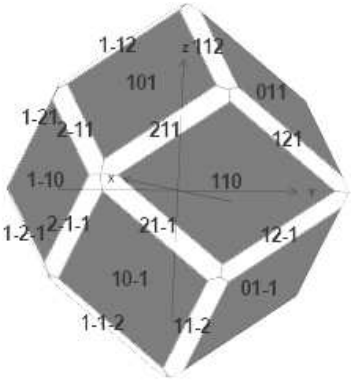
Isabelle Hugon dans son rapport de mars 2017, intitulé « Les grenats de Perpignan » a précisé au sujet des grenats des skarns du massif de Costabonne que de beaux cristaux idiomorphes (ou automorphes) ont pu croitre librement dans les cavités du skarn.
D'après les études et analyses effectuées par le BRGM dans les années 60, les grenats ses sont formés en trois étapes successives, chacune d'entre elles conduisant à une composition différente :

- 1 ère génération : grenat proche du pôle andradite pur : $Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$
- 2 ème génération : grenat avec une tendance mixte grossulaire/andradite : $(CaFe)_3(SiO_4)_3$
- 3 ème génération : grenat des cavités géodiques, grossulaire $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$

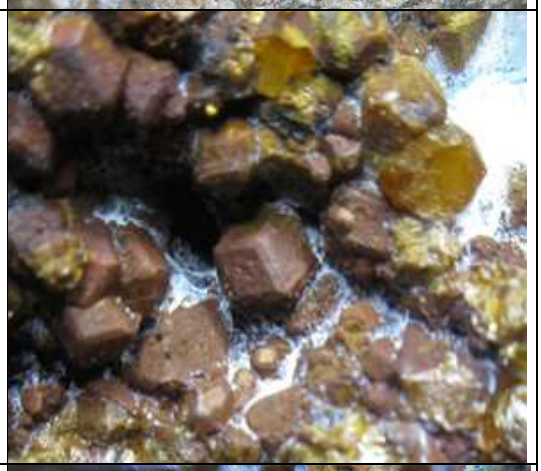
Dans le cadre des skarns vosgiens, il semble qu'il y ait une classification similaire. Comme j'ai pu l'écrire dans ce recueil, la couleur des grenats est bien corrélée à leur composition, de même la forme des cristaux est assez bien représentative de leur genèse. A partir de ces corollaires, si la grenatite de base de la mine jaune est très certainement constituée d'andradite quasiment pure, les petites géodes observées dans les haldes devraient davantage être parsemées de cristaux de grossulaires $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$ et d'almandins $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$. Les auteurs, eux-mêmes ne sont pas unanimes sur la composition des grenats qui accompagnent les andradites ; certains documents parlent d'andradite et de grossulaire, d'autres d'andradites et d'almandins. Pour ma part, je penche pour la présence des deux, selon si le calcium dolomitique a été ou non remplacé par le fer de l'hématite.

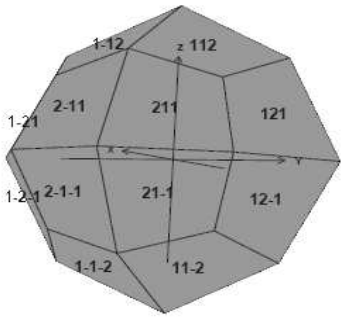


Rhombododécaèdre {110} dit « grenatoèdre »

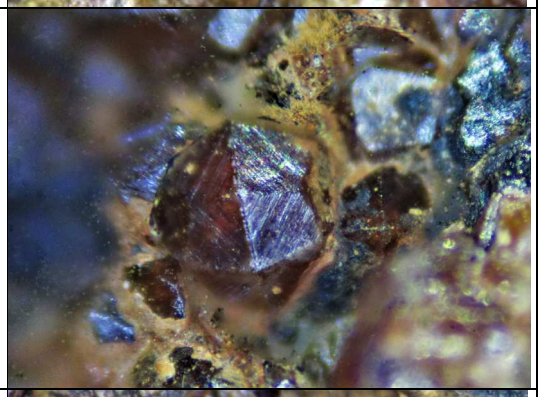


Combinaisons de {110} et {211}





Tétragonotrioctaèdre {211}



Formes très arrondies présentant des stries de croissance : genèse inconnue

Figure 697 : Vosges : Formes des grenats de Framont Grandfontaine, n° 980-987

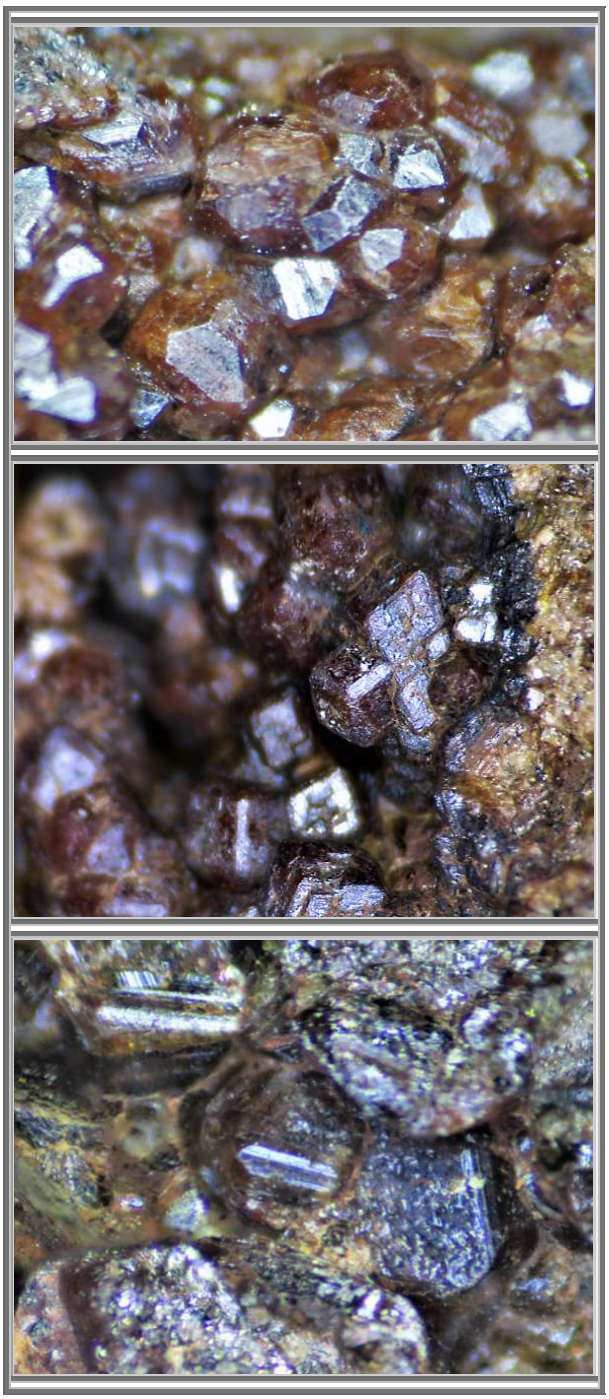


Figure 698 *:* Vosges : Couleurs des grenats de Framont-Grandfontaine, n° 980-987

Couleur orange, transparent
Très abondant
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 3 mm
Collection : perso

Couleur rouge, translucide à opaque
Rare
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 3 mm
Collection : perso

Couleur jaune-brun, transparent
abondant
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 3 mm
Collection : perso

Figure 699 *:* Vosges : Couleurs des grenats de Framont-Grandfontaine, n° 980-987

Couleur jaune-brun, transparent
abondant
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 3 mm
Collection : perso

Couleur brun-vert, transparent à translucide
rare
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 4 mm
Collection : perso

Couleur brun à beige, zoné, opaque
rare
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 8 mm
Collection : perso

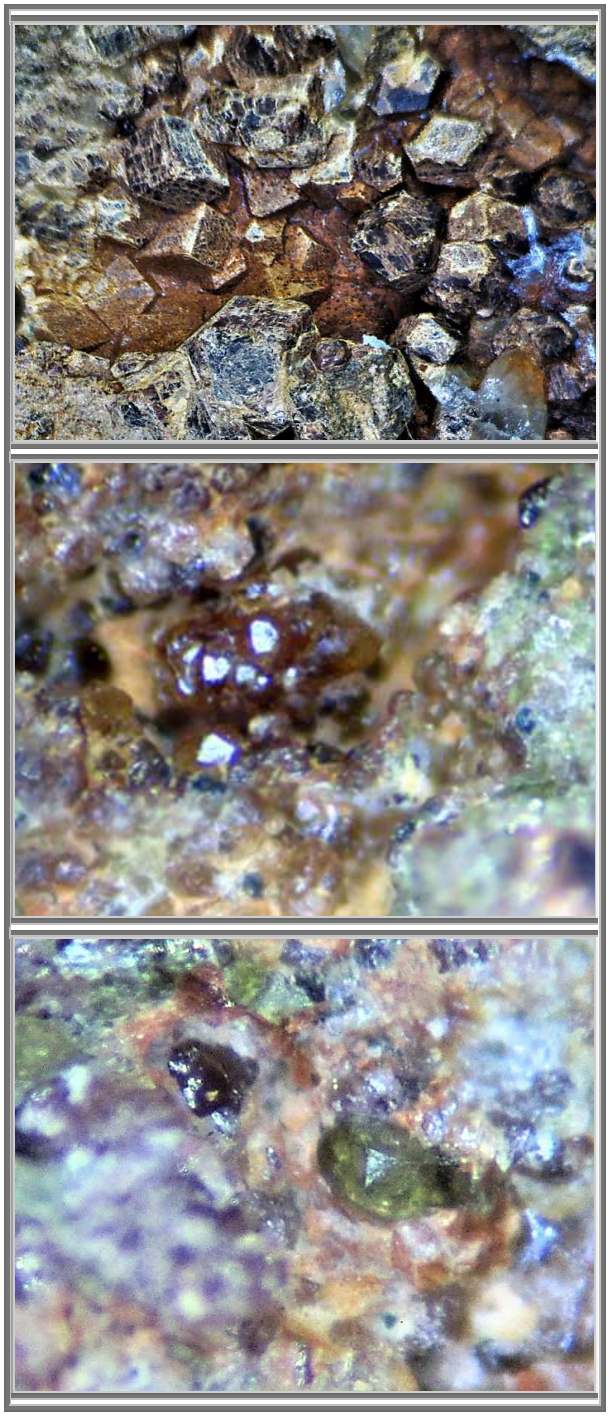


Figure 700 : Vosges : Couleurs des grenats de Framont-Grandfontaine, n°980-987

Couleur brun-vert, translucide à opaque, veiné
Très abondant
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 8 mm
Collection : perso

Couleur jaune-brun, transparent
abondant
Grandfontaine - Mine des Minieres
Champ : 2 mm
Collection : perso

Couleur verte, transparent
Très rare
Grandfontaine - Mine des Minieres
Champ : 1 mm
Collection : perso

Figure 121 *:* Vosges : Quelques associations communes des grenats de Framont-Grandfontaine, n° 980-987

Avec hédenbergite
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 10 mm
Collection : perso

Avec quartz
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 13 mm
Collection : perso

Avec magnétite (octaèdre)
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 4 mm
Collection : perso

Avec quartz et magnétite (octaèdre)
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 8 mm
Collection : perso

Avec actinote ? rose
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 25 mm
Collection : perso

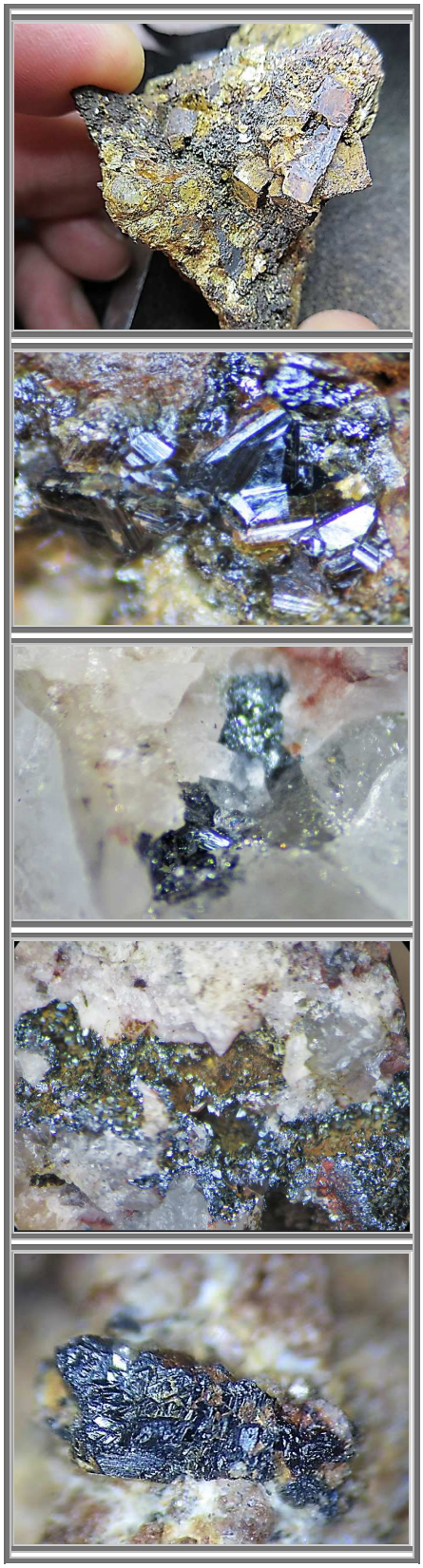


Figure 701 *:* Vosges : autres minéraux fréquents de Framont-Grandfontaine

Pyrite
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 60 mm
Collection : perso

Epidote
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 2 mm
Collection : perso

Hématite
Grandfontaine - Mine grise des Minieres
Champ : 2 mm
Collection : perso

Hématite dans dolomie
Grandfontaine - Mine grise des Minieres
Champ : 8 mm
Collection : perso

Magnétite ou plutôt chromite ?
Grandfontaine - Mine jaune des Minieres
Champ : 3 mm
Collection : perso

Grandfontaine - Mine des Minieres
Champ : 3.00 cm
Collection : Stroh

Grandfontaine - Mine des Minieres
Champ : 5.00 cm
Collection : Rudolf

Grandfontaine - Mine des Minieres
Champ : 1.00 cm
Collection : Rudolf

Grandfontaine - Mine de l'Evêché du Donon
Champ : 7.00 cm
Collection : Wolff

Grandfontaine - Mine de l'Evêché du Donon
Champ : 2.00 cm
Collection : Rudolf

Interpénétration de deux grenats
Grandfontaine - Mine des Minieres
Cristal : 3.00 mm
Collection : perso

Grandfontaine - Mine des Minieres
Champ : 3.00 mm
Collection : perso

Grandfontaine - Mine des Minieres
Champ : 2.00 cm
Collection : perso

Andradite gemme
Grandfontaine - Mine des Minieres
Champ : 2.00 mm
Collection : perso

Démantoïde
Grandfontaine - Mine des Minieres
Champ : 2.00 mm
Collection : perso

Figure 702 *:* Vosges : Autres grenats de Framont-Grand Fontaine, n°980-987

Figure 703 *:* Vosges : Framont-Grandfontaine : Grenat et hédenbergite
Vue 10 mm (perso n°951- Ancienne collection Sainfeld)

Livre 15 : Les Grenats du Massif Armoricain

Le massif armoricain est sans contexte une carrière à ciel ouvert garnie de grenats. De par sa formation puis son érosion, on peut accéder à des grenats d'origine magmatique (Plélauff, St Jacut de la mer), et de par son histoire géologique à des grenats d'origine métamorphique (Le Conquet), ainsi qu'à des grenats formés au cours d'une subduction (Ile de Groix).

1. HISTOIRE DU MASSIF ARMORICAIN

Le massif armoricain est le reliquat d'une très longue histoire géologique, vieille de deux milliards d'années parmi laquelle, trois événements orogéniques majeurs :

- Pentévrien (- 2 000 à - 750 Ma)
- Cadomien (- 650 à - 570 Ma)
- Hercynien (- 390 à - 250 Ma)

Dans un premier temps, la Bretagne, que l'on appellera plus géologiquement parlant Armorique, a connu **l'orogénèse Pentévrienne,** définie dans la baie de St Brieux (pays de Penthièvre). Cette orogenèse fut responsable de la formation de gneiss lors d'un métamorphisme HT-HP.

L'Armorique fut ensuite modelée par **l'orogenèse cadomienne** (de Cadomus = Caen), entre - 650 et - 570 Ma., qui s'étend de la Bretagne jusqu'en Pologne, en passant par Flamanville en Normandie. Aujourd'hui les traces de cette orogenèse cadomienne sont encore particulièrement bien représentées, sous la forme de conglomérats métamorphiques, micaschistes, amphibolites, séries volcano-sédimentaires ou encore par la présence de roches magmatiques (gabbros, granodiorites, diorites, etc.).

Néanmoins, les origines de cette chaîne cadomienne sont sujettes à polémiques.

L'orogenèse hercynienne, plus récente (- 390 à - 250 Ma), est d'une part bien mieux connue, mais surtout elle a refaçonné le paysage armoricain dont la plupart des aspects sont parvenus jusqu'à nous. D'après Le Corre et al (1991), l'Armorique, située alors proche du pôle sud en périphérie du supercontinent Gondwana était constituée d'une ceinture ophiolitique métamorphisée en nappes dilacérées : Audierne, Groix, Choletais (gabbros lités de la carrière des Quatre Etalons), et d'un complexe de nappes à vergence sud. Les ophiolites sont des roches issues des croûtes océaniques d'âge ordovicien (- 450 Ma), actuellement sous faciès d'éclogites et de métagabbros : Audierne, Vendée, schistes à glaucophanes de l'Ile de Groix.
Par la suite, la désintégration du Gondwana a conduit à la formation de plaques qui, les unes après les autres, se sont dirigées vers le nord, créant puis faisant disparaître de nouveaux océans. Ainsi, Laurentia, puis Baltica ont été responsables successivement de l'apparition des océans Iapetus et Rhéique. Une zone de subduction située au cœur de l'océan rhéique a alors permis la remontée du supercontinent dans son ensemble, lors de l'ordovicien.

A partir du Dévonien (-390 Ma), le rapprochement du Gondwana et de l'Euramerica, a fait que l'Armorique s'est retrouvée « enfermée » entre ces deux supercontinents. Le déplacement du Gondwana se faisant selon une direction sud-est / nord-ouest, l'Armorique a été littéralement cisaillée avec formation des failles CSA (Cisaillement Sud Armorique) ou ZBSA (Zone broyée Sud Armorique) et CNA (Cisaillement Nord Armorique) avec coulissement dextres, respectivement de 200 et 30 km.

Des massifs plutoniens ont alors pu émerger par les failles créées lors de ces cisaillements ainsi que la chaîne de montagne hercynienne dont l'altitude a dû atteindre les 7000 m. Après l'empilement des nappes constituées de sédiments et d'ophiolites, il y eut épaississement de la croûte continentale et sa granitisation. Le processus d'isostasie va alors faire remonter l'ensemble et créer les premiers reliefs de la chaîne hercynienne. Les marges des anciens continents sont écaillées et métamorphisées.

Cette orogenèse est responsable des plissements observés dans les roches existantes, micaschistes et gneiss du Conquet, gneiss de Lesneven ; plissements de plus en plus intenses du sud vers le nord, en se rapprochant de la faille de cisaillement CNA.

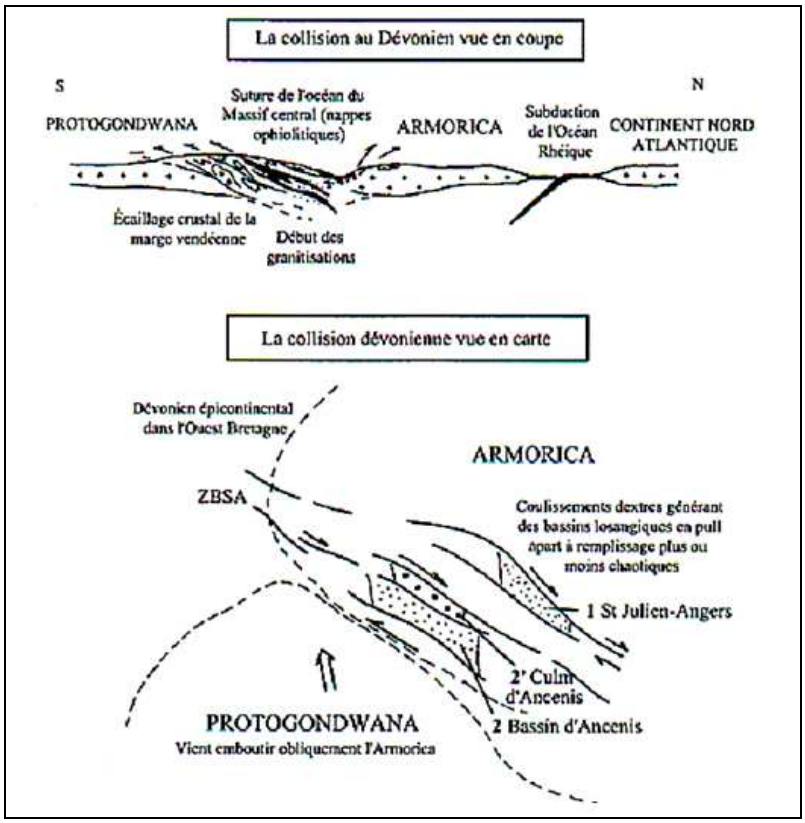


Figure 704 : Le Conquet : collision dévonienne entre Gondwana et Armorique création des failles ZBSA et CNA

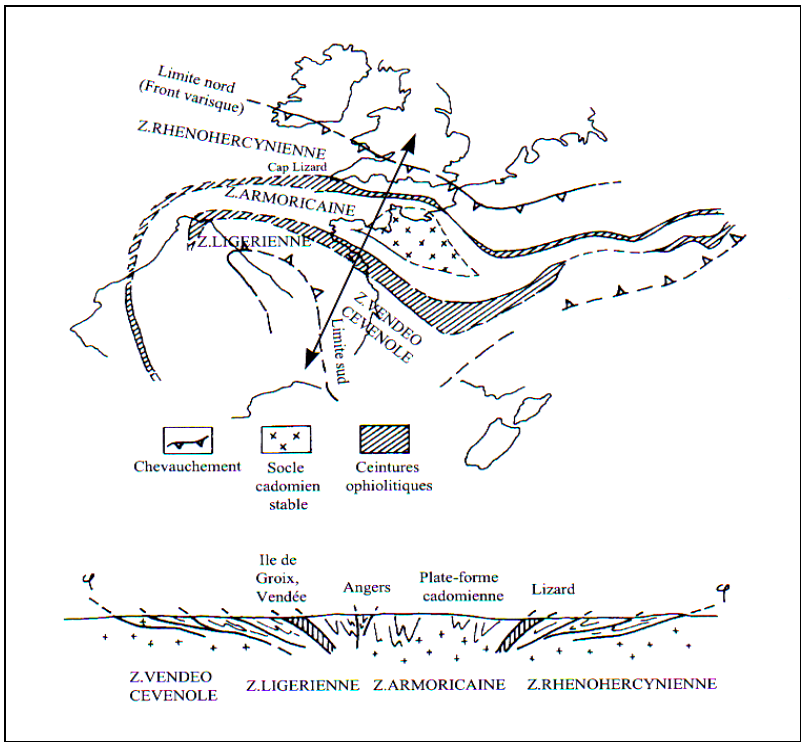


Figure 705 : Le Conquet : Chaîne hercynienne d'Europe

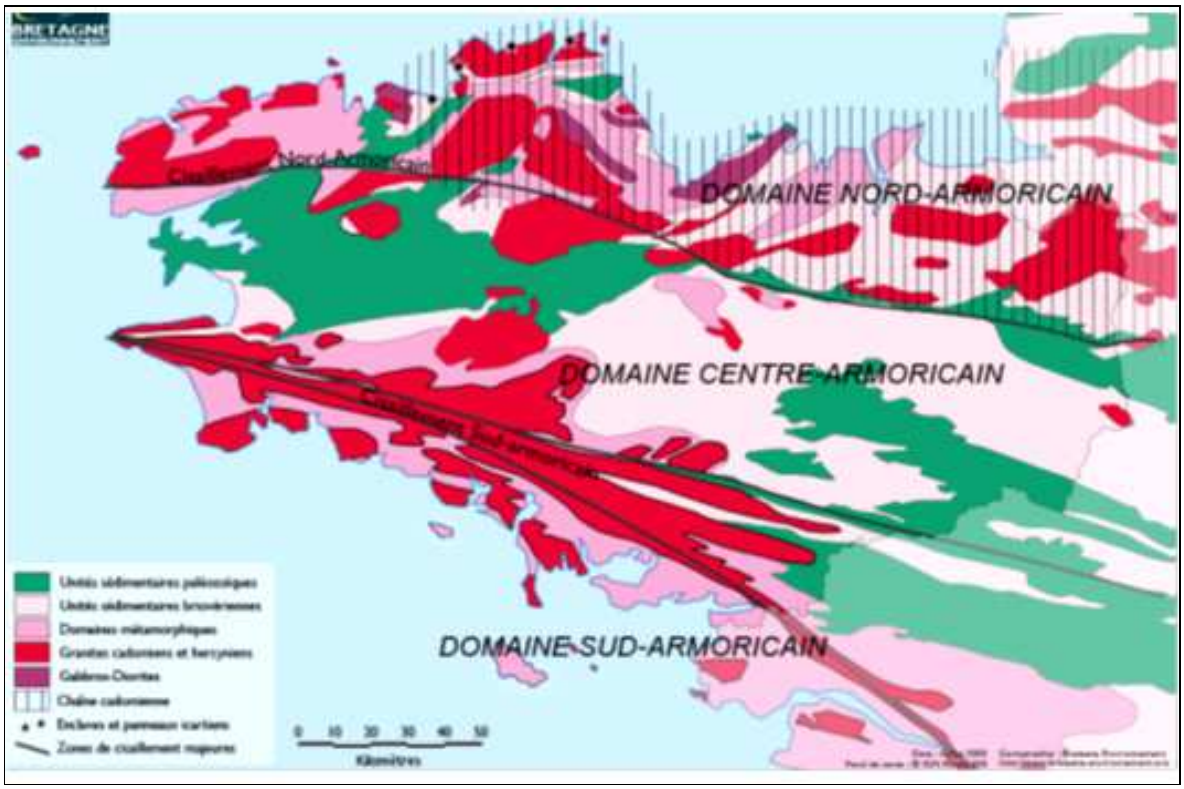


Figure 706 : Massif Armoricain : Carte géologique de Bretagne

2. METAMORPHISME DE COLLISION : micaschistes du Conquet

L'un des principaux sites de grenats métamorphiques en France se situe au Conquet, au sud-ouest de la région du Léon, dans le Finistère. Les principaux affleurements sont localisés sur la côte occidentale au niveau de Porz Liogan.

Figure 707 : Le Conquet : Auberge

2.1 Situation géographique

Le complexe des micaschistes et gneiss du Conquet s'étend au nord des gneiss de Brest. Il diminue progressivement de largeur vers l'est pour se réduire aux approches de l'accident linéamentaire médio-armoricain, à une bande étroite (~ 100 m) ou même disparaître totalement. Le prolongement occidental des micaschistes du Conquet, relativement tendres, est situé probablement entre la Chaussée des Pierres Noires et Beniguet où seuls quelques affleurements réduits ont été notés dans la partie méridionale de l'île.

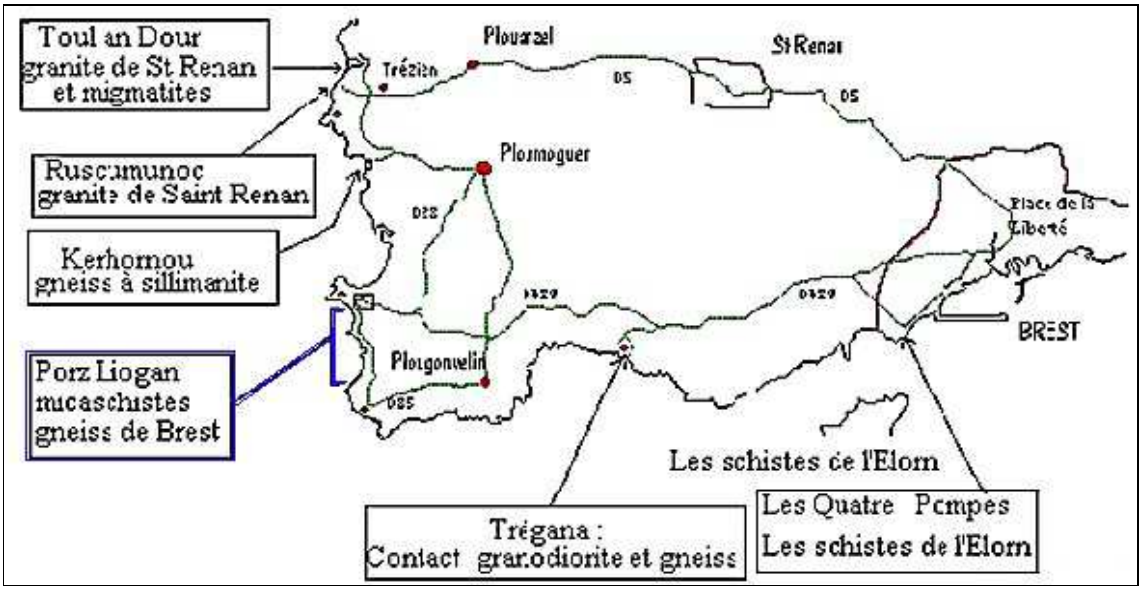


Figure 708 : Le Conquet : Localisation du site de grenats du Conquet sur la côte près de Porz Liogan

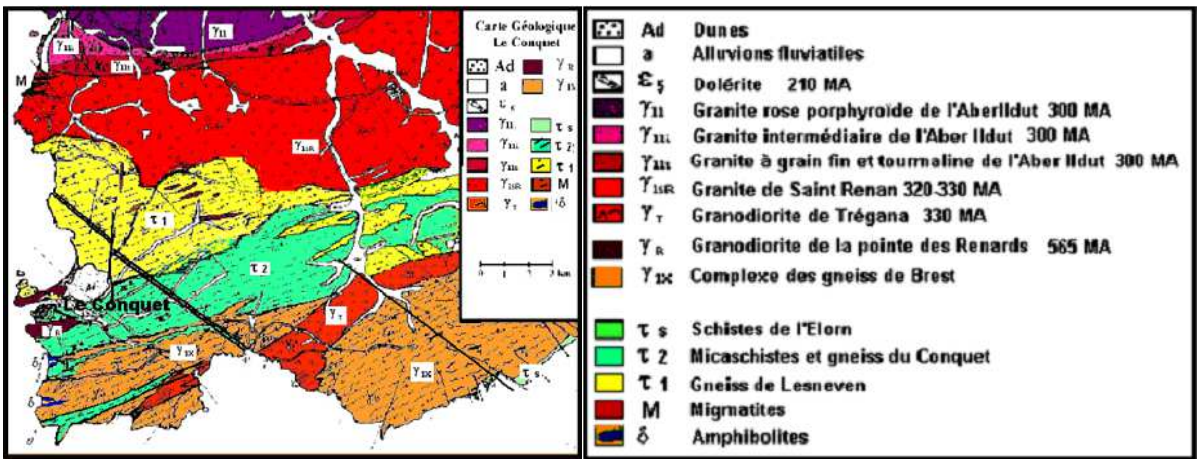


Figure 709 : Le Conquet : Carte géologique du Finistère nord

Figure 710 : Le Conquet : Plage de Porz Lioran, falaise à grenats

2.2 Les grenats

Les alentours du phare de la pointe St Mathieu permettent de bien différencier les différentes couches géologiques, et de là, définir une cueillette intéressante de grenats en fonction de ces strates.
François Frages, a ainsi pu établir la succession théorique des couches et le type de grenats que l'on peut y trouver. Il ne s'agit là que d'une construction théorique, car il n'y a pas sur le terrain affleurements de toutes ces strates sur un même pan de falaises, mais elle permet en fonction du lieu géographique et des affleurements locaux, de bien définir les recherches et cueillettes à entreprendre.

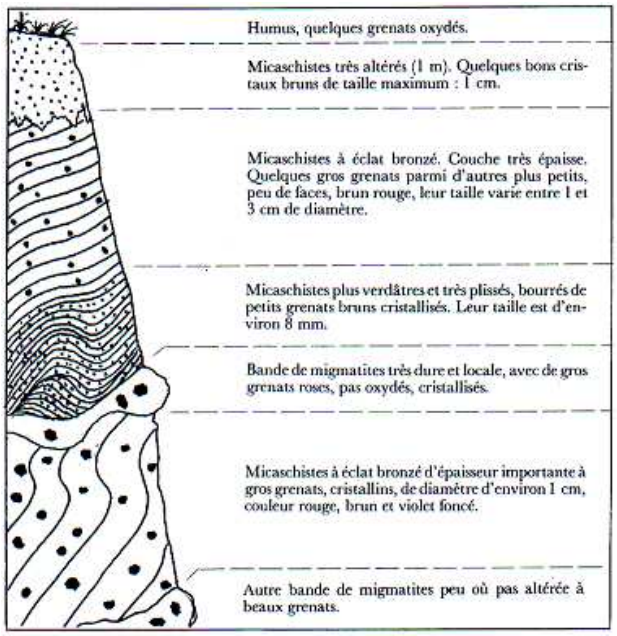


Figure 711 : Le Conquet : Coupe synthétique des formations à grenats (F. FARGES)

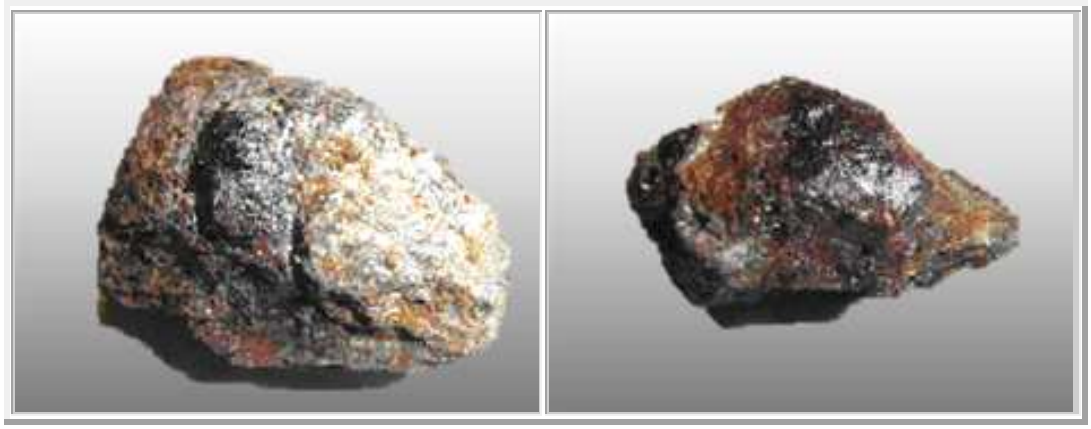


Figure 712 : Le Conquet : Grenats dans micaschistes, n°793 - 791

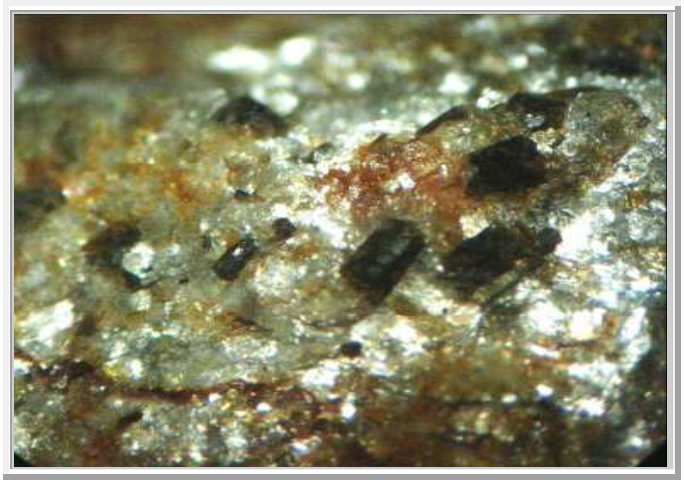


Figure 713 : Le Conquet : Tourmalines dans micaschistes

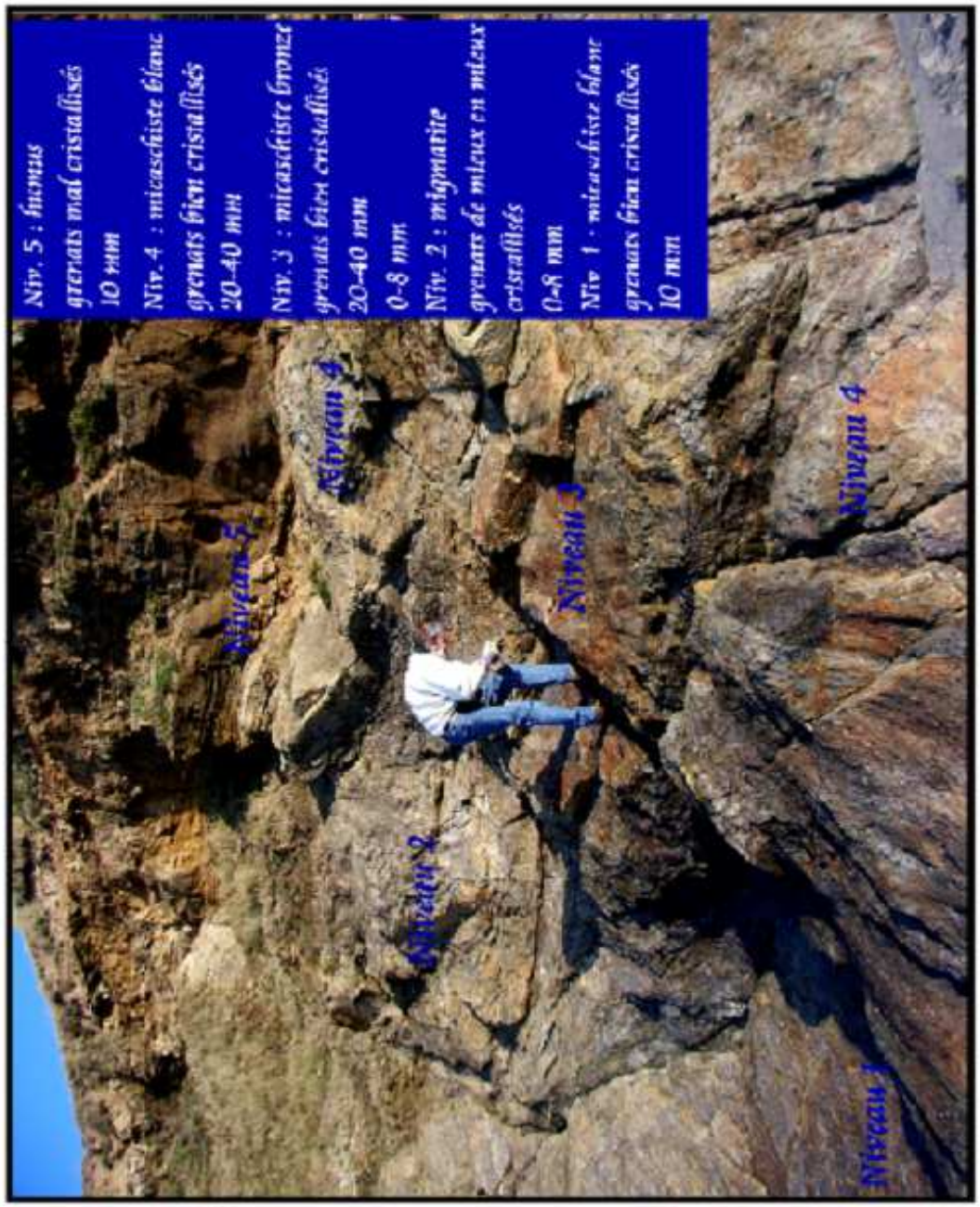


Figure 714 : Le Conquet : Falaises de Porz Lioran : Strates successives et types de grenats

2.3 Pétrographie

2.3.1. Hypothèses

- Nous partons de l'hypothèse que les éléments géologiques gneiss et micaschistes se sont mis en place lors du cycle dévonien, ou tout du moins qu'ils sont antérieurs à l'épisode hercynien qui a permis d'atteindre les conditions PT de formation des grenats.

Considéré comme issu du cadomien, et donc antérieur au métamorphisme qui a formé les grenats, le gneiss de Brest est un orthogneiss.

- Cette région du Léon a connu l'orogénèse de massifs plutoniques intrusifs avec par ordre chronologique :

320-330 Ma	Granite de Saint Renan
330-340 Ma	Granodiorite de Trégana
466 Ma	Orthogneiss de Brest
565 ± 40 Ma	Granodiorite de la pointe des Renards (non représentée)

Bien que ces intrusions plutoniques aient certainement contribué à apporter de la chaleur aux micaschistes encaissants, la cristallisation des grenats, staurotides et andalousites sont présentes sur des distances de plusieurs centaines de mètres, bien au-delà des distances des phénomènes de thermométamorphisme ou de skarnisation (800m).
De plus, la surrection des roches et la formation d'un synclinal très prononcé atteste que la pression a eu une incidence certaine sur le métamorphisme.

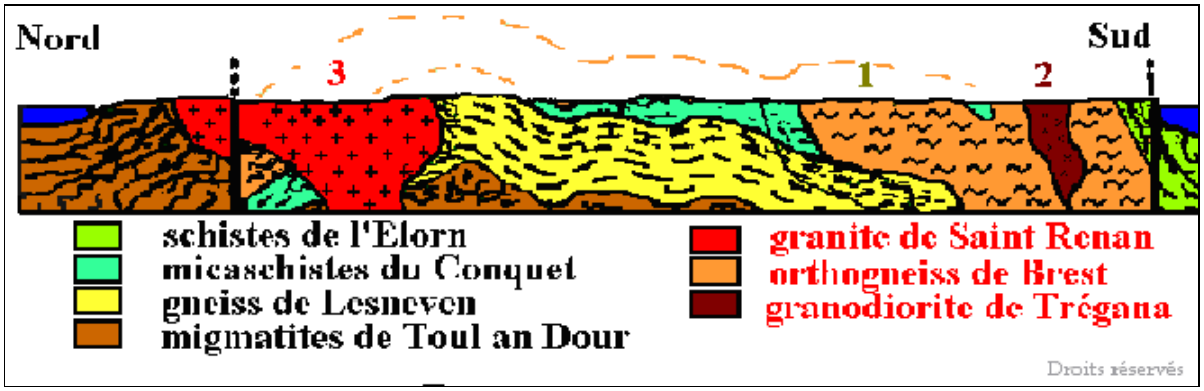


Figure 19 : Massif Armoricain : Schéma d'une coupe nord-sud de la côte atlantique du Finistère nord

2.3.2. Evolution du micaschiste

L'observation des minéraux présents dans le micaschiste dans les affleurements du bord de mer permet de définir le type de métamorphisme subi par la roche mère ainsi que les conditions de pression et de température atteintes lors de ce métamorphisme.

La coupe du sous-sol de la côte occidentale du Léon montre que les plissements sont de plus en plus intenses du sud vers le nord, jusqu'à la rupture au niveau de la faille CNA.
Au fur et à sure que l'on se déplace du sud vers le nord, en nous rapprochant de la faille CNA, les micaschistes ont subi des températures et surtout des pressions de plus en plus élevées et, par conséquent, un métamorphisme de degré supérieur avec formation de minéraux nouveaux.

Figure 715 : Le Conquet : Zone sud au plissement peu marqué avec enclaves de quartz - zone nord au synclinal très marqué

- **Le micaschiste brut**

Au cours de sa formation il s'est trouvé en dessous du schiste. C'est une roche foliacée constituée par l'alternance de quartz et de mica, sans présence de minéraux spécifiques du métamorphisme.
La composition moyenne des micaschistes du Conquet est : 65% SiO_2, 15% Al_2O_3, 6% Fe_2O_3, 3% MgO, 1% CaO, 3 % Na_2O, 3% K_2O.

Figure 716 : Le Conquet : Faciès à micaschiste du Conquet

<u>NOTA</u> :
Les micaschistes sont des roches communes de métamorphisme épizonal à mésozonal (MP-MT), à grain généralement moyen, à schistosité et foliation marquées. Ils présentent des lamelles brillantes, claires ou sombres selon la couleur du mica.
Les minéraux constitutifs sont donc des micas, très abondants (biotite et/ou muscovite), du quartz en cristaux dispersés, groupés, ou en minces lits discontinus. Les feldspaths sont peu fréquents (moins de 20%) et microscopiques (différents du gneiss).
Les autres minéraux sont très variés, et sont souvent sous forme de porphyroblastes avec staurotides, cordiérites, grenats, humite, trémolite.

- **Le micaschiste à grenat**

Plus au nord, sur la plage de Porz-Liogan, les micaschistes renferment des gros grenats, de couleur rouge-rosée, typique des almandins-rhodolite et aux faces peu marquées. La présence de ces grenats démontre que la température subie par les micas a atteint les 450°C, température à partir e laquelle les éléments chimiques des grenats ont pu se recombiner pour former des grenats.

Figure 717 : Le Conquet : Faciès à micaschiste du Conquet présence de grenats

La foliation principale du micaschiste du Conquet est défléchie par les grenats, eux-mêmes sont déformés. Les grenats se sont donc formés lors d'un cycle métamorphique prograde sous l'effet conjugué de la température et de la pression.

Figure 718 : Le Conquet : Grenat déformé par le métamorphisme prograde

- **Le micaschiste à staurotides**

En continuant plus au nord, en direction de la faille CNA, les micaschistes s'enrichissent en plus des grenats, d'un nouveau minéral bien connu des Bretons, la staurotide. Elle se distingue des grenats par sa forme en cristaux allongés de 1 à 3 cm, ainsi que par sa couleur brunâtre et son éclat résineux. Les staurotides sont particulièrement abondantes dans les niveaux pélitiques.

Figure 719 : Le Conquet : Faciès à micaschiste du Conquet présence de staurotides n°790

- **Le micaschiste à andalousite**

Encore plus au nord, on rencontre dans les strates, et accessible uniquement à marée basse, un nouveau minéral : l'andalousite. Les cristaux ont une taille exceptionnelle, jusqu'à 12 cm de longueur pour une largeur de deux à trois centimètres.
Sa présence confirme que le métamorphisme est de moyenne température et moyenne pression : MT/MP.

Il est à souligner que le SEPNB indique la présence également de disthène ou cyanite. La cyanite est de couleur bleue alors que l'andalousite est de couleur rose.

Figure 720 : Le Conquet : Faciès à micaschiste du Conquet
présence d'andalousite

NOTA

L'andalousite est l'un des minéraux indicateurs les plus employés en tant que géothermobaromètre, pour la détermination du type de métamorphisme subie par la roche mère. En effet, les aluminosilicates de formule Al_2SiO_5, forment trois minéraux de structure différente en fonction des conditions de pression et de température : andalousite à BP/BT, disthène à BT/HP et sillimanite à HP/HT.

- **Le micaschiste avec anatexie**

Au contact de la granodiorite de Trégana, le synclinal est très marqué et l'orientation des schistes atteint les 45°. Dans cette zone, on peut trouver localement des strates partiellement fondues.
La température a atteint les 650°C et une partie de la roche, l'anatexie.

Figure 721 : Le Conquet : Anatexie dans micaschistes

2.4 Pétrologie

La détermination et l'observation des minéraux ramassés sur les falaises entre la Pointe de St Mathieu et Le Conquet ainsi que les isogrades qui s'y rapportent permettent de définir les conditions de pression et de température (conditions PT) du métamorphisme régional du Conquet.

- la présence d'andalousite dans la zone de degré de métamorphisme supérieur indique que la pression a été limitée à quelques kbars.

- Les présences progressives de biotite, muscovite, grenat puis staurotide indiquent que les conditions PT ont été celles du faciès des amphibolites.

- Le faciès tourmenté des grenats indique qu'ils se sont formés lors de la phase prograde du métamorphisme.

- L'anatexie n'a que très partiellement été atteinte.

Il est alors possible de définir un parcours pétrologique du métamorphisme du Conquet.

- L'essentiel de la zone du micaschiste du Conquet est constitué de grenats, ainsi la plupart de ces micaschistes ont subi des températures comprises entre 450 et 520°C.

- L'isograde de formation des staurotides n'est atteint que proche du granodiorite de la pointe des renards, donc la température du paroxysme du métamorphisme a été de l'ordre de 600°C. Dans ces conditions la cordiérite n'a pas eu le temps cinétique de cristalliser.

- Le métamorphisme prograde est intervenu pour des pressions supérieures à 3 kbars. La présence simultanée de cyanite et d'andalousite avec une prédominance du deuxième indique que la pression a été limitée.
  La pression maximale du métamorphisme du Conquet a été de l'ordre de 5 kbars.

- Les staurotides et surtout les andalousites aux dimensions imposantes (12 cm x 3 cm) indiquent que ces minéraux se sont formés lors de la phase paroxysmique du métamorphisme voire dans la phase rétrograde de ce métamorphisme.

On obtient ainsi le parcours suivant des conditions PT du métamorphisme du Conquet.

2.5 Conclusion

Des terrains anciens, probablement du Briovérien, préalablement métamorphisés lors de l'orogenèse cadomienne ont subi un métamorphisme de MT/MP de l'ordre de 5 kbars pour des températures de l'ordre de 600°C, pouvant atteindre très localement l'anatexie partielle aux alentours de 650-700°C, sous l'action du métamorphisme lors de la collision entre la plaque Armorique et le Gondwana, qui a conduit à l'orogenèse hercynienne, il y a -380 à -250 Ma.
Ces conditions physiques de pression-température de plus en plus sévères du sud vers le nord, jusqu'à la faille de Cisaillement Nord-Armorique, ont conduit à la restructuration chimique des minéraux en place avec formation de grenat, staurotides et andalousite.

Au Conquet, on peut relever 3 minéraux repères qui permettent de reconstituer les conditions du métamorphisme : grenat, staurotide, andalousite.
A partir d'une roche mère similaire, considérée comme étant le micaschiste du Conquet. Ce sont seulement la recombinaison des éléments chimiques présents en fonction de la température et de la pression qui ont conduit à la cristallisation de ces minéraux :

En fonction de la température, les minéraux recueillis sont :

- loin des zones métamorphisées : le micaschiste brut
- avec accroissement de la température, le micaschiste devient plus brillant, indiquant ainsi le développement de mica blanc.
- A 450°C : apparition des grenats
- A 500°C : apparition de staurotides proche du paroxysme du métamorphisme
- A 550°C : apparition des andalousites
- Au-delà de 650°C : il y a début d'**anatexie** (ou fusion de la roche)

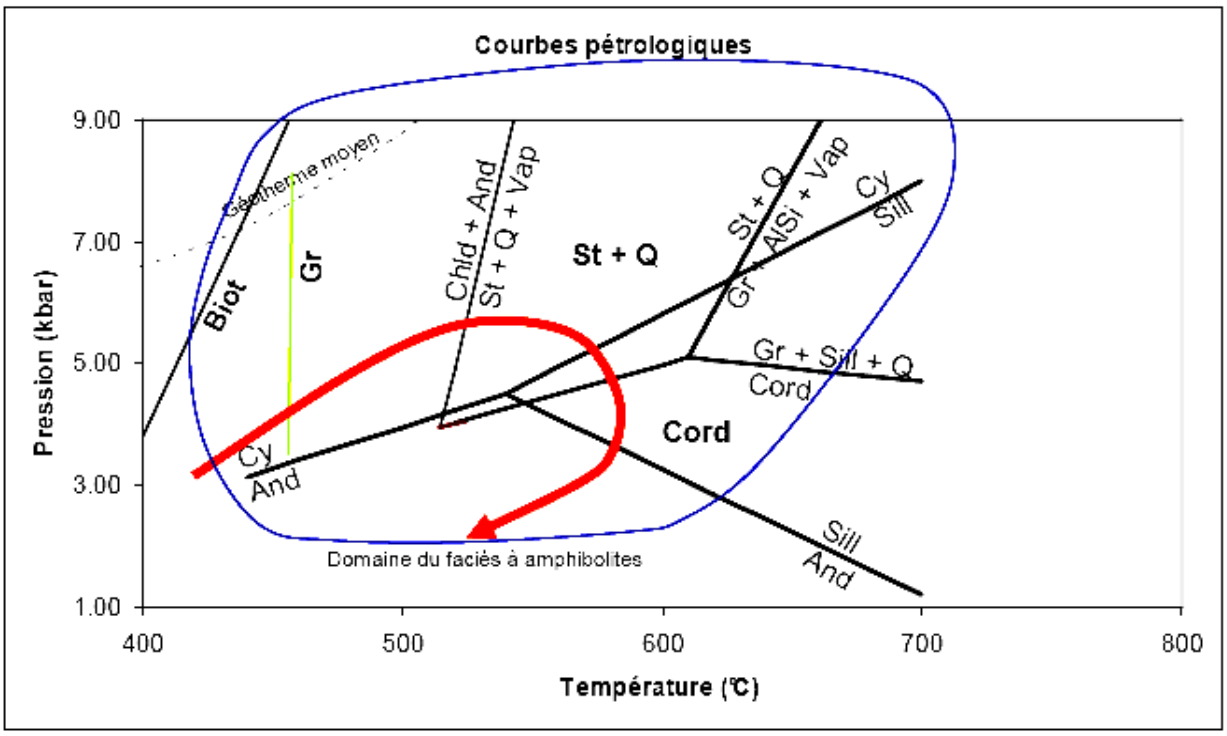


Figure 722 : Le Conquet : Courbes pétrologiques du métamorphisme
Métamorphisme régional sous les conditions de faciès des amphibolites
Bi : Biotite, Gr : Grenat, St : Staurotide, An : Andalousite, Sill : Sillimanite, Cy : cyanite, Q : Quartz, Vap : vapeur,

Almandin 3 cm, n°783
Almandin, n°550
Grenat et staurotide dans micaschiste, n°787
Almandin, n°788
Almandin, n°784
Staurotide dont une fracturée, n°782
Figure 723 : Le Conquet : Minéraux

Figure 724 : Le Conquet : Grenats (photo et collection Sophil29)

3. GRENATS DES ABERS

Guillaume Baudry, alias Grenadof est un passionné des grenats comme son avatar l'indique. Nous nous sommes connus en 2008, alors qu'il cherchait des renseignements sur les modes de genèses des grenats pour un poster. En 2019, il continue à faire connaître les grenats ainsi que sa région Armorique, par l'intermédiaire d'un article sur le Léon.
Dans cette région, nous avons pu trouver des grenats et toute la séquence métamorphique du Conquet. Plus au nord, il est très facile de récolter également des grenats, mais leur formation est différente.

3.1 Situation géologique

Le Léon, situé en Bretagne, dans le département du Finistère, si l'on devait délimiter cette région, on partirait du Conquet, allant vers Brest puis vers Landerneau et on remonte tranquillement sur Carantec, puis Roscoff, on suit la côte des légendes, passe par Plouguerneau et on finit notre boucle à Prosporder.
Sur un plan géologique régional, le domaine du Léon est situé au Nord-Ouest du Massif Armoricain et délimité par :

- Au sud, la faille de l'Elorn, au contact avec les terrains épi métamorphiques du domaine centre Armoricain, cette faille se prolonge en mer par le cisaillement des pierres noires (CPN).
- A l'Est, par les sédiments paléozoïques de la région de Morlaix où il disparaît sous les schistes de la Penzé.

D'un plan tectonique, le Léon est un empilement de nappes déplacées du sud vers le Nord dans des conditions ductiles lors de l'orogenèse Hercynienne (Viséen). Le Pays du Léon est une voûte métamorphique d'environ 70 km de long pour 30 km de large orienté NE-SW, il comprend deux types de roches :

- Des séries métamorphiques représentés par les migmatites, affleurent largement au Nord du cisaillement senestre de Porsporder-Guissény (CPG) ; le complexe migmatique de Plouguerneau, mais aussi un ensemble de micaschistes et de gneiss (formation du Conquet et Lesneven).
- Des complexes granitiques, le massif composite de Saint-Renan Kersain, le granite calco-alcalin potassique de l'Aber Ildut et le granite peralumineux de Brignogan,

La zone qui nous intéresse sera le complexe migmatique de Plouguerneau, qui s'étend de Guissény jusqu'à Saint Pabu, au Nord de la grande zone de cisaillement de Porsporder.
Coté géologie du gisement étudié, nous sommes dans une région granitique, la zone de recherche (où physiquement la terre et la mer se rencontrent, en vert foncé sur la carte, appelons-la : Formation grenatifères des Abers (FGA). C'est un leucogranite, et appartient au domaine Nord Armoricain, c'est l'entité géologique naturelle du Léon.
La FGA appartient aux granites peralumineux donc caractérisé par un excès d'alumine par rapport aux alcalins, ce qui caractérise cette roche par la présence de minéraux alumineux (Muscovite, Cordiérite, Andalousite, Sillimanite et Grenats). Ces granites appartiennent donc au complexe migmatique de Plouguerneau. Cette formation intrusive s'est formée de l'ordovicien (- 480 Ma) au carbonifère (- 360 Ma) et, est donc issu d'un métamorphisme de haute température.

Sur un plan grenatologique, intéressons-nous d'abord à la littérature du secteur, L. CHAURIS cite, suite à son étude des sables lourds à Monazite sur les plages de Plouguerneau en 1991 « *... une grande homogénéité des teneurs en grenat, fréquemment entre 30 et 40 % des minéraux lourds. Les granites migmatitiques souvent extrêmement riche en ce minéral, fournissent ici la source majeure.*
*Dans les sables les grenats sont en règle générale, très anguleux, esquilleux voir encore automorphes... (*p.216 minéraux de Bretagne) ».

On trouve également dans une étude de L. CHAURIS et E. MARCOUX en 2004 « *des migmatites riches en grenats centimétriques sont bien exposés sur l'île Wrac'h principalement sur sa côte occidentale* » et également sur les notices géologiques des extraits de E. THOMAS ou il cite « *...de Saint-Pabu vers Lampaul-Ploudalemzeau, de gros grenats bi-centimétriques affleurent sur l'estran* ».

3.2 Situation géographique

Cette occurrence (FGA) s'étale sur trois communes, d'une bonne dizaine de kilomètres d'est en ouest.

Figure 725 : Armorique : Situation géographique de la Formation Grenatifères des Abers (carte G. BAUDRY et BRGM)

3.2.1. Etape 1 : Plouguerneau

Le premier gisement décrit sera Plouguerneau. Grâce aux échantillons et informations collectés auprès des prospecteurs P. AVIRON et B. HOGREL (BRGM), la roche granitique qui entoure les grenats est peu chargée en biotite. Cet élément deviendra essentiel lors de l'échantillonnage sur le terrain.
L'estran Plouguernéen se présente à nous avec ses gros blocs migmatitiques de forme chaolithique qui surgissent de çà et là sur la grève, s'étalant de la partie ouest de l'île Vierge jusqu'à l'embouchure est de l'aber Wrac'h'.

La majorité des blocs graniteux sont submergés par la marée et quelques rares autres contiennent une partie aérienne.
Aux nombreux rochers présents sur la plage, on s'attardera sur ceux de couleur grisâtre, chargé de nombreuses pustules centimétriques : Les grenats, mais hélas difficilement reconnaissables.
Afin d'optimiser la qualité de conservation et d'extraction des grenats, nous choisirons les blocs migmatitiques de couleur claire, voir même blanchâtre. Ce sont des granites grossiers, composés de gros morceaux d'oligoclase jusqu'à 5 mm environ de carré, de cristaux de feldspath alcalin, jusqu'à 7 mm

légèrement orangés, ainsi que de la biotite en cristaux tabulaires de 3-4 mm de diamètre. Les grenats visibles en extérieur de ces blocs forment des taches légèrement rougeâtres, mais nous indiquent que les qualités d'extraction et de conservation ne sont pas réunies, il faudra donc rechercher des filons de grenats.

Nous trouverons abondamment ces filons sur certains gros blocs, une bande grenatifère de 10 à 15 cm d'épaisseur parcourant les 2 à 3 m du bloc. La partie supérieure et inférieure de ce filon sont quasiment de même composition granitique que celle où se trouvent les grenats, à deux différences près : elles sont plus compactes donc plus raides à travailler, et sont stériles en grenats.

Les grenats de ce filon, sur les parties apparentes sont souvent recouverts de mousse noire (algues microscopiques) mais sont à peine érodés par les marées, ce qui indique une bonne qualité de conservation et donc de cristallisation. L'extraction de la partie supérieure se fera à l'aide de gros burins, et, de lourdes massettes, voir même si la zone le permet, masse et coin.

Après décapage de ce couvercle protecteur, on aperçoit avec satisfaction les premiers grenats centimétriques avec leur facettes si particulières. Par la suite nous allons pouvoir extraire des blocs allant jusqu'à 30 cm de long, truffés d'une demi-douzaine de cristaux légèrement oxydés.

3.2.2. Etape 2 : Aber Wrac'h

En quittant cette première zone de fouille, nous nous laisserons entraîner légèrement vers le large en direction de l'Aber Wrac'h. C'est dans les rochers submergés, que l'on trouve un éperon rocheux, tranchant, d'une vingtaine de mètres de long, qui s'étend parallèlement à la plage et la mer, telle une barrière contre les vagues.
En examinant cet éperon granitique, de meilleure qualité que les blocs érodés de la plage, on note deux genres de matrice migmatique : celle blanchâtre et donc peu chargée en biotite, et celle plus foncée, bien saturée en biotite.
Les blocs prélevés de la matrice foncée contiennent des grenats de piètre qualité de conservation.
Les parties blanches seront donc prélevées, comme précédemment.
Si l'on n'est pas fan des grands travaux, on peut toujours soulever les varechs et chercher ces galets leucograniteux avec leurs grosses taches rouges grenatifères.

Tous ces échantillon une fois collectés seront soumis à dégagement dans un local prévu à cet effet et non sur place, car le micropercuteur sera d'une grande aide. D'ailleurs, il faudra bien veiller à ne pas mettre trop à nu les grenats, car ces derniers ne demandent qu'à s'éjecter.

Des spécimens de plus de 3 cm de diamètre de cristallisation icositétraédrique ont été découvert (com. P. AVIRON).

3.2.3. Etape 3 : Landéda

En se dirigeant plein ouest, traversant l'Aber Wrac'h, on se retrouve sur la commune de Landéda. Ses plages à marée basse, donneraient des grenats à cristallisation particulière (d'après les informations du prospecteur D. METTEN).

Les quelques blocs graniteux dépassant du sable contiennent quelques grenats. Dans cette zone géologiquement identique à celle de Plouguerneau, le filon grenatifère est coincé entre deux couches de granite compactes et stériles. L'épaisseur du filon à grenats n'excède pas les 8 cm, coté cristallisation c'est cette occurrence qui nous donnera le maximum de cristallisation au faciès « Etched » et certains des cristaux avoisines les deux centimètres.
Sur le haut de la plage nous avons divers blocs graniteux (limite pegmatitique) avec de petits grenats icositétraédriques de 8 mm de diamètre maximum, violacé foncé, saturant le granite quasiment, mais rares sont les cristaux bien formés.
Toujours sur cette même plage, le sable laisse place à l'estran granitique où l'on distingue des grenats très érodés, mais tri-centimétriques (Attention ceci n'est pas toujours visible car au cours des diverses prospections l'estran est plus ou moins ensablé).
Dans les contreforts granitiques qui protègent l'accès à cette plage, certains de ces derniers contiennent des filons de grenats plus ou moins centimétriques.
La mer a également repoussé les galets en bord de plage, certains sont des granits, souvent jaunis par l'oxydation et renferment des grenats de piètre conservation mais de taille non négligeable puisqu'un spécimen icositétraédrique de 2,5cm de diamètre fut extrait

Tout en se déplaçant vers l'est, au-delà d'autres contreforts granitiques (aménagement humain pour des accès aux plages) en descendant vers l'aber Wrac'h, on retrouve sous les varechs ce granit grisâtre avec ses pustules, exactement le même genre de roches que sur le gisement de Plouguerneau.
Dans cette zone fût extraits des grenats de belles tailles, jusqu'à 4cm de diamètre

Toujours en s'avançant dans l'aber quelques îlots éparses nous laissent apprécier quelques grenats millimétriques et gemmes.

Traversant l'Aber Benoît, nous arrivons sur la commune de Saint-Pabu, l'occurrence cette fois ci à l'embouchure de l'aber, se situe en zone hyper localisée parmi les affleurements granitiques. En effet, le filon leucogranitique ne fait qu'une demi-douzaine de mètres de long et contrairement au reste de la FGA, ce filon est perpendiculaire à la plage contrairement aux deux autres occurrences.
Les grenats avoisinants, pour les plus gros, 2cm, sont de qualité médiocre, l'altération des grenats par le sel et l'eau les rendent poudreux de rouille, aucune facette n'apparaît, cependant un échantillon fût observé sous la lumière du soleil, présentant des stries assez marquées. Parcourant le reste des plages en prospection l'auteur a pu ramasser une galet graniteux blanc avec des traces de grenats en extérieur. Il renfermera un spécimen centimétrique de cristallisation « Etched ».

3.3 Composition des grenats des Abers

La couleur de fracture des grenats de la FGA vire nettement au rouge-orangé.

D'après les premières études macroscopiques, les grenats de la FGA sont riches en éléments magnétiques tel que le fer et/ou le manganèse, car les grenats sont attirés par l'aimant néodyme.

Au mois d'août 2019, des spécimens ont été sciés et polis pour pouvoir en étudier la composition et la formation. Après étude à la microsonde électronique, les analyses confirment les premières analyses effectuées macroscopiquement. Les grenats de la FGA sont des almandins quasi purs, avec un peu de manganèse (2-12% MnO).

Comme le gisement est submergé lors des marées, les grenats ont une fine croûte d'oxydation. Celle-ci disparaît une fois les spécimens plongés dans l'acide chlorhydrique et laisse apparaître une couleur rosée au cristal (Com. Perso. B. HOGREL).

3.4 Cristallisation des grenats

3.4.1. Habitus général

Les cristaux de grenats de la FGA mesurent entre 10 et 30 mm, avec une proportion très conséquente de gros cristaux. Ils sont nettement plus imposants que les autres éléments du granite qui les entourent ; ils ont donc subi une croissance rapide.

La cristallisation des grenats correspond à l'habitus du rhombododécaèdre (faces {110}).
Toutefois, les faces {110} présentent une croissance importante en leur centre, faisant apparaître des faces {112} de l'icositétraèdre.
De sorte que leur morphologie s'apparente quasiment à des pseudo-sphères, la quadrature du cercle en quelque sorte.

3.4.2. Habitus « etched »

Quand on s'intéresse de plus près à la cristallisation des facettes, on note une multitude de stries parallèles « de croissance ». Certains cristaux proposent une cristallisation tellement marquée, qu'au lieu d'être fines et concentrées, les stries « de croissance » sont espacées largement comme des marches d'escalier. C'est ce genre de cristallisation que l'on appelle « etched ».

Cette morphologie et la taille des cristaux par rapport à leur environnement indiquent que les cristaux des grenats des Abers ont connu une croissance en spirale rhombique.

Les éléments de la maille des grenats sont des rhomboèdres élémentaires. Au lieu de venir se joindre au cristal en croissance, sur des faces ou des arêtes, ils viennent se fixer sur une dislocation en progression (Théorie de Frank). La croissance en spirale nécessite moins d'énergie qu'une croissance sur une face, et la

dislocation se propageant de proche en proche à chaque fixation d'un nouveau rhomboèdre, la configuration du cristal s'en trouve inchangée. La croissance est ainsi beaucoup plus rapide.

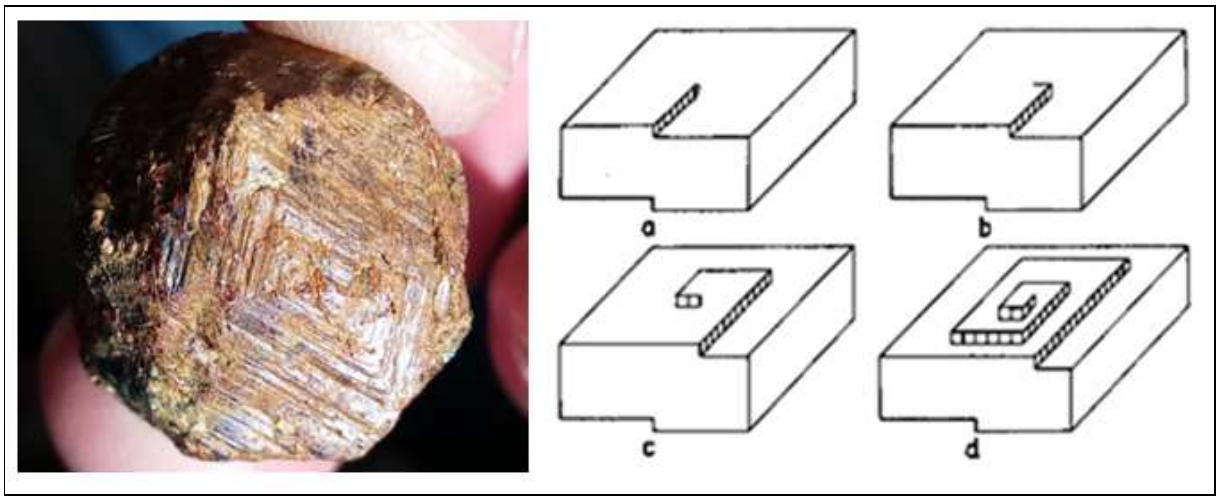


Figure 726 : Armorique : Cristallisation en spirale rhombique des grenats des Abers

Quelques cas de cristallisation de grenats en spirale rhombique existent en France. Ce genre de faciès n'est pas fréquent, car généralement les grenats de l'hexagone ont les facettes lisses, voir finement striées mais visibles qu'avec une source lumineuse puissante. Pour ne citer que quelques gisements :

- Le Conquet (Finistère) donne beaucoup de spécimens aux stries finement marquées, avec des grenats Almandins allant jusqu'à deux centimètres et d'un beau violet.
- L'île de Groix a fourni quelques rares spécimens un peu plus marqués que Le Conquet,
- La région de Néfiach dans les Pyrénées Orientales a donné de très rares rhombododécaèdres bien marqués
- Plus rarement un spécimen « etched » d'andradite fut extrait des skarns de Perros Guirec (côtes d'Armor).

Almandin
Lilia, Plouguerneau (29)
15 x 15 m
Collection : perso N° 932

Almandin
Aber Wrac'h (29)
15 x 15 mm
Collection : perso N° 935

Almandin
Landeda (29)
Arête : 15 mm
Collection : Dominik

Almandin
Lilia, Plouguerneau (29)
Cristal 20 mm
Collection : perso N° 1102

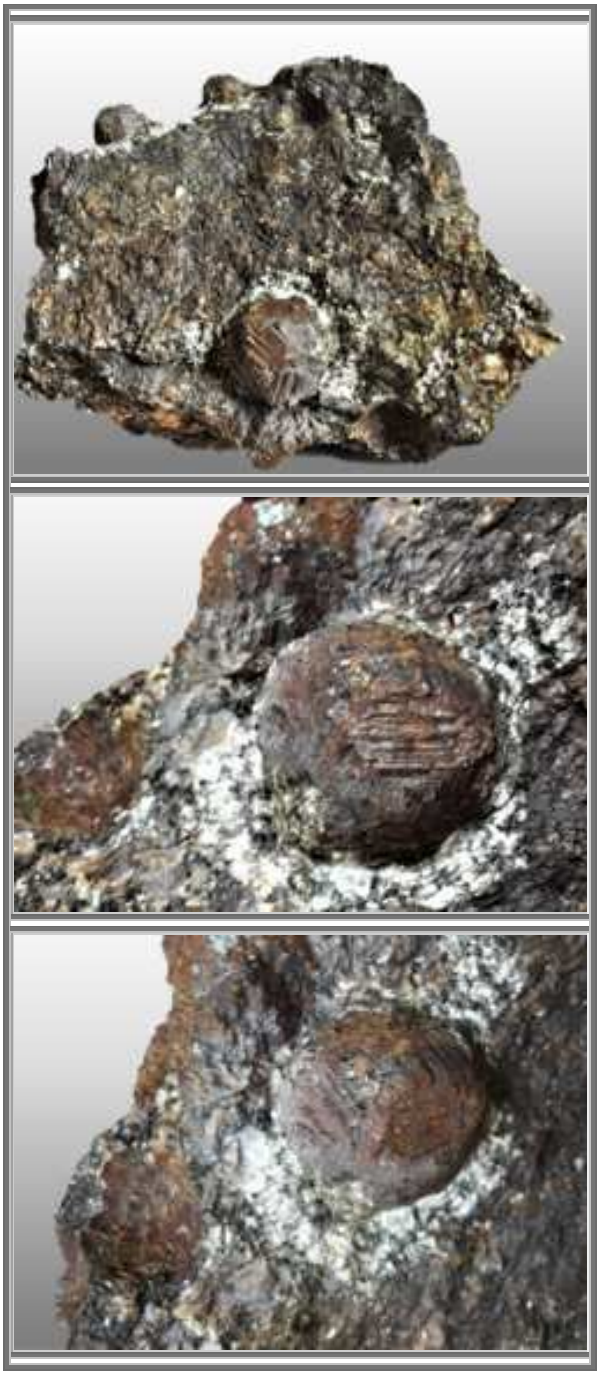
Almandin
Lilia, Plouguerneau (29)
Cristal 20 mm
Collection : perso

Almandin
Lilia, Plouguerneau (29)
Cristal 12 mm
Collection : perso N° 1103

Almandin
Landeda (29)
Cristal 15 mm
Collection : perso N° 1104

Almandin
Landéda (29)
Cristal 23 mm
Collection : perso N° 1105

Almandin
Landéda (29)
Cristal 23 mm
Collection : perso N° 1105



Almandin
Landéda (29)
Cristal 15 mm
Collection : perso N° 1106

Almandin
Landéda (29)
Cristal 23 mm
Collection : perso N° 1106

Almandin
Landéda (29)
Cristal 23 mm
Collection : perso N° 1106

Figure 727 : Armorique : Grenats almandins / spessartines? des Abères
avec figures de croissance lors de la cristallisation
Les grenats des deux premières pages permettent de visualiser clairement la structure en spirale rhombique

4. GRENATS DE PLELAUFF

4.1 Introduction

Figure 728 : Plélauff : Vue sur la chapelle

Non loin de Plélauff, des cristaux de grenats rouge sombre pouvant atteindre plusieurs centimètres parsèment les blocs de « quartzite » que l'on rencontre au bord des champs. Les labours et les paysans ont tendance à disséminer les blocs rocheux dans les haies du bocage.

Les grenats de Plélauff se rencontrent dans des roches métamorphiques appelées cornéennes, au sud-ouest de Plélauff. Ces roches, d'âge probable Siluro-Dévonien (environ 400 Ma), affleurent sous la forme d'enclaves ovales d'une centaine de mètres chacune dans le massif granitique de Rostrenen. Elles ont subi un métamorphisme régional MP-MT lors de l'orogenèse hercynienne, principal agent de la formation de ces cornéennes à grenat, suivi dans une moindre mesure d'un métamorphisme de contact BP-HT lors de la phase de mise en place de ce massif, il y a environ 300 Ma. Ces conditions métamorphiques ont donné à cette roche un aspect compact et massif, à la granulométrie fine et homogène.

Figure 729 : Plélauff : Cornéenne bleu-gris et zone altérée
Les cristaux de grenats ne sont pas présents dans la zone d'altération et les plans de faiblesses

Les cornéennes de Plélauff sont de couleur grise à gris-bleue, assez sombre et présentent parfois une altération brun crème ou une patine couleur rouille, qui vient tapisser les plans de faiblesses de la roche. Cette roche émet un son aigü très caractéristique (klink) sous les coups de masse, on entend parfois dire qu'elle « sonne », et reste d'une grande dureté. C'est probablement ce qui lui a valu le nom de « quartzite de Plélauff » .
Cependant ce sont bien des cornéennes, comme confirmé par les analyses en lames minces. En effet, la roche est composée pour grande partie de sillimanite fibreuse, de lamelles de biotite et de quartz, ainsi que de minéraux accessoires comme la muscovite, le feldspath et la cordiérite. C'est l'enchevêtrement très fin de

ces minéraux (et tout particulièrement des fibres de sillimanite) qui confère aux cornéennes ses propriétés mécaniques, ce qui leur auront valu d'être le sujet d'une étude menée en vue d'une utilisation en tant que granulat routier dans les années 70.

4.2 Sites - Environs de Rostrenen (22)

4.2.1. Généralités

La répartition des zones minéralisées en grenat est limitée à certains sites présentés sur la carte géologique de Rostrenen sous la forme de lentilles décamétriques noyées dans les cornéennes. Cependant, l'interprétation de la répartition cartographique de ces cornéennes à grenat reste sujette à discussion, elles semblent s'aligner selon une direction SW-NE lorsqu'on se trouve à quelques kilomètres à l'ouest de Plélauff, et NW-SE au sud de la ville.
C'est d'ailleurs ce mode de représentation en banc continu qui fut choisi par certains pour représenter cette formation grenatifère (Jérémie et Provost,1955). Tout cela est d'autant plus difficile à confirmer que les affleurements sont très rares, ainsi, le peu qui fut recensé a montré que ces cornéennes sont litées et que les grenats sont concentrés uniquement dans certains lits de la roche.

Inutile donc de chercher des affleurements de roche plus qu'hypothétique pour espérer aller cueillir des grenats. Ils sont rares voire confidentiels, et le plus souvent situés sur des propriétés, exploitations végétales (maïs) ou d'élevages. Il est préférable de se contenter des nombreuses pierres volantes dont les cultures et bords de routes sont jonchés.

En outre, il est très difficile voire dangereux de s'attaquer aux blocs (1-2 m^3 recencés dans le RM79). Le burin ne pénètre que faiblement dans la roche et ne permet pas sa fracturation à cause de la structure fibrée de la sillimanite. Et, les coups directs de masse n'ont pour effet que d'ébrécher les arêtes des blocs, ce qui peut s'avérer dangereux par la propulsion d'écjats aux arêtes très acéres. Des lunettes intégrales sont un strict minimum pour la protection du visage.

4.2.2. Quartzites

A Rostrenen, emprunter la D764 (D31) en direction de Pontivy. Au bout de 8 km, franchir le canal de Nantes à Brest. Depuis cette voie d'eau jusqu'à 300 m environ avant d'atteindre le carrefour de la D108, on peut recueillir, en bloc épars dans les champs ou à leur bordure, des quartzites de teinte bleuâtre – appartenant à de vastes panneaux de dévonien, enclavés et métamorphisés par le massif granitique – riche en grenats. Les cristaux rhombododécaédriques de 5 à 20 mm de diamètre, d'un rouge sombre translucide, apparaissant dans un fond composé de quartz, biotite, muscovite, sillimanite, cordiérite, andalousite, magnétite et pyrite. Les localités les plus intéressantes sont situées sur le flanc des collines à l'est de la D764 (Kerlan, La garenne, Kerlannic, Régomarien, Rosquerriec, Stang ar Riel), ainsi que vers Rosquerriec à proximité de la D76.

Figure 730 : Plélauff : Carte géographique du site 1

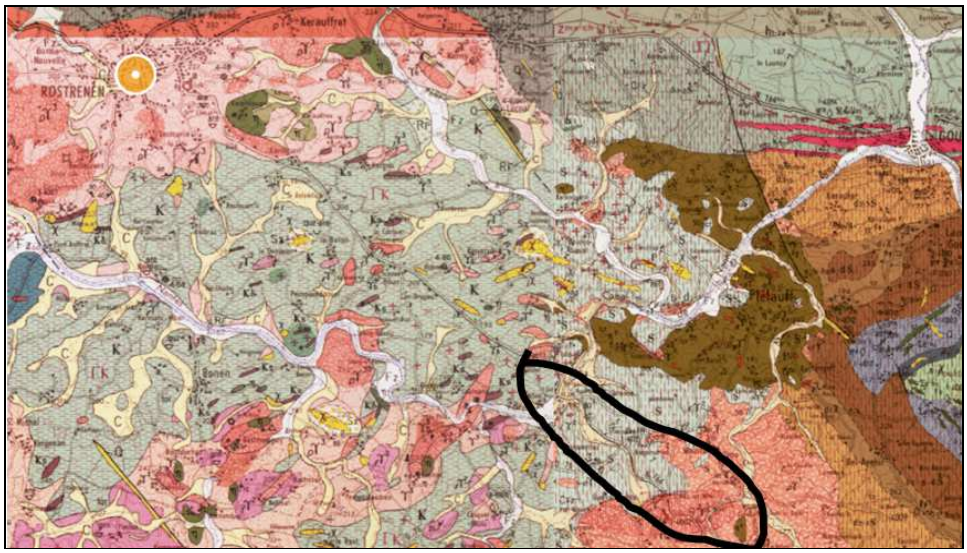


Figure 731 : Plélauff : Carte géologique de la région Rostrenen-Plélauff : Présentation du site 1

4.2.3. Cornéennes massives à sillimanite et grenat.

Carte géologique de Rostrenen Ks. Cornéennes massives à sillimanite et grenat.
Les affleurements types peuvent en être pris au Nord de Stang-Rouzic (x = 181,1 , Y=71,85 - 48°12'27,83''N, 3°16'39.13''W) en Plouguernével et au Nord-Ouest de Kerzamoël (x = 184,6; Y= 70,2 - 48°11'48''N, 3°15'16''W et 48°11'38,31''N, 3°15'10.62''W) en Plélauff. Le premier est constitué de grandes dalles situées au sommet d'une petite butte, le second de gros blocs grossièrement parallélépipédiques, jalonnant la trace d'un banc.

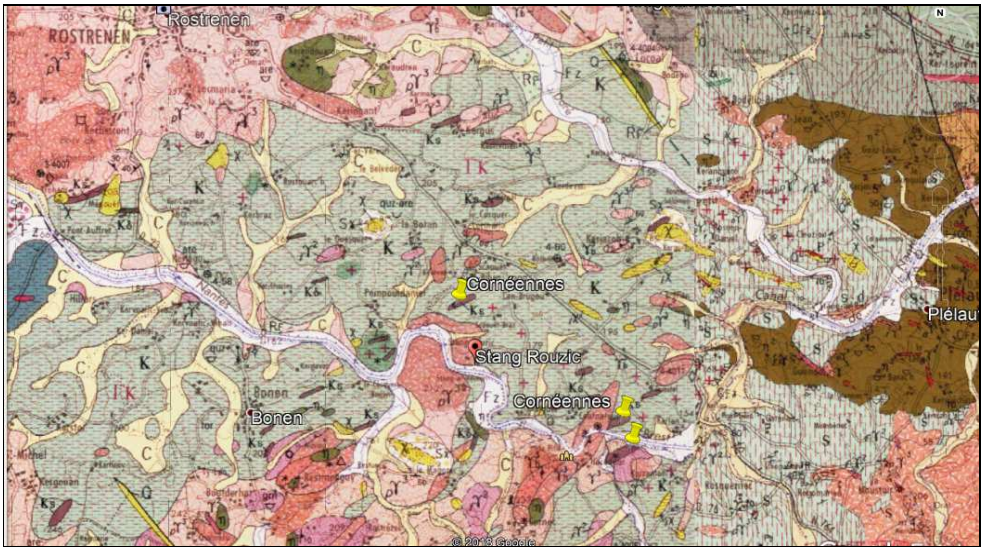


Figure 732 : Plélauff : Carte géologique de la région Rostrenen-Plélauff : Présentation des sites 2

La roche, compacte, «sonne» sous la masse de manière caractéristique. Le débit suit les plans de la foliation qui reste grossière et qui est soulignée également par la mise en relief d'un litage. De couleur gris-noir, elle a un grain fin et homogène, une texture tachetée de cornéenne typique. L'affleurement de Stang-Rouzic (Plougernevel) montre à l'œil nu une association de quartz, biotite, sillimanite avec des grenats centimétriques abondants. À Kerzamoël, on n'observe ni grenat ni sillimanite, mais une matrice finement cristalline.
Ce faciès a été rencontré dans toute l'aire d'extension des cornéennes de l'arc Ellé-Doré, depuis la Garenne (Sud de Plouray) en bordure de l'Ellé, jusqu'en limite de la feuille Pontivy sur laquelle elles se poursuivent.

Elles apparaissent comme des lentilles de puissance décamétrique d'une à deux centaines de mètres d'extension au maximum.
Les affleurements constitués de gros blocs déplacés ne permettent ni d'observer les relations avec leur encaissant, ni d'obtenir d'indications structurales. Par contre, l'allongement de ces lentilles montre une constance d'orientation assez remarquable qui souligne une structure globale des cornéennes de l'arc Ellé-Doré orientée vers le NNE à l'Ouest de Bonen, puis vers ENE à l'Est de ce bourg. Dans la digitation située à l'Est de Mellionnec, ces directions s'infléchissent même vers ESE et se parallélisent au contact du granite.
Les échantillons les plus caractéristiques montrent au microscope une texture blastique à orientation résiduelle. Une matrice quartzeuse très subordonnée, entièrement recristallisée, avec parfois quelques feldspaths potassiques, est envahie par des paquets flexueux de sillimanite remarquablement développée (de 30 à 50 % de la lame) associée à de la biotite abondante et de la muscovite rare; de gros grenats almandins arrondis ou automorphes y sont présents. Quelques échantillons présentent une foliation résiduelle et une structure rubanée avec alternance de lits quartzeux et lits de biotite, feutrage dense de sillimanite ct fedspath potassique blastique.

La richesse en fibres de sillimanite imbriquées confère à ces roches des caractéristiques mécaniques particulières que P. Le Berre (1975) a étudié entre Rosquerriec et la Garenne sur la feuille Pontivy, pour une utilisation éventuelle en granulats routiers à hautes performances. Il y a mesuré un pourcentage pondéral moyen en sillimanite de 31 % et une teneur en Al_2O_3 de l'ordre de 28 %.
L'attribution stratigraphique de ces cornéennes à des formations paléozoïques semble légitime compte tenu de leur forte teneur en alumine. Celle-ci apparaît en effet incompatible avec une appartenance à des niveaux briovériens. Cette interprétation a déjà été proposée par J.P. Sagon (1976) pour les cornéennes du Sud de Plélauffsur la feuille Pontivy, sur la base de quelques analyses chimiques et de leur comparaison avec celles des schistes siluro-dévoniens. Les uns et les autres se superposent au domaine des « argiles sidérolitiques» dans le diagramme Al/3-K vs Al/3-Na de H. de La Roche (1968).

4.3 Grenats

4.3.1. Composition

Dans le RM79, est présenté un article sur les grenats almandins de Plélauff, avec notamment les analyses effectuées par Eric Marcoux à l'université d'Orléans (où j'ai fait moi-même mes études dans les années 80 et 90).

Elements	SiO_2	FeO	CaO	Al_2O_3	MgO	MnO	Total
Plélauff	36.67	37.93	0.74	20.73	2.37	1.41	99.85
Almandin	36.21	43.30	0	20.48	0	0	99.99

D'après ces analyses, il s'agit d'almandins quasiment purs avec pour formule $(Fe_{2.62}Mg_{0.20}Mn_{0.15}Ca_{0.05})\ Al_{1.97}\ [Si_{3.5}\ O_{12}]$.

Toutefois, si les grenats présentés dans l'article de Stéphane Lesimple et Eric Marcoux sont tous de couleur rouge très prononcée, typique des almandins, bon nombre des grenats de Plélauff, ne sont pas rouges, mais roses (très clairs à très sombres, presque noir). Et, il est probable que ces grenats, également de Plélauff, aient des compositions plus proches, voire très proches, du pôle pyrope.

4.3.2. Pétrographie

Il s'avère qu'il existe plusieurs « facies » qui se dégagent dans les cornéennes en fonction de la taille et de la fréquence des grenats :

- le premier faciès est constitué de grenats très nombreux, de 1 à 3 mm, qui constellent la roche encaissante. Les cristaux sont arrondis et extrêmement difficiles à dégager. On trouve de nombreux blocs de ce type le long de la route qui mène de Croaz-ar-Raden à Pont-Even, ainsi qu'aux alentours du lieu dit Gomarien et à l'ouest de Rosquierrec, où les grenats sont entourés par une couronne de sillimanite.
- L'habitus le plus fréquent reste celui de grenats de 0.5 à 2 cm, toujours très bien cristallisés et assez nombreux. On peut les rencontrer dans un talus en plein champ à l'ouest de Croaz-ar-Raden ainsi qu'autour de lieux dits La Garenne, sur les bords de routes au sud de Guendol ou dans certains bosquets cachant de nombreux blocs de cornéennes à l'ouest de ce lieu dit.

- La dernière morphologie est plus rare, mais aussi certainement la plus recherchée car elle présente des cristaux jusqu'à 4 à 5 cm de diamètre. Ils sont beaucoup plus disséminés dans la cornéenne.

4.3.3. Habitus

Les grenats de Plélauff présentent le plus généralement, des combinaisons de {110} et {211}, avec les faces {211} bien marquées.

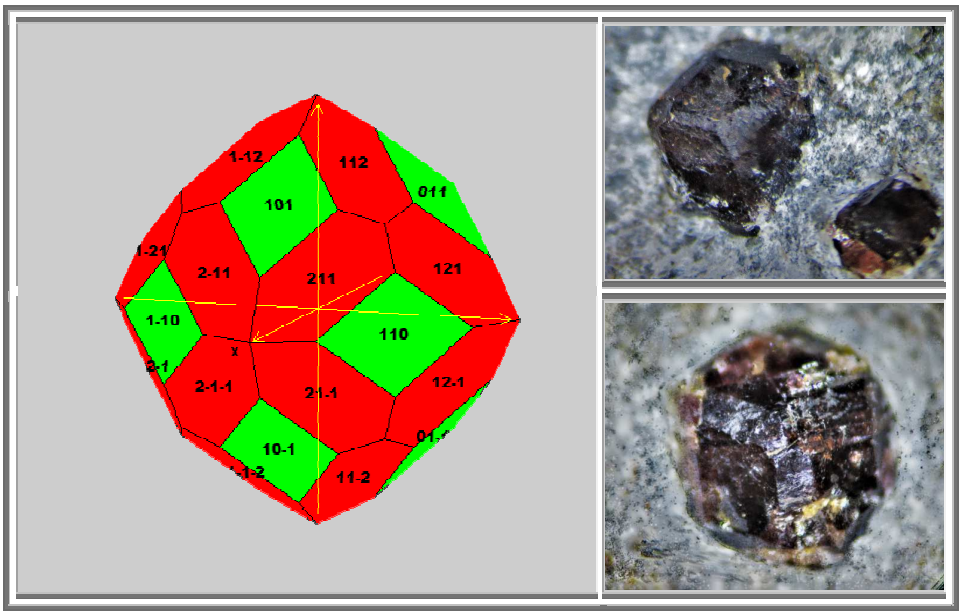


Figure 733 : Plelauff : Habitus commun des grenats de Plélauff

La plupart des cristaux ont des faces lisses.
Toutefois un bon nombre des grenats (environ 5%) que j'ai trouvés sur le site 1 présentent des faces en gradins. Il semblerait que ce soit dû à une croissance en spirale rhombique qui en serait la cause. Mais compte tenu de la petitesse des échantillons et de la difficulté à dégager les cristaux sans les ébrécher, un doute subsiste.

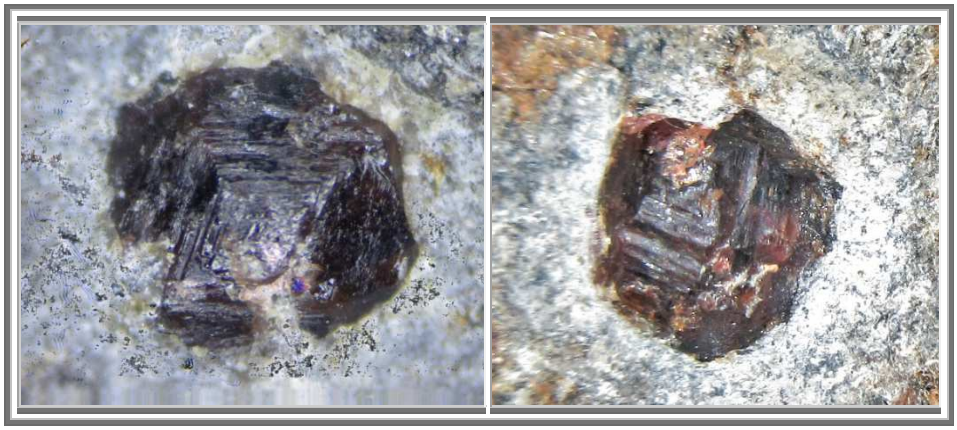


Figure 734 : Plélauff : Croissance en spirale rhombique de certains grenats

4.3.4. Coronisation

La roche encaissante est une cornéenne homogène, finement cristallisée et constituée d'un assemblage de sillimanite dominante (30 à 50% de l'échantillon), biotite abondante et quartz subordonné. Les seuls minéraux qui se distinguent par leur taille sont donc ces fameux grenats. A noter que l'on observe très souvent une auréole claire autour des cristaux : il s'agit d'une couronne de sillimanite fibreuse, formée par réaction du grenat avec la roche. On appelle ce phénomène la « coronisation » qui aboutit à une auréole « kélyphitique ».

En l'absence d'image de lame mince et d'identification des minéraux présents dans la couronne, voici une proposition de réaction entre le grenat et son environnement :

$$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 \longrightarrow Al_2SiO_5 + KAlSi_3O_8 + Fe_3O_4 + H_2O$$

Almandin + biotite ⟶ sillimanite + microcline + magnétite

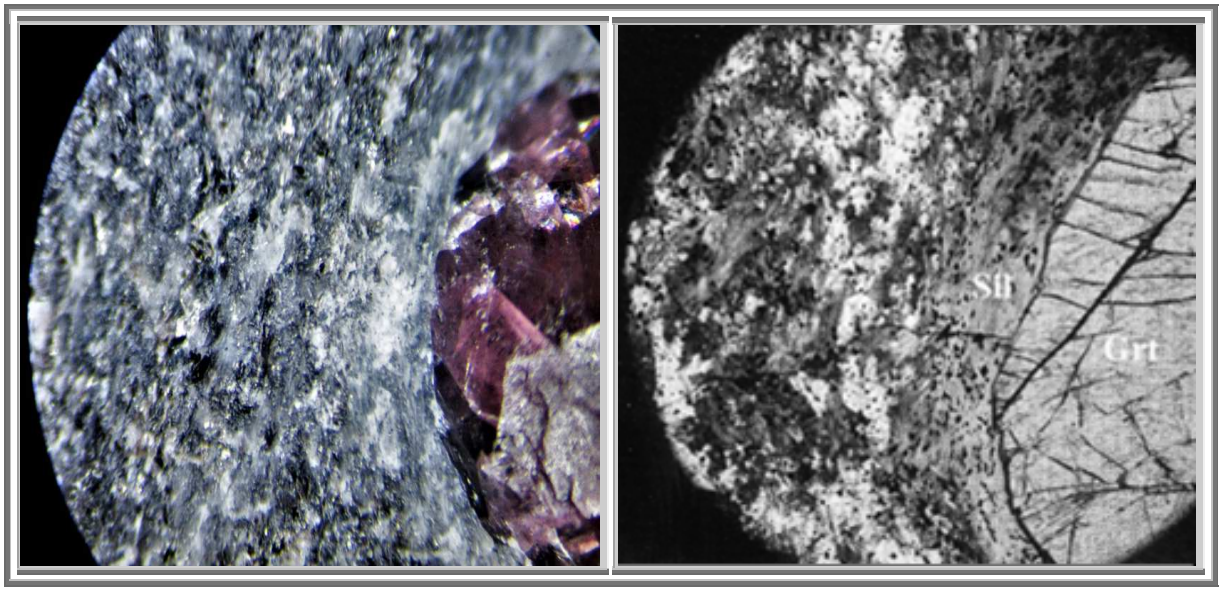


Figure 735 : Plélauff : Coronisation de sillimanite entre le grenat et la roche mère cornéenne (échantillon et lame mince (autre échantillon))

4.3.5. Couleur

Tel que présenté dans les paragraphes sur la composition des grenats de Plélauff ainsi que sur la pétrographie de ce site, il existe plusieurs types de grenats, aux couleurs variées :

- Les gros almandins de Plélauff présentés dans le RM79, pluri-centimétriques sont de couleur rouge brun, tel que le grenat présenté en photo D. Ils ne sont jamais gemmes.
- Les grenats le plus typiques de Plélauff ont une couleur brune avec des fissures de couleur rose très particulière (photo B). Il me semble que leur couleur évolue dans le temps passant du rose au rouge-brun par altération. Ils sont opaques. Ils ont une taille de l'ordre du centimètre.
- Les petits grenats (3-6 mm) peuvent avoir des teintes plus rosées, du rose très clair, au rose le plus foncé, presque noir (photos A et son zoom en photo C). Ces petits grenats peuvent être gemmes (collection de Mineral35)

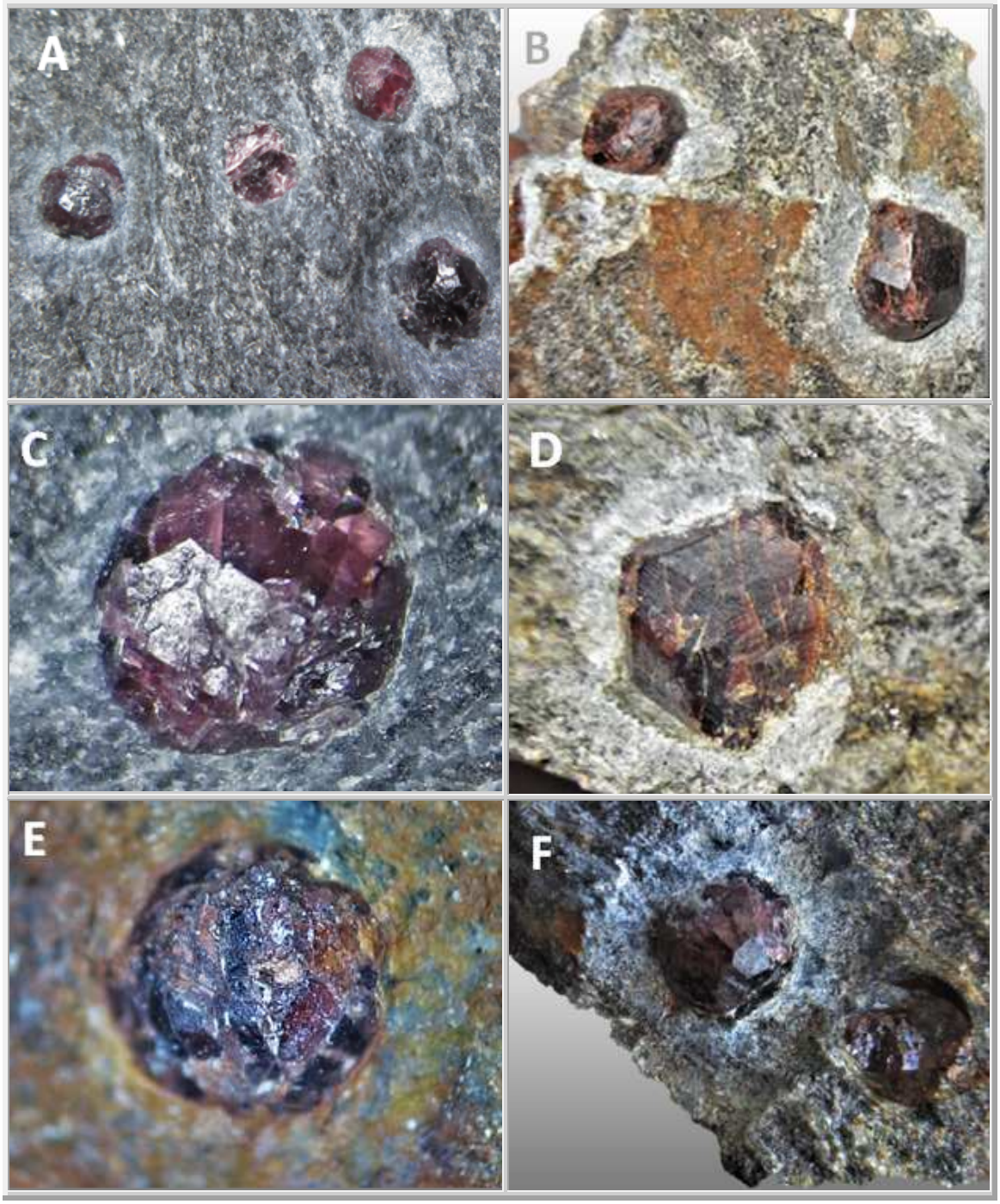


Figure 736 : Plelauff : Couleurs des grenats de Plélauff, échantillons perso

Almandin
Plélauff (22)
30 x 15 mm
Collection : perso N° 767

Almandin
Plélauff (22)
5 mm
Collection : perso N° 942

Almandin
Plélauff (22)
70 mm
Collection : perso N° 948

Almandin
Plélauff (22)
Collection : sophil29

Almandin
Plélauff (22)
Collection : JYEB

Figure 737 *:* Plélauff : Grenats almandins dans cornéenne extra dure

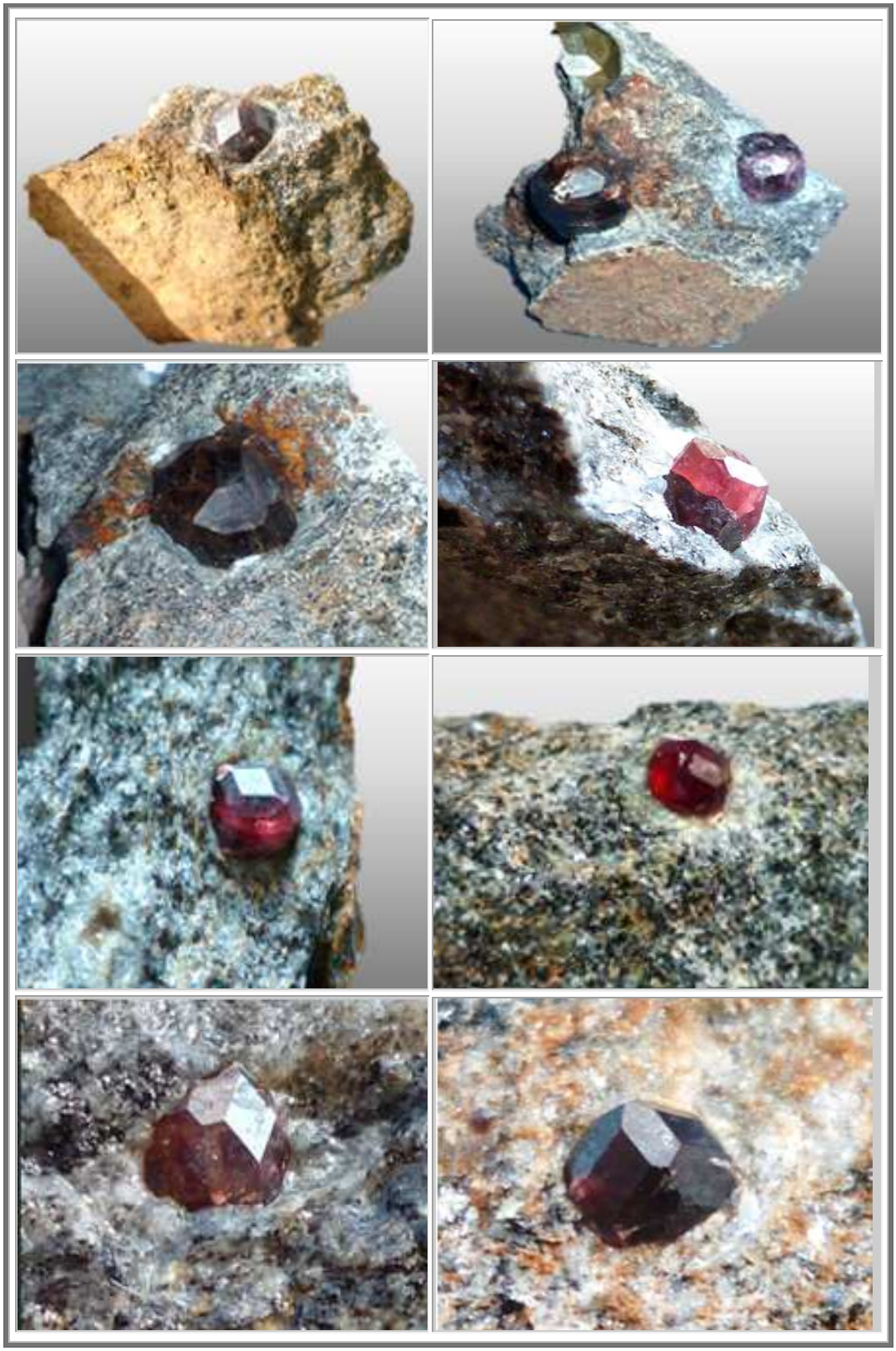


Figure 738 : Plélauff : Almandins gemmes : coll. Mineral35, Kayou

Figure 739 : Plélauff : Grenats gemmes avec croissance en spirale rhombique
0,3 mm, coll. Perso Pl10
1 mm, coll. Perso Pl07

5. GRENATS DE St JACUT DE LA MER (22)

Figure 740 : St Jacut : Petite Roche localisation du granite à grenat

Figure 741 : St Jacut : Carte des îles et informations sur les pêches locales
Les grenats se trouvents dans les leucogranites de petite en roche, en vert sur la carte
Sinon le sud de l'ile principale est pegmatitique et fournis des très belles pièces de tourmalines et de feldspath
Il faut se présenter deux heures avant les basses eaux pour profiter du site au maximum

5.1 Cadre géologique (wikipedia)

Saint-Jacut est localisée dans la partie médiane du domaine nord armoricain, unité géologique du Massif armoricain qui est le résultat de trois chaînes de montagne successives. Le site géologique de Saint-Jacut se situe plus précisément dans un bassin sédimentaire essentiellement briovérien limité au sud par un important massif granitique cadomien, le pluton de Lanhélin qui fait partie d'un ensemble plus vaste, le batholite mancellien.

L'histoire géologique de la région est marquée par le cycle cadomien (entre 750 et 540 Ma) qui se traduit par la surrection de la chaîne cadomienne qui devait culminer à environ 4 000 m. A la fin du Précambrien supérieur, les sédiments briovériens environnants sont fortement déformés, plissés et métamorphisés par l'orogenèse cadomienne qui implique un fort épaississement crustal, formant essentiellement des schistes et des gneiss. Cette déformation développe une succession d'antiformes (Saint-Jacut - Rotheneuf, le Minihic et Plouer) correspondant à des chevauchements à vergence sud-est, séparés par des synformes (la Richardais et Saint-Suliac) d'orientation N60°, plis d'autant plus déversés vers le Sud que l'on se rapproche du noyau migmatitique. Ce noyau de forme elliptique (25 km x 6 km), ceinturé d'une enveloppe gneissique et micaschisteuse, correspond à la région de Dinard-Saint-Malo. L'épaississement, consécutif à l'écaillage tectonique du domaine orogénique, provoque la fusion crustale à l'origine de la mise en place des dômes anatectiques (migmatites de Guingamp et Saint-Malo, développées aux dépens des sédiments briovériens) qui est datée entre 560 et 540 Ma. Les massifs granitiques du Mancellien scellent la fin de la déformation ductile de l'orogenèse cadomienne.

Les paragneiss à grain fin, en bancs décimétriques et finement foliés, affleurent au nord de Saint-Jacut-de-la-Mer. De nombreuses veinules quartzo-feldspathique traduisent les effets d'un début de migmatisation, ces roches étant d'ailleurs en contact avec des migmatites.

Au nord-ouest de la presqu'île de Saint-Jacut-de-la-Mer, plusieurs îlots granitiques, entre autres La Colombière et La Grande-Roche ont été naguère exploités intensément pour l'obtention de pierre de taille en leucogranite.

Figure 742 : St Jacut : Grenats almandins de pegmatites, in situ

5.2 Grenats

L'ile de petite roche présentent de nombreux rochers farcis de grenats typiquement de 2 à 4 cm. Mais la roche est difficilement attaquable au burin. Il est préférable de se concentrer dvanatge sur les petits blocs que le sable veut bien laisser émerger.

Les grenat, probablement des almandins, car de couleur brune, et d'aspect erreux, cristallisent sous la foirme de tétragonotrioctaèdres.
On peut faire une analogie évidente avec les grenats de caladroi, bien que les grenats bretons aient des faces moins nettes que les pyrénéens.

Almandin
St Jacut de la mer
Cristal Tétragonotrioctaèdre 10 mm
Collection : perso

Almandin
St Jacut de la mer
Cristal 10 mm
Collection : perso

Almandin
St Jacut de la mer
Cristaux 8-10 mm
Collection : perso

Figure 743 : St Jacut : Grenats almandins dans matrice et désolidarisés
n°946 a à c

Almandin
St Jacut de la mer
Cristal Tétragonotrioctaèdre 14 mm
Collection : perso, N°1101

Almandin
St Jacut de la mer
Cristal Tétragonotrioctaèdre 4 mm
Collection : perso, N°1102

Almandin
St Jacut de la mer
Monocristal au faciès accidenté 15 mm
Collection : perso, N°1103

Almandin
St Jacut de la mer
cristal 20 mm
Collection : perso, N°1104

Figure 744 : St Jacut : Almandins

Almandin
St Jacut de la mer (22)
50 x 15 mm
Collection : mineral35

Almandin
St Jacut de la mer (22)
40 x 15 mm
Collection : mineral35

Almandin sur Orthose
St Jacut de la mer (22)
40 mm
Collection : mineral35

Almandin
Le Conquet (29)
20 mm
Collection : mineral35

Almandin
Le Conquet (29)
Cristaux 10-15 mm
Collection : mineral35

Figure 745 : Armorique : Grenats almandins

Figure 746 : St Jacut : Almandin-spessartine et tourmaline, 65 mm, coll. G. Baudry

6. METAMORPHISME DE SUBDUCTION : LES GRENATS DES ECLOGITES ARMORIQUES

Cf livre correspondant

7. GRENATS DE SAINT MALO-SAINT COULOMB

7.1 Géologie

La région malouine est essentiellement constituée par la zone la plus profonde d'un vaste dôme de roches métamorphiques, à savoir un complexe migmatitique développé aux dépens de sédiments briovériens lors de l'orogenèse cadomienne. Les migmatites (*du grec « migma » : melange)* proviennent de la fusion plus ou moins intense des gneiss sous l'augmentation des conditions de pression et de température. Localement, les migmatites admettent des filons de pegmatites remarquables par l'abondance des cristaux de tourmaline noire.

Figure 747 : St Malo : Photos de la côte, Photos G. Baudry
A. Anse de la Touesse et son estran, tout au fond à gauche en dernier plan, la pointe du Grain
B. Plage des Chevrêts, devant la pointe du Meinga

Figure 748 : St Malo : Carte de la zone métamorphique de la Rance avec les isogrades des minéraux vs le degré de métamorphisme SE-NO

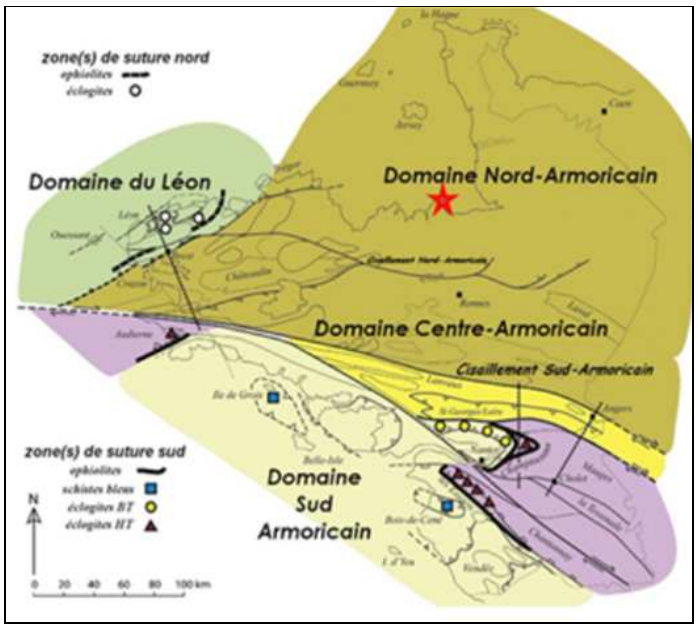


Figure 749 : St Malo : Carte des domaines géologiques de l'Armorique

7.2 Gîtologie

Sur place on peut découvrir quelques rares filons quartzo-feldspathiques aériens, mais la majeure partie est sous-marine, accessible uniquement à marée basse, voire uniquement lors des grandes marées pour certains.
Ce sont dans ces filons sous-marins de pegmatites que J.BRUNET a découvert en 2006 les premiers grenats de St Coulomb. Depuis, plusieurs recherches ont suivies menées par G. Baudry accompagné de prospecteurs bretons tels que C.BAZIN et M.ALIX. Contrairement aux découvertes « en place » de J.BRUNET sur la plage des Chevrêts, les échantillons libres qui ont été découverts ont été ramassés sur l'estran de la plage des Port, de l'autre côté de la pointe du Meinga.
Les roches mères de ces grenats sont des blocs roulés par les marées, des pegmatites blanchâtres composées de quartz centimétriques, de feldspaths orangés, de muscovites lamellaires bicentimétriques de 5 mm d'épaisseur, quelques schorls centimétriques mal définis, et d'apatites amorphes.

7.3 Grenats

Les grenats de St Coulomb sont de couleur brun noir en surface (kélyphitisation), mais leur corps est beige-orangé, à l'éclat vitreux et à l'aspect translucide.

Leur faciès est l'icositetraédre (faces 112).

Les cristaux varient de 5 à 20 mm généralement. Mais un spécimen a atteint les 4,5 cm de diamètre !
Malheureusement, ces grenats de St-Coulomb sont microfracturés ; ils sont très fragiles et se réduisent en poudre lors de l'ouverture des blocs ou lors de leur dégagement au micro burineur. Leur cohésion n'est assurée que par la couronne de kélyphite qui entoure le grenat. Et par conséquent, la qualité de conservation rend leurs qualités esthétiques exécrables.

Quant à la composition de ces grenats, le test à l'aimant au néodyme montre une forte attraction de ces grenats et confirme ainsi que ces grenats doivent être préférentiellement des spessartines (grenats des pegmatites), surtout au cœur de ces grenats de St Coulomb.

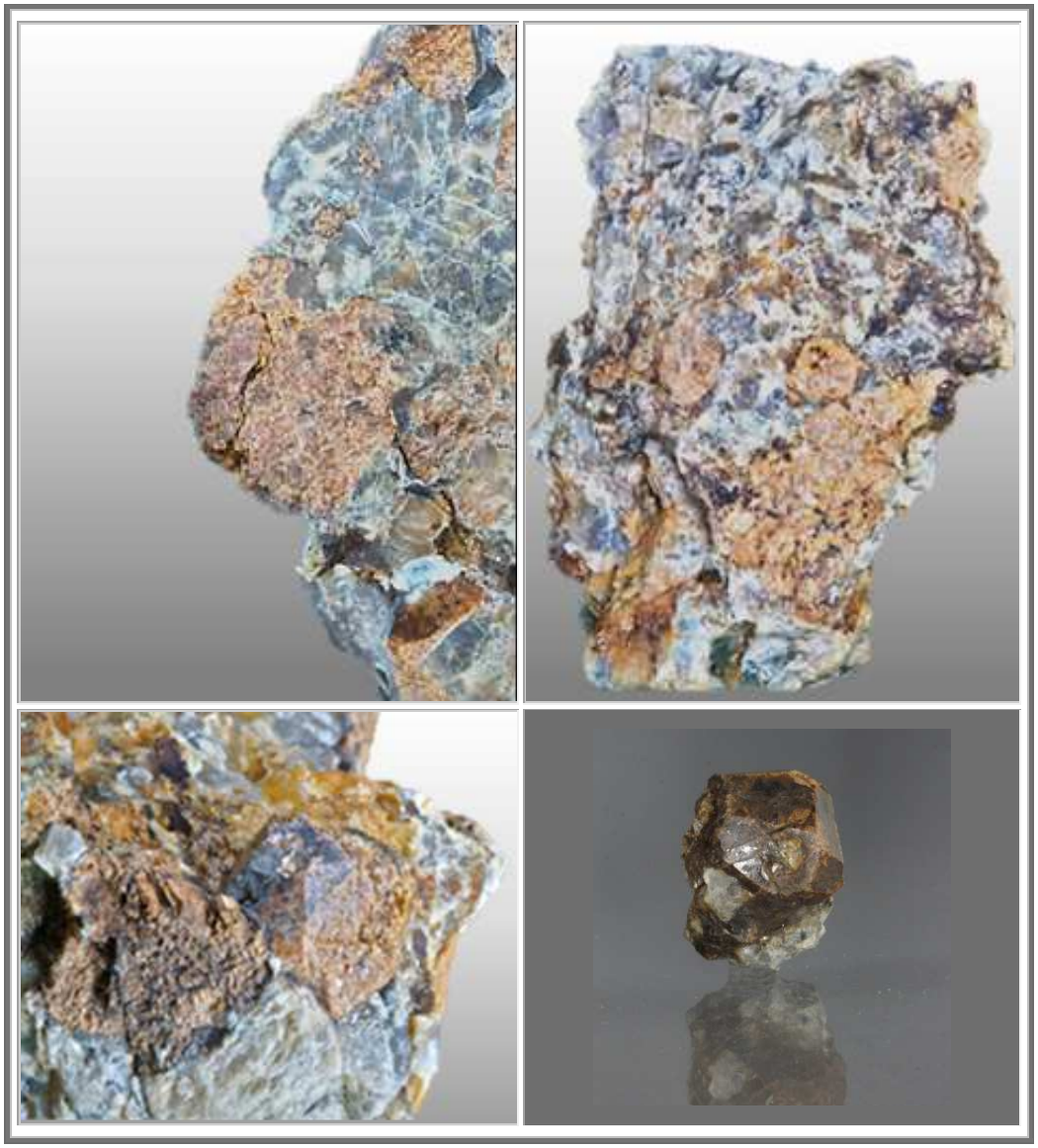


Figure 750 : St Malo : Echantillons
A- Détail d'une section d'un grenat poli : FOV 5,5 cm B- bloc de pegmatite, 8,5 x 6 cm
C- et D- Grenats sur gangue et isolé, cristaux 20 mm, La Guimorais, St Coulomb,
A- B- et C- découvertes G. Baudry D- decouverte J. Brunet, Photos G. Baudry

7.4 Zonation des grenats

Ces grenats sont en effet zonés, comme on peut l'observer en microscopie optique. Ils possèdent une différence de coloration nette entre leur cœur rosé très clair, et leur surface plutôt beige, ainsi qu'une couronne périphérique de kélyphitisation, interne au grenat qui elle, est brune.

La cristallisation des grenats commence par le cœur (comme tous les cristaux) et consomme tout le manganèse disponible, (pour moi c'est une règle absolue que j'essaie de démontrer pour tous les grenats dont la roche mère renferme du manganèse), ensuite la cristallisation remplace le manganèse par les autres éléments présents, le fer principalement (almandin) et le calcium en concentration moindre (grossulaire).

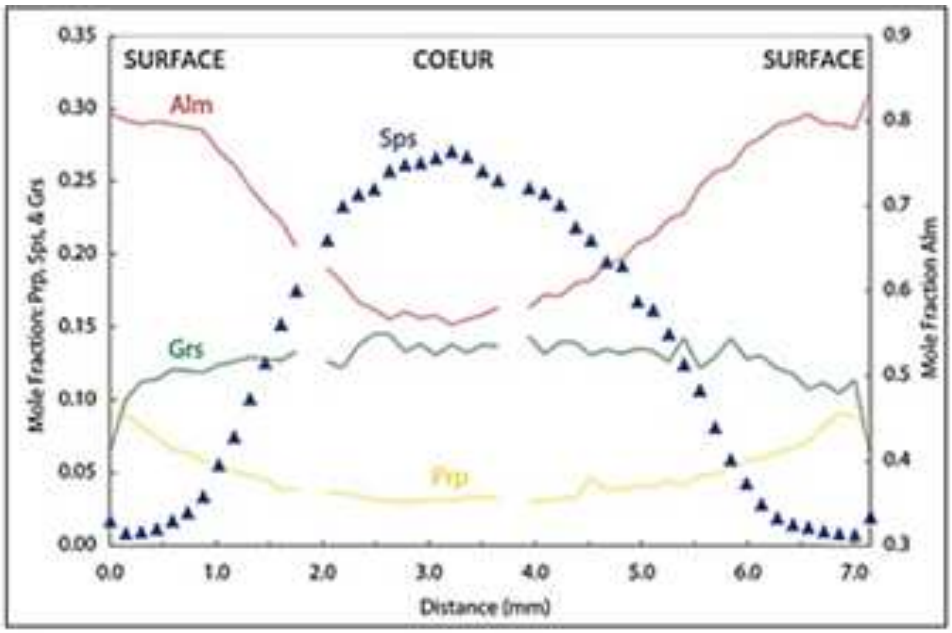


Figure 751 : St Malo : Zonation typique des grenats des pegmatites (exemple hors de St Coulomb)

8. AUTRES SITES GRENATIFERES BRETONS

8.1 GRENATS DE LA CARRIERE DE LA CROIX GIBAT

8.1.1. Localisation

Aire d'étude et canton	Arrondissement de Saint-Brieuc – Langueux
Adresse	Commune de Trégueux Lieu-dit La croix Gibat, route de Saint-Brieuc

Figure 752 : Carrière de la Croix Gibat : Carrière d'amphibolite

8.1.2. Description

Cette carrière a été ouverte dans les années 1970. On y extrait de l'amphibolite destinée à l'empierrement des routes.
Le site est occupé par un concasseur comportant 8 trémies. Une baraque en tôle ondulée et son toit en terrasse sert de bureaux.
Elle emploie 8 personnes, en 2021.

8.1.3. Géologie

La carrière de la Croix Gibat fait partie de l'UNITÉ D'YFFINIAC–BELLE-ISLE-EN-TERRE

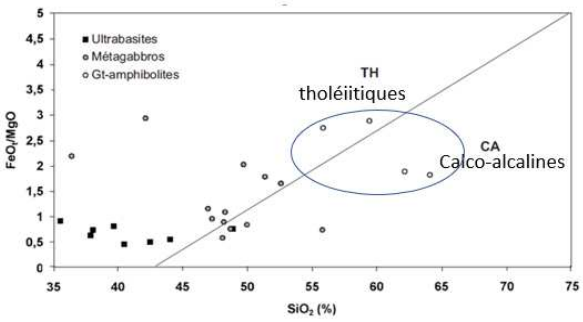
Mθ. **Métagabbros et serpentinites subordonnées** (Λ) (602 ± 8 Ma).
Cette formation métamorphique est la seule représentante de cette unité. Elle est composée principalement de métagabbros sombres à grain moyen, foliés. Il s'agit d'hornblendites (amphiboles calciques : $(Ca,Na,K)_2(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_5[Si_6(Al,Si)_2O_{22}](OH,F)_2$), fréquemment mais irrégulièrement rubanés. Le rubanement, d'échelle millimétrique à centimétrique, est souligné par l'alternance de niveaux sombres riches en amphibole et de niveaux clairs riches en plagioclase.
D'autres faciès de lithologie variée sont associés aux métagabbros tels que des leptynites blanches à grenat, généralement distinguées cartographiquement (λ), des amphibolites fines, ou des reliques de roches ultrabasiques sombres serpentinisées, distinguées cartographiquement (Λ) ou non (affleurements dans la carrière de Vaugas, à l'Ouest du lieu-dit La Gare d'Yffiniac), décrites dès 1896 par C. Barrois.

OEy. **Loess de couverture (Weichsélien supérieur)**.
Les affleurements reconnus représentent les vestiges d'une couverture autrefois plus étendue. L'érosion pluviale a décapé une partie des dépôts après la destruction de la forêt océanique par les pasteurs de l'Âge du Bronze et les grands défrichements menés par les agriculteurs aux époques gallo-romaine et médiévale.
Ce lœss est une roche meuble, finement pulvérulente, lorsqu'elle est sèche et non altérée. Les courbes granulométriques cumulatives semi-logarithmiques présentent une forme parabolique typique, plus ou moins redressée, avec 70 à 80 % de particules siliceuses comprises entre 15 et 60 µm. Les médianes varient entre

20 et 40 µm selon les lieux, le relief, l'éloignement du littoral et les niveaux observés. Les limons des plateaux à l'Est de la baie de Saint-Brieuc sont carbonatés et les teneurs en $CaCO_3$ peuvent atteindre 16 %.
L'examen microscopique montre en effet la présence de microorganismes marins (coccolites, foraminifères) et de débris bioclastiques (lamellibranches et gastéropodes). Des concrétions calcaires, parfois tubulaires, sont également observables au sein des profils lœssiques : échangeur de Saint-René sur la RN12, falaises d'Hillion.
Le cortège minéralogique accompagnant les débris de quartz et de plagioclases, est caractérisé par l'association épidote - amphibole - grenat. Ce dernier provient de sédiments marins tout comme le zircon et la tourmaline. La phase argileuse des limons est représentée par des interstratifiés smectitiques dominants sur l'illite et la kaolinite. La chlorite est également représentée en proportions variables.

Les roches basiques, métagabbros et amphibolites montrent une forte variabilité géochimique. Elles se définissent généralement comme tholéitiques dans le diagramme SiO_2 vs FeO_t/MgO et les quelques roches situées dans le champ calco-alcalin présentent des rapports FeO_t/MgO qui suggèrent une cumulation de minéraux ferro-magnésiens (FeO_t/MgO <1).
Ces gabbros, plutôt mafiques (Cr = 156-390 ppm), sont également très pauvres en TiO_2 (< 0,5 %) et Zr (< 40 ppm). Les phases cumulatives seraient le clinopyroxène et le plagioclase.
Dans les autres gabbros, les teneurs en TiO_2 apparaissent très variables, depuis des roches faiblement titanifères d'affinité plutôt « orogénique » (TiO_2 < 1 %), vers des termes riches en titane (TiO_2 = 3,5 et 5,5 %) proches des différenciés ferro-titanés des suites tholéitiques océaniques.

Enfin, les amphibolites à grenat constituent un groupe distinct, de composition intermédiaire à acide (SiO_2 = 55,84-64,09 %).



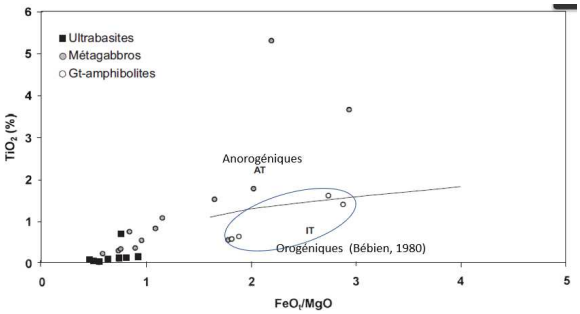


Figure 753 : Croix Gibat : Diagramme SiO_2 vs FeO_t/MgO
Figure 754 : Croix Gibat : Diagramme FeO_t/MgO vs TiO_2 (Miyashiro, 1974)
pour les différents faciès de la formation d'Yffiniac

8.1.1. Grenats

Les amphibolites à grenat constituent un groupe distinct, de composition intermédiaire à acide (SiO_2 = 55,84-64,09 %). Elles sont composées principalement d'un assemblage à amphibole, grenat, plagioclase et quartz.
L'amphibole, de couleur verte à brune, est de type hornblende.
La composition du plagioclase varie depuis l'oligoclase jusqu'à l'andésine.
Les opaques sont parfois nombreux (surtout sulfures (pyrite ou chalcopyrite), ilménite plus rare).
La biotite est irrégulièrement présente et partiellement ou totalement chloritisée.
Le sphène n'est pas rare dans certaines lames minces.

Le grenat, par sa couleur rouge et sa taille pouvant atteindre 3 cm est fréquemment visible à l'œil nu. On le rencontre indifféremment dans les niveaux mélanocrates ou leucocrates.
Malheureusement, il ne présente pas de formes nettes, même en coupe.

Hébert en 1993, a défini les grenats comme étant des solutions solides de grossulaire, almandin et pyrope. Tout connaisseur de grenat vous dira que la plupart des grenats répondent à cette définition qui n'est donc pas très constructive. Est-ce que des analyses ont été effectuées?
A partir des données infoterre, qui malheureusement ne donnent pas la teneur en alumine des amphibolites, on obtient une concentration moyenne : 60% SiO_2 – 20 % Al_2O_3 – 13 % CaO - 5 % FeO – 2 % MgO, ce qui conduit à la solution solide : Grossulaire 66 – Almandin 20 – Pyrope 14.

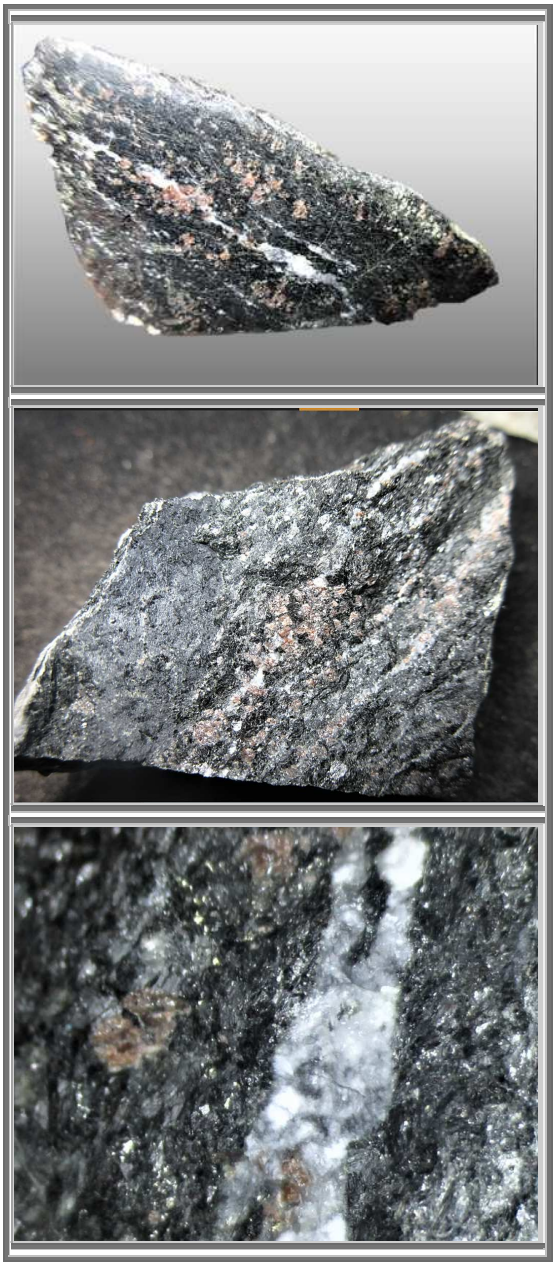


Figure 755 : Croix Gibat : Grenats dans hornblendite

Grossulaire dans Hornblendite
avec pyrite
grenats : 2- 4 mm
perso n° 1222

8.2 GRENATS DE PABU

8.2.1. Situation géologique

Selon la fiche Infoterre de GUINGAMP par E. ÉGAL, É. LE GOFF, P. LEBRET, sont présentes aux environs de cette ville, d'importantes masses de leucogranites (dites de Plouisy et de Pabu). Ces dernières étaient récemment considérées comme sub-contemporaines des migmatites (Le Goff et al., 1994 ; Égal et al., 1996a et b) mais une datation de la mise en place des leucogranites de Plouisy à 523 ± 4 Ma, en accord avec la cartographie, amène à distinguer chronologiquement les migmatites cadomiennes et les leucogranites tardi-cadomiens.

$^{L}\gamma P^{2AL}$ **leucogranite et pegmatites de Pabu.**

Le granite peralumineux et les pegmatites de Pabu délimitent la bordure septentrionale de l'Unité de Guingamp et constituent une entité cartographique qui se biseaute d'Ouest en Est. Il se distingue du leucogranite de Plouisy par sa teinte plus claire, sa minéralogie et sa texture. Il s'agit d'une roche de couleur blanche (hololeucocrate), peu, voire non déformée ; elle est constituée de minéraux de taille millimétrique qui atteint le centimètre dans les faciès pegmatitiques.

À l'œil nu, on reconnaît aisément quartz, feldspaths, muscovite et grenat. L'abondance de muscovite, la présence fréquente de grenat et la rareté en biotite indiquent que ce faciès présente un caractère plus alumineux que le leucogranite de Plouisy.

Les plus beaux affleurements se situent à proximité de Pabu sur la D787. Le granite et les pegmatites de Pabu sont, pour l'essentiel, positionnés entre, d'une part, au Sud, les migmatites de Guingamp, le leucogranite de Plouisy, ou les granitoïdes de Ploufragan (bordure méridionale) et, d'autre part, au Nord, la Formation de Squiffiec intrudée par les faciès pegmatitiques. Ils semblent constituer les derniers liquides de fusion associés au leucogranite de Plouisy avec lequel ils présentent un contact diffus et donc une relation de synchronisme.

L'abondance des faciès pegmatitiques et leur développement possible en profondeur pourraient être responsables d'une part de la rétromorphose importante des gabbros de Squiffiec et de l'absence d'anomalie gravirnétrique à l'aplomb de ceux-ci.

8.2.2. Pétrographie

Au microscope, on distingue la paragenèse quartz + feldspath potassique (perthitique ou microcline) + plagioclase + muscovite + accessoires (apatite, zircon). la biotite peu abondante.

Le grenat est souvent présent. Il se présente sous la forme d'icositétrèdre, à la fois bien formé mais souvent incomplet.

Sa couleur semble être plutôt rosé, bien que Guillaume Baudry et al indiquent une couelur plus verte, sous lumière chaude

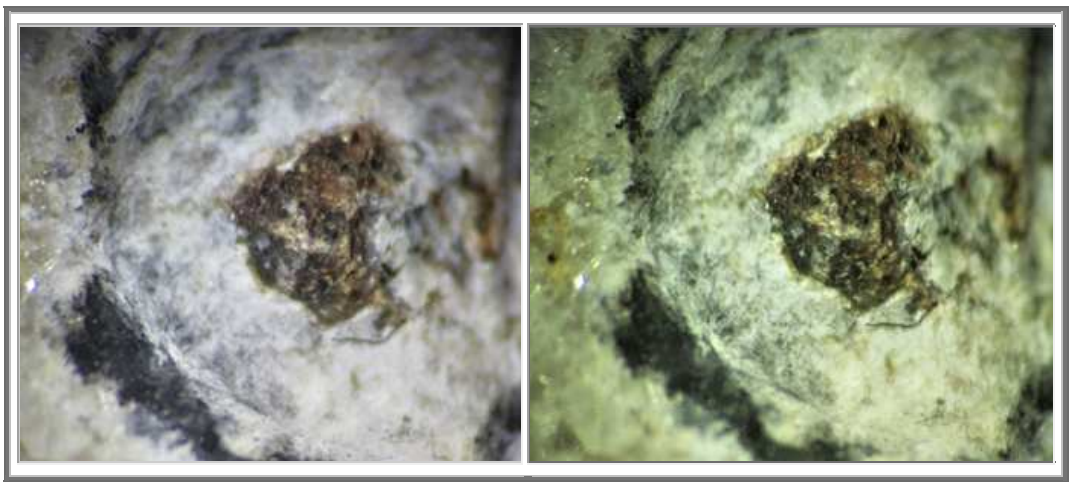


Figure 756 : Pabu : Sensibilité des grenats aux longueurs d'onde de la lumière incidente
Lumière blanche – Lumière chaude, perso n° 1223

8.3 GRENATS DE PLOUMAGOAR

8.3.1. Localisation

Situé en banlieue de Guimgamp, un nouveau champ éolien a ouvert l'appétit de G. BAUDRY et de Gregorian qui ont retrouvé un ancien affleurement.

8.3.2. Contexte géologique

$^{L}\gamma^{2AL}$ Leucogranite de Plouisy (523 ± 4 Ma).

Le leucogranite de Plouisy couvre une large superficie sur la feuille de Guingamp. Il affleure de manière presque continue entre Guingamp et Saint-Adrien, où, le long de la vallée du Trieux qui l'entaille, la roche est saine et peu friable; il forme des falaises souvent supérieures à 5 m de hauteur. Il s'agit d'une roche de couleur claire à texture grenue et dont les minéraux sont reconnaissables à l'œil nu (quartz, feldspaths et micas). La texture est sub-isotrope, cependant on observe fréquemment un alignement préférentiel des minéraux qui définit le plan de foliation magmatique. En revanche, sur les plateaux séparant les vallons, les affleurements sont rares; la roche est friable. Dans les labours s'observe alors une arène constituée de quartz et feldspaths.

Considéré initialement d'âge hercynien (Cogné et *al.,* 1976), le leucogranite de Plouisy s'inscrit dans l'évolution tardi-cadomienne. À l'échelle de l'affleurement et à l'échelle régionale, le leucogranite apparaît en alternance avec les migmatites de Guingamp et les amphibolites. Des figures d'intrusion du leucogranite dans les migmatites sont fréquemment observées et montrent l'antériorité des migmatites par rapport au leucogranite. De même, des enclaves de migmatites ou d'amphibolites sont incluses dans le leucogranite.

D'après son contour cartographique et quelques observations à l'échelle de l'affleurement, le leucogranite de Plouisy recoupe la Formation de Ploufragan.

Le leucogranite est par ailleurs intrudé par les massifs gabbro-dioritiques de Pédernec et Moustéru, puis par le champ doléritique filonien.

8.3.3. Pétrogaphie

Au microscope, la roche est constituée essentiellement de quartz, de plagioclase, de biotite et de mica blanc. Le feldspath potassique perthitique est subordonné, tandis que la muscovite est abondante. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, la monazite et la tourmaline.

Il présente une texture grenue avec cependant une orientation préférentielle des phases minérales soulignant la foliation magmatique. Localement, la foliation est plus marquée; on observe alors une recristallisation du feldspath potassique perthitique en microcline, du quartz, du plagioclase et des micas. Localement, la biotite est déstabilisée en chlorite. La composition chimique représentative de ces phases minérales est donnée en annexe.

Géochimie

Une analyse chimique sur roche totale a été effectuée sur un échantillon du leucogranite de Plouisy. La roche a été prélevée sur un front de taille de la route de Bombriac, au bord du Trieux. L'échantillon est frais, sa texture est grenue. Les principaux minéraux sont le plagioclase, le quartz, la biotite (parfois chloritisée), la muscovite et le feldspath potassique. Ce dernier est peu abondant « 10 %) ; par contre, la muscovite est très fréquente, soit en gros cristaux souvent associés à la biotite, soit en petits cristaux inclus dans le plagioclase.

L'analyse a été effectuée par fluorescence X (éléments majeurs) et ICP ~ ICP-MS (éléments traces) au BRGM. Elle est reportée dans un tableau. La roche est acide (SiO_2 = 73,48 %), riche en alumine (Al_2O_3 = 15,37 %) et fortement peralumineuse (indice A/CNK = 1,17), ce qui est cohérent avec l'abondance de muscovite. En accord avec la rareté du feldspath potassique, la teneur en potassium est basse (K_2O = 1,29 %), la roche se définissant comme faiblement potassique ; ceci conduit à la désigner comme un « Na-leucogranite» ou une trondhjémite peralumineuse. Les faibles teneurs en Rb (= 30 ppm), U(= 0,8 ppm) et Ta (= 0,3 ppm) s'accordent avec le caractère faiblement potassique ; en revanche les teneurs en Sr sont plutôt élevées (= 278 ppm). Les teneurs des autres éléments incompatibles sont toujours faibles (ex. Th = 1,7 ppm; Zr = 58,8 ppm; La = 7,7 ppm; Yb = 0,8 ppm).

Figure 757 : Ploumagoar : Grenats dans pegmatite

Grenats : 1 mm
perso n° 1224

8.4 GRENATS DE L'ILE DE BATZ

8.4.1. Localisation

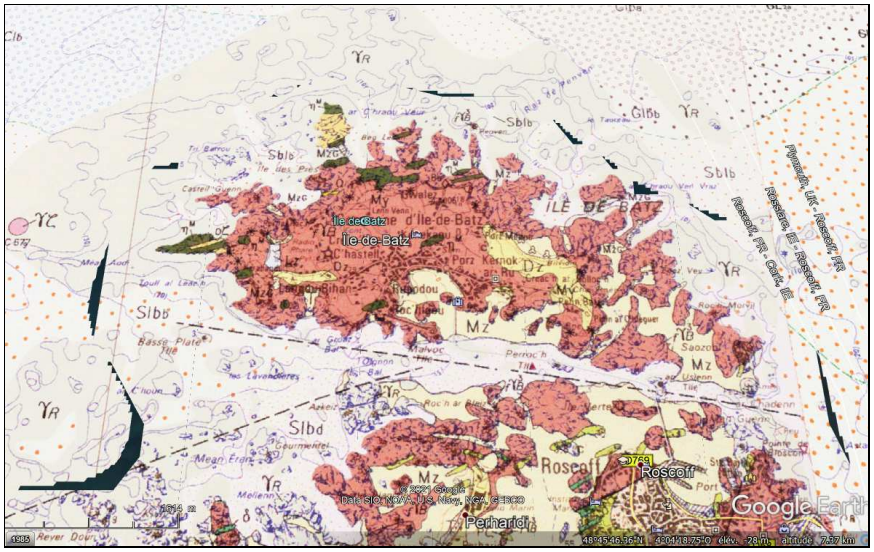


Figure 758 : Ile de Batz : Carte géologique
Limitation des lentilles pegmatitiques au nord de l'Ile

8.4.2. Composition chimiques des pegmatites potassiques

D'après L. CHAURIS, Y. CORRE et J. COTTEN (Bull. Mineral. (1982), vol.105, pp 395-396), il y a sur la côte septentrionale de l'ile de Batz, au nord ouest de gwalez, une grosse lentille pegmatitique à texture zonée, riche en béryl, qui recoupe sur quelques dizaines de mètres les diorites et granites à biotite du complexe granitoïdique hercynien de Plouescat-Roscoff intrusif dans les formations cristallophylliennes (gneiss à sillimanite, amphibolites…) du Haut-Léon.
La pegmatite est partiellement, voire parfois totalement, masquée par un important recouvrement de sables, de galets et d'algues (zone à Fucus vesiculosus) qui rend les observations difficiles.
Le contact avec le granite est souligné par une zone à grain fin quartzo-feldspathique, avec de gros grenats et tourmalines : le contact avec la diorite, par de grandes biotites perpendiculaires à l'éponte. La pegmatite graphique est bien développée : microcline gris clair, avec microperthites : quartz de dimension diverse jusqu'à 4x1 cm). Le faciès à blocs est formé de feldspaths potassiques (> 10 cm, microcline maximal + orthose), sans structure graphique, très riches en plages d'albite régulièrement orientées.
La zone centrale (zone de remplacement et de cœur quartzeux) est composée d'albite, muscovite, tourmaline, grenat, béryl et quartz.
L'albite remplace le feldspath potassique (formation d'albitite).
La muscovite forme de grandes lames (> 10 cm) en éventail dans le quartz.
Souvent de teinte foncée , le quartz moule des cristaux autmorphes de tourmaline noire et de grenat rouge intense (almandin-spessartine : SiO_2 = 36,50 ; Al_2O_3 = 20,15 : FeO=20,70 ; MnO=21,17 : MgO=0,09 ; CaO=0,83 ; Na_2O = 0,00 ; K_2O= 0,05 ; TiO_2=0,13 ; P_2O_5 = 0,12 : total = 99,76 (analyse J. Cotten)
Le béryl, vert clair, se présente en cristaux trapus, de taille variable (jusqu'à 40 x 15 cm) ; diversement orientés, dans la zone de remplacement ; ou dans le cœur quartzeux, associé à la muscovite en gerbes.

Dans les récifs de Guagué, à 400 m au nord-est de l'occurrence précédente, les diorites et les granites sont recoupés par une lentille pegmatitique à cœur quartzeux, avec microcline (25x15 cm), tourmaline noire (15 cm) et apatite verte en gros cristaux (jusquà 8 cm de diamètre (CaO = 53,85 ; P_2O_5 = 41,00 ; MnO=1,24 ; Sr=335 g/t : Rb=160 g/t, analyse de J. Cotten)).

A quelques dizaines de mètres de la pegmatite à béryl de Gwalez, un filon de quartz submétrique, intra-dioritique, renferme d'innombrables cristaux automorphes d'apatite (section comprise entre 1 mm et 1 cm) ; de teinte blanchâtre avec une légère nuance vert-bleu.

Ainsi, sur l'ile de Batz, sur quelques centaines de mètres, apparaissent trois associations paragénitiques différentes : une « pegmatite à béryl » ;une « pegmatite à apatite », ainsi qu'un quartz à apatite, caractéristisées par le développement assez remarquable de minéraux pegmatitiques-pneumatolytiques.
Ces occurrences sont en relation avec l'évolution tardive du massif granitique de Plouescat-Roscoff, dont les satellites méridionaux (granite de Ste Catherine) étaient déjà connus pour leur richesse en tourmaline et leur fréquence en petits béryls (Chauris , 1965).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	38,08	64,30	65,30	68,00	45,38	45,40	36,50	38,15	65,00	64,80	64,86	36,00	0,80
Al_2O_3	19,35	18,50	18,25	19,20	33,83	33,43	20,15	32,19	17,40	17,65	18,06	31,15	1,11
Fe_2O_3 (total)	3,70*	0,12	0,19	0,18	3,30	3,85		16,88	0,64	0,58	0,22	10,63	0,87
FeO	15,80*						20,70						
MgO	3,99	0,00	0,00	0,01	0,36	0,26	0,09	1,24	0,05	0,05	0,00	3,88	0,06
CaO	0,12	0,12	0,16	0,51	0,08	0,08	0,85	0,20	0,08	0,14	0,17	0,55	53,20
Na_2O	0,40	2,71	2,77	10,79	0,77	0,74	0,00	1,42	0,69	0,68	2,83	1,84	0,24
K_2O	8,33	13,00	13,08	0,65	9,93	9,83	0,05	0,08	0,18	0,10	13,01	0,42	0,01
TiO_2	2,99	0,00	0,00	0,00	0,36	0,38	0,13	0,41	0,03	0,02	0,02	0,87	0,01
MnO	0,85	0,02	0,02	0,01	0,07	0,05	21,17	0,24	0,02	0,02	0,02	0,10	1,24
P_2O_5	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	40,50
F	1,15												3,35
P.f.	3,63*	0,16	0,28	0,62	5,13	5,04		2,10	1,43	1,38	0,18	2,12	
H_2O^-	0,44	0,05	0,06	0,08	0,35	0,46		0,09	0,06	0,02	0,07	0,05	
$O \equiv F$	0,48												1,41
TOTAL	98,39	98,98	100,11	100,05	99,56	99,52	99,76	93,00*	85,61*	85,48*	99,44	87,61*	99,98
Li	3100	8	16	7	1050	620	250	340	1130	1245	14	110	40
Rb	1250	887	1018	84	1090	1337	29	12	40	36	591	32	162
Sr	33	19	16	130	3	3	4	5	0	0	92	17	334
Ba	44	20	32	-	< 5	< 5	32	-	-	-	180	-	< 30

Table 36 : Ile de Batz : tableau des compositions chimiques des minéraux
1 à 10 : Pegmatites à béryl de Gwalé
1- biotite (Fe_2O_3 = 3,70 ; FeO = 15,80 ; H_2O^+ = 3,63) ; 2- Feldspath potassique de la zone à texture graphique ; 3- Feldspath potassique de la zone à blocs ; 4- Albite ; 5- Muscovite en paillettes infra-centimétriques ; 6- Muscovite en grandes lames ; 7- Almandin-Spessartine ; 8- Tourmaline noire (B_2O_3 non dosé); 9 et 10- Béryl (B_2O_3 non dosé);
11 à 13 : Pegmatite à apatite de Gwagué
11- Feldspath potassique ; 12- Tourmaline noire (B_2O_3 non dosé) - 13- Apatite. analyses de J. Cotten

Pegmatites à Béryl

La biotite se présente en lames pluri centimétriques, mais se limite à la zone marginale. Elle est riche en MnO (0,85%) et en lithium (> 0,3%)/
Le feldspath potassique est de teinte gris clair. Il se trouve soit dans la zone à texture graphique (microcline en cristaux atteignant parfois une trentaine de centimètres, avec des microperthites d'albite) ; soit dans la zone à blocs (en individus sans texture graphique et dépassant les dix centimètres : microcline maximale + orthose, avec microperthites et plages d'albite régulièrement orientées). La composition des feldspaths des deux zones est très comparable. Très faible teneur en baryum et strontium des feldspaths pegmatitiques.
L'albite occupe un faible volume par rapport au feldspath potassique qu'elle remplace localement. Egalement en plages pluri centimétriques, associée à muscovite, tourmaline et quartz. Dans tous les feldspaths, la teneur en lithium demeure très basse.
La muscovite apparaît sous deux formes : a) en paillettes infracentimétriques diversement orientées dans le quartz ; b) en grandes lames à texture pennée (>10 cm), groupées en gerbes ou en éventail dans le quartz. Composition très comparable dans les deux habitus. Teneur en lithium faible (< 0.1 %).
La tourmaline est rencontrée en individus automorphes noirs (jusqu'à 20 centimètres de long) dans différentes zones de la pegmatite. Vert-brun ou vert-bleu en lame mince. Vert-brun ou vert-bleu en lame mince. Appartient au pôle schorlite avec fer fortement dominant sur le magnésium et très faible teneur en lithium (environ 0,03%).

Le béryl se trouve en cristaux trapus, cannelés, vert clair, très abondants n(plusieurs centaines d'individus), parfois de grande taille (jusqu'à 10 x 15 cm) ; dans la zone de remplacement et dans le cœur quartzeux, associés à la muscovite.

Le grenat se présente en cristaux centimétriques, automorphes, de teinte rouge, dans différentes zones de la pegmatite.
Il s'agit d'almandins-spessartine 50,3% Spessartine, 48,3 % Almandin, (avec 0,25% de pyrope et 0,80 % de grossulaire).

Pegmatites à apatite
Le microcline se présente en gros cristaux automorphes (25 x 15 cm) sans texture graphique, avec microperthites. La composition est très comparable à celle des feldspaths potassiques de la pegmatite à béryl. On note, toutefois, des teneurs plus élevées en Ba et Sr et, inversement, une teneur plus baile en Rb.
La tourmaline se trouve en longs cristaux noirs (15 cm), vert brun en lame mince. Plus pauvre en fer et plus riche en magnésium que la tourmaline de la pegmatite à béryl, elle appartient néanmoins au pôle schorlite, avec une teneur en lithium très faible (0,01%)
L'apatite se présente en individus trapus de teinte verte (jusqu'à 8 centimètres de diamètre). Type fluoré et manganésifère, avec une teneur en Sr peu élevée.
Ces pegmatites ne semblent pas avoir de grenats.

Conclusions
Les pegmatites à béryl ou à apatite de l'ile de Batz appartiennent au groupe potassique, caractérisé par l'abondance du microcline ; les teneurs en lithium son faibles, excepté dans la biotite précoce : aucun minéral spécifiquement lithinifère n'a été observé. Ces occurrences diffèrent ainsi de la pegmatite avec phase sodo-lithique tardive découverte à Santec près de Roscoff (Chauris et al 1981).
Dans les microclines, les teneurs en fer restent basses (Fe_2O_3 0,20%) et les teneurs en magnésium, nulles. Si l'on met à part la biotite de la zone marginale, le fer est essentiellement concentré dans la tourmaline et le grenat ; le magnésium dans la tourmaline ; et le manganèse dans le grenat et, accessoirement dans l'apatite.
Les basses teneurs en baryum et strontium et la forte concentration en béryllium du filon à béryl suggèrent que les pegmatites de l'ile de Batz représentent une différenciation très prononcée du pluton de Roscoff dont les teneurs moyennes en Ba, Sr et Be des principaux faciès (diorites, granites à biotite, leucogranites à deux micas et tourmaline) sont respectivement de 555, 336 et 4 ppm (moyenne de 10 analyses). L'absence de concentration notable en strontium dans l'apatite s'explique par la faible teneur de cet élément dans le stage pegmatitique.

8.4.1. Autres sources de grenats

Bien que je n'ai trouvé aucun autres indices de grenats et qu'une seule photo de grenats de l'ile de Batz, cette photo de G-Eclatbox, présentent différents faciès de roches encaissantes de grenats :

- alluvionnaires
- gneissiques
- pegmatitiques
- granitiiques

Figure 759 : Ile de Batz : Grenats de source variées, coll. et photo G-Eclatbox.com alluvions, gneissiques, pegmatitiques et granitiiques

8.5 GRENATS DE BATZ SUR MER

Situé en Loire Atlantique (44) au sud du Croisic, sur la commune de Batz sur mer, la baie de la Govelle permet de récolter des cristaux de grenats qui atteignent les 2 cm.
Grenadorf as Guillaume Baudry s'est exprimé, en précisant : « T'as des petits grenats sur la plage derrière le Port (du Croisic), dans ces fameux filons de pegmatites, par contre à marée basse (en ce moment (été) il doit y avoir du peuple, pas évident de gratter). »
En effet, à l'ouest des marais salans de Guérande, du Croisic à Pouliguen, il est possible de rencontrer des lentilles pegmatitiques, dans lesquelles on peut trouver assez facilement des grenats.

8.5.1. Localisation

Figure 760 : Batz sur mer : Plage de la Govelle avec les rochers qui renferment les grenats

Figure 761 : Batz sur mer : Carte géologique

8.5.2. Géologie locale

Migmatites à faciès embréchitique
M2 • Gneiss métatectiques à biotite et sillimanite (embréchites).
C'est le faciès moyen le plus courant des migmatites silico-alumineuses de la Basse-Loire. Ils se présentent sous la forme de roches plus ou moins finement rubanées avec une alternance (ségrégation) de lits quartzo-feldspathiques clairs (leucosome granitoïde) et de lits phylliteux sombres (mélanosome). Le leucosome est constitué de quartz, oligoclase, microcline (myrmékites réactionnelles au contact du plagioclase), apatite. Le mélanosome est essentiellement biotitique mais peut présenter, dans certains faciès plus alumineux, un peu de sillimanite, grenat, cordiérite. De la muscovite tardive se manifeste en lames poecilitiques, dispersées.

Béryllium. Du béryl a été signalé par Baret (1898) entre la pointe du Croisic et la Pierre Longue dans une pegmatite à tourmaline et grenat. Les prismes pouvaient atteindre 15 à 18 cm de longueur. Ce minéral a pu passer inaperçu dans beaucoup d'autres pegmatites à apatite, tourmaline et grenat, telles celles que l'on voit fréquemment en filons ou petits amas sur le littoral de la pointe de Penchâteau à la rade du Croisic, surtout près de Port Lin et de la pointe du Croisic. La carrière de Clis à l'W.NW de Guérande est célèbre pour ses pegmatites à grandes tourmalines noires (Ëcole des Mines) ; il ne semble pas que du béryl y ait été signalé.

Migmatites à faciès anatectiques
M2 γ • Gneiss diatexitiques - PM2 • Amas granitoïdes et pegmatoïdes diffus.
Par dissociation de la trame embréchitique et des exsudats anatectiques locaux en loupes ou filonnets d'épaisseur centimétrique à décimétrique, se développent des faciès hétérogènes caractérisés par un mélange de gneiss embréchitiques et d'un jus granitoïde ou pegmatoïde exsudé secondairement. Ces faciès sont particulièrement développés dans le secteur s'étendant de Saint-Marc au Petit Gavy. On y observe en outre des bouffées granitoïdes anatectiques locales d'où s'échappent, à travers la masse embréchitique, des filonnets sécants. Ailleurs ce sont des masses pegmatoïdes à microcline et biotite qui se développent dans des conditions analogues, parfois difficiles à distinguer de celles qui accompagnent les phases plus tardives (à muscovite) auxquelles se rattachent les leucogranites.

V. Lamprophyres.
Au Sud-Est de Batz-sur-Mer se notent quelques petits filons lamprophyriques surmicacés, orthosiques.

8.5.3. Gîtologie

La particularité de la gîtologie de la région est de ne pas être localisée en un point précis, mais disséminée au cœur des leucogranites syntectoniques hercyniens de Guérande-Le Croisic.
Voici trois sortes de prospections pour la récolte de grenats autour de Batz sur Mer en Loire Atlantique :

- Dans les affleurements que sont les petites falaises du bord de mer
- Dans les rochers de gneiss, émergés sur les plages
  Il arrive que le jeu des marées et des vagues facilitent l'élimination du sable comme à St Jacut de la mer. Ainsi en 2010, des rochers habituellement sous 80 cm de sable, ont permis à Fanny Dupe (Le règne minéral n°105) de récolter quartz fumé, muscovite, feldspath, ainsi que tourmaline et apatite dans une pegmatite alors découverte.
- Dans les placers alluvionnaires
  Sans connaître le gisement primaire des sables de Batz sur Mer, il est toutefois possible de récolter des grenats à la batée, avec, en très faible quantité, des grenats qui ont la particularité d'être cuboïde.

Figure 762 : Batz : Grenat cuboïde (Roselyne Chapelle-Berthot/Louis Guyader)

Figure 763 : Batz sur mer : Pegmatite et grenats en place sur les falaises, photos Ludo44, Geoforum

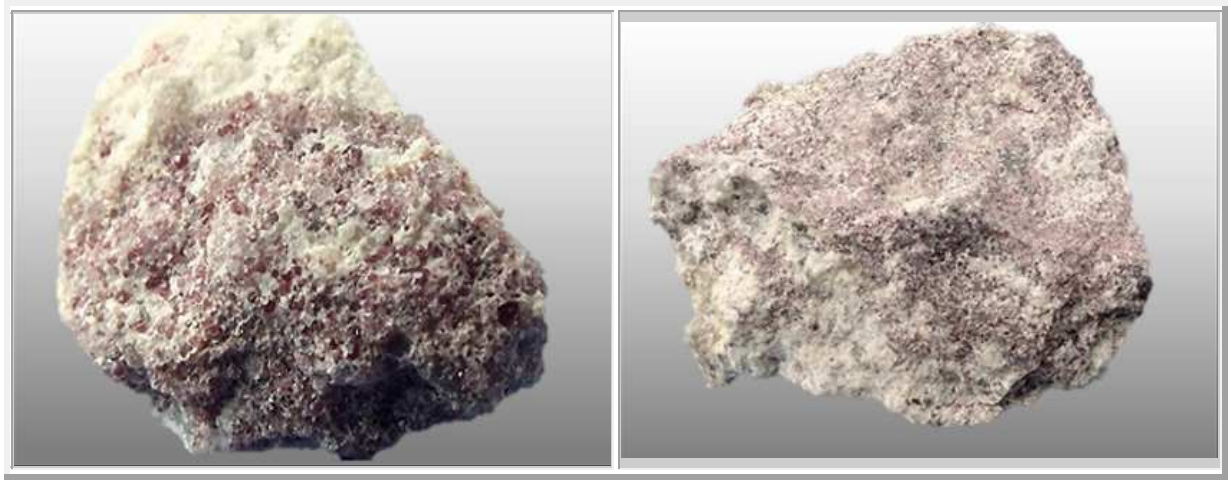


Figure 764 : Batz sur mer : Grenats, photos Ludo44, Geoforum

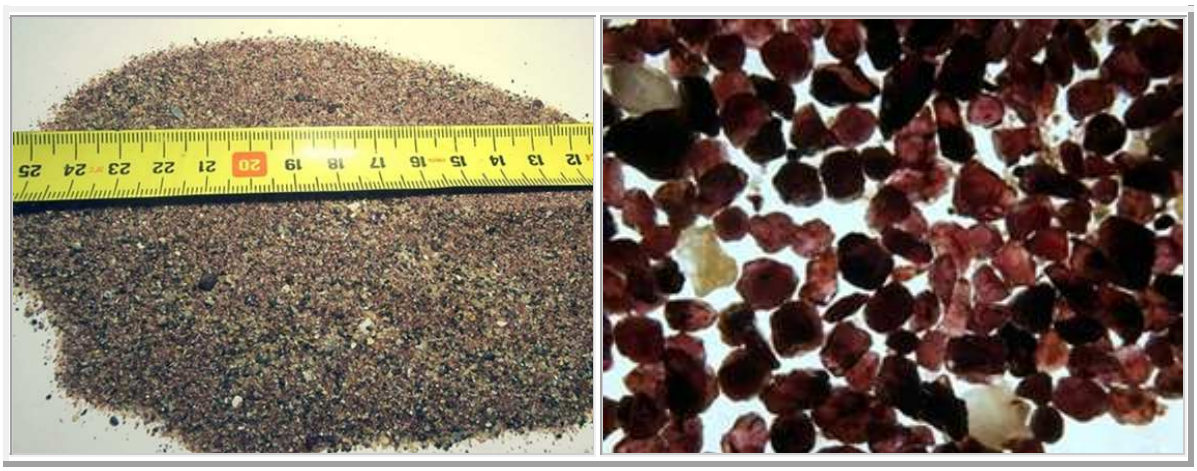


Figure 765 : Batz sur mer : Alluvions : Sable à grenats et ilménite, photos Ludo44, Geoforum

8.5.1. Grenats

- **Grenats de poches pegmatitiques**

Sur la plage de la Govelle, au cœur des gneiss, j'ai eu la chance d'ouvrir une poche pegmatitique, avec deux types assez distincts de grenats :

- Des grenats en périphérie de la pegmatite, baignant dans le mica vert brun. Ces grenats sont rose foncé à rose rouge. Ils ont une forme quasi sphérique avec des marques de croissance en spirale rhombique peu marquée.
- Des grenats au cœur de la pegmatite avec des cristaux verts d'apatite. Ces grenats ont une forme rhomboédrique présentant une croissance en spirale rhombique très marquée sur les faces F du cristal, c'est-à-dire les faces {110}. Les faces S ou {211} sont striées.
  Cette différenciation confirme ma théorie selon laquelle il y a bien deux types de faces sur les cristaux de grenats, présentée dans mon livre relatif à l'influence du manganèse sur la cristallisation des grenats.

- **Grenats des gneiss**

Ces grenats se trouvent dans les veines blanches, riches en quartz et feldspath, à l'intérieur des strates gneissiques, entre les strates de biotite. Il s'agit probablement d'extension des pegmatites formées par migration des fluides lors de leur formation.
Ils sont souvent étirés parallèlement aux strates du gneiss, comme le montre les multiples rhomboèdres présents en surface des grenats.
Ils sont généralement d'un rose très clair. Certains ont une couleur rose plus marquée, et pourraient être confondus avec des rubis.
Les grenats que j'ai récoltés ne dépassent guère quelques millimètres, et sont, malheureusement hyper fragiles.

La nature des grenats de Batz sur Mer n'est, à ma connaissance, pas connue. Puisqu'il s'agit de grenats de pegmatite, il devrait s'agir de spessartine-almandins. Mais la couleur, extrêmement pâle de certains de ces grenats, tend à contredire cette théorie. S'agirait-il de grenats à dominante pyrope, incolore ?

Les grenats en bordure des pegmatites, au contact des gneiss, ont une couleur qui tend vers le rose rouge au rouge orangé, donc plus que probablement avec une teneur en fer III plus élevée, voire avec du manganèse MnII.
Il semble donc que le fer soit principalement présent dans les micas du gneiss tel que la biotite $K(Mg,Fe)_3(OH,F)_2(Si_3AlO_{10})$, vecteur source de fer lors de la cristallisation des grenats. Il s'agirait alors probablement d'almandins.

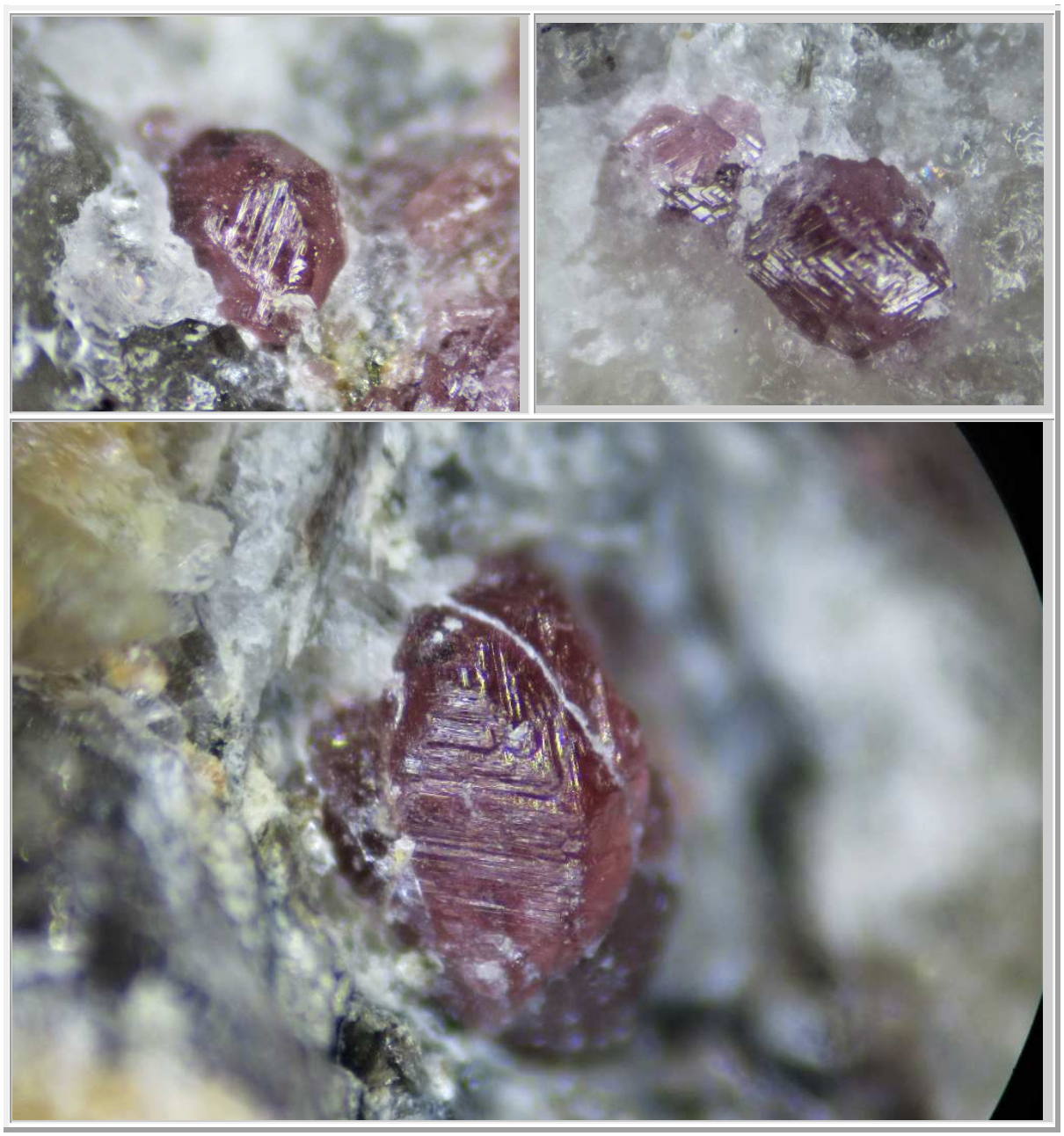


Figure 766 : Batz : Grenats de pegmatites
faces S ou {211} striées avec croissance en spirale rhombique sur les faces F {110}
sur le dernier grenat, on aperçoit sur le haut la face {110} et sur le bas la face {211}, les dimensions de ces grenats est de l'ordre du millimètre
la couleur des grenats des pegmatites varient du rose très pâle au rose rouge

8.5.1. Genèse des grenats

La cristallisation des grenats, comme pour toute espèce minérale, se déroule en plusieurs étapes successives : nucléation puis croissance principalement.
La nucléation des grenats dans les pegmatites intervient par sursaturation. Lorsque la concentration en éléments chimiques constitutifs des grenats atteint la valeur de leur concentration limite, par élimination des autres composants chimiques par cristallisation d'autres minéraux, la nucléation est alors rapide. Nombre de grenats se forment simultanément, par nucléation homogène (c'est-à-dire sans intervention d'autres minéraux). On obtient alors des groupements de grenats.

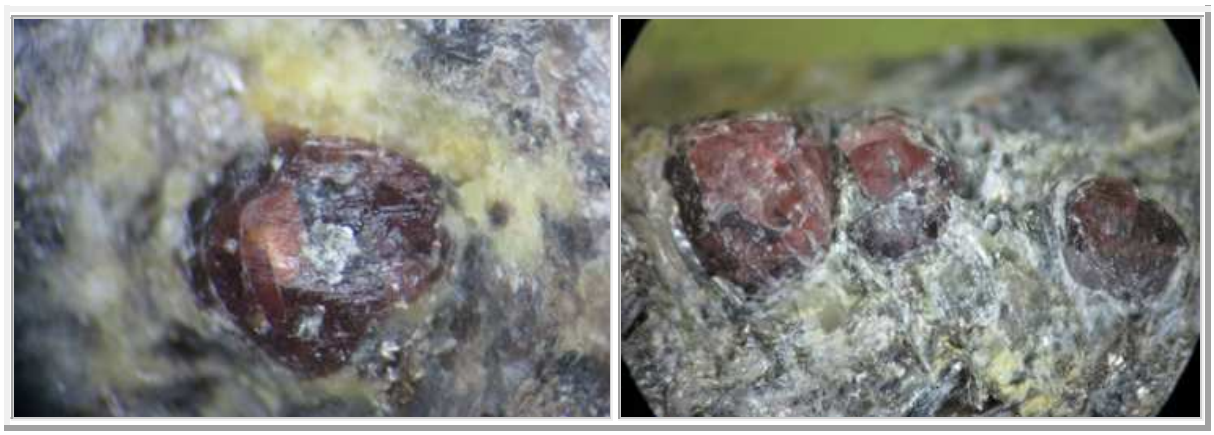


Figure 767 : Batz : Grenats de l'interface pegmatite/gneiss, de couleur rouge orangé

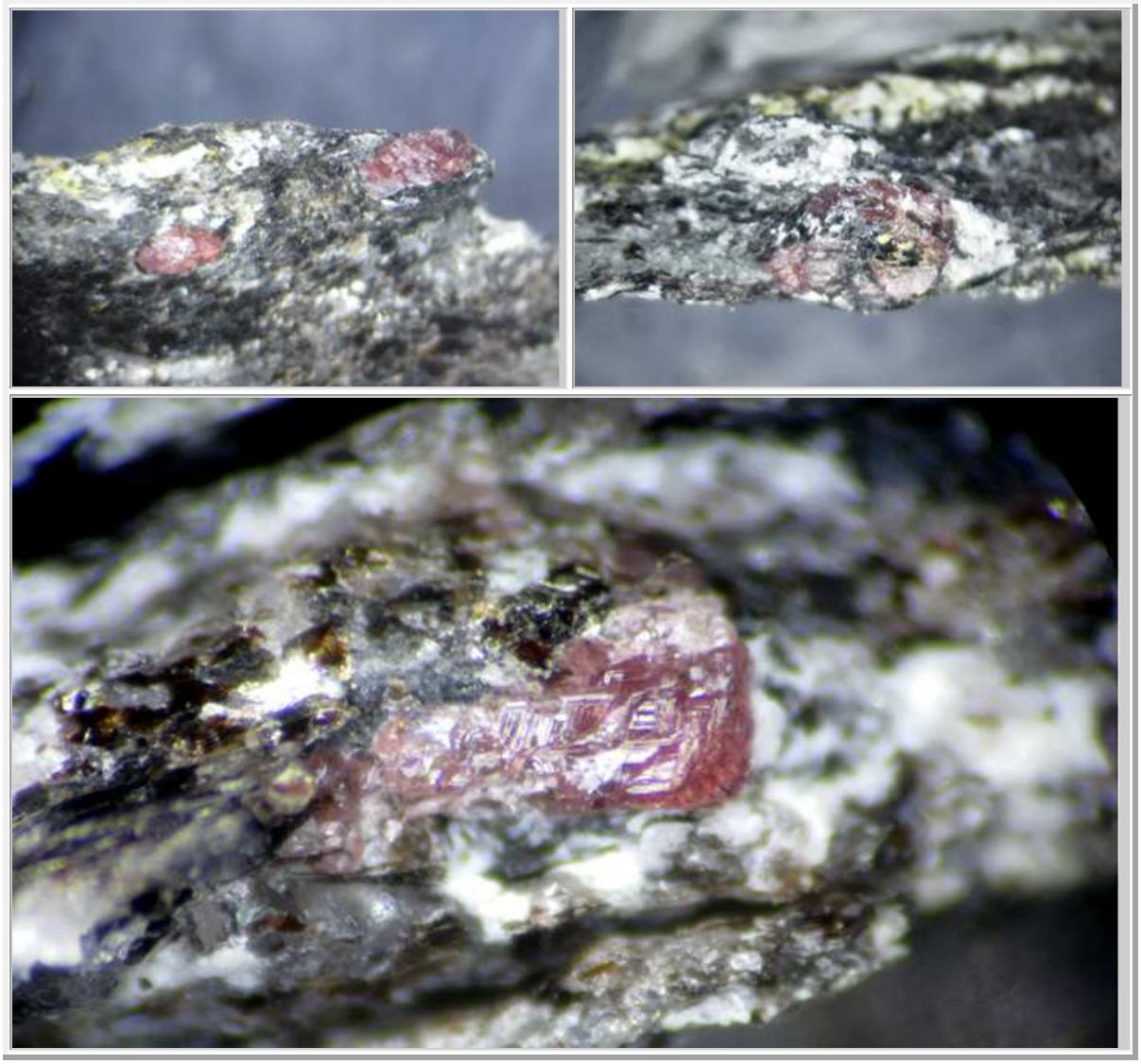


Figure 768 : Batz : Grenats et minéraux pegmatitiques inclus dans les strates des gneiss
Les grenats ont une forme allongée mais sont bien cristallisés, leur cristallisation est donc postérieure à l'immersion de la phase pegmatitique dans le gneiss.

D'autres grenats présentent un aspect extérieur composé d'une multitude de grenats qui globalement forment une pseudo sphère. En fait, le grenat a cristallisé sur un autre cristal, de la pyrite pour la photo de droite. il s'agit d'une nucléation hétérogène.
Les grenats sont alors isolés, et de plus grandes dimensions.

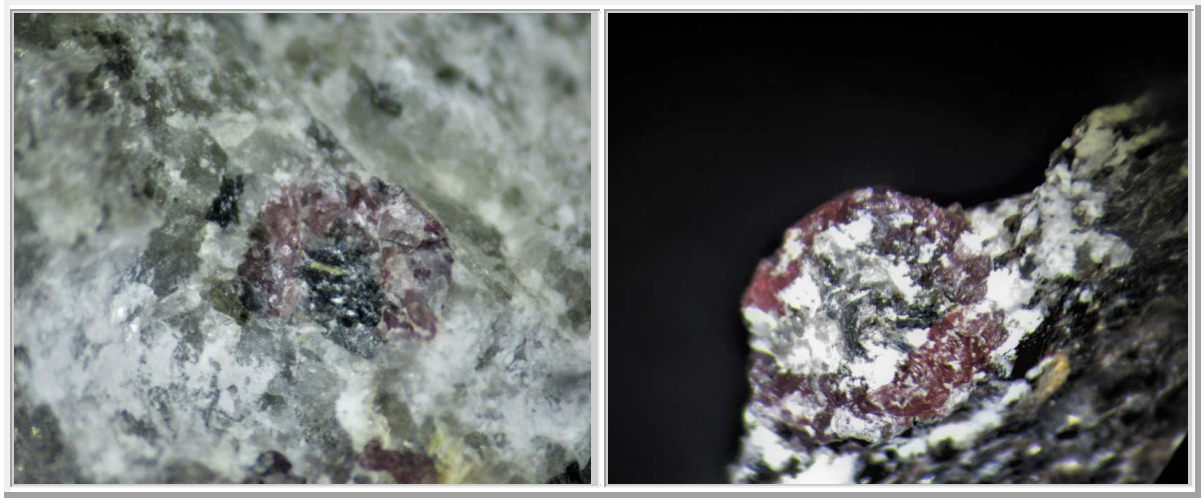


Figure 769 : Batz : Grenats à nucléation hétérogène, sur un autre cristal

8.5.1. Pétrologie

N'ayant pas trouvé de grenats dans les filons pegmatitiques sur les petites falaises (élévation 5 à 10 m) au nord de la plage de la Govelle, je vous renverrai donc seulement aux photos de Ludo44. Sans connaître l'origine du site présenté, il faut parcourir les falaises, affleurements qui présentent ici et là, des veines de pegmatites qu'il faut explorer.

Les grenats de la plage de la Govelle se sont formés dans les lentilles de pegmatites dispersées dans les gneiss M2. Si les cristaux au cœur de ces pegmatites sont très bien cristallisés, ceux qui sont au contact du gneiss, insérés entre les strates de biotite et autres micas à la couleur virant davantage vers le vert, présentent des formes qui vont de la sphère principalement, à l'ellipsoïde. Le mica venant entourer la petite lentille de pegmatite.
Il en ressort qu'il y a probablement eu pénétration de produit pegmatitique au sein des gneiss, comme décrit dans le document du BRGM ci-avant, au sujet des migmatites à faciès anatectiques**.**

Figure 770 : Grenats Batz sur Mer (44)

Grenat et apatite
cristal de grenat < 1 mm
Perso n° 1245

Grenats 2-3 mm
Perso n° 1243

Grenat 1 mm
Perso n° 1244

Bloc de grenats en limite du gneiss
cristaux 2-3 mm
Perso n° 1245

Nid de grenats après nucléation homogène
cristaux < 1 mm
Perso n°1244

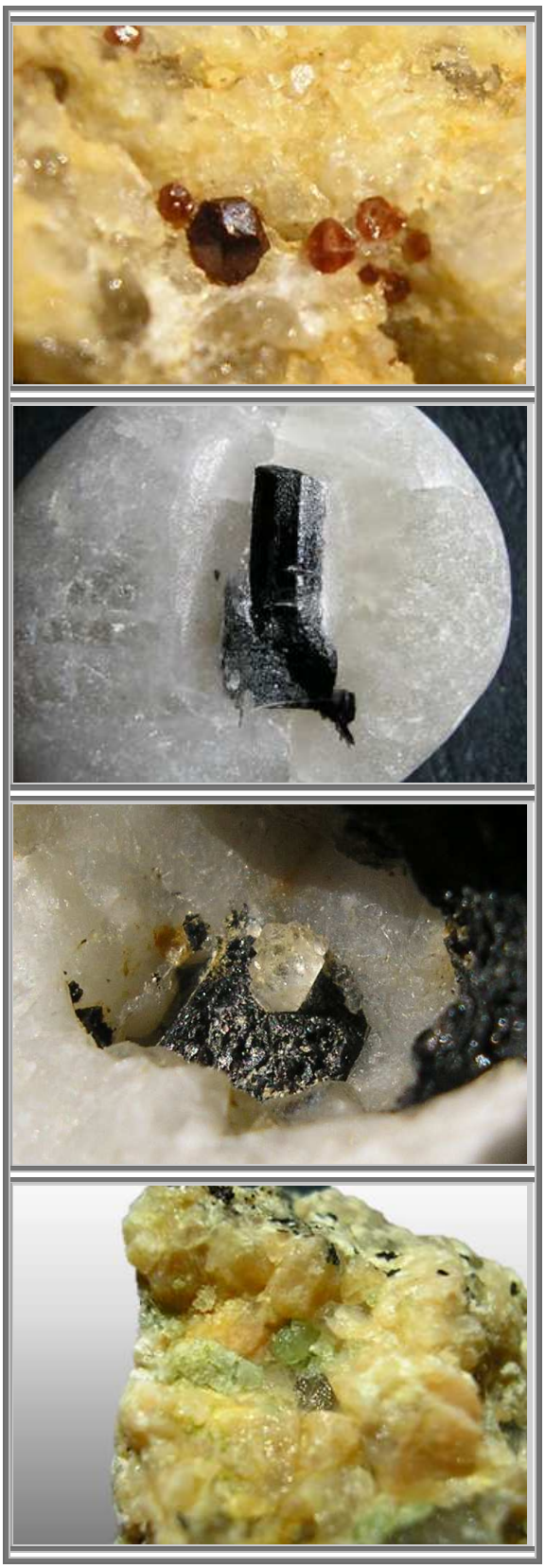


Figure 771 : Batz sur mer : Grenats et autres minéraux

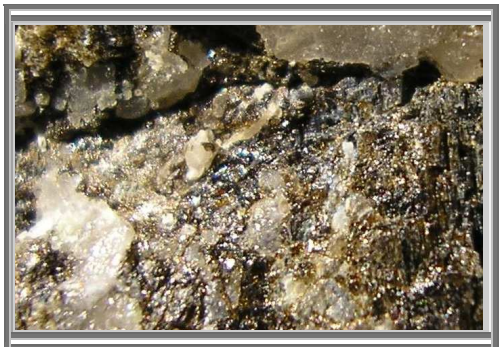
Pegmatites
collection photos Geoforum, PK67
« minéraux récoltés en quelques heures sur la côte sauvage entre Batz sur Mer et La Turballe. »

Grenat rouge-rose à orange gemme
2 mm avec des Albites blanches massives 1 cm
Batz sur mer

Schorl
1,5 cm dans galet de Quartz roulé
La Turballe

Albite gemme jaunâtre
1,5 mm sur terminaison de SCHORL 4 mm dans galet de Quartz blanc
La Turballe

Apatite verte
5 mm dans orthose
Le Croisic
Elles peuvent être bien cristallisées et même gemme mais alors de petite taille. Parfois dans le Schorl.



Indicolite
1 mm
en terminaisons de Tourmalines brunes (12 mm) La Turballe
Elle est bleue avec des reflets mauves selon l'angle

Microcline
4 cm
avec Quartz mal cristallisé
Batz sur mer

Muscovite
6 cm mais incomplet
Batz sur mer

Phosphosidérite + triphylite ?
masse brun clair mal cristallisée
3 mm
Le Croisic
avec quelques petits cœurs bleu-gris dans Schorl massif. La présence de nombreuses APATITE devrait favoriser la présence d'autres phosphates

Phosphates ?
sphérules brun très clair à marron
0,1 à 0,2 mm
+ aiguille blanche dans un cristal de Quartz (env. 1,2mm)
Batz sur mer

Figure 772 : Batz sur mer : Grenats

Spessartine ?
Grenat : 3 mm
Collection et photo : G. BAUDRY

Almandin
La Govelle
1,2 cm
Collection et photo : G. BAUDRY

Almandin
cristal 8,5 mm
La Manéric
Collection et photo : G. BAUDRY

Figure 773 : Batz sur mer : Grenats historiques

Grenats almandins
cristal : 3,4 x 2 cm et diam 2 cm
Collection Muséum dHistoire Naturelle de Nantes
coll.Baret - photo : L-D Bayle
Le Règne Minéral n°105

Grenats almandins
cristaux diam 7 - 15 mm
Collection Muséum de Géologie de l'Université de Rennes
coll.Brun - photo : L-D Bayle
Le Règne Minéral n°105

8.6 GRENATS DE QUIBERON

8.6.1. Localisation

Situé sur la côte morbihannaise, la presqu'ile de Quiberon serait un site à grenats. Mais je ne sais pas sion peut les récoltés dans les leucogranites présents dans toute la zone ou bien en points plus sélectifs.
Si l'on reprend les données et surtout les photos de Dominik présentées sur le site de Géoforum, il s'agit de minéraux de pegmatites : tourmalines, micas, apatites,…et grenats.
Toutefois, la roche mère des grenats pourraient également être une aplite.
Je vais néanmoins considéré les pegmatites de la région comme le membre de Géoforum, le géologue du 35, qui précise que « le secteur de Quiberon semble intéressant pour ses pegmatites (à petits béryls centimétriques verdâtres ou jaunes pierreux, tourmalines et parfois quartz flottants». Hervé 22 de renchérir, «Il me semble qu'à Quiberon, on trouve plutôt des minéraux dans les pegmatites, tourmalines et beryls d'après l'inventaire du BRGM, je n'y ai pas prospecté. »

8.6.2. Description géologique

La région de Quiberon est située dans le domaine varisque sud-armoricain qui est le témoin de la tectonique tangentielle hercynienne, avec le cisaillement sud-armoricain. La collision continentale au cours de l'orogenèse varisque proprement dite se traduit dans le Massif armoricain par un métamorphisme général de basse-moyenne pression, formant les micaschistes des massifs côtiers, et par une anatexie générant migmatites et granites. Elle se traduit enfin, par la mise en place de nombreux leucogranites à muscovite et biotite intrusifs à travers les schistes cristallins, concomitamment à ce cisaillement et au métamorphisme régional qui affecte cette région.
La presqu'île de Quiberon est constituée de ces leucogranites tardi-orogéniques qui constituent une longue échine rocheuse, de direction NW - SE, de la baie d'Audierne à l'embouchure de la Loire. Ces granites sont produits par fusion de métasédiments détritiques et d'orthogneiss peralumineux avec des taux de fusion faibles, probablement en relation avec des processus de relaxation thermique (rééquilibration thermique décompressive).
L'estran rocheux montre ce leucogranite à deux micas (muscovite dominante), à grain fin, intensément structuré, et qui s'est déformé pendant sa cristallisation, ce qui explique son débitage en feuilles parallèles de 5 mm à 1 cm d'épaisseur. Les caractères microscopiques de la roche sont ceux d'un granite à grain moyen millimétrique, à muscovite, biotite parfois chloritisée, plagioclase (5-10 % d'anorthite), microcline, quartz xénomorphe et interstitiel, apatite, zircon[9].
Ce granite est associé à des filons et veines d'aplite, de pegmatite (ouest du village de Kergroix, est de la plage de Goviro de Quiberon), dont certains sont mylonitiques et complètement réorientés dans la schistosité.

Falaise côtière de 10 à 15 mètres de hauteur battue par les vagues et la houle; zone très touristique dans laquelle l'imprudence des visiteurs entraîne de temps en temps des disparitions; la plus grande prudence s'impose donc lors de sa découverte.

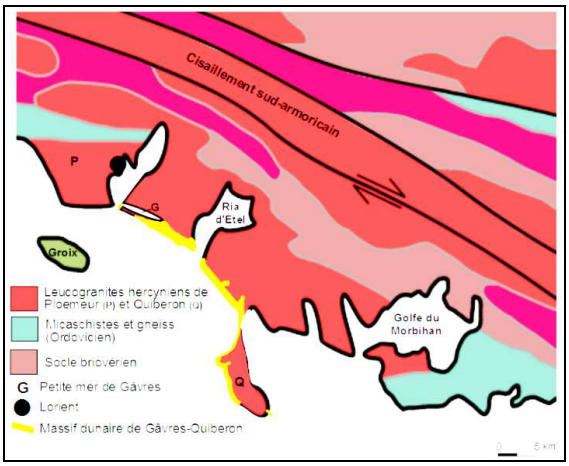


Figure 774 : Quiberon : Carte géologique simplifiée

Figure 775 : Quiberon : Localisation des pegmatites

8.6.3. Gîtologie

Les grenats de Quiberon ne font pas partie des références. Pourtant toute la région est constituée de leucogranites avec des lentilles de migmatiques ou de pegmatites.
Est ce parce que les grenats sont pas de qualité? trop petits? pas assez fréquents? Sans doute…
Des pegmatites de Quiberon, encore plus pour Batz sur mer, ou bien l'ile de Batz, ont fourni des minéraux tels que tourmaline, béryl, apatite et quartz de très belle facture, mais pas pour les grenats!

Les grenats sont plutôt récoltés dans des sables lourds, constituants de placer. Notamment après des grandes marées, il est possible de ramasser de très beaux micro minéraux, y compris or, saphir, staurolites, sphene, accompagnés de très jolis grenats.

Figure 776 : Quiberon : Grenats et autres minéraux

Pegmatites

Spessartine ?
Tourmaline, Béryl, et Apatite
Collection et photo : Geoforum, Dominik

Figure 777 : Quiberon : Autres minéraux

Pegmatites

Tourmaline, Béryl, et Apatite
Tourmaline 10 mm, Béryl 8 mm
Collection et photo : Geoforum, Dominik

8.7 GRENATS DE GUERNEHUE (Morbihan)

L'un des plus beaux échantillons de grenats que j'ai ramassé provient de Guernehué dans le Morbihan. Faisant partie des belles falaises de Billiers, sur la rive nord de la Vilaine constituées par formations cristallophylliennes (micaschistes et roches basiques), recoupées par quelques filons aplito-pegmatitiques.
Sur ce site précisément, les roches basiques sont des amphibolites et pyroxénites avec une skarnification tardive.

Figure 778 : Morbihan : Falaise de Guernéhué (56)
A droite, on peut voir les strates dans lesquels on trouve la pistacite et les grenats au-dessus du lit de hornblende

On y trouve au milieu des hornblendes qui constituent l'essentielle de la roche, de la pistacite (épidote) en lits jaune verdâtre, et des grenats.

Ces grenats sont des almandins en voie de chloritisation dans les micaschistes et des grenats calciques dans les zones de skarnification. Ces grenats sont de texture poelitique, postérieurs aux divers silicates, et se présentent parfois en bancs décimétriques.

Les mécanismes de métasomatose doivent être les suivants :

Hornblende : $(Ca,Na,K)_{2-3}\,(Mg,Fe)_4\,(Al,Fe)\,[Si_3(Si,Al)O_{11}\,(OH,F)]_2$

$\downarrow$

Epidote : $Ca_2\,(Fe,Al)\,Al_2\,[(Si_2O_7/SiO_4)\,O\,(OH)]$

$\swarrow$ $\searrow$ Départ H_2O

Grossulaire : $Ca_3Al_2[SiO_4]$ $Ca_3Fe_2[SiO_4]$: Andradite

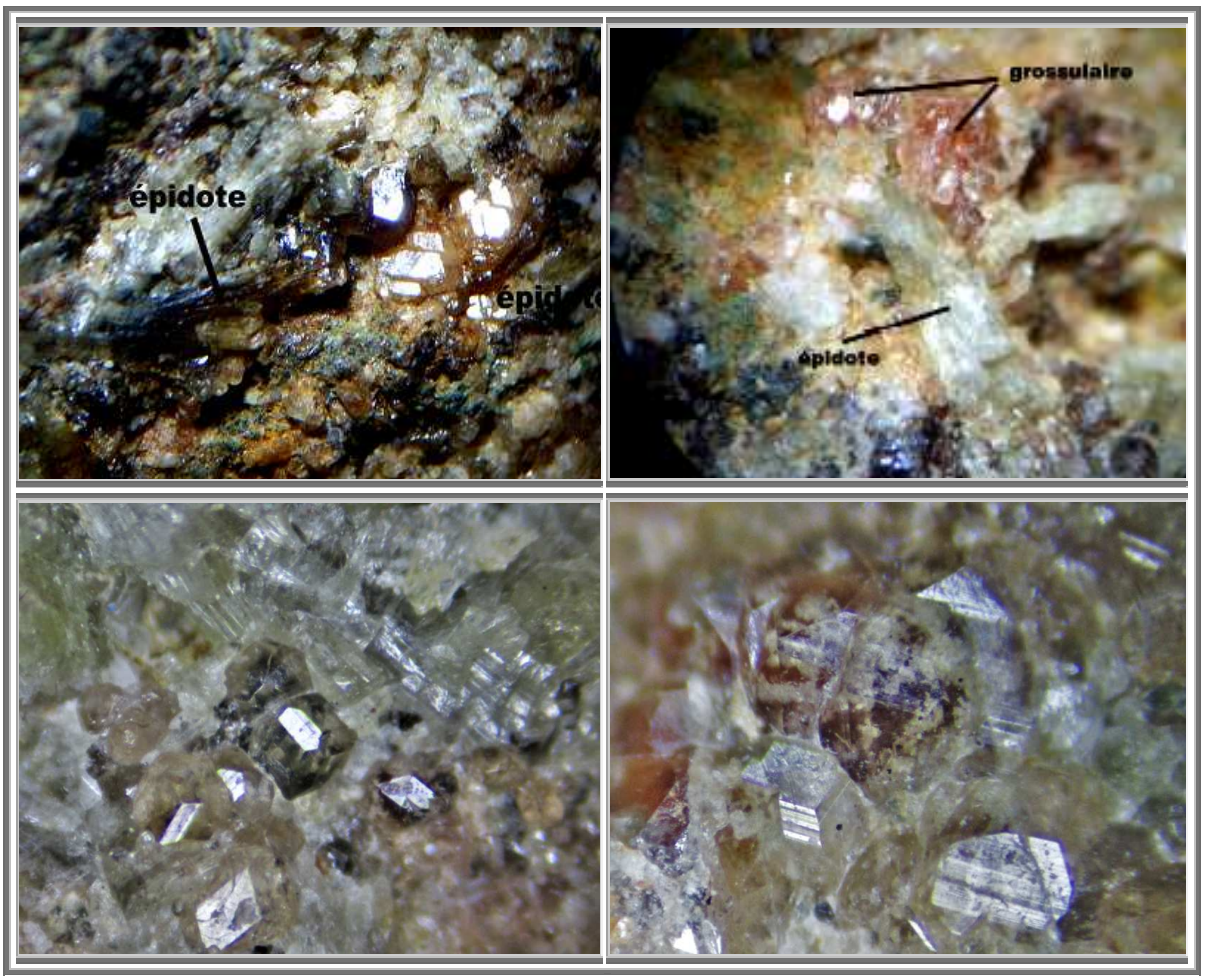


Figure 779 : Morbihan : Epidote et grenat sur échantillon de Guerneheué
Présence de grossulaires purs parfaitement incolores sans inclusions (fig. C) et avec inclusions (fig. D), n°256

8.8 Autres sites à grenats

- Région nantaise
  La région nantaise fourmille de grenats de partout, Charles Baret à la fin du XIXème siècle a parcouru la région pour Lacroix. Il a défini bon nombre de sites d'où il a extrait grossulaires, almandins et mélanites.
  Le Règne Minéral n° 105 lui a rendu hommage. c'est principalement de sa bibliographie que les sites suivants sont issus, c'est pour cela que je vais commencer par présenter sa description du grenat dans la minéralogie de la Loire inférieure, moi qui suis originaire de la Loire supérieure.

GROUPE DES GRENATS Charles BARET

Le groupe des grenats est un des plus beaux et l'un des plus remarquables de la minéralogie; il renferme des minéraux dont les formes dérivent toutes du système cubique, les plus communes sont le dodécaèdre rhomboïdal et le trapézoèdre ; leurs couleurs sont très variées.

Les types que j'ai rencontrés jusqu'ici sont :
1° le grossulaire, grenat alumino-calcareux,
2° le mélanite, grenat ferrico-calcareux
3° l'almandin, grenat alumino-ferreux.

GROSSULAIRE
$Ca_3 Al_2 Si_3 O_{12}$
Dureté 6,5 à 7. — Densité 3,4 à 3,6.
Caractères généraux. — Le grossulaire se rencontre dans le micaschistes, les granulites, les pegmatites, les gneiss à pyroxène et à amphibole; les cristaux sont isolés et groupés; ces derniers forment souvent des agglomérations assez considérables, constituées par des cristaux de différentes grosseurs pressés les uns contre les autres et fréquemment déformés; on le trouve aussi en masses compactes ; la forme des cristaux est de rhombododécaèdre simple ou modifié sur les arêtes ; la couleur est blanche, jaune pâle, jaune ochracé, jaune cannelle, jaune-rougeâtre, verdâtre, vert foncé (couleur due à la chlorite), quelques-uns sont incolores; l'éclat est vitreux ; ils sont transparents, translucides ou opaques; au chalumeau, les variétés pâles donnent une perle grise, le plus souvent gris-verdâtre, toutes les autres donnent une perle noire non magnétique ; un échantillon cependant a donné des propriétés magnétiques.
Gisements, variétés. — Le plus beau gisement de ce minéral, tant pour la grande dimension des cristaux que par leur netteté, est celui que j'ai trouvé dans la carrière des Deux-Fours, située sur le boulevard St-Donatien, à Nantes. Les cristaux de ce gisement sont des rhombododécaèdres souvent modifiés sur les arêtes ; le développement de certaines faces atteint jusqu'à 5 centim. de diamètre; les couleurs sont assez variées, cependant celle qui domine est le jaune-rougeâtre ; la structure est remarquable par la présence d'une série de lames parallèles aux arêtes extérieures du cristal, et dont la décomposition partielle donne pour résultat la formation d'un minéral blanc argileux qui sépare et emboîte les lames de grossulaire restées intactes ; il arrive alors que, si l'on enlève avec précaution le minéral blanc, on peut mettre à découvert une série de cristaux de grossulaire qui deviennent de plus en plus petits, si l'on a soin de répéter l'opération. Les cristaux de cette localité sont souvent corrodés par de l'oxyde fer, quelques-uns sont colorés en vert foncé, coloration due à la chlorite ; ils sont associés à l'idocrase, à l'amphibole et quelquefois à la calcite.
Le grossulaire, associé à l'idocrase, se trouve aussi dans les carrières de micaschiste du Pont-du-Cens ; certains cristaux, en partie décomposés, offrent une structure intérieure nettement fibreuse; ils sont incolores, jaunâtres, jaune-brunâtre, jaune cannelle.
A Barbin, dans les anciennes carrières de M. Bonnamen, j'ai rencontré, il y a quelques années, dans le micaschiste granulitisé, de gros cristaux de grossulaire blanc associés à l'idocrase, ainsi que des cristaux jaune-rougeâtre dans le quartz de filon.
A la Trémissinière, en St-Donatien, je l'ai trouvé, dans le micaschiste, associé au béryl; la couleur est jaune orangé.
Au Port-Durand, sur les bords de l'Erdre, il est associé à l'idocrase et à l'épidote grise; le gisement est abandonné.
Au Point-du-Jour, près St-Nazaire, dans les carrières de gneiss à pyroxène de l'Étang, je l'ai rencontré en très petits cristaux de couleur verdâtre, à faces très brillantes et portant des stries parallèles à la petite diagonale. D'après M. A. Lacroix, au Port-Lavigne, près Bouguenais, on le trouve dans l'amphibolite associé à l'épidote; les cristaux sont petits, bruns, transparents.

MELANITE
Ca3 Fe2 Si3 O12
Dureté, 7. — Densité 3,6 à 4,3.
Caractères généraux. — Les grenats englobent toujours les éléments de la roche dont il est impossible de les débarrasser ; cette disposition tend à déformer les cristaux et à leur faire occuper de plus grandes surfaces ; leur forme est le rhombododécaèdre ; la couleur de ce minéral est brun-noirâtre avec des tons rougeâtre violacé, très vifs sur les bords minces ; l'éclat est vitreux, résineux ; il est opaque, transparent sur les bords; au chalumeau, il fond en un globule noir magnétique.
Gisement. — J'ai trouvé le mélanite, associé à la magnétite et à l'épidote, dans la granulite de la carrière des Pins, près de Frossay ; le feldspath de la roche est une oligoclase.

ALMANDIN.
Fe3 Al2 Si3 O12
Syn. Grenat oriental, grenat syrien.
Dureté 7 à 7,5. — Densité 3,5 à 4,3.
Caractères généraux. — L'almandin est le plus commun de tous les grenats ; il abonde dans les micaschistes, les gneiss et les granulites, il est moins répandu dans les autres roches ; la forme dominante des cristaux est le rhombododécaèdre et le trapézoèdre ; certaines faces sont rugueuses et présentent plusieurs systèmes de stries ; la couleur est rouge groseille plus ou moins foncé, rose, rose violacé, rouge ochracé, rouge-noirâtre ; l'éclat est vitreux; il est transparent, translucide ou opaque; au chalumeau, il fond en un globule noir, peu ou point magnétique.
Gisements, variétés. — J'ai trouvé ce grenat, en très beaux cristaux, dans les carrières de micaschiste de M. Bonnamen, à Barbin; ils sont abondamment répandus dans un lit de chlorite à larges lames ; les plus gros mesurent 12 à 15 millim. de diamètre ; la couleur est rose, rouge groseille, rouge-brunâtre dans les gros cristaux ; il est transparent ou translucide ; il est associé à la pyrite, à la chalcopyrite et la tourmaline ; au chalumeau, ce grenat fond en globule noir magnétique.
Au Pont-du-Cens, l'almandin est très répandu dans le micaschiste ; les cristaux sont isolés et appartiennent au rhombododécaèdre modifié sur les arêtes ; la couleur est rouge groseille, rouge-brunâtre, rouge violacé; ils sont plus ou moins transparents, se détachent facilement de la roche et atteignent au plus 5 à 6 millim. de diamètre. On rencontre quelquefois, dans ce gisement, le trapézoèdre localisé dans de petits lits de chlorite et de mica ; la couleur est rose ou rouge groseille, il est transparent ou translucide.
Au Petit-Port, l'almandin se présente dans les mêmes conditions que dans le gisement précédent ; cependant les cristaux que l'on trouve dans les granulites de filon de cette localité sont de dimensions plus grandes et atteignent jusqu'à 15 millim. de diamètre.
A la Ville-au-Vay, près le Pellerin, j'ai rencontré, dans une carrière de gneiss, située à 300 mètres environ dans l'O. de cette localité, des masses énormes de grenats associés à de petites staurotides, le tout réuni et cimenté par une gangue micacée ferrugineuse. Les cristaux sont des rhombododécaèdres atteignant au plus 4 à 5 mill. de diamètre; ils sont opaques et en grande partie décomposés; leur couleur est le brun ferrugineux très foncé ; cependant, les rares parties restées roses et transparentes font aisément reconnaître que la couleur primitive était rouge groseille; dans certains cristaux l'éclat est resté vitreux, la cassure noire ; au chalumeau, ce grenat fond en un globule noir magnétique.
Dans la baie de la Govelle, située sur la côte de Batz, j'ai constaté, à marée basse, la présence de grenats constituant des masses énormes intercalées dans les micaschistes de la baie; les cristaux sont tous déformés et souvent aplatis par la pression des couches; leur dimension peut atteindre 10 à 15 millim. de diamètre ; la couleur est rouge groseille violacé, un peu brunâtre; ils sont accompagnés de pyrite et de nombreuses lamelles de mica altéré, au milieu desquelles ils sont déposés; la mer les désagrège et les détache peu à peu ; ces restes de rochers grenatifères sont appelés à disparaître à bref délai. Dans les carrières de la Grée, à Orvault, les grenats de moyenne dimension sont rares eu pleine granulite, tandis que dans les parties de la roche où les éléments feldspathiques sont finement granulitisés, ils sont microscopiques et se comptent par myriades; leur couleur est rose clair; ils sont transparents et associés à l'apatite et à la tourmaline.
Je signalerai comme rareté, la présence du grenat dans un petit filon de pegmatite des carrières de Miséri, à Nantes ; l'échantillon trouvé par M. Ed. Tirlet, mesure 28 millim. de diamètre, toutes les faces sont arrondies, la couleur est rose brunâtre ; il est englobé de fines lamelles de biotite décomposée et passée à l'état de chlorite.
Au village de Clis, près Guérande, j'ai trouvé, dans les pegmatites de filon, de jolis trapézoèdres de couleur rose foncé ainsi qu'un cristal de la même forme, altéré et brisé, de couleur grisâtre, mesurant 29 millim. de diamètre.
Les micaschistes de la Gagnerie-du-Brignan, près le Bouvron, sont riches en grenats rhombododécaèdres ; la couleur des gros cristaux est rouge ferrugineux, les plus petits sont roses et transparents; on rencontre

fréquemment, dans la même roche, des nodules de 6 à 8 centim. et même plus, composés essentiellement de grenats englobant des petits cristaux d'épidote grise, des lamelles de disthène blanc et de mica ; lorsque la roche vient à se décomposer, ces nodules se détachent facilement et se répandent en abondance dans les champs de cette localité.
Dans le champ des Roussettes, près Fay, on trouve les grenats dans les mêmes conditions qu'au Bouvron.
Les schistes granulitisés de nos côtes, depuis St-Nazaire jusqu'au Pouliguen et Batz, renferment parfois des quantités considérables de grenats almandins généralement, de petite dimension. Ces grenats, soumis constamment à l'influence de l'air marin, s'altèrent promptement. se désagrègent, puis, entraînés par le flux et le reflux de la mer. viennent former, dans les anses de la côte, des petits bancs de sable presqu'entièrement composés de grains de grenat rose, transparents, associés au fer oxydulé; ils constituent alors le sable grenatifère que l'on trouve à St-Nazaire, côte de Ville-ès-Martin ; au Pouliguen, côte de Pen-château, et sur beaucoup d'autres points de nos côtes.
Parmi les nombreuses localités où l'on rencontre l'almandin. je mentionnerai encore les suivantes : Le Chêne-Vert, en St-Herblain, dans des filons de pegmatite traversant le gneiss amphibolifère; dans les talcites de l'octroide l'Écusson, près Nantes (localité disparue) ; dans les gneiss à amphibole d'Oudon et de St-Étienne-de-Corcoué ; dans les schistes à tourmaline du Houssais et du Haut-Cormier, commune d'Orvault: dans les micaschistes à staurotides du village des Rodières, rive gauche de l'Erdre ; dans le gneiss de la carrières des Garennes, près Couëron; dans les micaschistes de Montbert et dans ceux des bords du ruisseau de Gèvres, près la Jonnelière ; dans une diorite du chemin de la Jutière, près le Port-St-Père ; etc.

L'almandin fait également partie de nos belles roches d'éclogite si répandues dans notre département ; la forme des cristaux est le rhombododécaèdre ; la grosseur est très variable ; la couleur est rouge groseille, rouge-brunâtre, rouge ochracé par un commencement d'altération ; leurs localités sont : le Bouvron ; Fay ; le Cellier ; St-Colombin ; St-Étienne-de-Corcoué; St-Philbert- de-Grandlieu (carrière de Piedpain) ; Campbon ; le Quilly.

J'ai trouvé l'almandin, à l'état compact, dans les carrières de la Ménageraie et de la Ramée, commune de St-Viaud, et dans les carrières d'éclogite de Piedpain, commune de St-Philbert-de-Grandlieu.

- La carrière Bonnamen, dont le front de taille est toujours visible dans la bune du Mont Goguet, présente une masse d'aplites granitiques et un filon pegmatitique qui recoupe les micaschistes. Dès ses premières prospections au début des années 1870. Charles Barel signale la présence de grossulaire blanc jaune des deux habitus habituels, en rhombododécaèdres et en trapézoèdres , pour des tailles jusqu'à 13 millimètres de diamètre.
  Les grenats sont associés à des cristaux de vésuvianite parfois bien formés, bacillaires ou fibro-radiés et d'épidote pistacite en cristaux bien formés
  Ce sont d'anciens lits de calcaires métamorphiques localement géodiques clans les micaschistes_ dont la calcite a été dissoute (présents également au Pont du Cens, sur la route de Nantes à Rennes et à St Donatien , en rive gauche de l'Erdre

- Charles Baret présente également des grenats almandins en cristaux centimétriques à la teinte rouge groseille soutenue
  Leur habitus est complexe, dodécaèdre rhomboïdal modifié par les faces du trapézoèdre, voir photos). avec tourmaline (en cristaux aciculaires radiés noir-brunâtres). Pyrite et chalcopyrite sont également présentes dans des amas de chlorite (clinochlore) des micaschistes avec marcasite en lamelles hexagonales. Des filons de quartz. renfermant des cristaux bipyramidés et riches en feldspath. recoupent les micaschistes à chalcopyrite et sphalérite.

- Les carrières du Petit Port sont riches en grenat almandin et tourmaline dans les micaschistes. Elles ont donné de beaux cristaux centimétriques trapézoïdaux.
  Il est à noter que sur ces deux villages de Barbin et du petit port, Charles Baret a découvert un nouveau minéral la bertrandite, sorosilicate hydrate de béryllium cristallisé en remplacement du béryl. Avec albite et apatite dans les vacuoles à apatite, tourmaline, béryl, almandin et arsénopyrite dans les pegmatites granitiques.

- Les pegmatites de La Grée à Orvault contiennent des lames de muscovite a inclusions de tourmaline polychrome. des prismes de quartz enfumés, des veines d'albite avec parfois de petits cristaux tres bien formés. à cristaux d'almandin rose clair microscopiques. de tourmaline colorée et d'apatite. fluorine polychrome et chlorite ("ripidolite") ainsi que du béryl transparent.

Figure 780 : Nantes : Grenats historiques

Grenat grossulaire et vésuvianite
Carrière des Deux Fours (Bvd St Donatien / Bvd des Belges), Nantes
6,8 x 6 x 5 cm
Collection Muséum d' Histoire Naturelle de Nantes
coll. Baret - photo : L-D Bayle
Le Règne Minéral n°105

Grenats almandins
Carrière Bonnamen, Barbin, Nantes
7,5 x 5 x 5,5 cm
Collection Muséum d'Histoire Naturelle de Nantes
coll. Baret - photo L-D Bayle
Le Règne Minéral n°105

Grenats almandins
Chemin du Parc, Petit port, Nantes
7,5 x 5 x 5,5 cm
Collection Muséum d'Histoire Naturelle de Nantes
coll. Baret - photo L-D Bayle
Le Règne Minéral n°105

Grenats almandins
Chemin du Parc, Petit port, Nantes
8 x 4,5 cm, cristal diam 1,7 cm
Collection Muséum d'Histoire Naturelle de Nantes
coll. Baret - photo L-D Bayle
Le Règne Minéral n°105

- en cristaux bien formés (dont un exemplaire taillé figure dans la collection des Bijoux Nantais au Museum d'Histoire naturelle de Nantes), de meme que du quartz hyalin ou "cristal de roche". Charles Baret signale 1'autunite ("uranite") des 1884 dans la pegmatite accompagnée de wolframite massive (5-6 cm de long), d'apatite, béryl, grenat almandin et tourmaline.

- Au pont de cens , dans les environs de Nantes, les filons et nodules quartzeux des micaschistes à grenat, dits de Mauves sur Loire, intensément granitisés permettent en plus des grenats, de récolter des andalousites rose, souvent de grands taille, signalée avec de la staurolite par Baret des 1877. Mais également avec l'apatite, l'almandin en rhombododécaèdres modifiés ou rares trapézoèdres très fréquent dans les micaschistes. le grossulaire et la tourmaline

- Les champs de la Gagnerie du Brignan en Bouvron, à une trentaine de kilomètres au nord-ouest de Nantes permettent de trouver, disséminés dans les micaschistes éclogitiques à phengite, des grenats almandins en rhombododécaèdres qui atteignent 6-8 cm de diamètre. Ils sont associés à des lames de disthène bleu à bleu vert (remplacement par de la "damourite") qui peuvent atteindre jusqu'à 6 centimètres de côté et plus de 10 centimètres de longueur, et à du glaucophane. Des filons de quartz englobent aussi des cristaux de rutile jusqu'à 5 centimètres de longueur, maclés selon (301), souvent roulés et abrasés. Certains cristaux de quartz atteignent les 30 centimètres de hauteur et leur facies n'est pas sans rappeler les spécimens alpins. Bien que les affleurements dans les champs soient inexistants.

- L'estuaire de la Loire, sur sa rive sud, à La Ramée (commune de Saint-Viaud) et de Roiloup (commune de Saint Brévin), il y a des gneiss amphiboliques à oligoclase, diopside, grossulaire et épidote vert foncé.

- Les carrières du Point-du-jour (L'immaculée) sur la route d' Escoublac à Saint-Nazaire, dont les gneiss amphiboliques contiennent des silicates calciques ont fournis épidote, grossulaire et sphène, et calcite. Dans des échantillons obtenus de Baret. Lacroix a identifié de la "wernérite" (variété de scapolite riche en sodium) et du pyroxène diopside

- Environ de Loc Envel (22)
  A Loquivy-Plougras, emprunter la D50 en direction du Dresnay, puis se diriger vers Loc Envel.
  Environ 1 km avant ce bourg, sur la rive gauche du Guic, une grande carrière exploite des quartzites et schistes d'âge indéterminé. L'andalousite se présente en cristaux altérés dans les schistes ou en baguettes roses dans des filons de quartz ; le grenat en cristaux dodécaédriques est disséminé ou rassemblé en couches centimétriques dans les schistes.

  J'y suis passé rapidement, sans le moindre résultat.

Figure 781 : Loc Envel : Ancienne carrière hélas abandonnée depuis 25 ans

- Keramoine en Tréogat (29)
  La roche mère se transforme localement en grenatite, en particulier à Kéranoine en Tréogat, en bordure de la baie d'Audierne.

- Elliant (29) : pegmatite

Grenat avec mica : 16 cm

- à St Evarzec (29)

- Dans le 35, les grenats sont rares, la principale voire la seule occurrence est dans les pegmatites et les schistes de St Coulom

- lac de Grand-Lieu (44)
  Au sud-ouest du lac, dans les amphibolites du Brandais, les grenatites forment des couches de quelques centimètres.

- sur Bouvron (44)
- Fay de Bretagne (44)
- carrière de Quilly (44)
- carrière de Campbon (44)
- Vallée de L'Evel (56)
  Les grenats accompagnent les staurolites, dans les micaschistes de la vallée de l'Evel.

- La Ville Danet (Nivela) (56)
  Au nord de La Roche Bernard , juste au-dessus de Nivillac, des affleurements de grenats rouges de 2 à 4 mm de diamètre sont localisés dans les amphibolites de la ville Danet. Non loin de là, Lacroix a signalé la découverte de gros grenats près de Kerrous Port es Gerbes.

- Corderie (56)
  On trouve des grenats dans les carrières de la Corderie, au sud-est de Péaule.

- on trouve des grenats à la carrière du petit rocher à St Jean la Poterie (56)
- dans la région de Baud (56)
- dans la carrière de la Roche Bernard (56)
- en place dans des micaschistes aux environs de Penestin (56), coté pointe du Bille (route à gauche) ... sur le fond de la plage, plage de la mine d'or (en galet)
- la région de Baud (56)

Figure 782 : Baud : Grenats almandin

cristaux 15 et 20 mm ensemble puis séparés
Collection et photo : Geoforum, Kerpo56

Collection et photo : Geoforum, Dominik

Almandin
Plage de Dossen, Santec (29)
40 x 20 mm
Collection : perso N° 930

Almandin
Santec (29)
30 x 15 mm
Collection : perso N° 934

Almandin
Santec (29)
Cristal 7,5 mm
Collection : Guillaume Baudry

Almandin migmatique
Le Pouliguen (44)
10 x 5 mm
Collection : perso N° 931

Almandin dans aplite
St Evarzeg (29)
30 x 15 mm
Collection : perso N°937

Almandin-spessartine? dans pegmatite
St Evarzeg (29)
Collection : Jybe, Geoforum

Almandin
St Evarzeg (29)
Travaux RN 165 début années 1970.
Cristal 20 mm
Collection : Benj, geoforum

Almandin de métamorphisme
Baud (22)
Collection : Min56, Geoforum

Andradite sur pyrite
7 cm x 5 cm, cristal 0,5 cm
Ploumanach (22)
Collection : Hervé 22, Geoforum

Andradite et Epidote
8 cm x 5 cm, cristal 1 cm
Ploumanach (22)
Collection : Hervé 22, Geoforum

Almandin
St Jean la Poterie 56
Cristal 7 mm
Collection : 3Frangin, Geoforum

Almandin
St Jean la Poterie 56
Cristal 10 mm
Collection : 3Frangin, Geoforum

Almandin-spessartine ? dans pegmatite
Chapelle-sur-erdre (44)
4 cm
Collection : Damon, Geoforum

Almandin-spessartine ? dans pegmatite
Chapelle-sur-erdre (44)
6 cm
Collection : Damon, Geoforum

Almandin-spessartine ? dans pegmatite
Chapelle-sur-erdre (44)
Cristal 15 mm
Collection : Damon, Geoforum

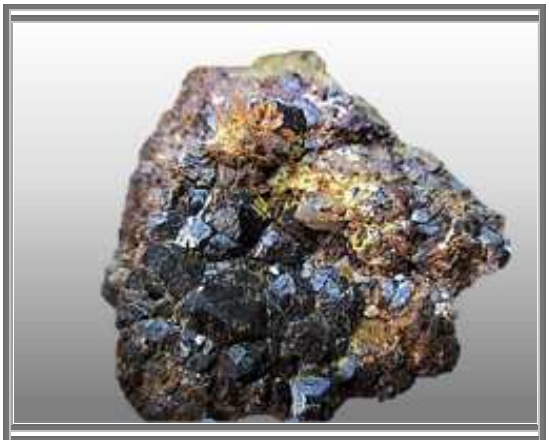
Almandin dans leptynite
Vertou
Collection : lolo et thalie

Almandin-spessartine ? dans pegmatite
Plougoulm (29)
30 x 15 mm
Collection : perso N° 936

Andradite ?
Redon (35)
Collection : 1 frangin, Geoforum

Almandin-spessartine ? dans pegmatite
Lorroux-Bottereau
Cristal 20 mm
Collection : Mumuch, Geoforum

Almandin
A proximité du Pont du Cens à Nantes
cristaux 6 mm
Collection : Mumuch, Geoforum



Andradite et diopside
Perros-Guirec (29)
60 mm
Collection : perso N° 947

Andradite
Perros-Guirec (29)
25 mm
Collection : sophil29

Almandin déformé
Plage de Guidel (56)
10 mm
Collection : perso N°949

Almandin déformé
Plage de Guidel (56)
10 mm
Collection : perso N°950

Almandin-spessartine ? dans pegmatite
Quiberon (56)
3 mm
Collection : Mamuch

Almandin
Orvault (44)
Collection :

Almandin
Orvault
Collection : Damon, Geoforum

Almandin dans granite
Orvault (44)
Collection : Gratophil

Almandin
Glomel (22)
Collection : G. BAUDRY

Almandin
La chapelle Neuve (22 ou 56)
3,5 cm
Collection : Min56, Geoforum

Almandin avec Béryl et autunite?
Pointe de Combrit (29)
45 mm
Collection : otto lidenbrock, Geoforum

Almandin
Vallée du cens, Sautron (44)
Vue 7 cm
Collection : Mumuch, Geoforum

Figure 783 *:* Armorique : Specimens de grenats bretons

9. AUTRES GRENATS DU SUD ARMORIQUE

L'orogenèse hercynienne a provoqué bon nombre de métamorphismes par augmentation de pression. Voici quelques autres sites bretons et vendéens de grenats formés au cours de la collision du dévonien entre le protogondwana et la plaque armoricaine.

9.1 Deux-Sèvres : Micaschistes à grenat de l'Hermitain

Légende :
Il y a très longtemps s'élevait, aux abords de la source du ruisseau de CHAMBRILLE, le Castel de FONT QUERRE. Le châtelain AMAURY, avait une fille, Berthe, très jolie, qui tomba amoureuse de son jeune voisin, Guy de TREMONT, mais comme cela arrivait souvent en ces temps reculés, un autre voisin, âgé, ami d'enfance d'AMAURY, le baron TUTEBERT de CHAMBRILLE, demanda et obtint la main de Berthe au grand désarroi des deux amants.
Quelques temps plus tard Berthe revit Guy de TREMONT. Puis leurs rendez-vous se multiplièrent et ils ne se quittaient qu'à l'aube aux premiers chants du coq du PAVRE.
Les soupçons de TUTEBERT s'éveillèrent. Il guetta les amants et un matin les surprit et les poignarda.
Berthe, clouée sur place, fut pétrifiée et devint la roche qui porte le nom de « DAME DE CHAMBRILLE ».
Guy se traîna remontant le vallon vers sa terre de TREMONT pour y mourir, jalonnant son chemin des gouttes de son sang qui devinrent les petits grenats que charrie le ruisseau. On montre sa tombe, une roche plate faisant penser à une table sépulcrale au bord de l'eau sur la rive droite de la vallée des grenats, à hauteur de l'actuel pavillon de chasse dit « La maison blindée ».

Figure 784 : Deux-Sévres : La légende de la Dame de Chambrille
Rocher de micaschiste à deux micas, avec et sans quartz

Le site est situé à 3km de la Mothe Saint Heray. A partir du village, prendre la D5 en direction de Niort, Après avoir dépassé la forêt domaniale du Fouilloux, sur la droite de la route, il y a un chemin sur la gauche dans le virage serré à gauche qu'il faut emprunter. S'arrêter au niveau du pont qui enjambe le ruisseau de Chambrille, puis emprunter le chemin forestier en direction de la « dame de Chambrille » le long du ruisseau. Le site est à 350 m, 100 m environ après la « dame ».

Il s'agit d'un affleurement de micaschiste à grenat de l'Hermitain (dévonien ?) et d'une série argilo-carbonatée du jurassique inférieur et moyen.

Il y a des micaschistes à biotite et muscovite +- grenat et des micaschistes quartzeux à biotite et muscovite. Ces métamorphites montrent une foliation à pendage sub-vertical et sont structurés en plis isoclinaux soulignés par la présence de niveau de quartz d'exsudation, fortement étirés et boudinés.

On trouve deux types de cristallisation des grenats. Dans les micaschistes, on trouve surtout des cabochons rappelant bien les gouttes de sang de la légende., et dans la paroi, plus proches des quartz, les grenats peuvent être très bien cristallisés.

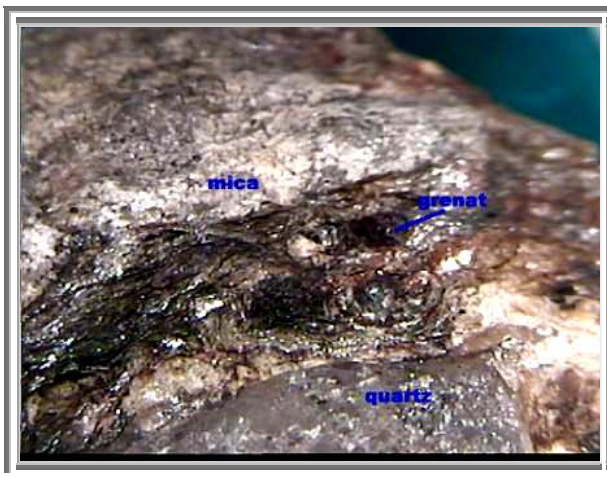


Figure 785 : Deux-Sèvres : Présence de grenats rouge sang au milieu des micas
Dim des grenats environ 3-4 mm
n°255

Figure 786 : Deux-Sèvres : Grenats bien cristallisés issus de la roche
Dim des grenats environ 5-6 mm
n°254

9.2 Sauveterre (85)

Sur la plage de Sauveterre, on peut trouver des micaschistes très clairs truffés de grenats de l'ordre du centimètre.

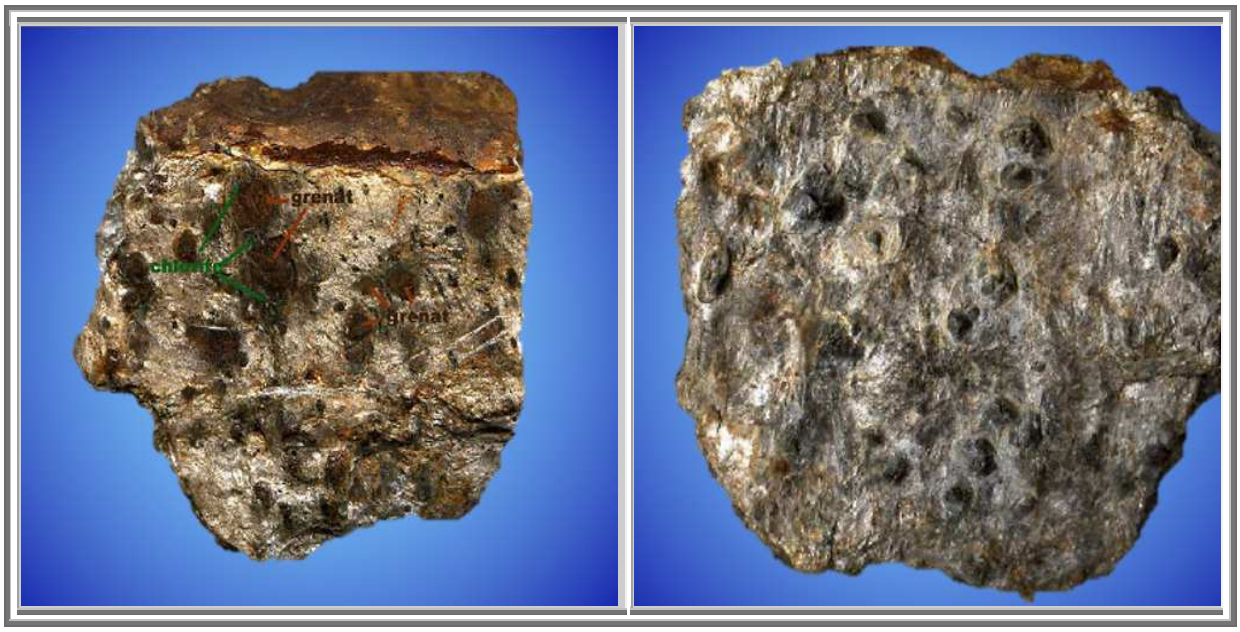


Figure 787 : Vendée : Grenats de Sauveterre : Recto et verso du même échantillon, n° 496
A gauche : face polie montrant des grenats de 12 mm entourés de chlorite dans la zone de recristallisation de plus basse pression
A droite : cristaux dégagés partiellement de la chlorite

L'observation au microscope de ces grenats montre deux choses essentielles :

- les faces des grenats ne sont pas nettes, ils sont insérés dans de la chlorite.
- la chlorite se présente sous la forme de lentilles caractéristiques de fortes déformations orientées.

Il semble donc que les grenats se soient formés au cours d'un métamorphisme prograde, au cours de la collision des plaques « ibérique » et Armorique ; et la chlorite serait due à la recombinaison des éléments chimiques des grenats lors du processus de métamorphisme rétrograde de détente des contraintes.

La plage de Sauvettere se trouve en position arrière, à environ 50-80 km des affleurements d'éclogites. Elle appartenait donc à la plaque « ibérique ». Cette plaque, lors de sa collision avec la plaque Armorique n'a pas été subductée, elle est restée en surface : la pression a donc augmentée sans que la température n'évolue fortement.
D'ailleurs, contrairement aux micaschistes du Conquet (29) (ou de Cavallaire (83)), dans lesquels on peut observer des staurotides voire une certaine anatexie, à Sauveterre, ces éléments ne sont pas présents. La température n'a donc pas dépassée 500°C.

Les grenats de Sauveterre se sont donc formés sous des conditions de HP-BT, appartenant au faciès de schistes bleus.

Livre 16 - Autres sites grenatifères

1. GRENATS AUTRICHIENS DU GRANATKOGEL

Le Tyrol fournit de très beaux grenats qui proviennent essentiellement de deux régions différentes :

- celle du Zillertal, où les cristaux sont de taille moyenne, mais trop souvent prisonniers d'une gangue micaschisteuse résistante, qui conduit à procéder à leur dégagement par la méthode du sablage, opération qui détériore le minéral.
- celle de l'Ötztal, où la qualité et surtout la taille des échantillons dépasse de beaucoup celles du Zillertal.

1872 2009

Figure 788 : Granatkogel : Vue sur le glacier Gaisbergferner et son évolution et le Granatkogel à gauche « les grenats sont si gros qu'on les repère d'ici »

Le Gaisbergferner est un glacier situé au sud-est de Obergurgl, Tyrol. Lors du dernier « petit » âge glaciaire du XIXème siècle, il a atteint une longueur de 3,8 km avant de commencer à se résorber. En 2009, il ne mesurait plus que 2,5 km environ.
La très vieille photographie de E. Laramy, le montre peu après son expansion maximale. La moraine terminale de cette époque apparaît entre les deux hommes de la photo de 1872. Sur la photographie de 2009, une autre moraine terminale est visible à la moitié de la distance du front actuel, elle date du début du XXème siècle.
Nous pouvons également observer sur ces photos qu'en 1872, les zones d'accumulation du Gaisbergferner atteignaient les sommets de 3300 m, mais que ce n'est plus le cas en 2009.

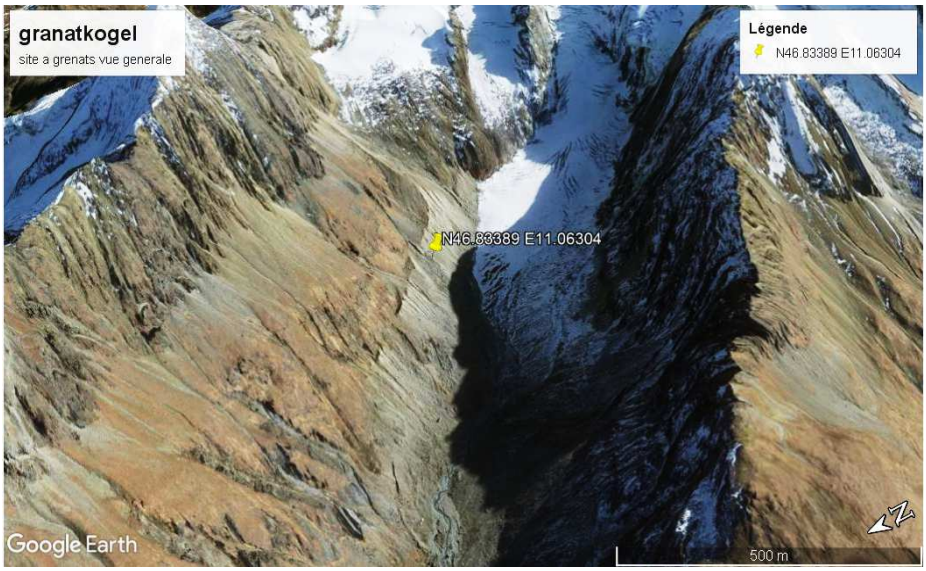


Figure 789 : Granatkogel : Vue de satellite du site

1.1 Géologie

La région d'Ötztal est traversée dans sa totalité par une masse cristalline qui se compose de gneiss, granodiorite et amphibolites ainsi que de micaschiste (hornblende (au sud de la zone), mica (Alpes d'Ötztal méridionales) et de marbre derrière Obergurgl. Insérées dans la série des amphibolites, on peut également rencontrer des lentilles d'éclogite.

Sinon, la roche est pauvre en minerais, les minéraux ne se trouvant qu'au-dessus du Sulztal et sur le Granatkogel.

Le massif des Alpes d'Ötztal s'est développé dans le sud et a été déporté par la pression exercée lors de l'orogenèse alpine. Une partie de cette région d'Ötztal a ainsi été remodelée il y a 450 millions années, l'autre partie a, quant à elle, été modifiée plus récemment, il y a environ 300 millions d'années.

La météorologie et les roches schisteuses de cette région sont telles que sa végétation en fait le plus haut alpage permanent des Alpes orientales.

La région la plus en arrière de l'Ötztal, au-dessus d'Obergurgl est géologiquement la zone la plus intéressante. Il s'agit ici de gneiss anciens avec des strates de roches calcaires ferritiques. Il en a résulté la formation de fameux grenats d'Ötztal, que l'on va ramasser sur le Granatkogel dans le Gaisbergtal.

En outre, nous traversons pour accéder au site de grenats, la vallée rabotée en U par les glaciers du Gaisbergferner.

1.2 Itinéraires

1.2.1. Obergurgl

Les grenats se trouvent aux coordonnées suivantes : N46.83389 E11.06304, elev. 2 650 m.
D'autre grenats ont été trouvés au coordonnées : N 46.83734 E11.06249 et N 46.83449 E11.04512.

Depuis Obergurgl on peut accéder par le téléphérique de Hohe Mute tronçon I et II. Il est préférable de prendre les deux tronçons pour la montée et le tronçon I pour regagner Obergulg, en fin d'après-midi (fermeture à 16h).

De là, on va par les sentiers N°29 puis N°27a du parcours 1 en direction du Gaisbertal (1h30), puis on continue à longer la langue du glacier Gaisberferner par la droite (est) en suivant le sentier N°26 du parcours 6 (1h30) (non ! ce n'est pas compliqué, c'est juste incompréhensible comme les flèches placardées d'ici delà : En haut du téléphérique, près de l'auberge, il faut commencer à descendre

sur la droite, prendre la petite porte pour se trouver… sur le bon sentier alors que l'on souhaite aller en haut à gauche).

Le sentier N°6 correspond à un grand mur de moraines. Il est difficile, et cache des plaques de glace….

Il existe un autre site. A partir du téléphérique, suivre le tire fesse jusqu'au sentier N°30 en direction du KIRCHENKOGL. Dans l'ascension du Kirchenkogl, on trouve des micaschistes avec de beaux grenats insérés.
Depuis le Mutstl, on peut aussi monter jusqu'au Gaisberferner et de là atteindre la zone en dessous de la paroi du Granatenwand.

La descente se fait à pied (2h environ) en suivant le sentier N°26 jusqu'au tronçon I du téléphérique (ajouter 30 minutes pour rejoindre Obergugl à pied)

Figure 790 : Granatkogel : Remontées mécaniques incluant le téléphérique de Hohe Mute
En rouge le trajet de montée à pied, en jaune la redescente

1.3 Sites

1.3.1. Granatkogel versant autrichien

Selon son expérience d'alpiniste, et, selon son équipement, les recherches seront effectuées soit dans l'éboulis, soit sur le flanc du Granatkogl.
Attention : Les zones indiquées sont dans un territoire haut alpin et doivent être seulement visitées par des montagnards aguerris. Les règles de sécurité doivent être scrupuleusement respectées en particulier prudence sur le glacier.
Pour les amateurs, il est préférable de se contenter de l'éboulis et du lit du ruisseau de montagne issu du glacier.

Du côté est de la moraine, vous trouverez aisément dans les éboulis des cristaux de grenats, parfois désolidarisés de leur gangue, ainsi que des blocs de micaschiste bien cristallisés truffés de cristaux de grenats et de hornblende.

Les cristaux peuvent atteindre les 10 centimètres. Toutefois, ils sont en général de « quelques » centimètres.

Les grenats sont beaucoup plus faciles à dégager ou à extraire des chloritoschistes bien verts, un simple canif suffit, que des schistes blancs pour lesquels le percuteur ou la sableuse s'avèrent nécessaires.

1.3.2. Granatkogel versant italien

La série des micaschistes riches en grenats s'ouvre aussi dans le flan Est du Granatenkogl du côté Italien. Ces zones de recherches sont moins visitées que du côté autrichien.
On peut les atteindre en traversant le Timmeljoch depuis le virage le plus au Sud de la route qui conduit au Parc de Timmeljoch. De là en montant sur un sentier vers le sud jusqu'au Seeweralm, puis plus loin le long du ruisseau vers le lac du Seewersse (2056m) et de là ensuite en montant plus loin sur le versant Nord-Est du Granatenkogl.
On trouve dans les blocs le long de la pente des zones particulièrement riches dans le territoire des sommets entre le Granatenferner et le Seewerferner jusqu'au-delà de 3000m.

Toutes ces zones de recherche, que ce soit en Italie ou en Autriche, ne peuvent être visitées que par des alpinistes chevronnés et hautement confirmés

1.3.3. Sulztal

Le Sulztal commence dans une prairie de l'Ötztal vers l'Est.
Dans une courbe de la route on atteint le lieu appelé GRIES à 1569m d'altitude. A partir du chemin marqué N° 18 on atteint, en premier vers le sud, ensuite vers l'Ouest le NISSLALM en exploitation. De là on va en montant en direction du GAMSJOGL qui culmine à 2300m. On le quitte en direction du Sud vers la gauche à peu près parallèlement au MILCHENKAR.

Dans le KAR on trouve des amphibolites, du marbre. En particulier dans sa partie orientale on trouve du gabbro faiblement métamorphisé ainsi que quelques lentilles d'éclogites.
Les minéraux se trouve dans tout le domaine du KAR entre 2200 et 2600 m ainsi que dans les éboulis.

Les marbres contiennent une variété de minéraux intéressants, bien que parfois relativement dissimulés telle que grenats, diopside en grains vert, phlogopite en plaques brunes, ainsi qu'une variété d'olivine verte qui se rapproche de la forstérite, le plus souvent serpentinisée et enfin, des octaèdres minuscules de spinelle et de la scapolite en cristaux allongés.

Dans les amphibolites on trouve aussi souvent de grosses inclusions de pyroxènes cristallisés ainsi que de la clinozoïsite de couleur brune en cristaux allongés. Dans les gneiss qui se trouvent à environ 2200m on trouve souvent des pseudomorphoses de micas qui ont tendance à évoluer vers la cordiérite appelée pinite.

1.4 Les grenats

1.4.1. Gîtologie

La découverte de ces cristaux n'est pas récente ; certains sont exposés dans divers musées. Nous citerons, pour mémoire, les remarquables échantillons ramenés par l'équipe Bertrand-Poullen en 1973, certains de ces grenats mesurant jusqu'à 8 centimètres.

Dans le Granatwand, les cristaux sont nombreux et se présentent :

- soit isolés après érosion et décomposition de la roche mère, ils sont cependant incomplets dans bien des cas
- soit prisonniers de la roche encaissante, dont la dureté peut être variable selon qu'il s'agit de micaschistes ou de chloritoschistes.
  La présence de quartz dans les micaschistes rend difficile, voire impossible, le dégagement des grenats dans de bonnes conditions.
  Au contraire, les chloritoschistes, plus homogènes, de coloration verte foncée, sont constitués d'abondantes paillettes et n'ont qu'une faible dureté. De ce fait, un grattage précautionneux permet d'obtenir d'excellents résultats.

1.4.2. Composition

Composition typique des almandins

La composition typique d'un almandin (grenat réel et non pas pôle chimique) est constituée de 36 à 38% de SiO_2, 20 à 22% d'Al_2O_3, 30 à 36% de FeO, 1 à 5% de MgO, 1 à 7% de MnO.

Fe : 30-36 % Al : 20-22 %. Si : 36-38 %
Mn : 1-7 % Mg : 1-5 %
Ca :

Almandins du ZIllertal

Il s'agit de grenats essentiellement almandin, de couleur brun rouge qui, parfois presque gemmes, sont alors nommés « escarboucles ».

Une analyse des grenats du Zillertal par De Kobell a donné les résultats suivants, sous formes d'oxydes (basé sur 24 atomes d'oxygène) :

Fe : 32,68 % Al : 21,08 %. Si : 39,12 %
Mn : 0,80 % Mg :
Ca : 5,76 %.

Les grenats du Zillertal répondent donc à la formule typique des grenats avec du calcium à la place du magnésium. Le pôle grossulaire remplace donc le pôle pyrope dans le grenat.

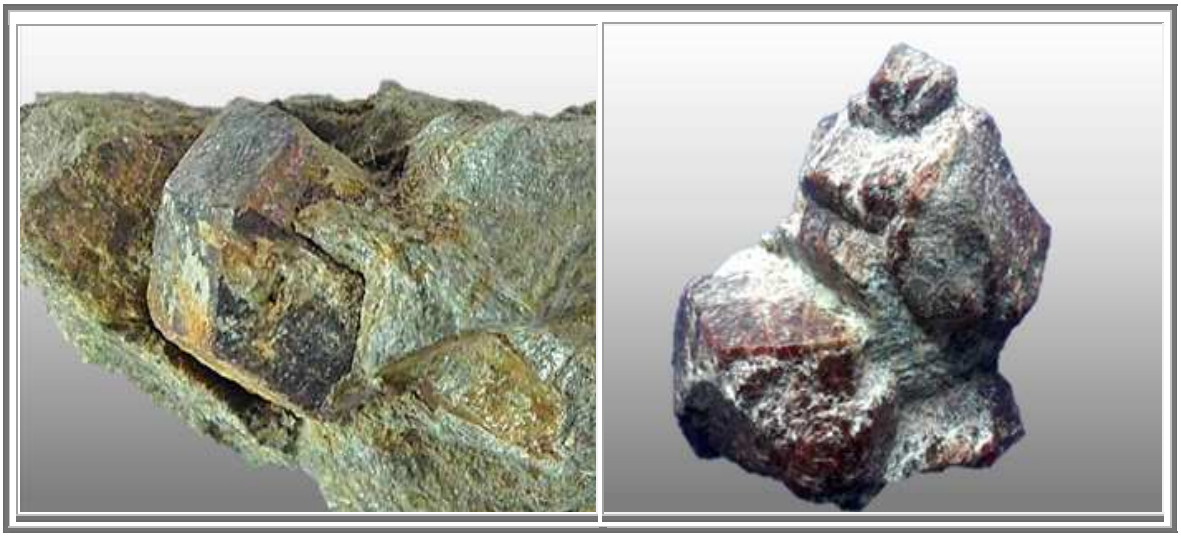


Figure 791 : Granatkogel : Zillertal : Grenat almandin
Figure 792 : Granatkogel : Ötztal : Grenat almandin (août 2018) - arête 30 mm, n°992

Almandins de l'Ötztal

Il s'agit de grenats essentiellement almandins, de couleur brun rouge à rouge clair, qui peuvent être gemmes.
Les grenats typiques d'Obergugl sont rouges clairs et noyés dans un chloritoschistes gris-vert.

Les analyses à la microsonde électronique de grenats issus d'amphibolites de la région de Ötztal-Stubai représentées dans le tableau ci-après fournissent comme composition moyenne des grenats, sous forme d'oxydes (basé sur 24 atomes d'oxygène) :

Fe : 28,54 % Al : 23,12 % Si : 36,64 %
Mn : 1,73 % Mg : 2,89 %
Ca : 7,38 %

Ce qui correspond à : Almandin : 63,4 %
Pyrope : 11,4 %
Spessartine : 4,2 %
Grossulaire : 20,8 %

Les grenats de l'Ötztal sont donc bien des almandins.
Toutefois, par rapport à des almandins typiques, ceux-ci sont quelque peu enrichis en grossulaire.
Ce qui est parfaitement en relation avec leur genèse à partir de l'intrusion de calcaire ferritique dans des roches gneissiques.

1.4.3. Morphologie

La forme cristalline est le rhombododécaèdre.

De plus, il arrive fréquemment que les grenats reposent sur une base formée par leur face {-10-1}, fracturée. Ce qui confère aux cristaux volants, un aspect de prisme hexagonal avec une pyramide constituée de trois faces parallélogrammes {10-1}, {01-1} et {-110}, et un sommet formé par l'intersection de ces trois faces. De plus, avec la couleur rouge très prononcée de ces almandins, on pourrait les confondre avec des gros cristaux de rubis, qui de même, à partir de rhomboèdres forme des hexagones.

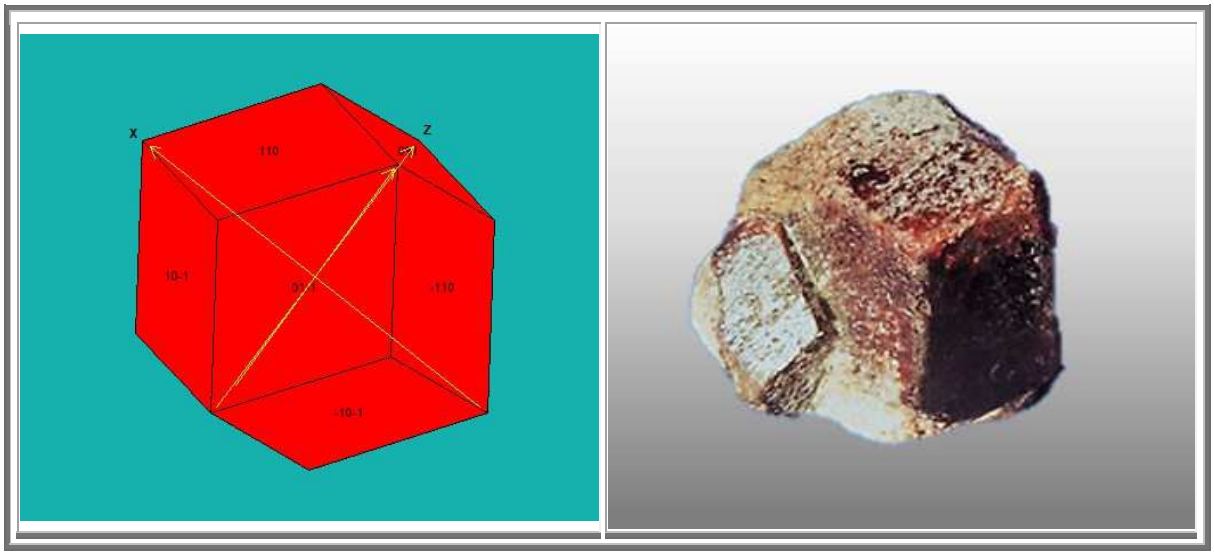


Figure 793 : Granatkogel : Grenats rhombododécaédriques, n°994
dont le faciès rappelle la structure hexagonale du rubis

1.4.4. Couleur

Deux couleurs dominent parmi les grenats de l'Ötztal, le brun sombre et le rouge, clair à sang vif.
L'une des particularités des grenats autrichiens est cette tendance à former des almandins de couleur rouge très prononcée.

Dans leur publication pour la promotion de la spectroscopie Raman (lumière incidente du domaine du visible), Ganetsos et al ont présenté les spectres de deux grenats tyroliens, dont la différence est précisément la couleur rouge de l'un des deux.
Il apparaît sur le spectre du grenat non spécifié, des pics supplémentaires à 250, 420 et 600 cm^{-1} et l'intensité des pics est écrasée par rapport au pic à 910 cm^{-1} du spectre du grenat rouge.
En fait, si l'on reporte ces informations, sur le spectre Raman de Serov, Shelementiev et Mashkina, on s'aperçoit que le spectre du grenat tyrolien 2, correspond en fait au spectre de l'almandin, bien sûr, mais avec également la superposition du spectre du grossulaire.
La première information est donc que les grenats rouges sont des almandins purs ou quasi purs.

Une question subsiste néanmoins. Est-ce que la pyrite intervient dans cette coloration ou pas ? En effet, que ce soit au granatkogel ou bien dans les mines de fer telles que Diélette, Moissac Vallée française, Le Bournaix, tous présentent une coloration rouge très intense. De surcroît, depuis les travaux de E. MARCOUX, E. LEBRUN et E. BAGES (2012), nous savons qu'à Diélette, les grenats sont des grossulaires avec 10 à 30 % d'andradite. Donc la coloration des grenats de Diélette n'est pas due à des compositions proches du pôle almandin.

La coloration des grenats a plusieurs origines (cf. livre la couleur des grenats et article la couleur des minéraux). Il se pourrait que ce soit dû à :

- La modification de l'environnement pseudo-cubique du FeII dans l'almandin (ou Ca dans le grossulaire), par les ions S_2^2, peut-être en formant une structure de ligands en plan carré (structure qui produit une couleur rouge).

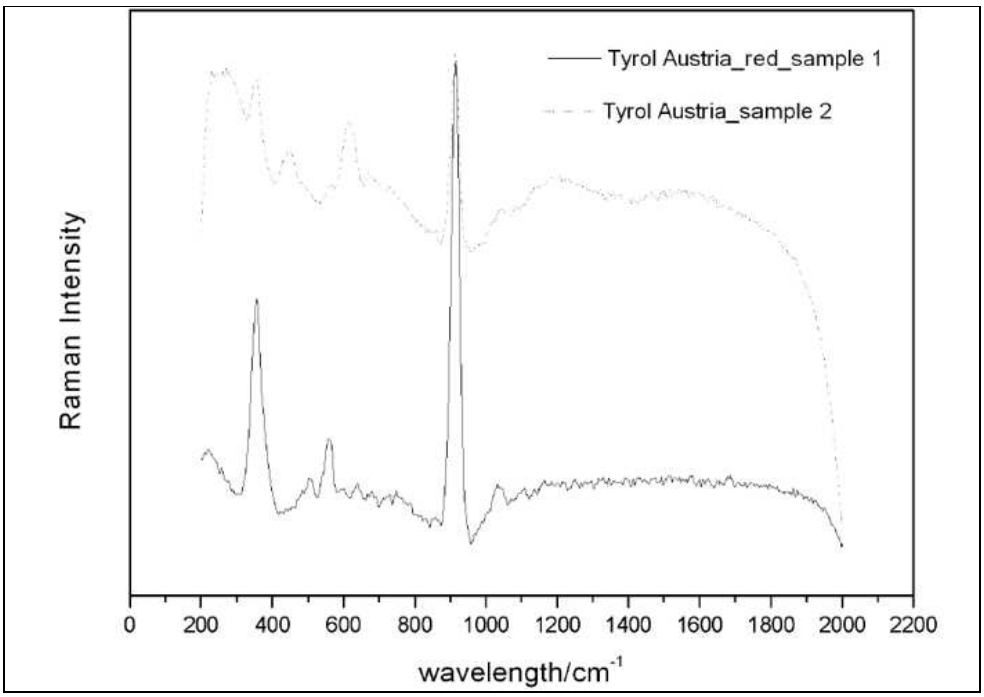


Figure 794 : Granatkogel : Spectres Raman de deux grenats du Tyrol
Comparaison entre les grenats almandins bruns et rouge
Dans le deuxième spectre, déconvolution et soustraction pour faire apparaître en vert, le spectre des minéraux responsables de cette coloration rouge

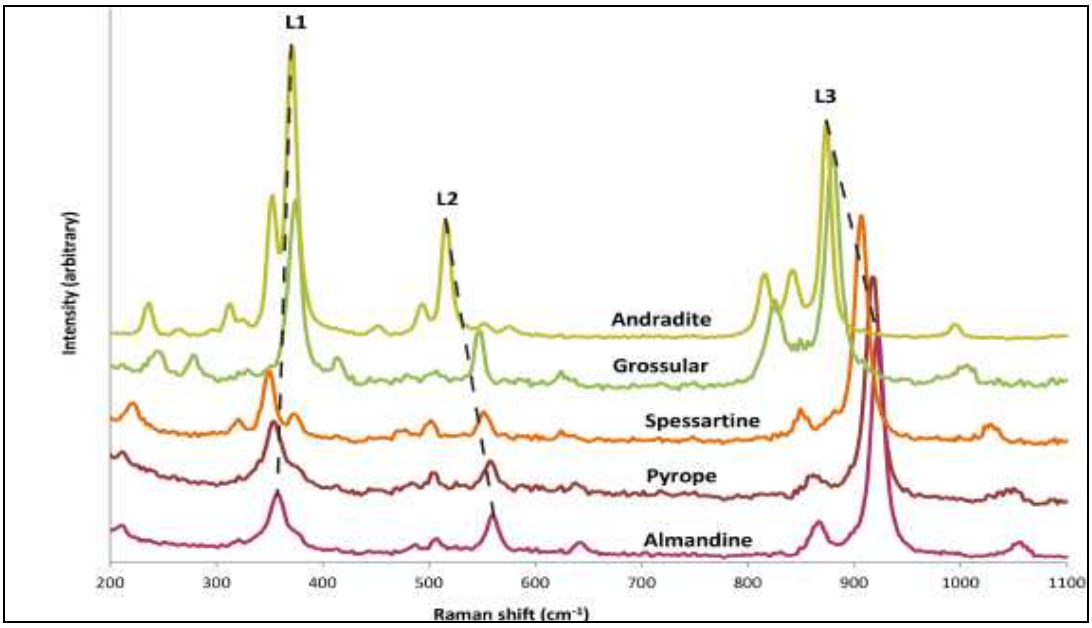


Figure 795 : Granatkogel : Spectre Raman de différents grenats, Serov, Shelementiev et Mashkina
Les spectres Raman des grenats contiennent trois lignées les plus intenses autour de 350, 550 et 900 cm-1, liées à l'étirement (Si-O), à la flexion (Si-O) et aux vibrations de la rotation R (SiO4)4, respectivement (Kolesov et Geiger, 1998). Ces lignées sont sensibles à la composition chimique du grenat.
Le déplacement des raies dans le spectre Raman des membres finaux vers les membres de la solution solide peut donner la possibilité de calculer la composition chimique approximative du grenat en utilisant les positions des raies dans le spectre Raman.

- La création d'une liaison ionique avec le FeII (ou Ca dans le grossulaire) par les ions S_2^{2-}, tels Cr^{3+} dans le rubis.

Mais ces théories sont peu probables car complexes. La bonne solution est souvent la plus simple.
Il est possible que la coloration rouge soit en fait due à de la pyrite intra-grenat (qui a été décelé dans les grenats d'Ötztal. En effet, les grenats de ma collection dont la couleur est le rouge sang, ont tous la particularité de provenir de mines de fer et d'être associés à la pyrite (Diélette, Moissac Vallée française, Le Bournaix).
Et, lorsqu'on dégage les grenats de couleur sanguine d'Ötztal, il y a justement formation d'une poudre très noire composée de micro-pyrite. Ce qui n'est pas le cas pour les grenats bruns.

1.4.5. Zonation - Formation

Plusieurs centaines d'analyses ont été pratiquées sur des grenats. Un récapitulatif des principaux résultats est présenté dans le tableau suivant.
Les grenats analysés sont composés selon les pôles limites des grenats de :

- Almandin : 15-80 %
- Pyrope : 4-32 %
- Andradite : 0-12 %
- Spessartine : 0,1-15 %
- Grossulaire : 6-30 %

Les grenats du sud-est de l'Ötztal, dont fait partie le granatkogel, sont caractérisés par une faible teneur en pyrope par rapport aux grenats des autres régions, centre et NO de l'Ötztal.
Le grenat le plus riche en pyrope a été prélevé dans une amphibolite à grenat diablastique à Milchenkar, Ötztal central. L'échantillon MK-6 contenait pas moins de 32,29 mol% de pyrope.

Les grenats présentent un profil de zonation. Ceux du complexe Schneeberg (SW-165) (HOINKES et PURTSCHELLE, R 1979; HOINKES, 1978, 1980, TESSARDI, 1981) ont des zonations qui montrent une structure annulaire typique bien prononcée avec un épuisement en Mn et Ca du cœur vers la surface. Ce zonage est conforme à celui de Hollister (1966) et suggère une croissance continue du grenat au cours d'un seul épisode métamorphique.
En revanche, la zonation des échantillons KN-4 et P-21 est le reflet d'une croissance intermittente au cours d'un métamorphisme pluriphasé (Atherton & Edmunds,1966).

PURTSCHELLER & SASSI (1975) ont proposé comme histoire géologique du complexe Ötztal-Stubai, la succession d'événements suivante :

- Orogenèse calédonienne
  - magmatisme de base
  - métamorphisme HP
  - plutonisme granitoïde (probablement de -486 à -415 Ma)
  - phase rétrograde (datation non confirmée)

- Activité tectonique

- Orogenèse hercynienne
  - métamorphisme BP (autour de - 300 Ma) et anatexie connexe post cinématique hercynienne

	KN-4		P21		SW-165		Mk-6
	rim	core	rim	core	rim	core	
SiO_2	37.66	37.18	34.46	34.80	38.10	37.61	39.10
TiO_2	0.03	0.15	0.06	0.55	0.00	0.17	0.03
Al_2O_3	23.34	22.60	24.99	24.53	21.60	21.35	22.91
FeO	30.88	29.70	26.59	27.70	30.18	26.18	18.74
MnO	0.36	0.10	3.11	2.60	1.21	3.82	0.53
MgO	5.45	1.83	2.37	2.59	3.58	1.49	8.28
CaO	3.21	8.83	9.06	7.59	5.69	9.91	9.10
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.04	0.53
Total	100.95	100.42	100.66	100.36	100.38	100.57	99.22
Atoms per formula unit based on 24 Oxygens							
Si	5.8563	5.8778	5.4655	5.5253	6.0076	5.9665	5.9592
Al^{IV}	0.1402	0.1042	0.5272	0.4084	0.0000	0.0130	0.0373
Al^{VI}	4.1374	4.1068	4.1441	4.1818	4.0141	3.9789	4.0779
Ti	0.0035	0.0180	0.0072	0.0663	0.0000	0.0205	0.0035
Fe	4.0157	3.9265	3.5268	3.6779	3.9796	3.4732	2.3885
Mn	0.0474	0.0134	0.4178	0.3496	0.1616	0.5133	0.0684
Mg	1.2630	0.4311	0.5602	0.6128	0.8412	0.3523	1.8806
Ca	0.5348	1.4957	1.5396	1.2912	0.9613	1.6845	1.4860
K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na	0.0060	0.0092	0.0062	0.0000	0.0061	0.0123	0.1566
Total	16.0043	15.9827	16.1946	16.1133	15.9715	16.0145	16.0580
Alm	68.52	66.93	58.35	62.01	66.95	57.54	41.01
Andr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44	0.00
Pyr	21.55	7.35	9.27	10.33	14.15	5.87	32.29
Spess	0.81	0.23	6.91	5.89	2.72	8.55	1.17
Gross	9.13	25.14	25.47	21.77	15.89	27.61	25.52
Uvarov	0.00	0.35	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00
Mg/Fe	0.3145	0.1098	0.1588	0.1666	0.2114	0.1014	0.7874
Mg/Mg+Fe	0.2393	0.0989	0.1371	0.1428	0.1745	0.0921	0.4405

Table 37 : Granatkogel : Analyses à la microsonde électronique de grenats Issus d'amphibolites de la région de Ötztal-Stubai

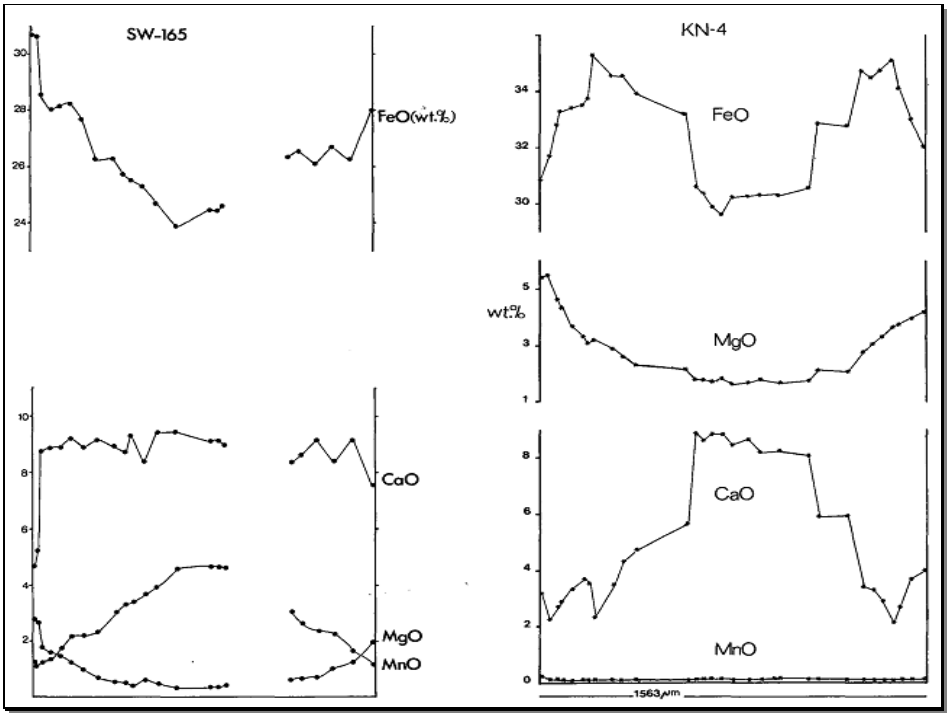


Figure 796 : Granatkogel : Exemples de zonation de grenats

b) Grenat des amphibolites de Schneeberger zug : échantillon SW-165, montrant une forme annulaire de zonation, typique d'un métamorphisme progressif

c) Grenat du Kaunertal : échantillon KN-4, montrant deux générations de croissance du grenat

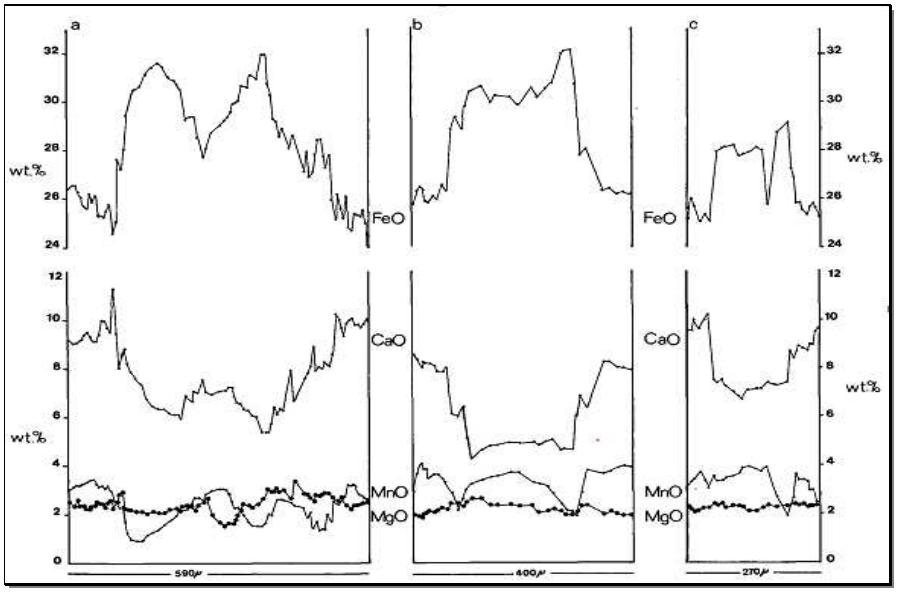


Figure 797 : Granatkogel : Zonations de différents grenats (Purtscheller et Mogessie,1986)
Exemples de zonation de grenats en fonction de la taille du cristal

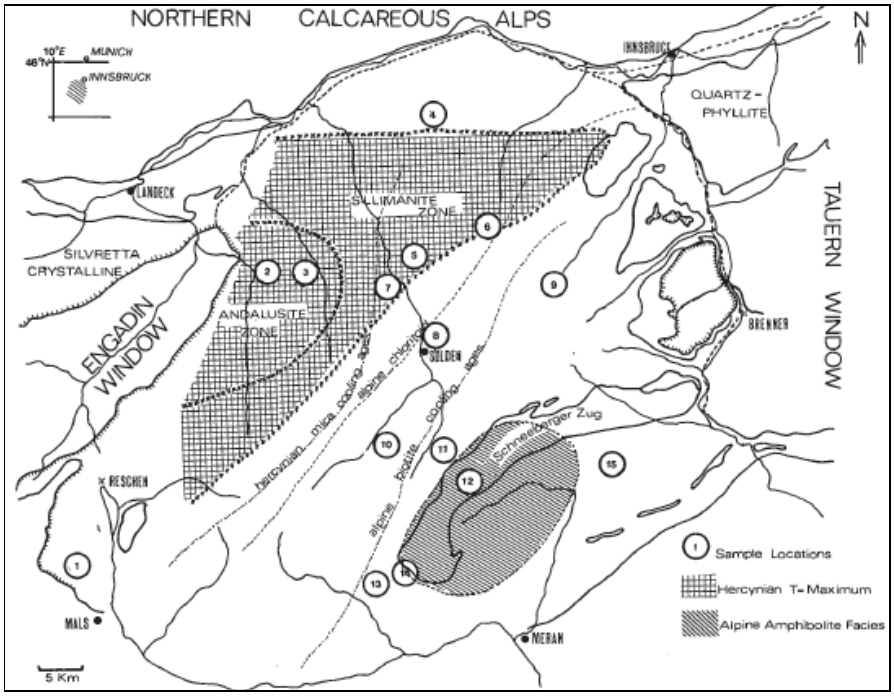


Figure 798 : Granatkogel : Carte des zones d'études pétrographiques (Purtscheller et al)
La ville d'Obergugl se situe approximativement sur le marquage 10 et le Granatkogl entre les points 12 et 14

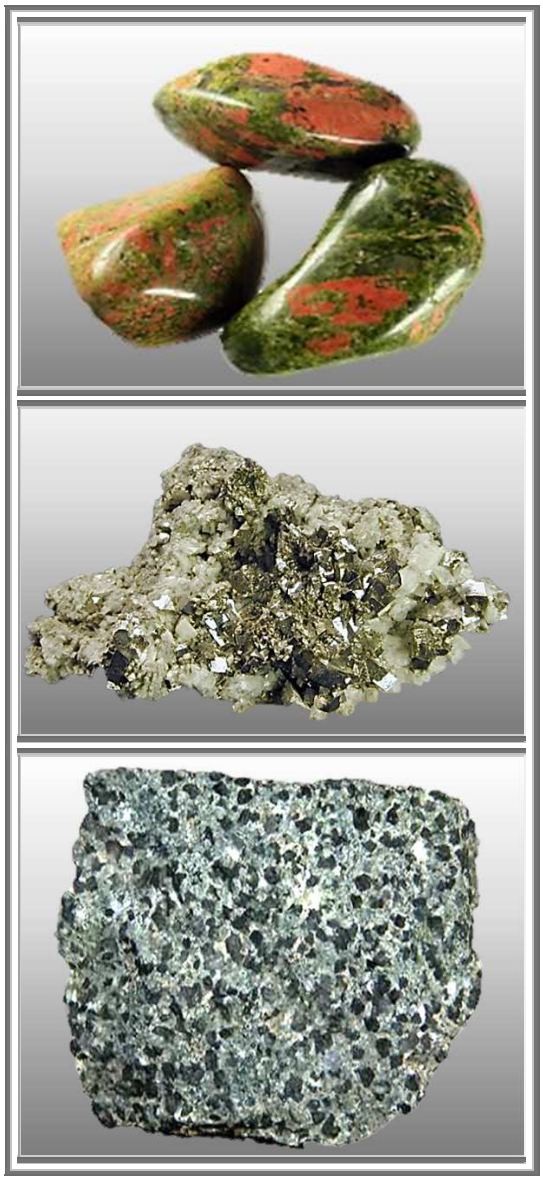
1.5 Autres minéraux du site

Aussi abondant que les grenats, on trouve de partout des hornblendes.

Les autres minéraux tels qu'épidote, et adulaire, sont très rares.

Comme il a été précisé au début de ce paragraphe, cette région de l'Ötztal est pauvre en minéraux, bien que paradoxalement elle soit mondialement connue pour ces grenats.

Figure 799 : Granatkogel : Grenats en association avec hornblende



Épidote:
Trouvée dans les débris de la moraine au Gaisbergferner, il y a aussi des muscovites vertes sur gneiss.
Les épidotes forment de petits cristaux milli-métriques.

Adulaire :
très rare, petits cristaux sur plaques de mica.

Hornblende :
Surtout dans le mur en face de celui des grenats, le plus souvent à quelques centimètres à côté de petits grenats.

Figure 800 : Granatkogel : Autres minéraux du site

Les échantillons 990 et 992 présentent leurs faces {110} comme littéralement lacérées, avec du mica blanc à l'intérieur des rides.
L'observation de ces faces lorsqu'elles sont fracturées dévoilent des cristaux vert clairs quasi-lamellaires.
Il semble que ce ne soient pas des hornblendes, toujours très sombres par ailleurs, mais bien de petites épidotes de teinte vert clair.
Ces cristaux monocliniques viennent fragiliser fortement le grenat, en créant à l'intérieur de la structure du grenat des phases tricliniques le long desquelles les fractures peuvent se propager.

En revanche, je n'ai pas pu mettre en évidence une relation entre l'existence de ces épidotes et la lacération des faces des cristaux de grenat.

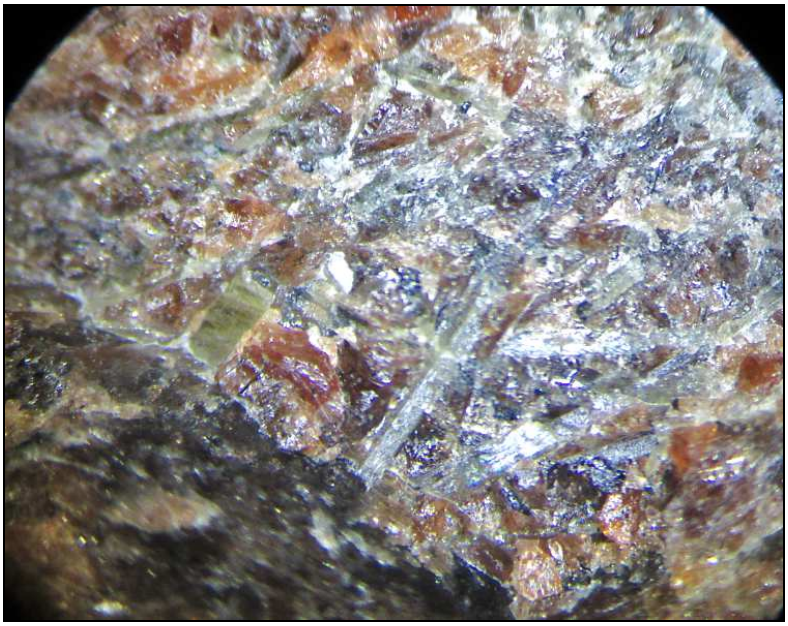


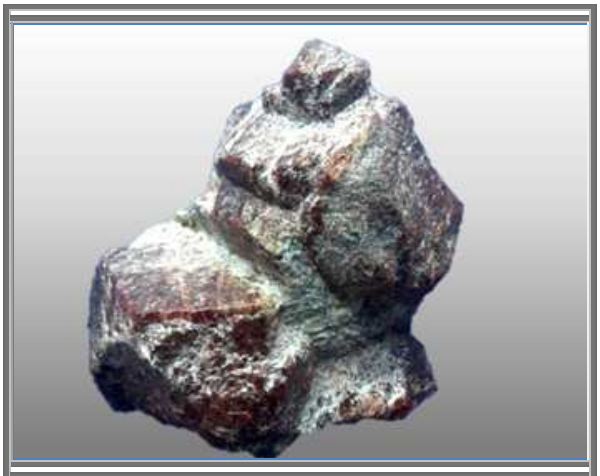
Figure 801 : Granatkogel : Cristaux, probablement d'épidote à l'intérieur des gros grenats, n°992

Figure 802 : Granatkogel : Almandin, grenats 80 mm, n°1143

Almandin et hornblende
Rouge sombre, gemme
Cristaux : arêtes 12 mm
Avec hornblendes
Dans chloritoschiste vert sombre
Collection : perso n°989

Almandin et Hornblende
Rouge vif, opaque à gemme
Cristal : arêtes 20 mm
Dans micaschiste dur
Collection : perso n°992

Almandin et epidote
Rouge clair, opaque
Cristaux : arêtes 20 mm
Dans micaschiste très dur
Collection : perso n°990



Almandin
Rouge clair, opaque à gemme
Cristaux : arêtes 20 à 25 mm
Dans micaschiste très dur
Collection : perso n°990

Almandin
Rouge rubis, opaque
Cristaux : arêtes 15-20 mm
Dans micaschiste et chlorite très dur
Collection : perso, n°994

Almandin
En place dans micaschiste
Bruns, opaques
Cristaux 10 à 15 mm
Collection : perso n°991

Almandin
En place dans micaschiste
Bruns, opaques
Cristaux 10 à 15 mm
Collection : perso

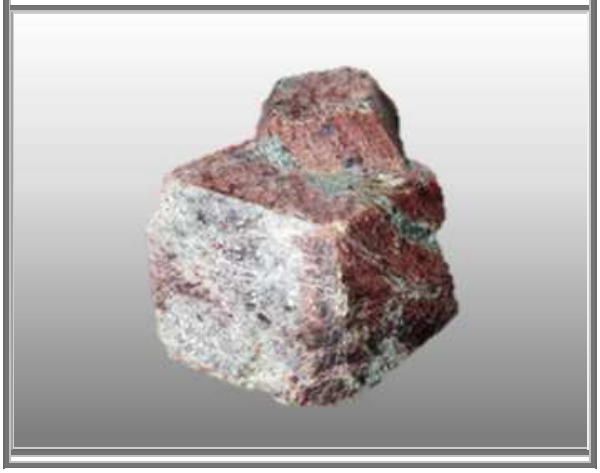
Almandin
Brun, opaque
Cristaux : arêtes 3-5 mm
Dans micaschiste très dur, entre les feuillets de micas
Collection : perso

Almandin
Brun noir, opaque
Cristaux : arêtes 5 mm
Collection : perso n°270

Figure 803 : Granatkogel : Récoltes d'almandins août 2018

Almandin
Brun, opaques
Cristaux : arêtes 10 mm
Enrobé de micaschiste
Collection : perso n°90

Almandin
Rouge foncé, opaque à gemme
Cristaux : arêtes 25 mm
Dans micaschiste tendre
Collection : perso n°272



Almandin
Rouge clair, opaque
Cristaux : arêtes 30 mm
Collection : perso N°995

Figure 804 : Granatkogel : Grenats

2. GRENATS DE LYON

A l'occasion des travaux de percement du tunnel de la Duchère et de Rochecardon pour la réalisation du boulevard périphérique nord de Lyon (BPNL) pour le compte du Syndicat des transports de l'agglomération lyonnaise (SYTRAL), et du tunnel de desserte des transports en commun reliant la gare de Vaise au quartier de la Duchère en passant sous le quartier de Balmont, sur le territoire de la commune de Lyon 9ème, des grenats ont été ramassés dans les déblais par Pascal TERRIER et présentés lors de la bourse internationale des minéraux et fossiles de Lyon (novembre 1996).

Les travaux du BPNL ont débuté en septembre 1994 et se sont déroulés au total sur une période de dix-huit mois. Il a fallu procéder à de très nombreux tirs de mine quotidiens pour venir à bout des roches rencontrées dans le sous-sol des quartiers de la Duchère, de Rochecardon et de Balmont.
C'est dans les déblais retirés après ces tirs de mine que furent découverts des grenats, des calcites ainsi que d'autres minéraux, notamment des apatites, malheureusement de très petites tailles. A noter aussi la présence fréquente de pyrite, parfois sous forme cubique.

2.1 Géographie et morphologie

Le plateau de la Duchère culmine à 260 m environ et domine la Saône d'une centaine de mètres. Sa situation géographique le place à peu près à 8 km au Nord-Ouest du centre de Lyon. Ses dimensions sont d'un peu plus d'un kilomètre de long, du Nord au Sud, et d'environ 800 m de large, de l'Est à l'Ouest. Au Nord, il est séparé du massif du Mont d'Or et de la commune de Saint-Didier par le ruisseau de Rochecardon qui s'écoule au fond d'un ravin de 70 m de profondeur et, au Sud, du plateau d'Ecully par le ruisseau des Gorges qui, comme son nom l'indique, serpente dans une gorge de 40 à 50 m de profondeur.

A l'Ouest, ce ruisseau dessine un talweg qui s'efface progressivement en remontant vers le Nord pour disparaître dans le quartier de la Sauvegarde et, à l'Est, se trouve le rebord le plus accidenté du plateau (appelé côtière ou balme) ; une pente brusque plonge dans la dépression du quartier de Vaise. Les montées des Roches, de la Duchère et l'avenue du 25ème Régiment de Tirailleurs Sénégalais témoignent de cette forte déclivité. En empruntant la montée de la Duchère, on peut observer tout au début un escarpement de 10m de hauteur environ. Les plus beaux affleurements de gneiss se trouvent d'ailleurs à cet endroit. Le plateau de la Duchère appartient incontestablement à la série des Monts du Lyonnais. Ce massif, situé entre la vallée de la Brévenne au Nord et la vallée du Gier au Sud, est un ensemble montagneux reliant géographiquement les Monts du Beaujolais par les Monts de Tarare (900 m) et le Vivarais par le massif du Pilat (1435 m).

La partie Est de cet ensemble forme une chaîne montagneuse de 30 km de long dont la crête atteint sur presque toute sa longueur 700 à 800 m de hauteur et culmine vers 950 m. C'est surtout le versant rhodanien qui est le plus accidenté. Il chute rapidement à 300 m d'altitude. Il s'étale alors en une zone peu montueuse que l'on nomme le plateau lyonnais dont les collines de Fourvière, de la Croix-Rousse et de la Duchère sont les derniers bastions orientaux.

2.2 Géologie régionale, résultats récents

Le plateau lyonnais est en très grande partie métamorphique (constitué de para- et orthogneiss, d'anatexites et d'amphibolites), intrudé de petits massifs de roches plutoniques de forme allongée selon une direction générale hercynienne Sud-Ouest/Nord-Est. Ces diverses intrusions représentent une large gamme de granites dans l'ouest de la région lyonnaise. Ils se distinguent par leur position cartographique et leurs caractères pétrographiques et définissent chacun une unité reconnue par le nom de la commune sur laquelle a été identifié le type : granités d'Oullins, de Soucieu, de Civrieux, de Limonest. On leur attribuait anciennement un âge Briovérien inférieur (précambrien). Diverses interprétations et méthodes de datation ont montré qu'ils étaient tous paléozoïques et dépendants de l'orogenèse varisque (= hercynienne) et mis en place entre 400 et 300 millions d'années.

Les roches métamorphiques de la région lyonnaise (prise dans un sens géographique large) montrent aussi des faciès lithologiques diversifiés. Le métamorphisme a affecté ici des formations de nature variée mais essentiellement sédimentaires à caractère flyschoïde dérivant d'épais dépôts anté-hercyniens. A cette échelle régionale, leurs positions respectives et leur type sont le résultat d'un brassage tectonique de grande ampleur répondant du modèle aujourd'hui admis de dérive et de collision continentale qui a vu la succession de deux, voire de trois événements majeurs de la tectogenèse varisque. Leur intervention permet aujourd'hui de disposer d'un large assortiment de degrés et de lithologies métamorphiques différents, juxtaposés mais sans relation génétique entre eux.

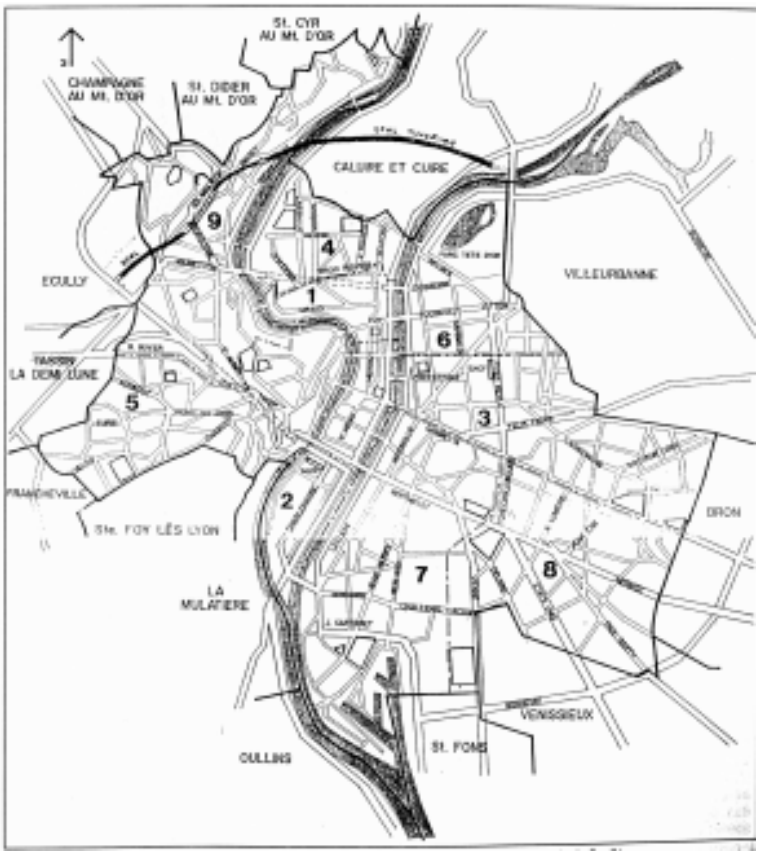


Figure 805 : Lyon : Agglomération lyonnaise et localisation des travaux

2.3 Interprétations actuelles

Les monts du lyonnais sont caractérisés surtout par la présence d'une unité lithologique et structurale d'importance majeure connue sous le nom de Groupe leptyno-amphibolique et interprétée comme suture (cicatrice) soit intracontinentale, soit témoin d'une collision bi-continentale. Cette unité est prise en sandwich entre deux formations métamorphiques de natures différentes, cette disposition étant considérée comme le prolongement oriental des séries du Haut-Allier déjà évoquées de manière synthétique dans Le Règne Minéral (C. Vialaron, 1996). On retrouve ainsi une superposition d'unités chevauchantes avec, au nord, la série épizonale dite de la Brévenne, surmontant l'"unité supérieure des gneiss" (les Monts du Lyonnais s.s.), elle-même chevauchant l'"Unité inférieure des gneiss" (schistes Nord-cévenols).

Le Groupe leptyno-amphibolique des Monts du Lyonnais correspond, comme ses homologues, à une association de roches acides et basiques et est formé d'orthogneiss et de paragneiss à intercalations de roches catazonales variées : péridotites. éclogites. Granulites acides et basiques rétromorphosées. Les études géochimiques des roches ultrabasiques permettent d'envisager leur formation en domaine de bassin océanique marginal. J.L. Duthou et al. (1981) ont ainsi daté une orthogranulite d'environ 500 millions d'années, âge considéré par les auteurs comme celui du matériel originel avant le métamorphisme granulitique. Il pourrait correspondre à un épisode distensif cambro-ordovicien (530-480 Ma) qui a vu la mise en place généralisée de magmas basiques auquel a succédé à la fin de l'Ordovicien et au Silurien (450-400 Ma), le métamorphisme de haute pression (granulitisation) et la formation des éclogites de l'"unité supérieure des gneiss".

La succession des assemblages paragénétiques reconnus dans les différentes unités est aussi une source précieuse d'information sur toute l'histoire géologique régionale (à ce sujet nous reverrons au n° 5 du Règne Minéral, pages 21 à 23, pour retrouver les grands traits permettant d'aborder le métamorphisme). Elle a permis de reconstituer la trajectoire pression-température des formations composant le Groupe leptyno-amphibolique (Quénardel et al., 1991) : celui-ci aurait été enfoui jusqu'à des pressions supérieures à 20 kbar avant de remonter en suivant un trajet rétrograde s'accordant avec une évolution normale des conditions

métamorphiques de roches crustales en contexte de collision. Le cheminement d'une péridotite (roche d'origine mantellique) a ainsi pu être établi comme suit : faciès des éclogites —> faciès des granulites de haute pression puis de basse pression —> faciès des amphibolites.

La structuration d'ensemble de la série métamorphique aujourd'hui observée semble s'être réalisée pour des pressions et des températures moyennes respectivement de 8-6 kbar et environ 700°C. C'est l'épisode de tectonique tangentielle avec mise en place des grandes nappes de charriage du Dévonien jusqu'au Carbonifère inférieur.
Ce n'est qu'ensuite que se mettront en place les granitoïdes (J.M. Lardaux et E. Dufour, 1987). Ces granites (monzonites et monzodiorites quartziques) avaient pu être datés d'environ 330 Ma (M. Gay et al., 1981). Ils marquent en particulier la base de la série de la Brévenne qu'ils métamorphisent jusque dans le faciès des amphibolites.
La série chevauchante de la Brévenne, à laquelle est attribué un âge Protérozoïque supérieur (E. Reitz et F. Wichert, 1988) et structurée au Dévonien est formée de niveaux phylliteux et d'une épaisse série volcano-sédimentaire. Le magmatisme intracontinental qui l'affecte correspondrait à la formation du bassin océanique marginal déjà évoqué et conséquence du fonctionnement d'une zone de subduction plongeante vers le NE, en arrière de la zone orogéniquement active (C. Pin et al., 1982).

Ces idées de nappes, de chevauchements de grande ampleur, de sutures, de collisions avaient été principalement lancées, pour les massifs anciens, de manière théorique par M. Mattauer en 1976. Leurs applications se sont développées à partir de 1978 à la suite des travaux, entre autres, de J.P. Burg et P. Matte, corollaires de concepts pressentis une dizaine d'années auparavant mais difficiles à exprimer et à mettre en évidence (toute la cartographie était à revoir). Ces interprétations ont ensuite été précisées puis confirmées pour faire aujourd'hui figure de modèle établi, mais le débat fut souvent âpre et l'est encore sur de nombreux points. Beaucoup d'auteurs s'accordent aujourd'hui sur deux aspects : les complexes leptyno-amphiboliques seraient des formations caractéristiques des zones mobiles des orogènes et représenteraient la trace d'une ou de plusieurs anciennes sutures océaniques mais dans le détail, cette interprétation est largement nuancée par d'autres spécialistes et la controverse est toujours passionnée.

Il ne sera pas question pour nous d'entrer dans ces discussions de scientifiques mais de rendre compte ici d'observations minéralogiques, lesquelles, replacées dans ce cadre plus large que celui de l'affleurement, ne constitueront plus tout à fait une surprise. Ainsi, par exemple, ayant une idée de la nature du métamorphisme, de ses conditions de pression et de température et de la nature du matériel affecté, la présence de grenat (almandin) ne peut être regardée que comme "normale" et l'on pourra même prédire certains minéraux.

2.4 Géologie sommaire de la Duchère et Rochecardon

S'il est bon d'avoir présent à l'esprit quelques données régionales, ainsi que nous l'avons mentionné, c'est à un domaine beaucoup plus restreint sur lequel nous nous attardons puisque s'adressant aux espèces minérales mises au jour au cours du percement récent de deux tunnels sous l'agglomération lyonnaise. Mais les ouvrages ci-dessus rendent globalement compte des faits observés ailleurs et de la minéralogie descriptive développée plus loin. D'une manière générale, on constatera que le plateau de la Duchère, partie intégrante des Monts du Lyonnais s.s., possède une configuration géologique au premier abord assez simple composée de deux types principaux de terrains : le socle cristallin et un recouvrement sédimentaire sub-actuel.

Sur le haut du plateau, à partir de l'altitude 220-260 m, on rencontre ainsi des formations modernes du Villefranchien (base du quaternaire). Elles sont représentées par des argiles jaunes, parfois rougeâtres. A nombreux galets de quartzite. Aux points sommitaux se superposent deux placages de loess et de limons würmiens, dépôts éoliens récents datant de la dernière grande glaciation (-80000 à -10000 ans BP). Ce matériau est friable et de nature siliceuse ou calcaire et argileuse.
Plus en aval, en dessous de la côte 220 m, affleure le socle cristallin altéré sur 5 à 6 m d'épaisseur. Cette zone d'altération est la traduction de la dégradation superficielle des terrains métamorphiques. A une altitude moindre, la roche devient de plus en plus saine et l'on peut découvrir et aisément identifier les micaschistes, gneiss, anatexites, amphibolites et granites sous leur apparence fraîche. C'est à ce niveau-là, à l'altitude de 170 m à 200 m. que le creusement des tunnels a été réalisé et dont sont issus les minéraux objets de cette note.

Les déblais issus des travaux de la Duchère et de Rochecardon ont permis de reconnaître trois types pétrographiques : il s'agit de gneiss, de granites et d'amphibolites qui constituent les premières bases de

l'observation. Ces déterminations étaient en totale conformité avec celles réalisées sur site par le responsable de la géotechnique du Groupement d'Intervention Economique (GIE) de Lyon-Nord.

Exemple : à propos des grenats "... ceux qui ont été découverts à Rochecardon par M. Thiollière atteignent parfois le calibre d'une balle de fusil, et sont en plus régulièrement configurés. De pareilles différences, combinées avec les dislocations, avec les larges ablations et avec les intenses métamorphismes de notre nappe micaschisteuse, ne m'ont pas mis à même d'établir entre ces lambeaux, des raccordements du genre de ceux qui ont été effectués dans d'autres contrées où la présence du grenat permet, dit-on, de reconnaître des assises dont le niveau est déterminé à peu près aussi rigoureusement que celui d'un étage triassique ou jurassique peut l'être par ses fossiles".

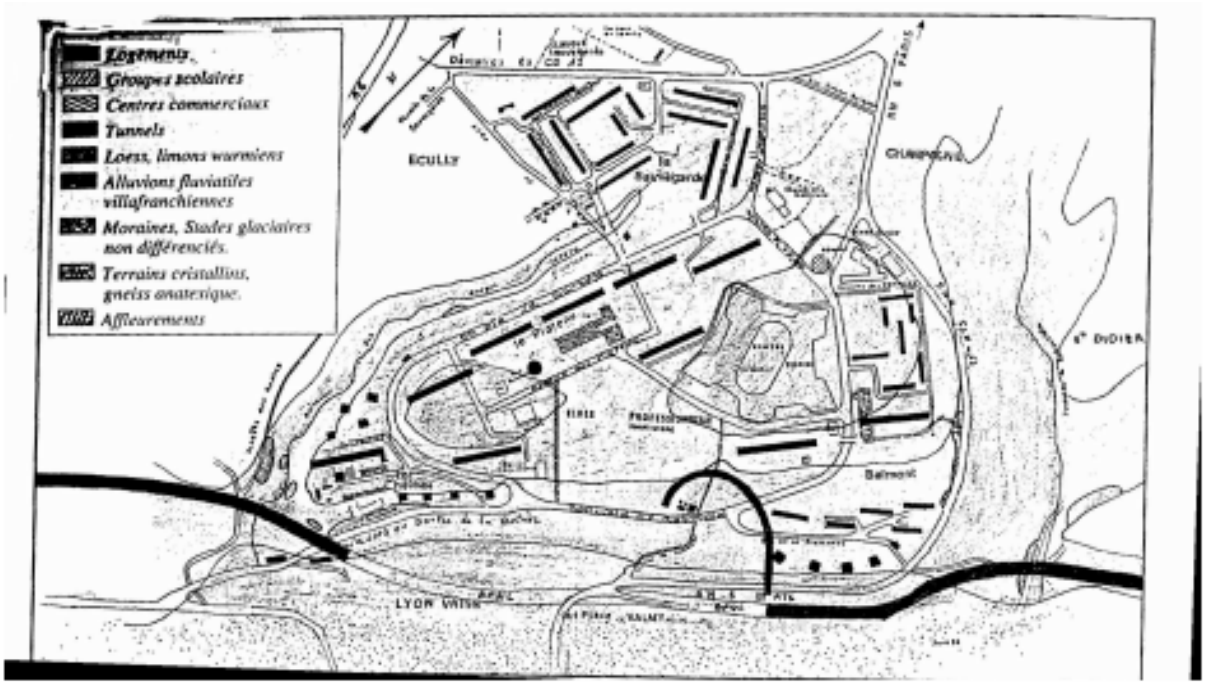


Figure 806 : Lyon : La Duchère : Carte géologique et schéma général des aménagements

Dans la première expression (italiques), M. Foumet admet implicitement l'existence d'un polymétamorphisme ou de plusieurs métamorphismes et surtout introduit l'idée de nappe. Certainement sans le savoir, il préfigurait la tectonique tangentielle ! alors que les théories géologiques étaient encore, et pour longtemps, résolument fixistes, n'admettant que des déplacements horizontaux de très faible amplitude. Dans la deuxième formule, on retrouve une formulation du rapprochement entre chronostratigraphie et isogrades métamorphiques ! conception bien présomptueuse pour l'époque. A la lecture, doit-on parler de prémonition, certainement non, mais de lucidité du propos, sûrement.

La suite de l'exposé de A. Faisan et A. Locard détaille les formations reconnues : ils ne savent pas parler des amphibolites mais décrivent nos actuels orthogneiss, sans a priori génétique : *« ... les feuillets de gneiss se sont souvent écartés pour faire place à des cristaux de feldspath qui se sont développés entre les laines de mica* ». La minéralogie est aussi abordée et pratiquement toutes les espèces connues à ce jour avaient déjà été au moins décrites, bien que certaines identifications soient sujettes à caution : « *nous signalerons, ..., de petits cristaux d'oligoclase, et d'aigue-marine d'un beau vert, dans tes nodules ou lentilles de quartz et feldspath laminaire... »,* en fait de béryl, il s'agit très probablement d'apatite, la confusion est fréquente, même de nos jours. Ensuite *«... ; puis des rognons bleuâtres que l'on rencontre dans les micaschistes de Rochecardon, et qui pourraient peut-être se rapporter au fer phosphaté ; ...*». Ici, la description est évocatrice de la dumortiérite, un boro-silicate défini plus tard à Madagascar par A. Lacroix et retrouvé en divers points de l'Ouest lyonnais à la fin du siècle dernier par F. Gonnard.

2.5 Les grenats

Le minéral est représenté par un terme proche du pôle almandin : $Fe_2Al_3(SiO_4)_3$. Il était déjà mentionné dès 1860, dans de vieux ouvrages, à Rochecardon et sur la commune de Saint-Didier et il a pu être retrouver dans les déblais des tunnels de la Duchère et de Rochercardon. Dans la masse micaschisteuse, certains «lits» sont particulièrement enrichis en grenat mais on le rencontre aussi inclus dans les filons de pegmatite, associé aux feldspaths et à la biotite. Nous noterons que ce minéral est facile à extraire pour en apprécier les formes lorsqu'il est inclus dans les micaschistes. Le diamètre des cristaux est de l'ordre de 2 ou 3 mm, les plus gros d'entre eux atteignant ou même dépassant le centimètre. Leur aspect est généralement globulaire, les individus ne présentant pas de facettes identifiables.

Bien que son domaine de stabilité soit étendu dans le champ thermobarométrique, l'almandin est assez caractéristique des séries gréso-pélitiques métamorphiques de moyenne pression et moyenne température. Sa présence sera donc considérée comme normale.

2.6 Conclusion

Les très importants travaux du BNPL ont permis la mise au jour d'une minéralogie oubliée ou insoupçonnée. Il est particulièrement plaisant de penser qu'à Lyon. L'urbanisation a depuis longtemps oblitéré les affleurements. La redécouverte de ces renseignements et les témoignages pétrographiques et structuraux ne pouvaient maintenant plus venir que du sous-sol. Les importants travaux souterrains réalisés ici ont permis de rouvrir une petite fenêtre sur cette géologie et cette minéralogie purement lyonnaise désormais pratiquement inaccessible en continu aux hommes de surface.

Ainsi, parmi les milliers d'automobilistes qui emprunteront bientôt les tunnels du boulevard périphérique Nord de Lyon, peut-être y aura-t-il des minéralogistes, des géologues ou des collectionneurs de minéraux qui se rappelleront que des pierres remarquables, toujours en place, se cachent souvent derrière les voussoirs des tunnels.

3. GRENATS DE NOUVELLE CALEDONIE – SUBDUCTION

Nouvelle Calédonie rime avec nickel et garniérite chez bon nombre de personnes. C'est pourtant bien vite limiter la géologie d'une île de plus de 400 km de long pour une superficie de 18 575 km².
Et dans ce recueil sur les grenats, la Nouvelle Calédonie peut tenir une place tout à fait acceptable avec des formations métamorphiques (jusqu'au faciès des éclogites) et de skarns qui ont permis la formation de grenats de qualité.

Figure 807 : NC : Cartede Nouvelle, Calédonie en minéraux locaux

3.1 Géologie

3.1.1. Présentation générale

Issu du site *http://www.dimenc.gouv.nc/portal/page/portal/dimenc/geologie/histoire_geologique_nouvelle-caledonie*

Si l'on fait exception des Chestefield, atolls en partie édifiés sur des volcans intra-océaniques et de Mattew et Hunter, volcans situés sur l'extrémité sud de l'arc insulaire du Vanuatu, le territoire de la Nouvelle-Calédonie émerge dans cet ensemble sur les deux rides parallèles de Norfolk et des Loyauté, séparées par une centaine de kilomètres.

L'archipel néo-calédonien s'insère dans une zone complexe composée de bassins océaniques ou à croûte continentale amincie, de lanières continentales en grande partie immergées et de chaînes ou d'arcs volcaniques qui s'organisent entre le domaine continental australien à l'Ouest et le vaste domaine océanique du Pacifique à l'Est **(Kroenke, 1984; Schellart, 2006)**. Les bassins se sont ouverts dès le Crétacé inférieur à l'aplomb d'une vaste zone de subduction à pendage ouest, aujourd'hui disparue, qui s'est propagée vers l'Est et le NE, entraînant la fragmentation de la marge Est gondwanienne.

La ride de Norfolk qui porte la Grande-Terre de Nouvelle-Calédonie et se raccorde vers le Sud à la masse continentale de Nouvelle-Zélande, est une lanière continentale, immergée pour l'essentiel.

La ride des Loyauté est majoritairement considérée dans la littérature comme un arc insulaire volcanique éocène, en cohérence avec la géologie de la Grande-Terre de Nouvelle-Calédonie.

Le bassin nord-Loyauté et le bassin sud-Fidjien sont de nature océanique, arrière arc, ouverts selon les auteurs entre l'Eocène et le Miocène **(Herzer et al., 2009; Maillet et al., 1983; Sdrolias et al. 2003, Mortimer et al. 2007).**

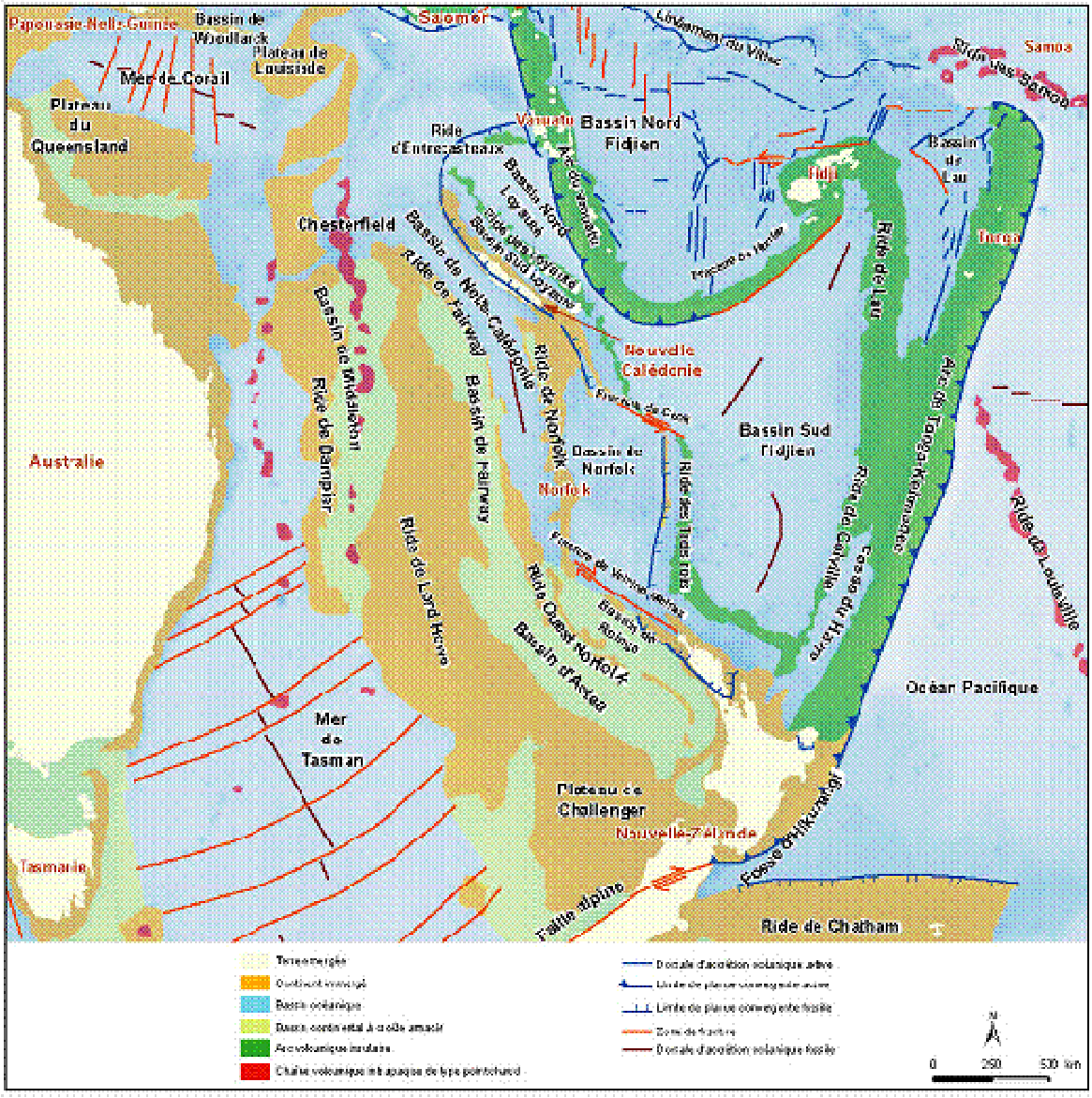


Figure 808 : NC : Carte structurale du Sud-Ouest Pacifique.

3.1.2. Grande terre – Ride de Norfolk

La Grande-Terre qui émerge sur la terminaison nord de la ride de Norfolk est composée :

- de noyaux composites assemblés pendant une période de convergence allant du Carbonifère supérieur au Crétacé inférieur (cycle ante-sénonien, 300 - 100 Ma).
- d'unités mises en place à partir du Sénonien et avant le Miocène (cycle néo-calédonien, 100 - 24 Ma) dans lesquelles il faut distinguer :
  - une couverture sédimentaire d'âge Crétacé supérieur - Paléocène déposée en contexte extensif de rift, puis à partir de l'Eocène déposée en contexte de convergence,

- des unités ophiolitiques obductées à la fin de l'Eocène supérieur dont:
  L'unité de Poya
  La nappe des péridotites des formations marines et continentales du cycle post-obduction miocène à actuel.

3.1.3. Les unités du cycle néocalédonien

Ces unités discordantes ou chevauchantes sur les noyaux précédents se sont mises en place lors d'un cycle d'âge crétacé supérieur à oligocène (100 - 24 Ma). Du Crétacé au Paléocène, à l'arrière d'une subduction à plongement ouest se propageant vers l'intérieur du Pacifique et contemporaine d'un arc volcanique inconnu situé vers le NE, s'ouvrent plusieurs bassins marginaux sur la bordure est-gondwanienne, dont (depuis le domaine continental australien jusqu'au domaine océanique pacifique) la mer de Tasman, le bassin ouest calédonien et le bassin sud loyauté. Cette période de rifting et d'expansion généralisée, est perturbée dès le Paléocène, au niveau de la future Nouvelle-Calédonie, par l'apparition d'une zone de convergence avec une subduction à plongement est où va se résorber progressivement le bassin sud loyauté puis s'engager la ride de Norfolk.
La couverture sédimentaire d'âge Crétacé supérieur - Paléogène de la Grande-Terre reflète successivement ces deux régimes, d'abords d'expansion avec des dépôts syn à post rift, puis de convergence avec l'accumulation de flysch.

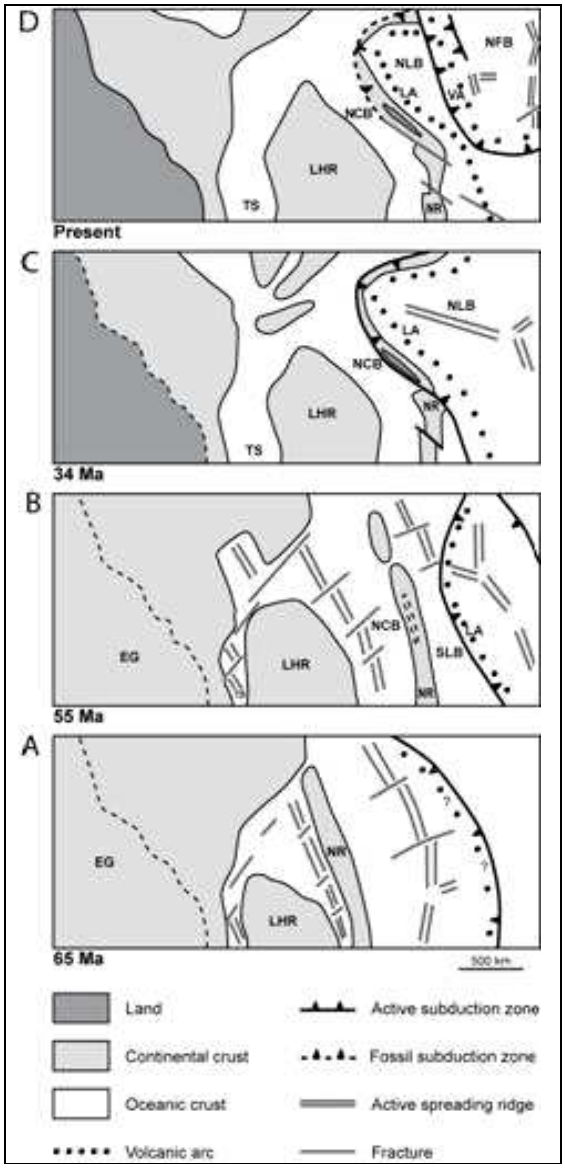


Figure 809 : **NC : Evolution géodynamique de la région Nouvelle-Calédonie depuis le Crétacé supérieur jusqu'au présent d'après Schellart et al. (2006), Crawford et al. (2003), Cluzel et al. (2006). EG : Marge est-gondwanienne ;** TS : Mer de Tasman ; LHR : Ride de Lord Howe ; NCB : Bassin de Nouvelle-Calédonie ; NR : Ride de Norfolk ; SLB : Bassin sud Loyauté ; LA : Arc des Loyauté ; NLB : Bassin nord Loyauté ; VA : Arc du Vanuatu ; NFB : Bassin nord fidjien.

L'unité métamorphique de haute pression - basse température

Du Nord calédonien, l'une des plus grandes, des plus continues et des mieux conservée au monde, s'est formée pendant le Paléogène, lors de la subduction de la plaque qui comprend la ride de Norfolk et le bassin sud Loyauté. Le protolithe métamorphique comprend :

l'unité du Diahot - Panié (Cluzel et al., 1995), équivalente latérale pro parte de la couverture sédimentaire Crétacé supérieur - Paléogène datée et non métamorphique auxquelles elle passe transitionnellement vers le SW. Elle est représentée essentiellement par des micaschistes et gneiss à lawsonite - glaucophane (faciès "schiste bleu"). Dans la région de Poindimié, une bonne partie des formations anté-sénoniennes sont également affectées par ce métamorphisme.

l'unité de Pouébo, mélange chaotique de blocs de roches basiques à matrice méta-sédimentaire ou serpentineuse (Maurizot et al., 1989), transformé en éclogites et glaucophanites et rétromorphosé dans le faciès "schiste bleu" puis "schiste vert". Cette unité est l'équivalent métamorphique de l'unité de Poya avec laquelle elle partage la composition géochimique (Cluzel et al., 2002) et âge (85 Ma, U/Pb sur zircons, Spandler et al., 2005).

3.2 Grenats du métamorphisme de subduction- Nord de la Grande Terre

3.2.1. Situation géographique

Figure 810 : NC : Crique et plage d'Amos

Il y a 55 millions d'année environ, le Bassin de Nouvelle Calédonie s'est mis à subducter dans la direction SO-NE. Les roches des régions nord-est de la future Grande Terre se sont enfoncées sous le Pacifique jusqu'à une profondeur de l'ordre de 70 km, subissant ainsi les contraintes d'un métamorphisme HP-HT. Ces conditions extrêmes ont permis aux roches originelles de se transformer pour donner des minéraux de toute beauté, dont des grenats.
En se promenant (pas besoin de crapahuter) le long de la vallée d'Amos, il est facile de trouver toute sorte de minéraux caractéristiques des conditions PT de formation de ces minéraux.

3.2.2. Processus de subduction

Les minéraux ont des domaines d'existence, c'est-à-dire qu'ils n'existent que dans des domaines de pression et de température précis. Ainsi l'espace défini par les pressions et températures a été fragmenté en différentes zones en fonction de l'existence ou non de certains minéraux : pyroxènes, amphibole ou grenats. Sur cet espace ont également été ajoutés des types de roches correspondant aux minéraux présents. On a défini ainsi le diagramme des faciès métamorphiques.
Aujourd'hui, unanimement reconnu et utilisé, ce diagramme permet facilement, à partir de la détermination des minéraux présents, macroscopiquement ou en lames minces, d'évaluer les conditions de pression et de température auxquelles la roche s'est formée.

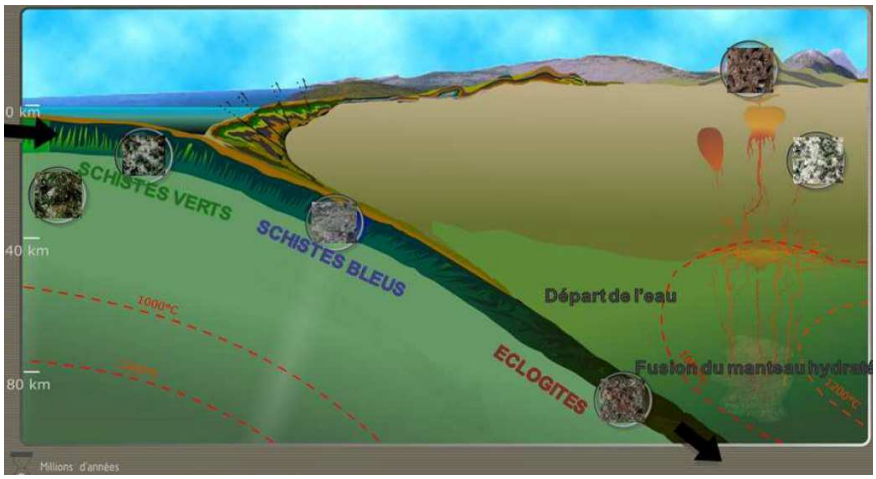
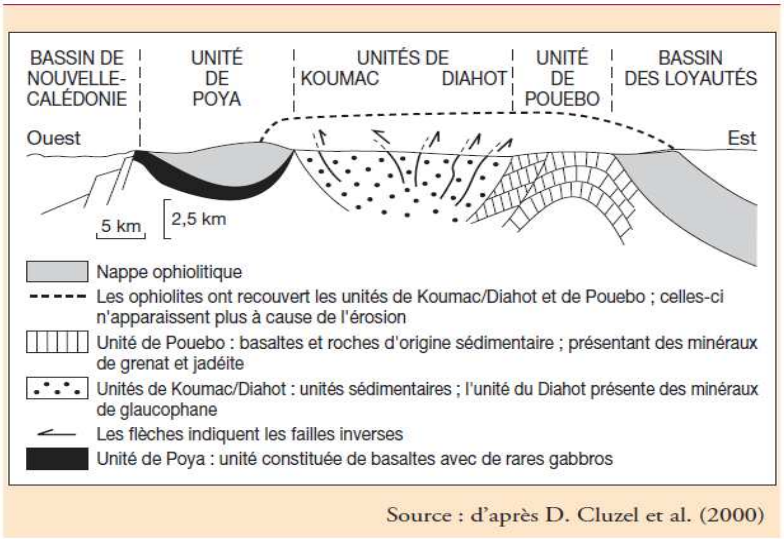
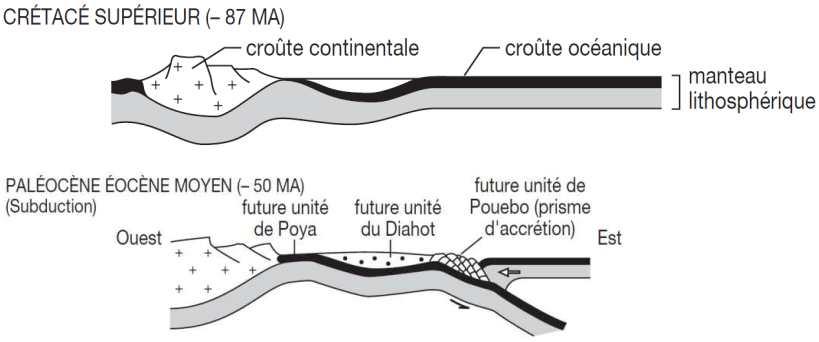


Figure 811 : NC : Evolution des roches au cours de la subduction – Faciès métamorphiques traversés

Au cours du processus de subduction, la roche va s'enfoncer et par conséquent voir sa température, mais surtout sa pression augmenter, c'est le métamorphisme prograde. La roche va ainsi passer successivement du faciès des schistes verts, aux schistes bleus, aux amphibolites puis aux eclogites pour les conditions les plus sévères.





Unité du Diahot : couverture sédimentaire

Unité de Pouebo : blocs de roches basiques dans matrice méta-sédimentaire ou serpentine

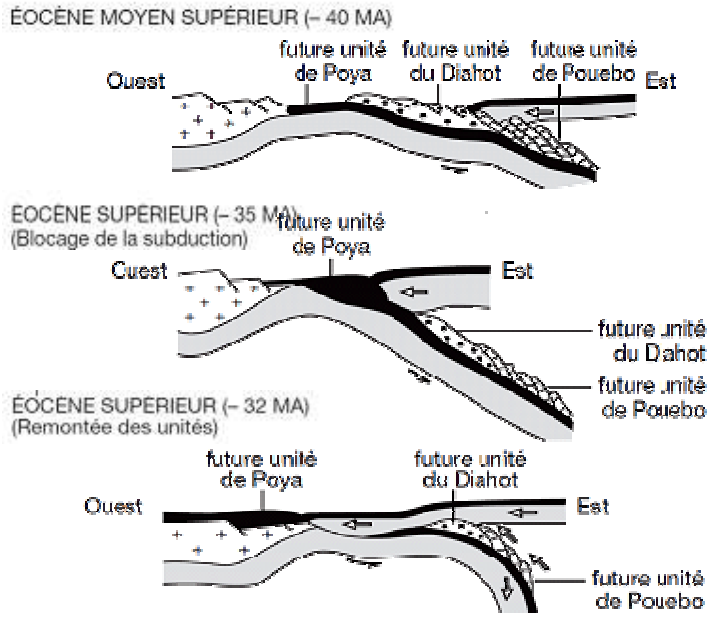


Figure 812 : NC : Processus de subduction des futures unités de DIAHOT et de PUEBO

Comme le montre le diagramme des faciès métamorphiques, au cours de ce parcours d'enfouissement, les mêmes éléments chimiques vont se recombiner pour donner différents minéraux selon les conditions PT.

Puis, la roche va être exhumée. Elle va remonter en surface par d'autres mouvements tectoniques. La pression et la température vont décroître, il y aura relaxation des contraintes. C'est le métamorphisme rétrograde.

Ainsi, le parcour PTt des roches subductées a toujours la même forme en γ, simplement les pentes diffèrent d'un site à l'autre, en fonction des vitesses de subduction (typiquement 5 cm/an) ou d'exhumation, et surtout des valeurs des maximas (P et T) atteints.

Il est difficile de récolter des échantillons de roches formées au cours du métamorphisme prograde, puisque par définition, les roches ont continué à subir un métamorphisme de plus haut degré et donc à évoluer encore. Les échantillons sont donc essentiellement soit des roches et minéraux qui ont eu le temps de cristalliser sous les conditions maximales de P et T si le temps de séjour a été suffisant, soit des roches et minéraux qui ont cristallisé sous des conditions moins extrêmes, au cours de la relaxation.

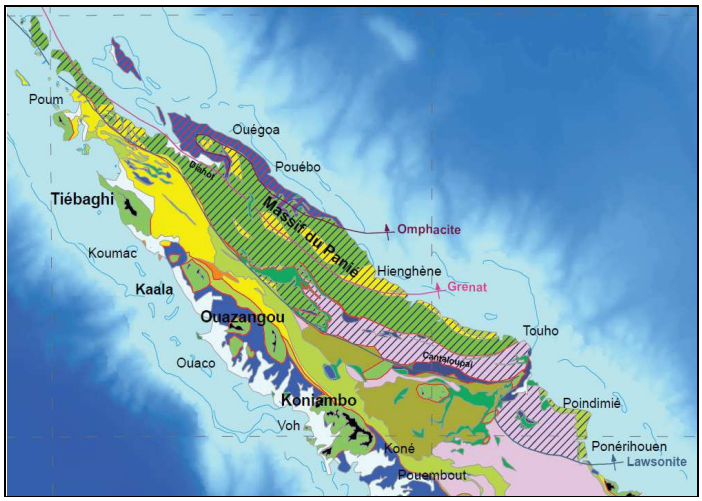


Figure 813 : NC : Carte géologique du nord de la Grande Terre présentant les isogrades positifs (apparition) des principaux minéraux issus du métamorphisme de subduction

3.2.3. Subduction du NE de la grande terre

Roches mères

La subduction du NE de la Nouvelle Calédonie, est en fait la subduction simultanée de deux types de roches : une nappe ophiolitique, donc constituée principalement de gabbros, et recouverte de sédiments au sud qui aujourd'hui a donné l'unité de DIAHOT, et recouverte de blocs de roches basiques dans matrice méta-sédimentaire ou serpentine au nord, qui a donné aujourd'hui l'unité de POUEBO.

Figure 814 : NC : Echantillon de péridotite des gabbros océaniques

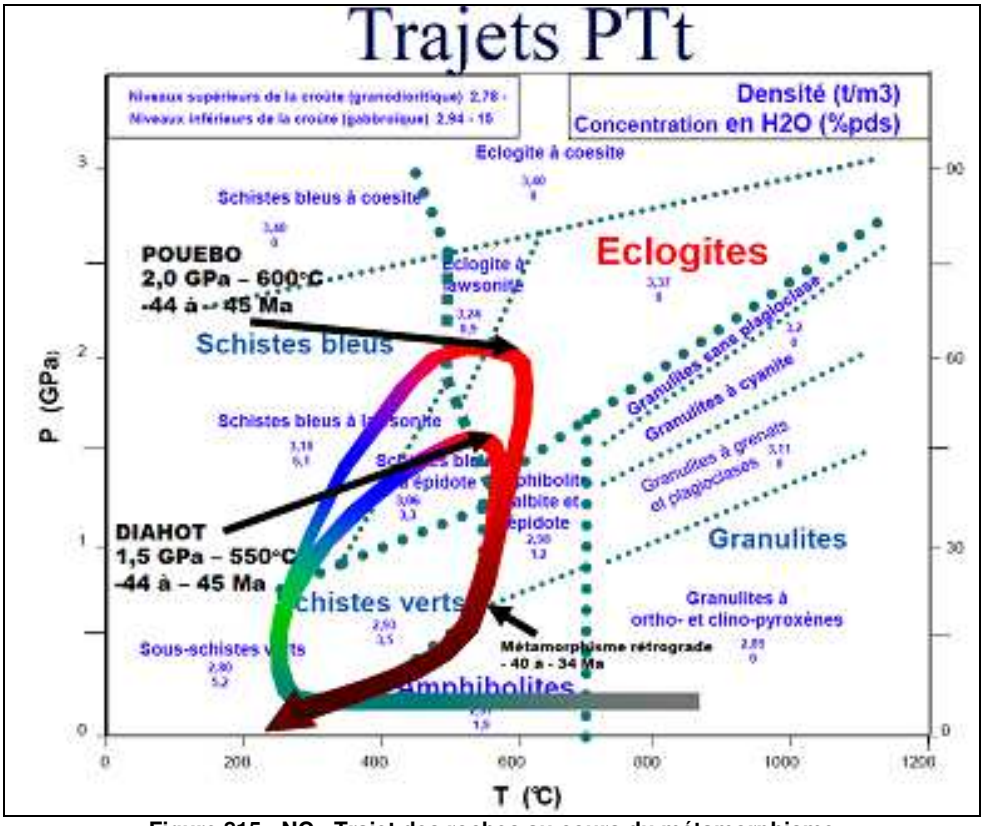


Figure 815 : NC : Trajet des roches au cours du métamorphisme du nord de la Grande Terre dans le diagramme PTt

Trajet PTt

La carte géologique du nord de la grande terre présente les isogrades positifs des minéraux : lawsonite, grenat, omphacite. Ces isogrades représentent les limites géographiques des zones dans lesquelles il est possible de trouver ces minéraux. Ils correspondent donc métamorphiquement parlant aux limites de domaine PT de formation des minéraux en question. On constate donc que le maximum de métamorphisme a été subi par les roches de la région de POUEBO (présence d'omphacite)

Les roches subductées présentent une évolution SO-NE d'accroissement du degré de métamorphisme. Le parcours des roches dans le diagramme PTt tel que présenté ici, dévoile que les roches ont successivement subi les conditions de Pression-Température des faciès des éclogites.

Les roches de la future unité de PUEBO ont été enfouies plus 538,

L'âge du pic métamorphique est de 44 - 45 Ma soit éocène inférieur à moyen (U/Pb sur zircon néoformé, Spandler et al., 2005).

Le stade rétrograde correspond à l'exhumation de l'unité de Pouébo au sein de l'unité du Diahot dénudée, en contexte distensif (Cluzel, 1995). Cette phase "schiste bleu" puis "schiste vert" est contrôlée par une tectonique distensive et par les fluides. Elle est datée entre 40 et 34 Ma soit éocène moyen à supérieur par de nombreux âges radiométriques (K/Ar, Ar/Ar, Ghent et al., 1994; Rawling, 1998) sur phengite tardive (450 ±50 °C) et par traces de fission sur apatite (80°C, Baldwyn et al, 2007).

3.3 Métamorphisme prograde

3.3.1. Phase 1 : Serpentinisation des roches métabasiques d'origine océanique

Les roches d'origine océanique sont principalement constituées de lherzolites et/ou d'harzburgites dont le minéral prépondérant est l'olivine $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$, et de gabbros.

En présence d'eau de mer, cette olivine réagit en deçà de 700°C, selon plusieurs mécanismes appelés, dans leur globalité « serpentinisation ». Le mécanisme le plus commun se décompose ainsi

Réaction 1a:

$$\text{Fayalite } Fe_2[SiO_4] + \text{eau } H_2O \longrightarrow \text{Magnétite } Fe_3O_4 + \text{silice aqueuse } SiO_2aq + \text{hydrogène } H_2$$

Réaction 1b:

$$\text{Forstérite } Mg_2[SiO_4] + \text{silice aqueuse } SiO_2\ aq \longrightarrow \text{serpentine } (Mg, Fe)_3[Si_2O_5](OH)_4$$

Cette première phase est donc une hydratation. Elle s'accompagne d'une augmentation importante de volume (+40%).

Figure 816 : NC : Magnétite et serpentine, Vallée d'Amos, n°999

Pour parvenir jusqu'à nous, ces serpentines ont été épargnées lors du processus d'enfouissement et d'éclogitisation. Elles se rencontrent donc dans les roches les moins métamorphisées, les schistes verts, et préférentiellement dans les anfractuosités des schistes, accompagnées de petits octaèdres de magnétites, parfaitement formés.

3.3.2. Phase 2 : Faciès des schistes verts

Aux prémices de la subduction, la plaque océanique plongeante charrie les sédiments surjacents qui viennent au contact de ceux de la plaque chevauchante, formant ainsi un **prisme d'accrétion**. Les roches en surface sont alors soumises à une augmentation de pression.
Les roches en début de subduction/enfouissement sont soumises également à un accroissement de pression.

Ces pressions restent néanmoins faibles, de l'ordre de quelques dixièmes de GPa, il ne faut pas oublier qu'il s'agit d'un phénomène de subduction et non d'une collision pour laquelle les forces de compression mises en jeu seraient bien plus élevées.

Compte tenu que les températures restent relativement basses (aux alentours de 200°C), les cinétiques réactionnelles sont lentes. Il n'y a donc pas de réactions entre les minéraux, mais seulement apparition d'une schistosité due à l'augmentation de pression.

Les principaux minéraux présents sont :

- Serpentine $(Mg, Fe)_3[Si_2O_5](OH)_4$
- Chlorite $(Mg,Fe)_3Mg_3[Si_4O_{10}(OH)_2](OH)_6$
- Phengite $K(Al,Mg)_2(OH)_2(SiAl)_4O_{10}$
- Albite $NaAlSi_3O_8$

3.3.3. Phase 3 : Faciès des schistes bleus

La phase d'enfouissement de la subduction intervient : cela se traduit par une augmentation sensible de la pression (au-dessus de 1 GPa) et de la température (environ 400°C). Il se produit alors l'apparition de lawsonite :

$$\underset{(Mg,Fe)_3Mg_3[Si_4O_{10}(OH)_2](OH)_6}{\text{Chlorite}} + \underset{Ca_2(Fe,Al)Al_2(SiO_4)(Si_2O_7)O(OH)}{\text{Epidote}} + \underset{NaAlSi_3O_8}{\text{Albite}} \longrightarrow \underset{Na_2Mg_3Al_2[Si_8O_{22}(OH)_2]}{\text{Glaucophane}} + \underset{Fe_3Al_2[SiO_4]_3}{\text{Grenat}} + \underset{aAl_2Si_3O_7(OH)_2.H_2O}{\text{Lawsonite}}$$

Puis, les conditions deviennent telles que les minéraux présents commencent à se déshydrater :

La principale réaction de formation de schiste bleu qui intervient est :

$$\underset{NaAlSi_3O_8}{\text{Albite}} + \underset{(Mg,Fe)_3Mg_3[Si_4O_{10}(OH)_2](OH)_6}{\text{Chlorite}} \longrightarrow \underset{Na_2Mg_3Al_2[Si_8O_{22}(OH)_2]}{\text{Glaucophane (Amphibole)}} + \underset{H_2O}{\text{eau}}$$

3.3.4.

3.3.5. Phase 4 : paroxysme du métamorphisme de l'unité de Puebo

Les phases 1 à 3 sont communes aux deux systèmes géologiques de Diahot et de Puebo. Par la suite, la subduction s'est poursuivie pour les roches de Puebo pour atteindre une profondeur de plus de 60 km, correspondant à une pression de 2 GPa et une température de 600°C (faciès des éclogites).
Dans l'unité de Puebo, les réactions entre minéraux vont au-delà.

Réaction du passage des conditions du faciès schistes bleus au faciès des éclogites

$$\underset{NaAlSi_3O_8}{\text{Albite}} + \underset{Na_2Mg_3Al_2[Si_8O_{22}(OH)_2]}{\text{Glaucophane}} \longrightarrow \underset{Fe_3Al_2[SiO_4]_3}{\text{Grenat}} + \underset{NaAl(Si_2O_6)}{\text{Jadéite}} + \underset{H_2O}{\text{eau}}$$

3.4 Métamorphisme rétrograde

Au cours de l'éocène, sous l'influence de nouvelles forces tectoniques, le mouvement des plaques s'est inversé et la plaque subductante a commencé à remonter puis à s'exhumer.
Au cours de cette remontée, les minéraux ont pu cristalliser alors que les contraintes mécaniques régressaient. Ils ont donc par la suite conservé leurs formes. Les cristaux formés au cours du métamorphisme rétrograde sont nettement plus beaux esthétiquement, et comme précisé précédemment, ce sont ces minéraux que l'on peut récolter sur site.

3.4.1. Faciès des éclogites

Le métamorphisme rétrograde des unités de DIAHOT et PUEBO est intervenu dans le domaine des amphibolites, albite et épidote dont les glaucophanes et les clinozoïsites bien cristallisés en sont le parfait reflet.
Il est néanmoins possible de trouver quelques éclogites. Mais la plupart des omphacites se sont recomposées chimiquement au cours de l'exhumation et ne sont pas intéressantes.

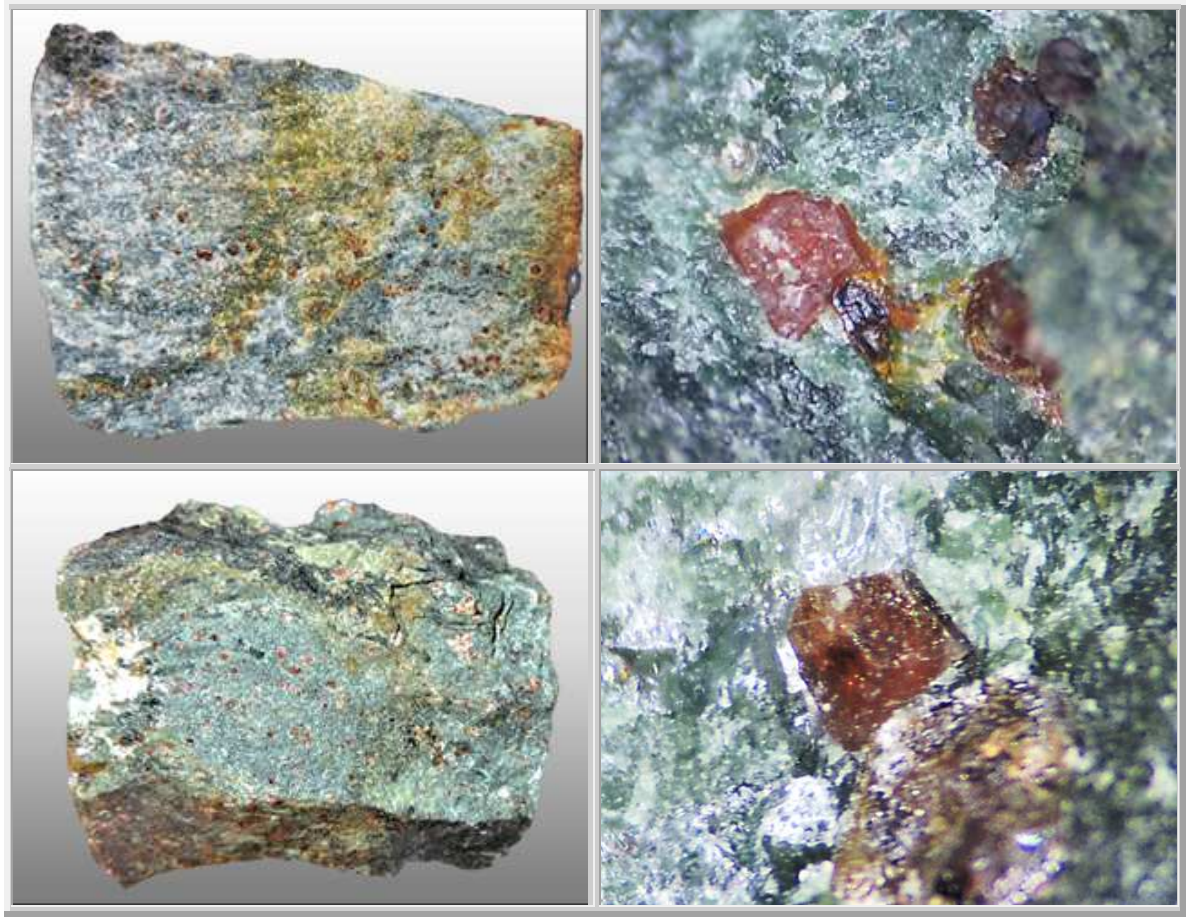


Figure 817 : NC : Eclogite (jade + grenats) - Métamorphisme rétrograde d'éclogite
Présence de grenats gemme de forme rhombododécaédriques jusqu'à 1 mm
80 mm, col d'Amoss, n°997 et 998

Figure 818 : NC : Eclogite (jade + grenats) - Métamorphisme rétrograde d'éclogite
Préssence d'un gros cristal (3 mm), probablement pyrite, n° 998

3.4.2. Faciès des amphibolites

Col d'Amoss

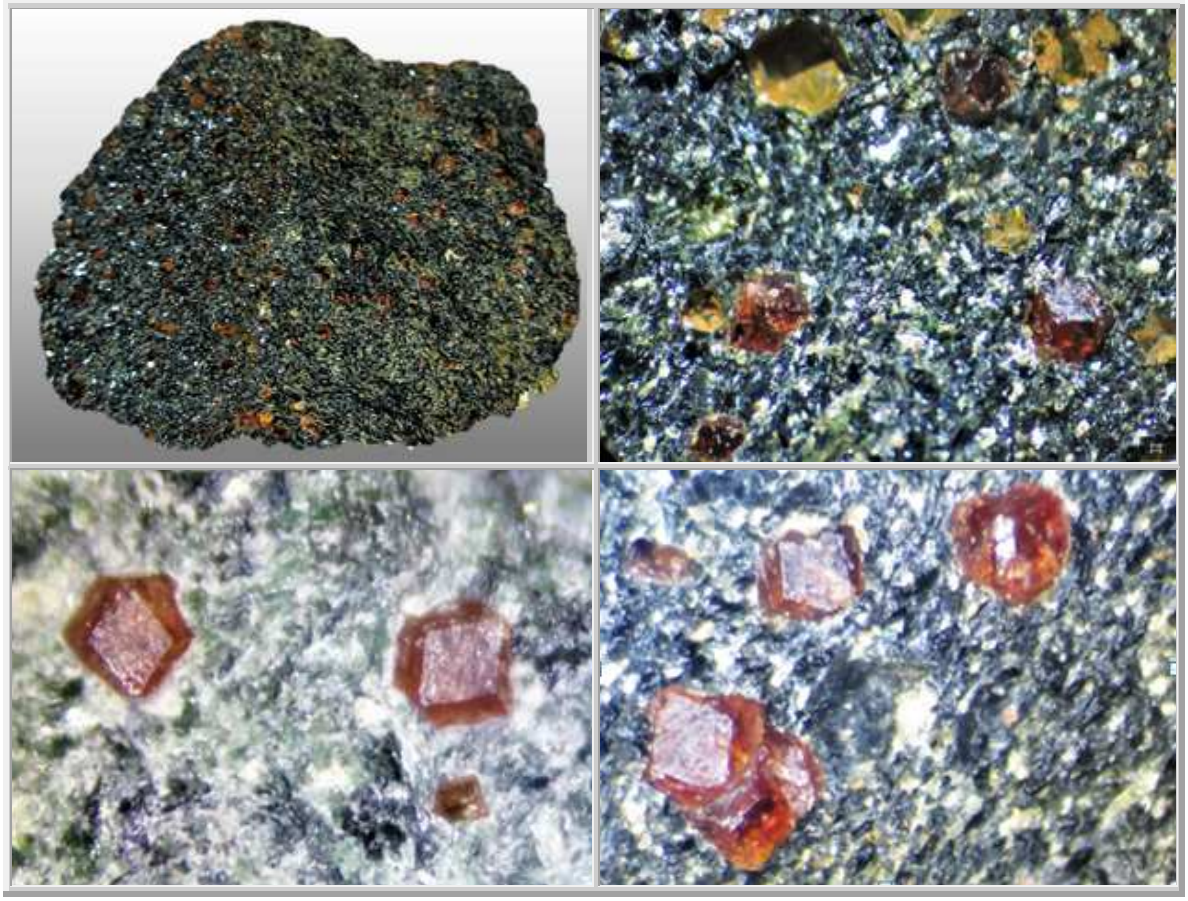


Figure 819 : NC : Almandin et glaucophane - Métamorphisme rétrograde de glaucophanite
40 x40 mm, col d'Amoss, n°1000

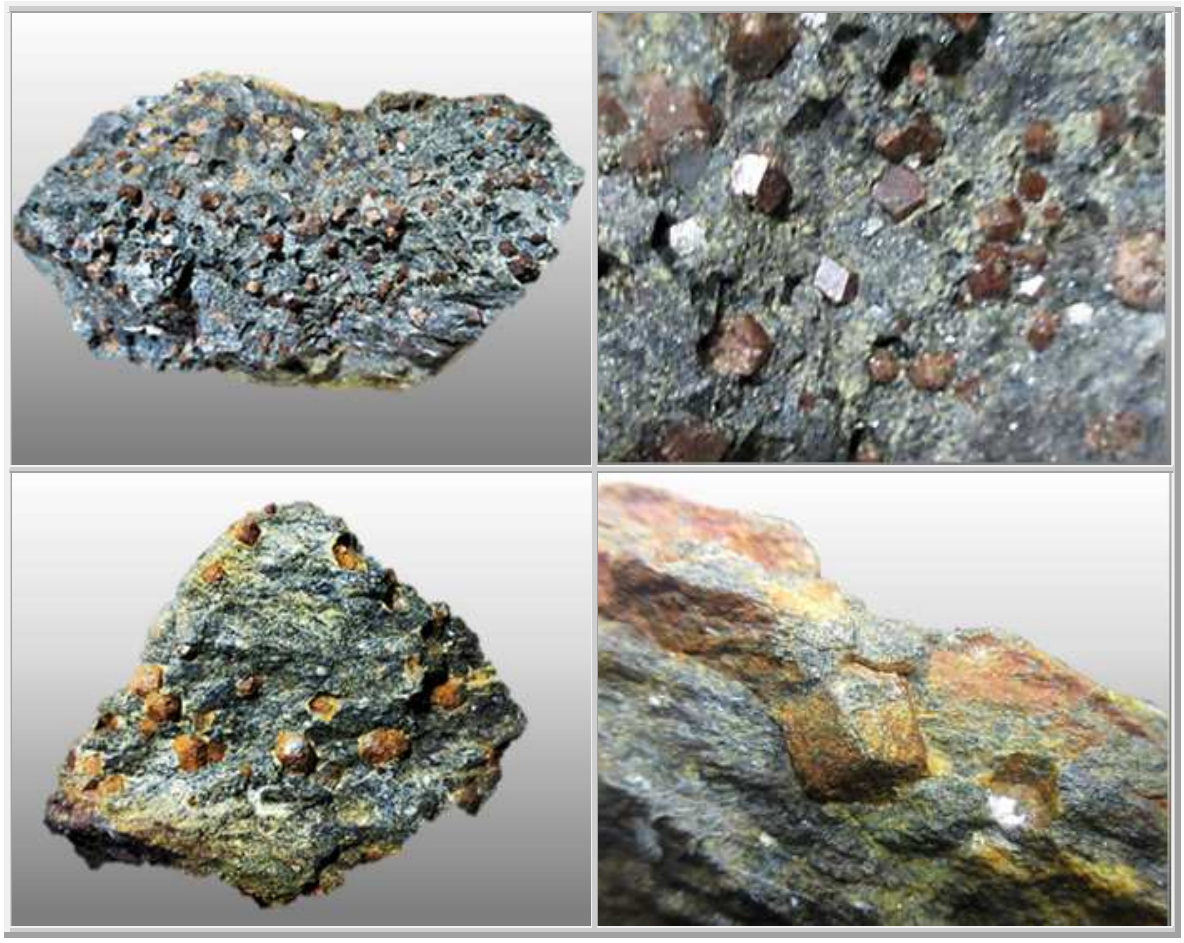


Figure 820 : NC : Grenats almandins dans glaucophanite
Métamorphisme rétrograde facies des amphibolites, col d'Amoss
En haut : cristaux de 3 mm, 12 x 7 cm, n°1012
En bas : cristaux de 12 mm, 12 x 10 cm, n°1016

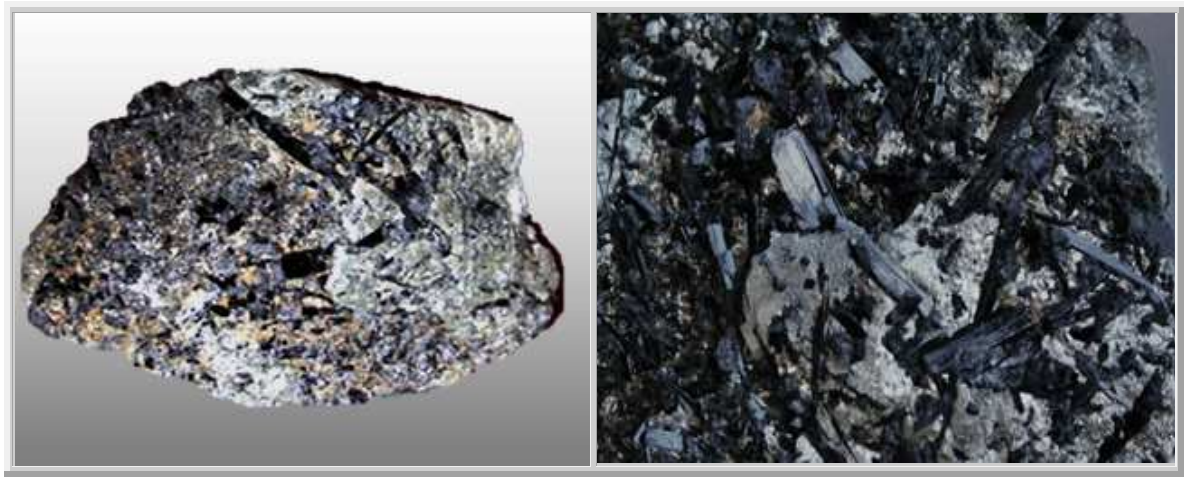


Figure 821 : NC : Glaucophane dans phengite, 80 x 60 mm, n°1013

Presqu'ile de Pam

Figure 822 : NC : Grenats almandins spessartine
rétromorphosés en surface dans éclogite - 10 x 8 cm
Métamorphisme rétrograde facies des amphibolites – presqu'ile de Pam, n°1017

3.4.3. Faciès limite amphibolites – schistes verts

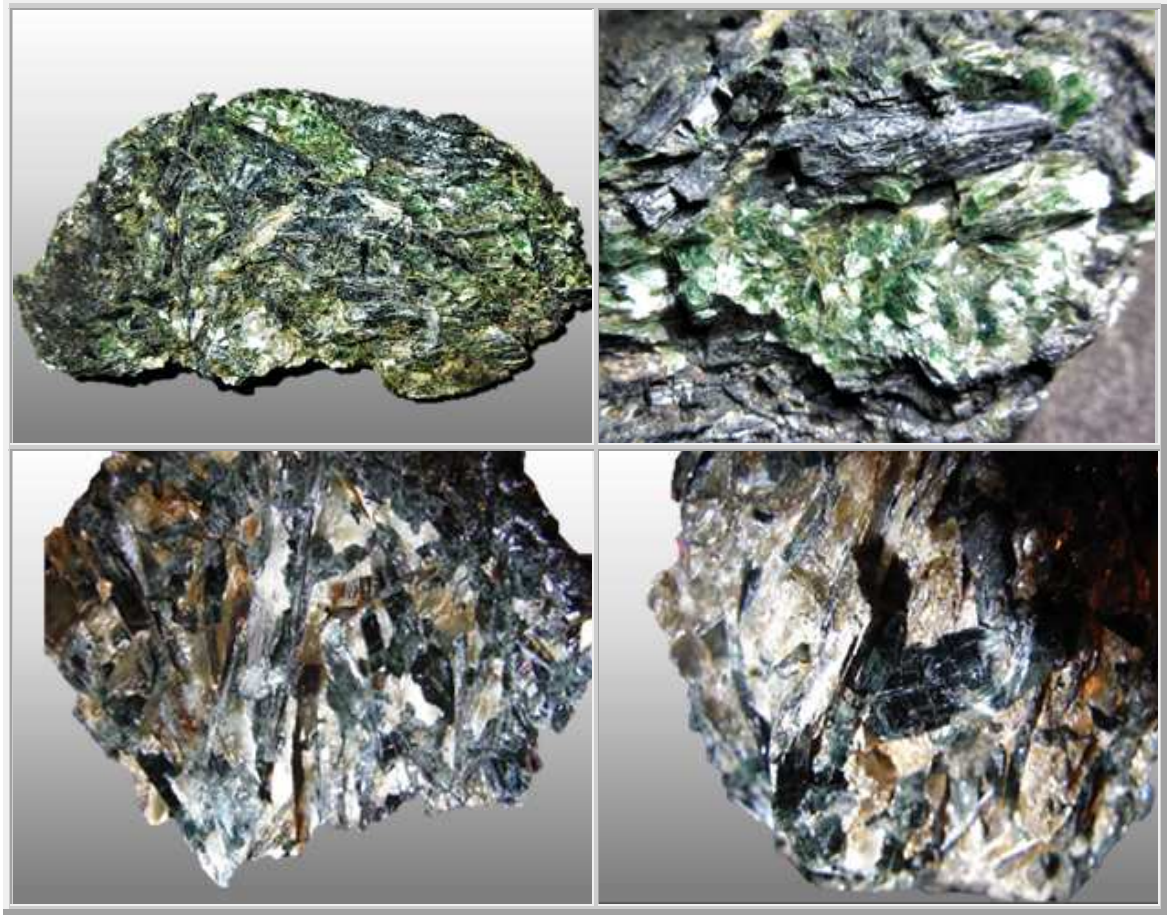


Figure 823 : NC : Fuschite et glaucophane, mica vert et amphibole bleu sombre en aiguilles,
Col d'Amoss, 200 x 100 mm, n°1019
clinozoïsite, albite (ou lawsonite) et chlorite ? , col d'Amoss, 90 mm, n°1014

3.4.4. Faciès des schistes verts

Figure 824 : NC : Micaschiste à grenats, 80 x 60 mm (recto + verso), n°1005

3.4.5. Faciès des schistes bleus

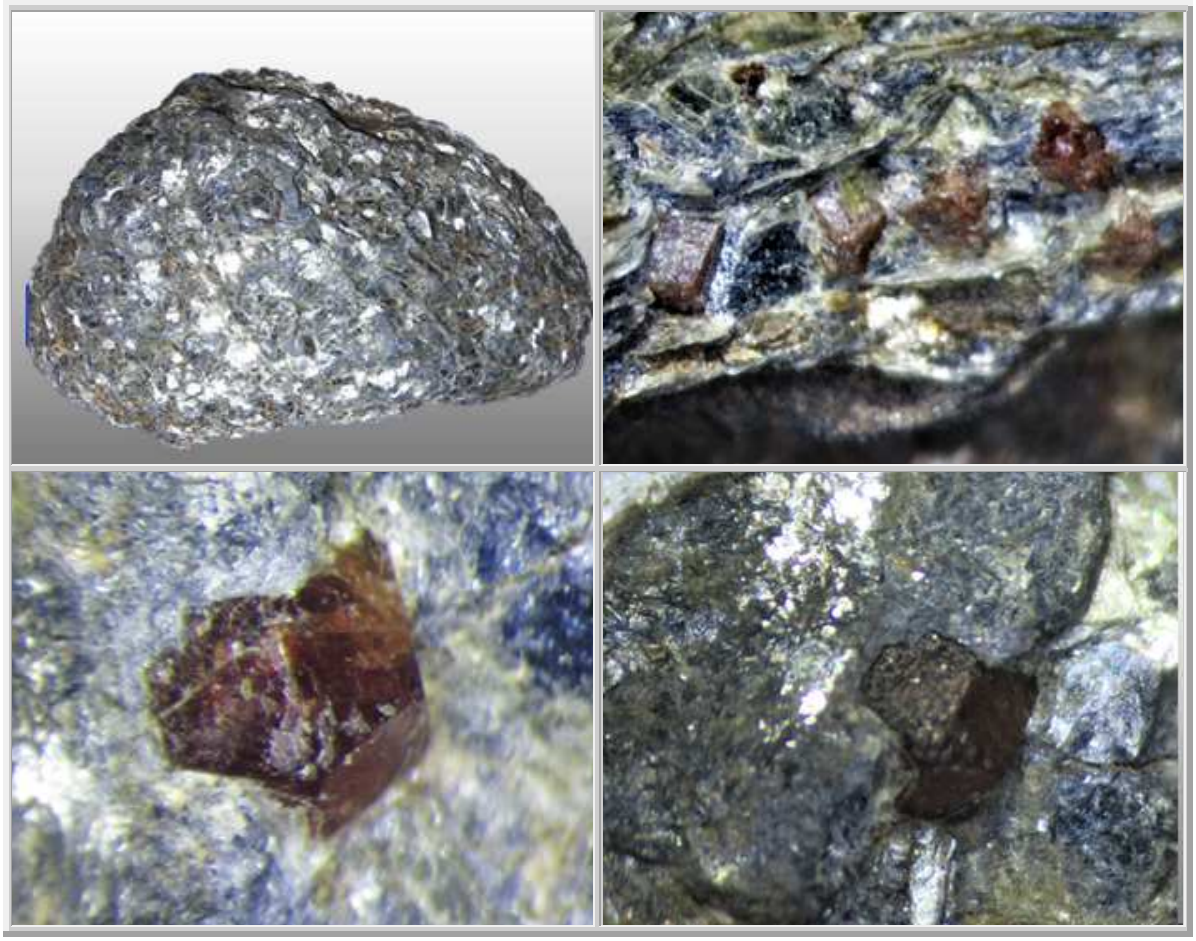


Figure 825 : NC : Phengite, mica blanc, 100 x 80 mm, n°1004
Présence de grenats terreux bruns et de grenats gemmes de couleur rouge-brun
Rhombododécaèdres, jusqu'à 1 mm, sur le même échantillon

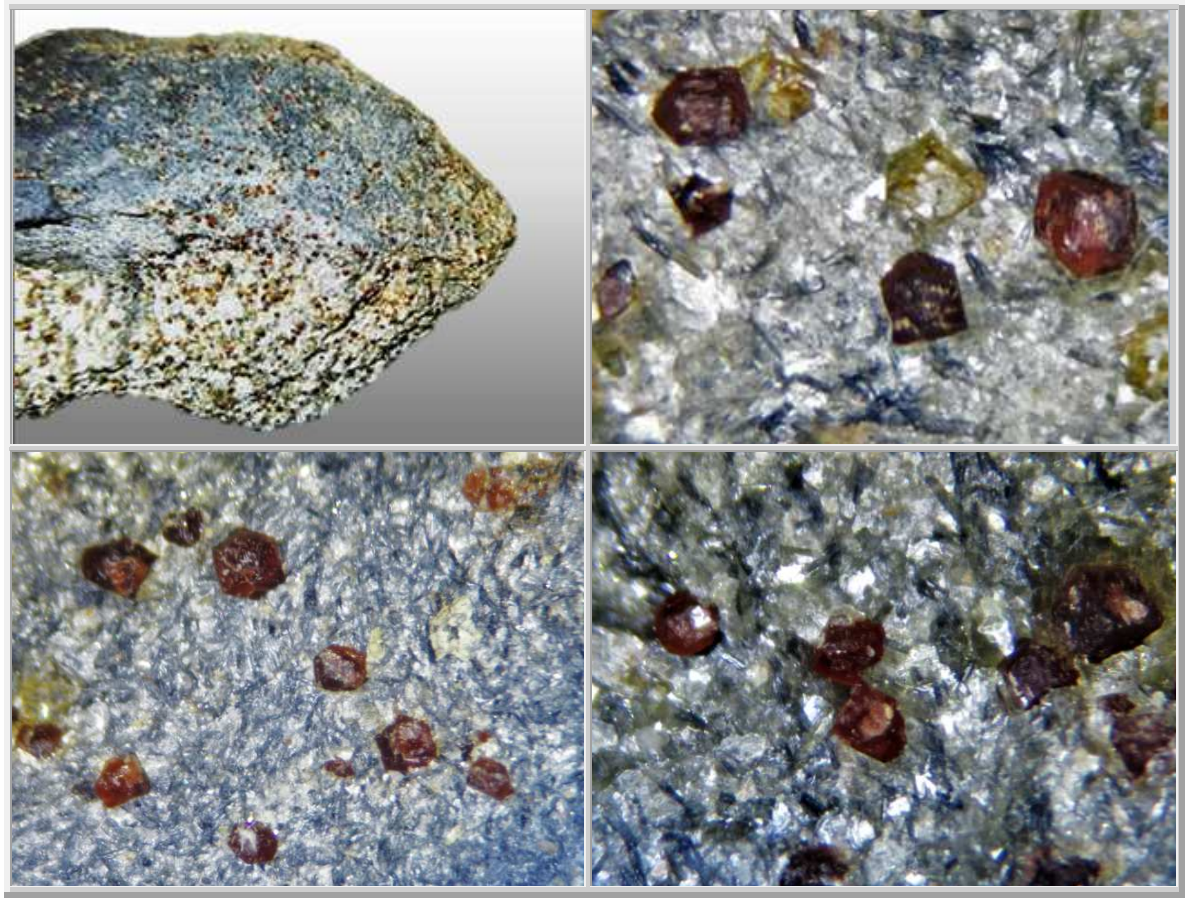


Figure 826 : NC : Grenats, n°1006
A gauche : Grenats dans glaucophanite et dans phengite 8 x 7 cm
Métamorphisme rétrograde - Limite faciès des schistes verts – faciès des schistes bleus - Localité : col d'Amoss
A droite : Eclogite (jade + grenats) - Métamorphisme rétrograde d'éclogite - Localité : col d'Amoss

3.5 UVAROVITE DE SKARN

3.5.1. Contexte géologique

D'après les études des années 70 effectuées dans la province sud, mais qu'il reste à confirmer au niveau de la mine d'Anna-Madeleine, le socle est constitué d'harzburgite surmonté d'un ensemble dunito-gabbroïque.

3.5.2. Présentation générale

L'uvarovite, grenat chromifère Ca_3Cr_2 $[SiO_4]_3$ a été signalé à l'Ile Ouen par Garnier (découvreur de la garniérite) et sur le gisement de Tiébaghi par Lacroix.

Mais nous allons plutôt nous intéresser à la province du sud, où les gisements de chromite, certes de puissances moindres, sont en revanche éparpillés dans les péridotites.

Les péridotites du sud de la grande terre sont des reliquats du plancher océanique mafique à ultramafique constitués d'olivine et d'harzburgite. Sa composition minéralogique est donc principalement constituée d'olivine $(Mg,Fe)_2SiO_4$ et d'orthopyroxènes : enstatite $MgSiO_3$ –> hyperstène –> ferrosilite $FeSiO_3$.
La faible présence de lherzolite constatée indique que la roche mère est déficiente en calcium dont l'apport est provoqué par l'existence de clinopyroxènes : diopside $CaMgSi_2O_6$ –> augites –> hédenbergite $CaFeSi_2O_6$.

%	SiO_2	Al_2O_3	FeO/Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2
Granite	73,8	13,6	2,3	0,3	0,3	0,7	3,5	5,1	0,2
Basalte	49,20	15,74	10,92	0,20	6,73	9,47	2,91	1,10	1,84
Gabbro	49,00	15,78	10,92	0,18	6,97	9,51	2,87	1,03	1,82
Péridotite	42,26	4,23	11,49	0,41	31,24	5,05	0,49	0,34	0,63

3.5.3. Mine Anna-Madeleine

La mine d'Anna-Madeleine est une petite mine située face aux chutes de la Madeleine. Elle a été exploitée à ciel ouvert, de 1907 à 1944, années au cours desquelles elle a fourni un peu plus de 20 000 t de minerai de chromite.

Figure 827 : NC : Mine Anna-Madeleine, vue de la route
Figure 828 : NC : Exploitation à ciel-ouvert, Mine Anna-Madeleine

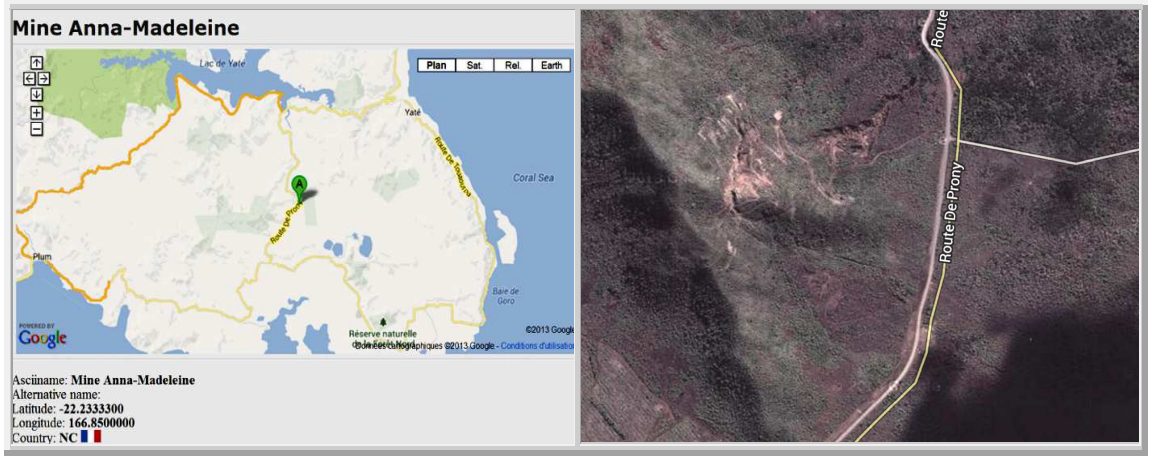


Figure 829 : NC : Localisation et vue du ciel de la mine Anna Madeleine
Le départ vers la mine se trouve juste en face à la piste d'accès aux chutes de la madeleine

3.5.4. Pétrographie

N'ayant pour ma part trouver que quatre échantillons, il m'est difficile d'établir un profil pétrographique des occurrences des uvarovites dans la mine Anna-Madeleine.
Toutefois, il apparaît que les uvarovites sont toujours au contact immédiat de la chromite. De plus, d'après Cédrick Gineste, elles sont soit associées aux serpentines à proximité de veinules de gabbro, soit dans la chromite massive en remplissage de microfractures.

Les cristaux sont sub à « sub-sub » millimétriques.
Certains cristaux comme présentés en photos, sont très bien cristallisés.
Les cristaux d'uvarovite sont d'un vert soutenu indiquant que la solution solide andradite-uvarovite doit dépasser les 30 % en uvarovite.
Comme minéraux associés ont été indiqués chromite, diopside, zoïsite, olivine, dolomite, trémolite, quartz, plagioclase, épidote, calcite.

3.5.5. Pétrologie

La littérature présente les uvarovites comme résultant :

- Alteration hydrothermale des serpentines contenant de la chromite.
- Dans le calcaire métamorphique et skarns par réaction entre la dolomite et la chromite.

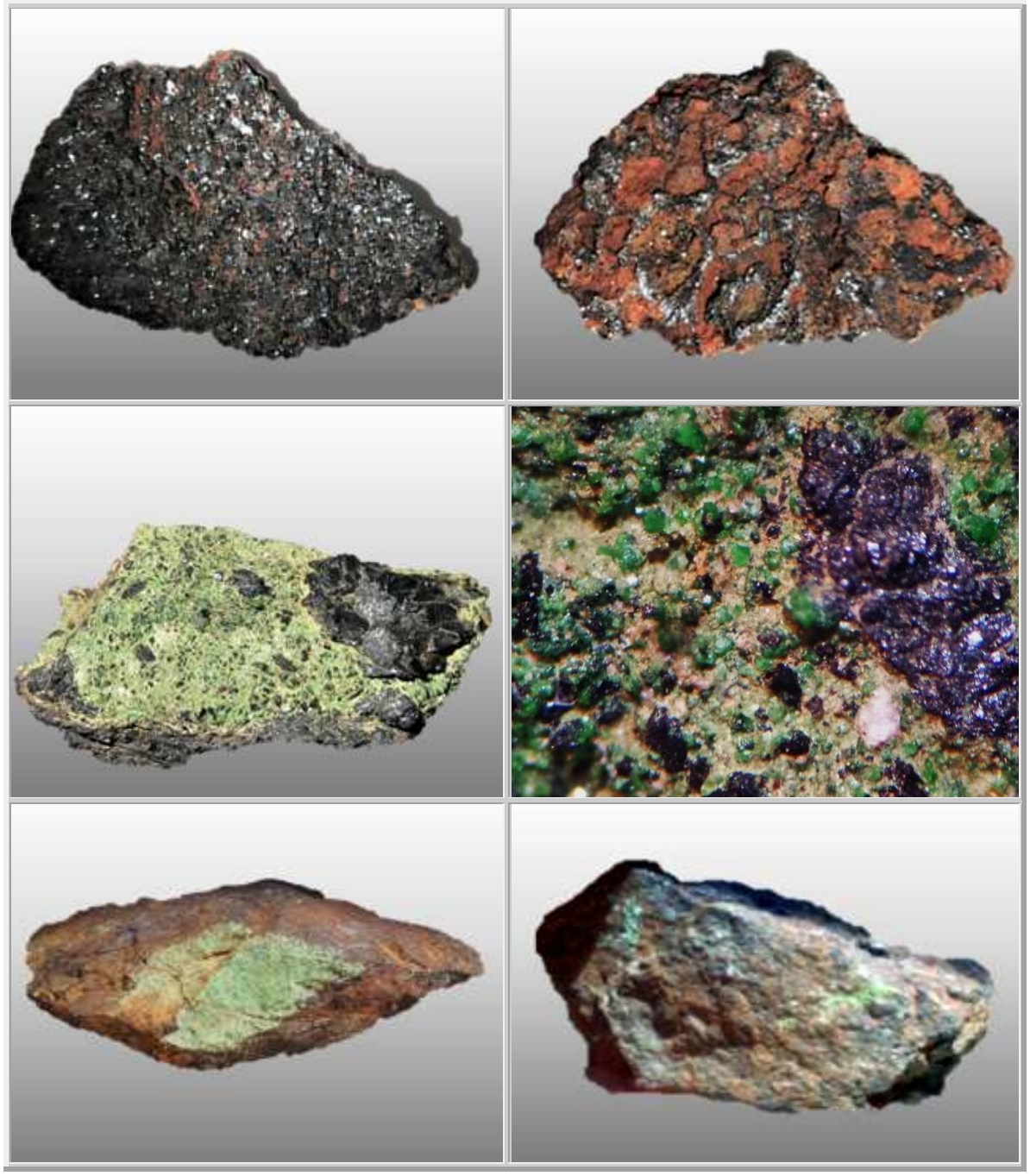


Figure 830 : NC : Uvarovite de skarn

Photo 64 : Chromite, n°1077
Photo 65 : Uvarovite sur chromite, n°1082
Photo 66 : Chromite et actinote

4. GRENATS DE FUMEROLLES

4.1 Introduction

On imagine généralement la croissance de cristaux par l'apport et la mise en place d'éléments structuraux des minéraux (ions, molécules, atomes) dans un bouillon magmatique ou d'eaux chaudes hydrothermales. Mais la science du XXe siècle a permis la création de cristaux de haute pureté grâce notamment à la technologie des dépôts chimiques en phase vapeur. Ainsi, il est possible de former des cristaux non pas seulement en milieu liquide, mais également en milieu gazeux.

Figure 831 : Fumerolles : Monocristaux de saphir, criceram 1990

Figure 832 : Fumerolles : Cristaux de soufre et de salmiac de fumerolles, Thionville

Depuis Miashiro dans les années 70, on sait que les domaines d'existence des grenats couvrent toutes les valeurs de pression, dès que la température dépasse les 400°C.En particulier, il est possible de récolter des grenats à Flamanville (50), dans des cornéennes, faciès de faible pression.

Par conséquent, il n'y a pas de contradictions physiques à ce que des dépôts gazeux puissent produire des grenats.

Et en effet, bien qu'exceptionnels, des fumerolles peuvent être le vecteur d'éléments chimiques qui peuvent venir réagir et cristalliser près de la surface, lorsque la température chute.

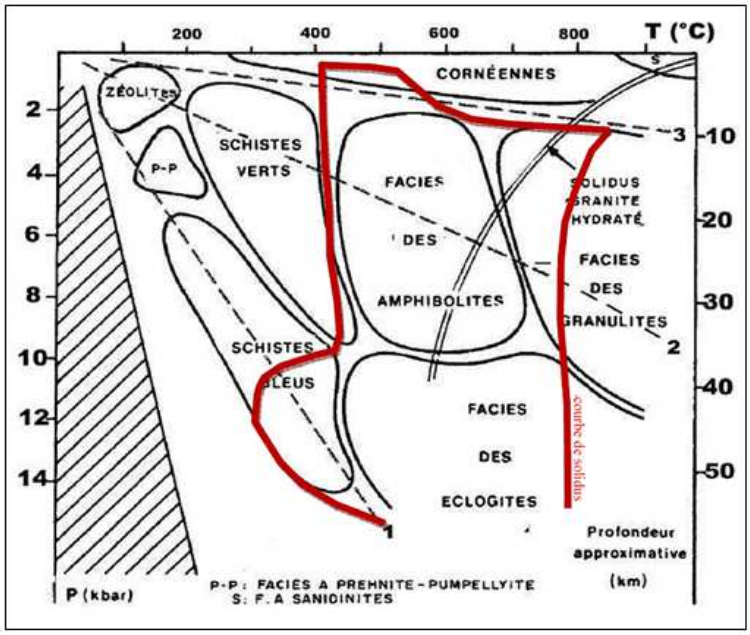


Figure 833 : Fumerolles : Domaine d'existence des grenats dans les faciès métamorphiques

4.2 Rappels

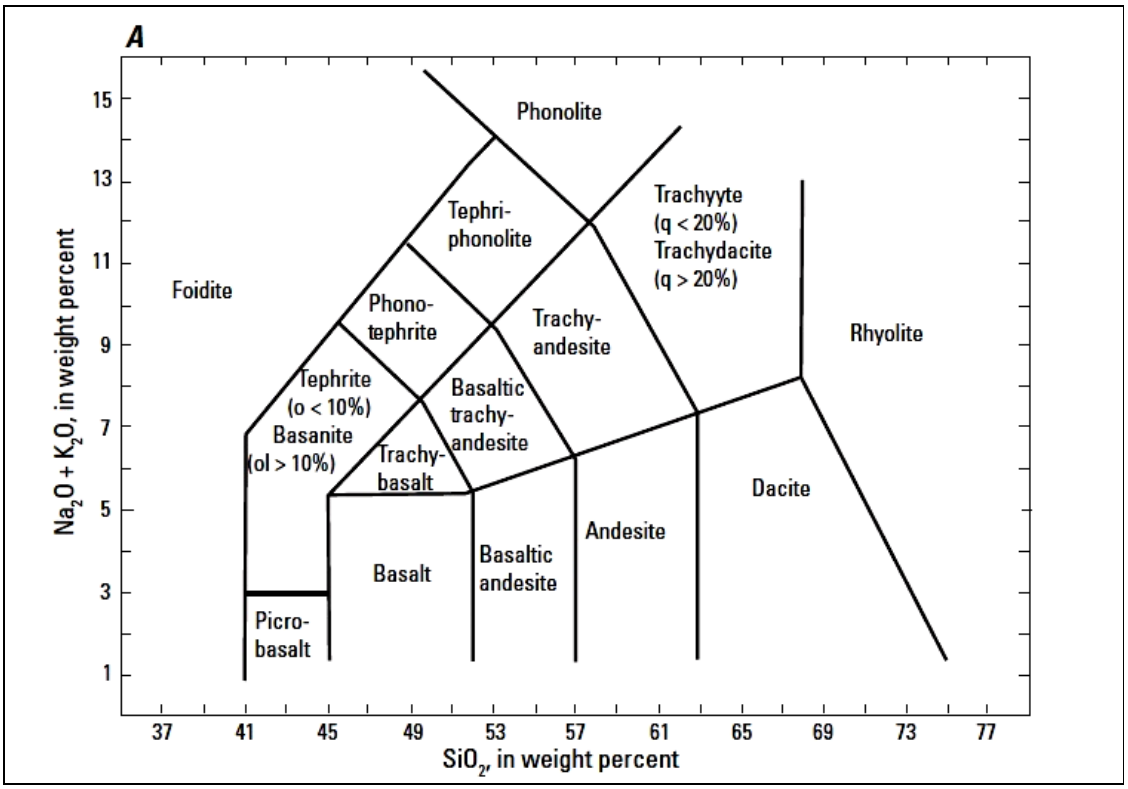


Figure 834 : Fumerolles : Tableau de classification TAS (Total alkali vs. silica) des roches ignées proposé par Le Maitre 2002

4.2.1. Trachyte [wikipedia]

Un trachyte est une roche volcanique effusive riche en feldspaths alcalins et à teneur en silice assez élevée. Les trachytes appartiennent de ce fait au groupe des roches felsiques.
Les trachytes sont des laves très visqueuses formant surtout des dômes et des protrusions.

Sur le plan de la composition chimique, comme l'indique leur position dans le diagramme de classification TAS, les trachytes présentent une teneur pondérale en silice comprise entre à 58 et 69 %, et une teneur en minéraux alcalins supérieure à 7 %.
Leur structure est principalement microlithique mais la présence de phénocristaux est habituelle.
Sur le plan minéralogique, les feldspaths alcalins sont le plus souvent représentés dans les trachytes par de la sanidine mais il peut s'agir aussi d'albite ou d'anorthite (feldspaths plagioclases). La silice peut parfois s'exprimer sous forme de quartz mais à un taux toujours inférieur à 10 %. De la biotite, des amphiboles sont occasionnellement présentes.
La roche magmatique plutonique équivalente est la syénite.

4.2.2. Phonolite [wikipedia]

Une phonolite est une roche volcanique, rare, de composition chimique intermédiaire entre felsiques et mafiques, avec une texture allant d'aphanitique (grain fin) à porphyritique (mixte et gros-grain fin).

Le nom phonolite vient du grec ancien signifiant « Pierre de consonance » en raison du son métallique qu'elle produit lorsqu'on frappe une plaque non fissurée ; de même son nom anglais est « clinkstone ».

4.3 Grenats de Menet (Cantal)

4.3.1. Site de Menet

Figure 835 : Menet, Cantal : Puy de Menoyre et lac de Menet
On peut apercevoir au centre du dôme, la carrière du Liocamp

La région de Menet est principalement parcourue par des chercheurs de pierres bleues, à la recherche des saphirs maintes fois répertoriés dans la littérature. Les micromonteurs peuvent également trouver de nombreux minéraux divers. Sur Mindat, sont présentés notamment les zircons de Vensac, Brocq-en-Menet, ainsi que les titanites du Puy d'Augoules.

Mais la zone la plus intéressante pour les grenats est le Puy de Menoyre. Il s'agit d'un dôme de trachyte de 800 m de diamètre, s'élevant à 911 m d'altitude. Le trachyte est l'hôte d'un grand nombre d'enclaves magmatiques, dont la composition varie des diorites (feldspaths plagioclases, hornblende et mica) au syénites (feldspath alcalin, biotite et hornblende), ainsi que des blocs de gneiss anatectique sous-jacents.
Mindat indique la présence de nombreux minéraux dont : Aegirine-augite ?, Albite, Oligoclase, Almandin, Andradite, Anorthite?, Anorthoclase', Apatite', Augite, Biotite' Saphir, Diopside, Enstatite, Hematite, Kaersutite, Magnetite, Opale, Sanidine, Sillimanite, Spessartine, Spinel, Titanite, Tridymite, Zircon.

Une série de carrières abandonnées sont toujours accessibles sur les flancs nord et ouest du dôme. Toutefois, il est nécessaire de faire très attention aux éboulis récents.

Figure 836 : Menet, Cantal : Puy de Menoyre et lac de Menet

Figure 837 : Menet, Cantal : Carte géologique
Figure 838 : Menet, Cantal : Vue sur la carrière du cheyrier, avril 2017 et du Liocamp, juin 2017

La carrière du Cheyrier, située sur le flanc nord, est facile d'accès, via un petit chemin carossable.
Personnellement, je n'ai pas cherché à rejoindre les carrières du flanc ouest, la carrière du cheyrier permettant une récolte facile et abondante d'échantillons. De gros blocs sont situés à l'entrée de la carrière. Ils permettent immédiatement d'échantillonner des plaques à grenats.

Figure 839 : Menet, Cantal : Grenats de fumerolles
La photographie montre que les grenats (marron sombre) ne sont présents que dans les fissures du trachyte

4.3.2. Grenats en deux dimensions

Les grenats cristallisent dans le système cristallin cubique 4/m 3 2/m. Leurs formes de base sont donc, soit le rhombododécaèdre {110} dit « grenatoèdre », soit le tétragonotrioctaèdre {211}.

Figure 840 : Menet, Cantal : Grenats de fumerolles : pièce 150 x 100 mm, n°874

Dans les infractuosités le long des fissures du trachyte, les andradites du Menet (15) cristallisent en rhombododécaèdres. Mais en l'absence de ces aspérités, l'espace disponible aux grenats pour cristalliser n'est, en fait que bidimensionnel. C'est en cela que réside la particularité des grenats de Menet, ils ne cristallisent que selon deux dimensions (celles de la fracture) et ont donc la forme de plaquettes hexagonales (la plus grande section d'un rhombododécaèdre étant un hexagone).

4.3.3. Pétrologie

Aux débuts des années 2000, Pierre Thomas de l'ENS Lyon - Laboratoire des Sciences de la Terre, a proposé que la formation des grenats fumeroliens du dôme trachytique du Menoyre s'est développée le long de fissures parcourant le dôme. De la vapeur d'eau surchauffée, chargée de CO_2 et autres gaz, auraient pu se charger en éléments chimiques tels que SiO_4^{4-}, Ca^{2+}, Mn^{2+}, Fe^{2+}.
A l'approche de la surface, la baisse de la température a provoqué la sursaturation de ces gaz, et par conséquent, le dépôt de ces éléments qui se sont assemblés pour former des grenats manganésifères (spessartine $Mn_3Al_2(SiO_3)_4$, knorringite $Mn_3Cr_2(SiO_3)_4$.

Cependant, trente ans auparavant, Jacques VARET du laboratoire de Pétrographie à l'université d'Orsay, a étudié les andradites des fumerolles sur ce site du Menoyre ainsi qu'à Fant'Ale en Ethiopie. Pour J. VARET, s'il est indéniable que les grenats ont bien une origine fumerolienne, puisqu'on ne les trouve que dans les fissures et non dans la masse du trachyte, l'observation des cavités montre néanmoins, qu'il ne s'agit pas seulement d'un dépôt surfacique. En effet, une auréole plus claire englobe les cavités dans lesquelles on trouve des andradites et de l'hématite. Il y a donc eu réaction entre les fumerolles et les éléments présents en surface du trachyte.

Pour J. VARET, la formation des grenats de Menet s'est produite en deux étapes successives :

1. Formation de Pyroxène

La découverte d'andradite dans des roches hyperalcalines n'est pas nouvelle (Zedlitz, 1933 ; Knop, 1877 et pour d'autres références données par Huckenholz, 1969). En général, qu'ils soient saturés (trachytes, roches pantelleritiques) ou sous-saturées (phonolites agpaïtiques), les roches encaissantes possèdent plus

d'éléments alcalins que d'alumine, le fer est essentiellement dans l'état de fer III, elles ne possèdent que très peu de magnésium, en raison de leur haut degré de différentiation, mais contiennent une quantité importante de calcium.
Les conséquences de cette composition chimique sont les suivantes :

1. l'alumine n'est pas capable de fixer tous les alcalins sous la forme de feldspaths, ainsi :
   - les alcalins vont former d'autres silicates, par ex. de l'acmite
   - le calcium ne forme pas de plagioclase
2. le haut degré d'oxydation du fer conduit à la formation d'une quantité significative d'acmite
3. le calcium se combine avec le fer ferreux restant et le magnésium disponible pour former des clinopyroxènes. Ces derniers sont donc hypercalciques, et de la wollastonite normative apparaît dans ces roches. Cela a déjà été observé dans les pyroxènes des phonolites et trachytes alcalins du Cantal (Varet, 1969 b). En conséquence, nous obtenons un pyroxène qui est généralement très calcique, riche en fer ferrique, et légèrement aegirinique.

2. Transformation de pyroxène en andradite

Dans les fractures du dôme trachytique (sous la pression atmosphérique), des fumerolles de haute température ont pu circuler après la solidification du dôme. L'association d'andradite avec l'hématite à Menoyre indique que la température de cristallisation a été supérieure à 700°C (Varet, 1967). A l'opposé, la température a dû rester, bien sûr, inférieure au point de fusion du trachyte. Les fumerolles devaient avoir une activité élevée, comme en témoignent les transformations minéralogiques et la présence d'hématite associée au grenat à Menoyre.
Ainsi, la transformation proposée par Huckenholz (l969a) peut être adaptée pour le trachyte de Menoyre selon la réaction généralisée :

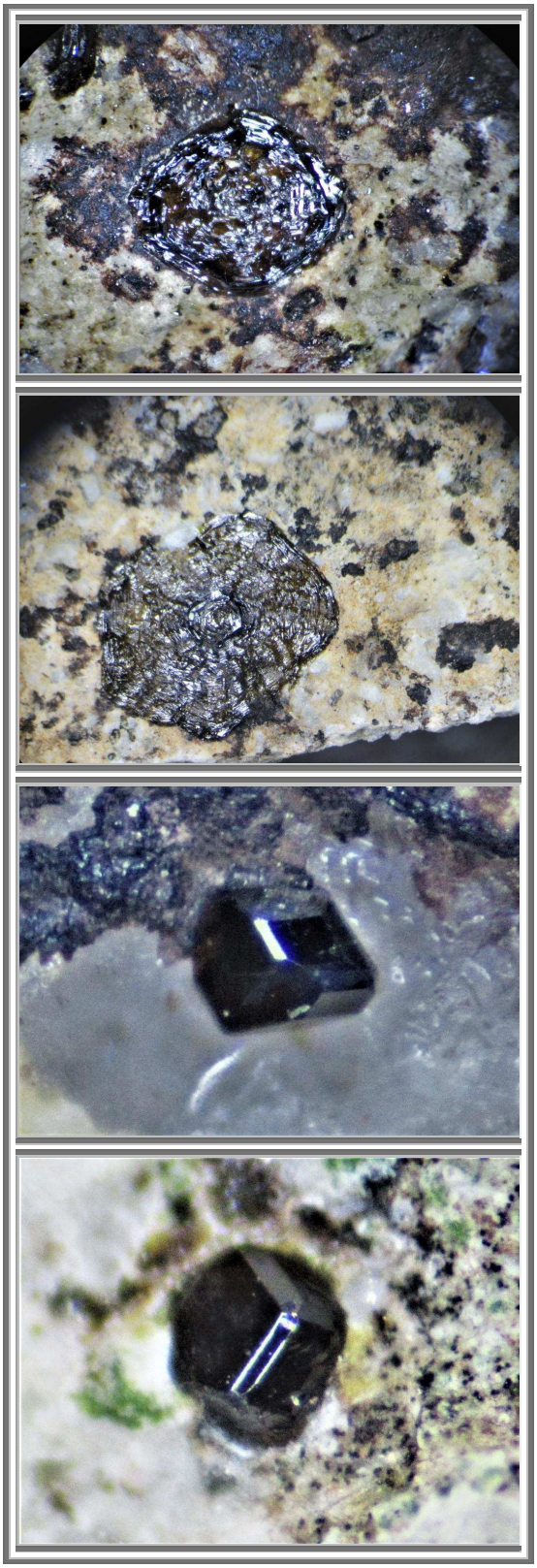
$$6\ CaFe^{2+}Si_2O_6 + 3/2\ O_2 \longrightarrow 2\ Ca_3Fe^{3+}{}_2Si_3O_{12} + Fe^{3+}{}_2O_3 + 6\ SiO_2$$

hédenbergite → andradite + hématite + cristobalite

4.4 Autres grenats

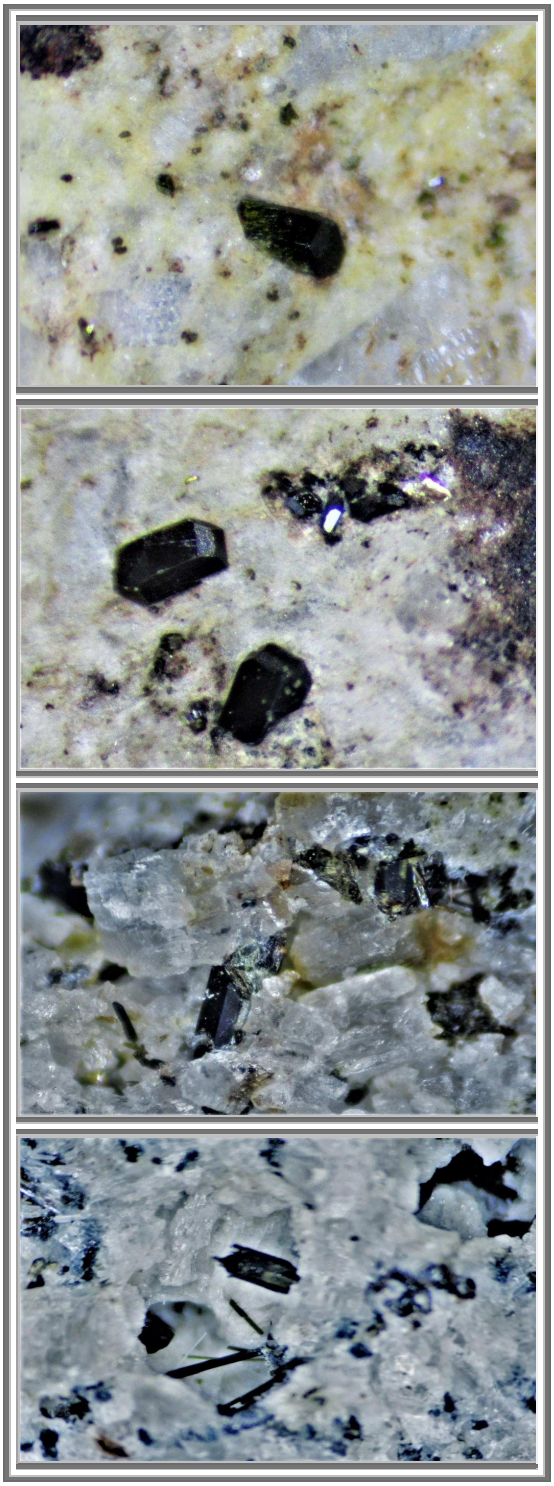
Le site du Puy de Menoire est connu des micromonteurs car au milieu de trachytes, il est possible de trouver bon nombre de minéraux différents tels que saphirs, magnétites, anorthites, sphènes, apatites et autres zircons.
Il est également possible d'y trouver des grenats de faciès Tétragonotrioctaèdre {211}.

Figure 841 : Menet, Cantal : Grenat spessartine, copyright Robin Fialip



Andradite
Cristallisation bidimensionnelle
Cristaux 10-15 mm
Collection : perso n°874

Andradite
Cristallisation tridimensionnelle
Cristaux 2 mm
Collection : perso n°875



Diopside
Cristaux 2-4 mm
Collection : perso n°946

Aegirine et anorthoclase
Cristaux 1 mm
Collection : perso n°946

Figure 842 : Menet, Cantal : Andradites et autres minéraux

5. GRENATS DE l'ESTEREL

5.1 Géographie

Situé dans le Sud-Est de la France, l'Esterel est un massif cristallin d'origine volcanique qui se jette dans la mer Méditerranée entre Saint-Raphaël (Var) et Mandelieu (Alpes-Maritimes).
Séparé des Maures par la vallée de l'Argens. Le relief est déchiqueté et profondément raviné (Grenouillet, Malinfernet…).
Le massif s'étend sur 320 km^2 dont 130 km^2 classés et protégés et 60 km^2 de forêt domaniale entretenus par l'Office national des forêts.

5.2 Géologie

L'Esterel est un massif constitué de roches volcaniques qui se sont formées à la fin de l'ère Paléozoïque (Permien), il y a 250 millions d'années. A cette époque, une intense activité volcanique régna durant 30 millions d'années avec formation de basaltes puis de rhyolites rouges (volcan de Maure-Vieille).
Depuis, le massif a subi une très forte érosion qui a effacé la forme de l'édifice volcanique primaire.

Le massif est majoritairement composé de roches porphyriques, notamment de rhyolites qui lui donnent sa coloration rougeâtre, et de veines ponctuelles d'estérellite bleue.

Ce volcanisme est lié à une extension de la croûte terrestre, lors de l'éclatement de la Pangée et la formation de la Téthys.

5.3 Gîtologie

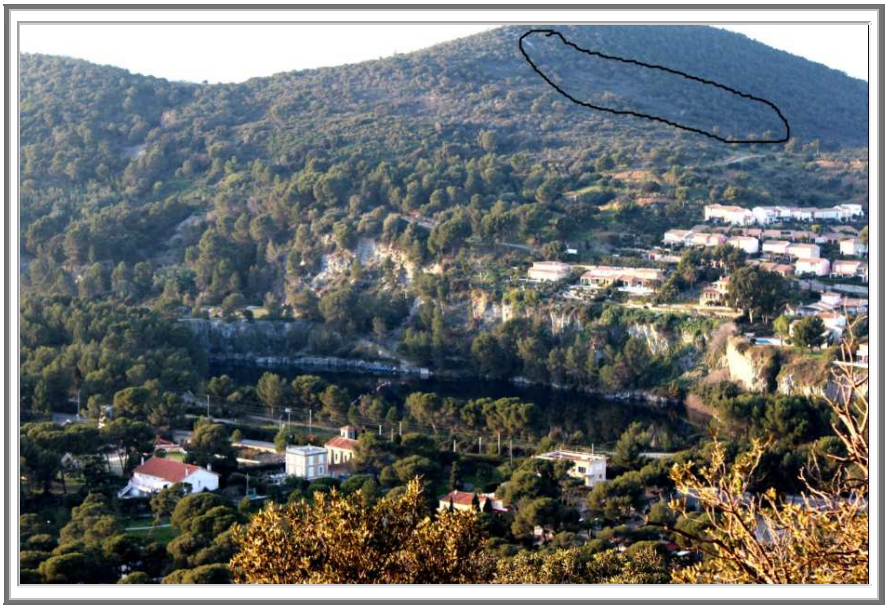


Figure 843 : Dramont : Vue de la colline depuis le sémaphore du Cap Dramont, photo JP Ciais
Au premier plan, les anciennes carrières romaines.
On distingue également bien la petite route qui conduit au site depuis Cap Estérel.
La coulée de dolérite est entourée en noir. La zone à grenats est plutôt sur le côté à gauche.

Selon mes recherches bibliographiques, il apparaît que Stéphane Maury n'a pas défini le site au même emplacement dans le journal des micromonteurs et sur mindat. J'ai donc représenté sur les photos ci-après, le site du journal des micromonteurs en blanc.
Cependant, au cours d'échanges de message avec Jean Pierre Ciais, ce dernier m'a confirmé que Stéphane Maury et lui-même parlaient bel et bien du même gisement d'andradite oranges, sur les hauteurs du Dramont (St Raphaël), en jaune sur les cartes.

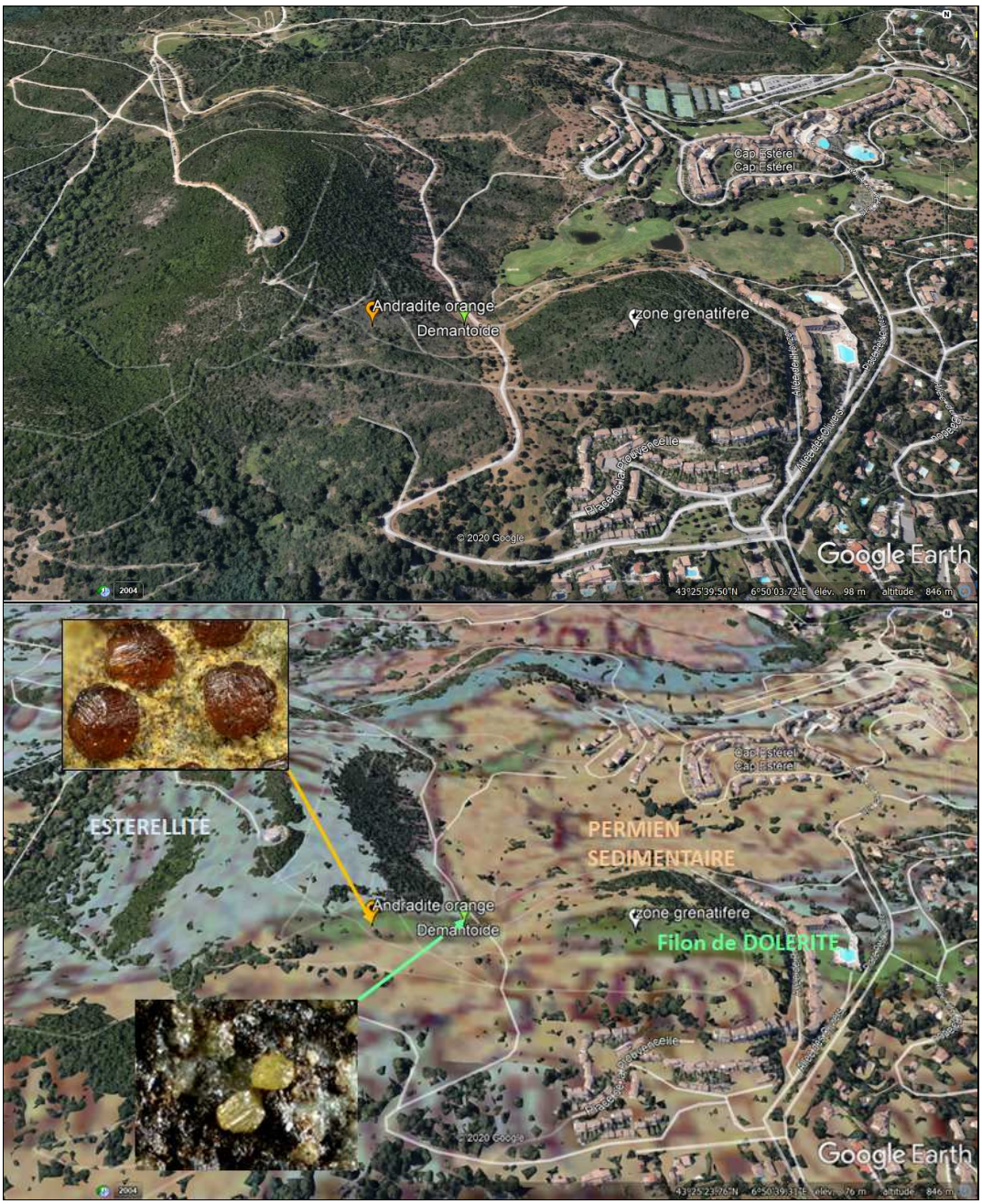


Figure 844 : Esterel : Sites des andradites de Cap Esterel

a) En orange et vert, les repères des sites de Jean-Pierre Ciais, (et de Stéphane Maury sur mindat)

b) En blanc, le repère du site de Stéphane Maury (AF des micromonteurs)

Indications fournies par JP Ciais alias Neodyme sur Geoforum:

C'est très facile: je suis allé à l'accueil de Cap Estérel et j'ai poliment demandé à pouvoir emprunter la route. Une sympathique hôtesse d'accueil m'a donné le code pour ouvrir le portail côté ouest qui donne sur la petite route. Du coup je me suis aperçu qu'il y a un petit portail qui donne sur les poubelles et qui est toujours ouvert. Et puis je suis passé à la mairie annexe d'Agay où on m'a autorisé à prospecter la colline autant que je voudrais pourvu que je ne fasse pas de dégâts ni que j'allume un feu. Apparemment, j'étais le premier minéralo à venir demander une permission.

Prendre l'allée de l'escapade. A la sortie de la ville, la petite route qui mène aux Ferrières, traverse une lentille d'estérellite, bien reconnaissable par son aspect (grise, claire, à petits cristaux, avec de petites inclusions de cristaux de pyrites).

Après l'épingle à cheveu, l'estérellite est remplacée par des couches sédimentaires datant du Permien.
Au col entre les deux collines, avec le réservoir sur la colline ouest (sur la gauche de la route), la route traverse le filon de dolérite, d'une largeur d'une centaine de mètres environ. La dolérite est une roche gris clair, à structure microgrenue La végétation sur cette dolérite est nettement plus clairsemée et épineuse que sur l'estérellite où prédomine la forêt. Au-delà, la route laisse le golf sur la droite.
Les grenats se trouvent dans le filon de dolérite à l'ouest de la route, en direction du réservoir. (cf. figure).

Alternative présentée par Charlton sur Geoforum : Se rendre sur le grand parking de la plage du débarquement , passer sous le pont de la voie ferrée en face la barge du débarquement , on arrive aux anciennes carrières , prendre le chemin à gauche vers le poney club , à l'extrémité de la carrière prendre à droite un sentier qui mène vers le col du Dramont, le col de Gardevielle , les Ferrières ,la carrière du Petit Caous , etc .....

5.3.1. Démantoïdes ou Andradites jaunes

Les « démantoïdes » proviennent de fentes dans la rhyolite, dans des morceaux au bord de la route.

Figure 845 : Dramont : Vue sur la zone d'extraction des grenats verts, découverte et photo JP Ciais
Localisation dans le talus de la petite route précédente

Andradite
Massif de l'Esterel
Collection : Néodyme, Geoforum

Figure 846 : Esterel : Demantoïdes de Cap Esterel

La nature des grenats verts, n'est pas connue. S'agit-il d'andradites jaunes ou bien de démantoïdes? En effet, si l'on regarde le spectre des couleurs des andradites, celui couvre toutes les nuances du jaune à l'orange et du vert clair au vert le plus vif.

Comme je l'ai décrit dans le livre relatif à la couleur des grenats :

1- Le grossulaire, pôle limite pur $Ca_3Al_2(SiO_3)_4$ est incolore.
2- les substitutions en site octaédrique n'ont que peu d'effet sur les spectres d'absorption et donc sur la couleur des grossulaires.
3- Les cations Fe^{2+} et Mn^{2+} ont une forte incidence sur la coloration rouge du grossulaire.
   Ces cations forment à l'intérieur même du grossulaire, des solutions solides d'almandin $Fe_3Al_2(SiO_3)_4$ et de spessartine $Mn_3Al_2(SiO_3)_4$. Ces deux grenats pôles limites sont très fortement colorés en rouge, et grâce à leur pouvoir couvrant, ils parviennent à colorer macroscopiquement l'ensemble des grossulaires (coloration allochromatique).

Pour en revenir aux andradites, la présence de cations Fe^{2+} majoritaires va naturellement colorer en jaune-brun les andradites (coloration idiochromatique). La présence de cations Mn^{2+} fera tendre l'andradite en fonction de sa concentration vers l'orange.

Pour ce qui est de la coloration verte des andradites, elle est principalement due à la présence de chrome Cr^{3+}. Moi-même, parmi les almandins très pierreux de Framont Grandfontaine dans les Vosges, j'ai, sur un petit bloc d'une cinquantaine de grammes, trouvé un minéral noir brillant et de tout petits grenats vert pomme gemmes ensemble : très probablement une association chromite – démantoïde.
Pour les grenats du Dramont, il convient de vérifier si autour des grenats verts n'apparaîtrait pas un peu de chromite (en prenant note que la chromite et l'hématite en micro, sont plus que ressemblantes).

Dans la négative, il s'agirait plus probablement d'andradites jaunes, très pauvres en manganèse.

5.3.2. Andradites

Les andradites orangées sont situées approximativement à mi-chemin des réservoirs.
Elles cristallisent en rhombododécaèdres avec un faciès de croissance rhombique très prononcé.

5.4 Pétrographie

Cité par P. Bordet en 1951 dans son « étude géologique et pétrographique de l'Esterel », il faut attendre la thèse de J.D. Giraud en 1975 pour entendre à nouveau parler du site.
Cette partie du massif de l'Esterel, entre Agay et Saint Raphaël, est caractérisée par une émergence d'estérellite d'âge oligocène au sein des pélites et rhyolites d'âge permien.
C'est dans cette couverture environnante que sont visibles des « filons-couches » sous forme de bandes est-ouest, constitués de labradorite, la dolérite 6F de la carte géologique, émise par le volcan d'Aigue Bonne, dont la caldeira constitue la rade d'Agay à l'ouest.
Le « porphyre bleu » exploité de longue date, était déjà connu du temps de A. Lacroix pour ses minéraux d'enclaves ; de fait les affleurements d'estérellites sont riches en minéralisations assez discrètes et peu connues. Elles sont localisées soit dans la masse de l'estérellite (carrières d'Aigue Bonne ou des Caous), soit dans les formations permiennes environnantes (Ferrières d'Agay). Il s'agit surtout de linéarisations en fer (hématite, pyrite,…), plus rarement en zinc et plomb (sphalérite, galène).

La paragenèse rencontrée dans la dolérite 6F du gisement est des plus atypiques pour le secteur. Elle affecte de petites billes de dégazage de la lave au toit du filon.
Dans la partie ouest du filon, l'ensemble des billes est pauvre en espèces minérales. Le plus à l'ouest, prédomine la pyroyte et l'hématite, puis en se rapprochant vers l'est apparaissent des minéraux anecdotiques (sphalérite, laumontite, muscovite) dans la chlorite. En continuant dans la même direction sous la cote 140, le filon redescend vers la mer et montre un développement de magnétite et de chlorite avec de rares minéraux de béryllium (bertrandite, béryl dont aigue marine (Très Rare mais garanti)), auxquels se rajouterait de la phénakite.
Un peu plus à l'est, entre les cotes 110 et 130, ce cortège disparaît entièrement pour laisser la place à un remplissage d'épidote et grenat andradite accompagné d'hématite en fines lamelles, de quartz et d'amphibole (actinote).

Tout cela semble disparaître en deçà de la cote 110 encore plus vers l'est, pour laisser la place à un remplissage d'épidote très fine. Les bulles finissent par disparaître leur tour, et près de l'extrémité du filon, il ne subsiste que des fissures à placage d'épidote.

Le secteur présentant les vacuoles à remplissage de grenat est assez restreint, environ 75 m de long pour 15m de large et 20 de dénivelé. C'est sur cette petite surface, au milieu d'une végétation épineuse dense qu'ont été trouvés les grenats andradite du Dramont.
Le remplissage débute par de l'épidote finement cristallisée en prismes vert pommes pouvant atteindre 3 mm de long. Par-dessus vient l'hématite abondante en fines lames rondes noires et très brillantes jusqu'à 4 mm de large, bien plus rares en tablettes épaisses. Le quartz y est fréquent en cristaux blanchâtres à incolores, aux nombreux faciès, très souvent « maclés», parfois d'un centimètre d'allongement. Une « amphibole » non identifiée vient parachever le remplissage des bulles en longues fibres blanches à grisâtres. Parfois une masse de calcite vient sceller la vacuole.
C'est dans cet environnement que des cristaux de grenat se développent. L'abondance du fer dans l'ensemble de la longueur de la coulé de dolérite conduit à penser à un grenat proche du pôle andradite ce qui a été confirmé par des analyses radio cristallographiques. Les cristaux les plus petits sont limpides alors que les plus gros sont opaques, jaune-orangé à orange soutenu, et peuvent atteindre une taille maximale de 4 mm de diamètre. Ils se présentent sous la forme de dodécaèdres pentagonaux et montrent des stries de croissance en losanges, très marqués.

5.4.1. Rhyolite

Du grec "rhein", couler et "lithos", pierre.
La rhyolite est sans doute la roche la plus représentative de l'Estérel. A Saint-Raphaël, elle est apparue vers 250 millions d'années (permien). Issues de laves visqueuses, elles se présentent sous forme de coulées courtes et épaisses.
Cette roche qualifiée de "porphyre amarante", présente des feldspaths beige à rose clair et des cristaux de quartz. Ces derniers sont sombres car transparents et souvent arrondis car corrodés. Les rhyolites sont riches en silice et ont la même composition chimique que les granites.
Sa couleur rouge contribue à la beauté des paysages du massif de l'Esterel. Elle est due au développement d'un oxyde de fer, l'hématite, résultat d'une longue altération par dévitrification de ces roches.

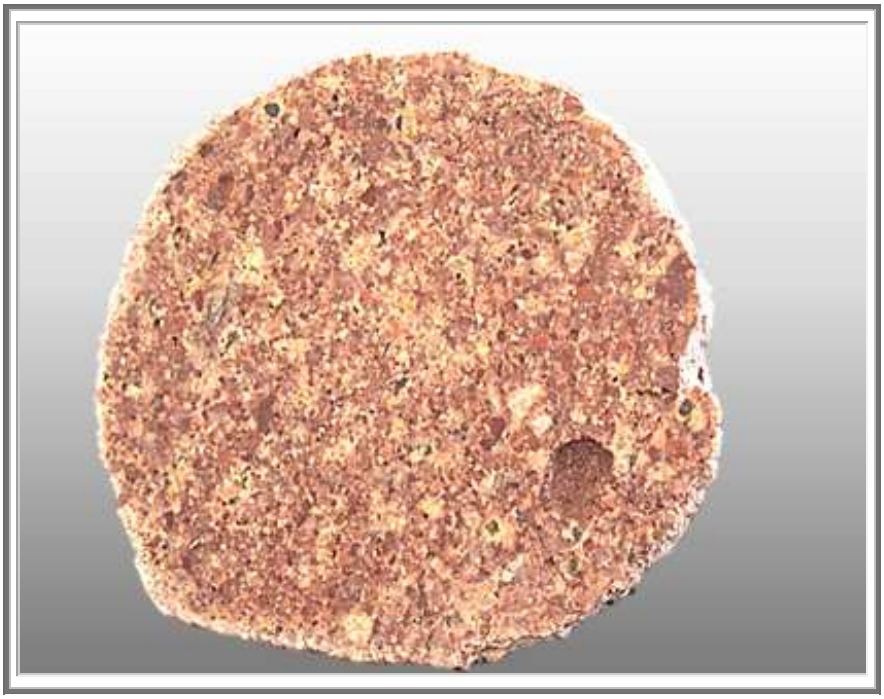


Figure 847 : Esterel : Sphère de rhyolite coupée, photo JP Ciais

5.4.2. Estérellite

L'estérellite, parfois appelée « porphyre bleu » de l'Estérel, est une roche plutonique, c'est-à-dire à refroidissement lent ; plus précisément, il s'agit d'une microdiorite quartzique.
Elle n'affleure que dans la partie méridionale du massif (région d'Agay et du cap Dramont).
Elle se présente sous la forme de plusieurs petits laccolithes (grosses lentilles de plusieurs kilomètres) datés de l'Oligocène, qui recoupent les formations permiennes.
Cette belle roche bleue, très résistante, était connue des Romains et a longtemps été utilisée pour la construction des routes et comme ballast de voie ferrée. De nos jours, une carrière reste en exploitation, à l'ouest de notre champ d'investigation des grenats, près des Ferrières.

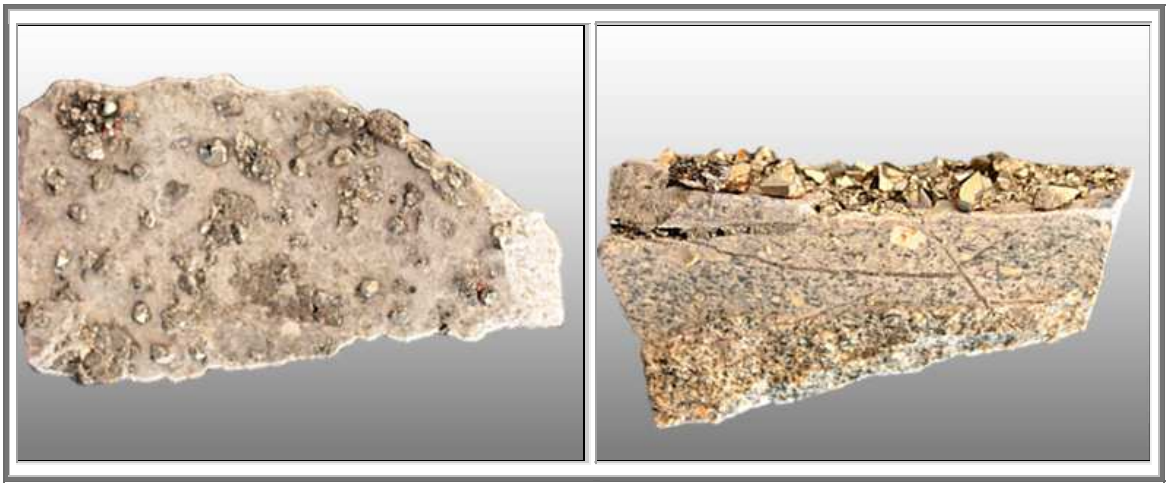


Figure 848 : Esterel : Echantillon d'estérellite recouverte de pyrite, photo JP Ciais

5.4.3. Dolérite

Une dolérite (du grec *doleros*, « trompeur ») est un micro gabbro, c'est-à-dire une roche éruptive dense, dure et massive, finement grenue, correspondant à un basalte qui s'est solidifié (relativement) lentement dans un filon, puis a subi un métamorphisme léger. Elle est constituée de grains visibles à la loupe. De teinte verdâtre à bleuâtre, elle est composée de baguettes rectangulaires de feldspath plagioclase entrecroisées, entre lesquelles se trouvent les minéraux sombres (pyroxènes, olivine, etc.). Cette roche compacte provient des conduits reliant la chambre magmatique à l'appareil volcanique en surface. C'est une roche intermédiaire entre les gabbros (grenus) et les basaltes (laves avec une pâte fine)

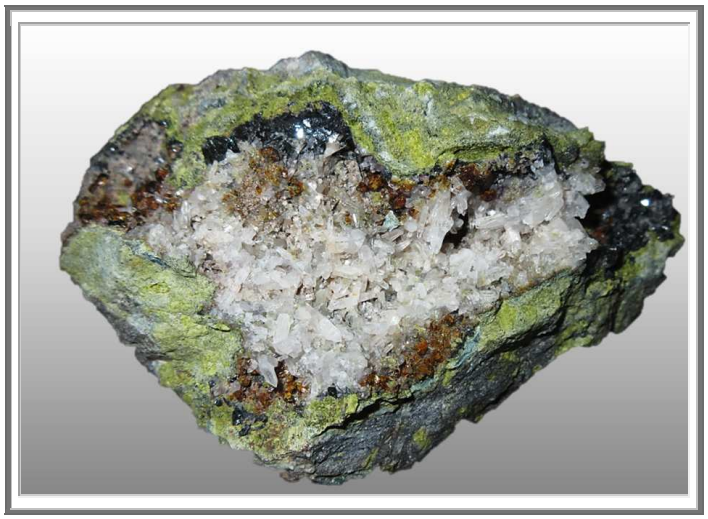


Figure 849 : Esterel : Echantillon andradite, quartz, hematite et epidote, 100 mm, n° 1192

Andradite, épidote et amphibole
Massif de l'Esterel
Cristal 2-3 mm
Collection : Stéphane MAURY
Photo Pierre CLOLUS Le Cahier des micromonteurs

Andradite
Massif de l'Esterel
Cristaux 2-3 mm ?
Collection : Néodyme, Geoforum

Andradite
Massif de l'Esterel
Cristal 2-3 mm ?
Collection : Néodyme, Geoforum

Figure 850 : Esterel : Andradites de cap Esterel

Andradite
Ferrières d'Agay-St Raphaël
Cristaux 3-4 mm
Collection et photo : maelosorus

Andradite
Ferrières d'Agay-St Raphaël
Cristaux 3-4 mm
Collection et photo : maelosorus

Andradite
Ferrières d'Agay-St Raphaël
Cristaux 3-4 mm
Collection et photo : maelosorus

Figure 851 : Esterel : Andradites de Ferrières d'Agay-St Raphaël

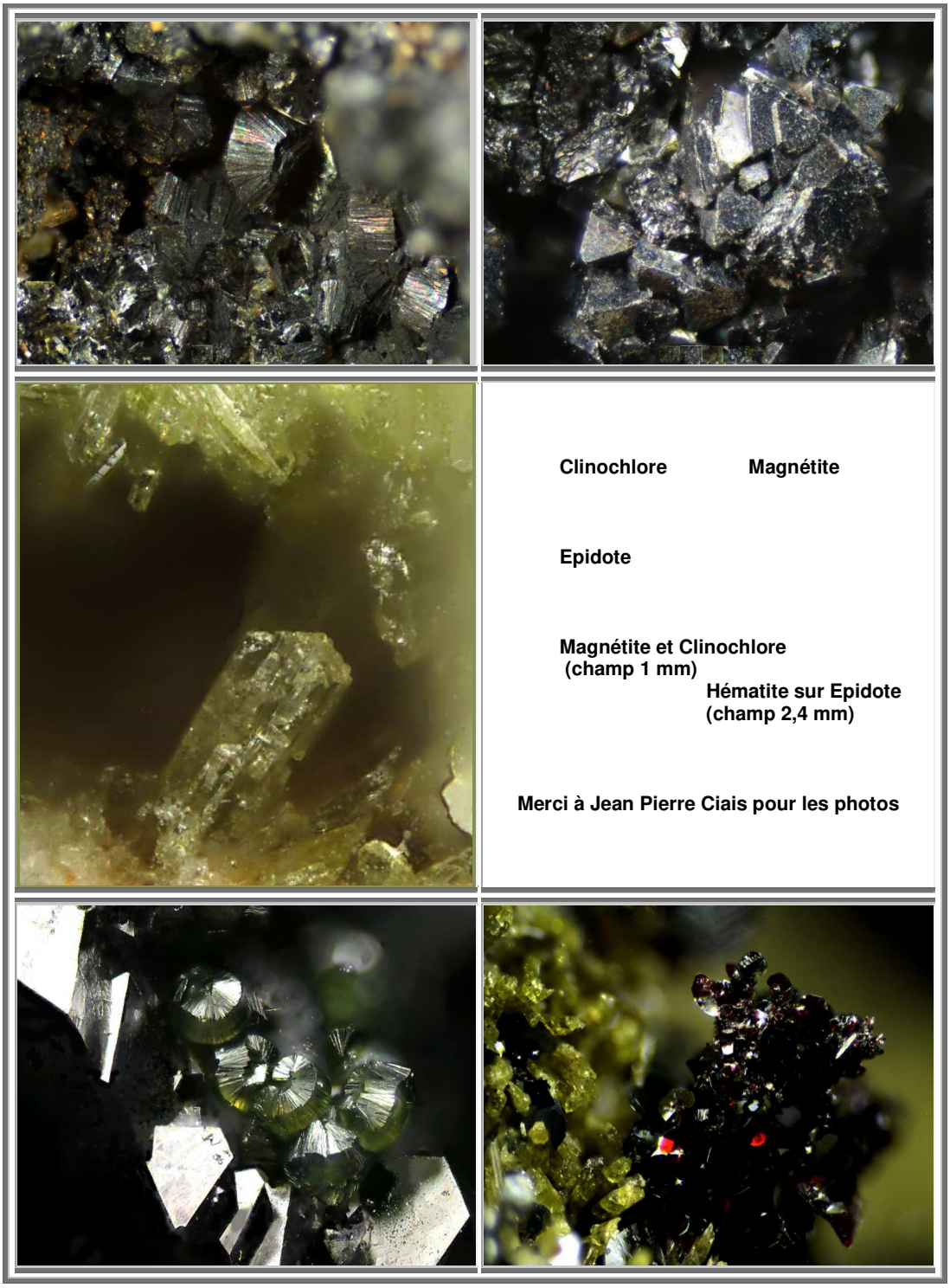


Figure 852 : Esterel : Autres minéraux du site

Figure 853 : Esterel : Andradite, Le Dramont, Saint-Raphaël, coll. Sebastien 83, Geoforum, photo P. Clolus

6. GRENATS DU TARN

Le département du tarn est riche de nombreuses mines d'envergures mondiales quant à la richesse des minéraux qu'on en a extrait :

- minéraux de cuivre à la mine du Moulinal
- Fluorine de la mine du Burc
- Hematite de la mine de MontRoc
- Sans compter les phosphates et autres minéraux de tungstène du skarn de Fumade à Brassac.

Comme dans tous lieux minéralisés, les grenats font partie de la pétrologie.

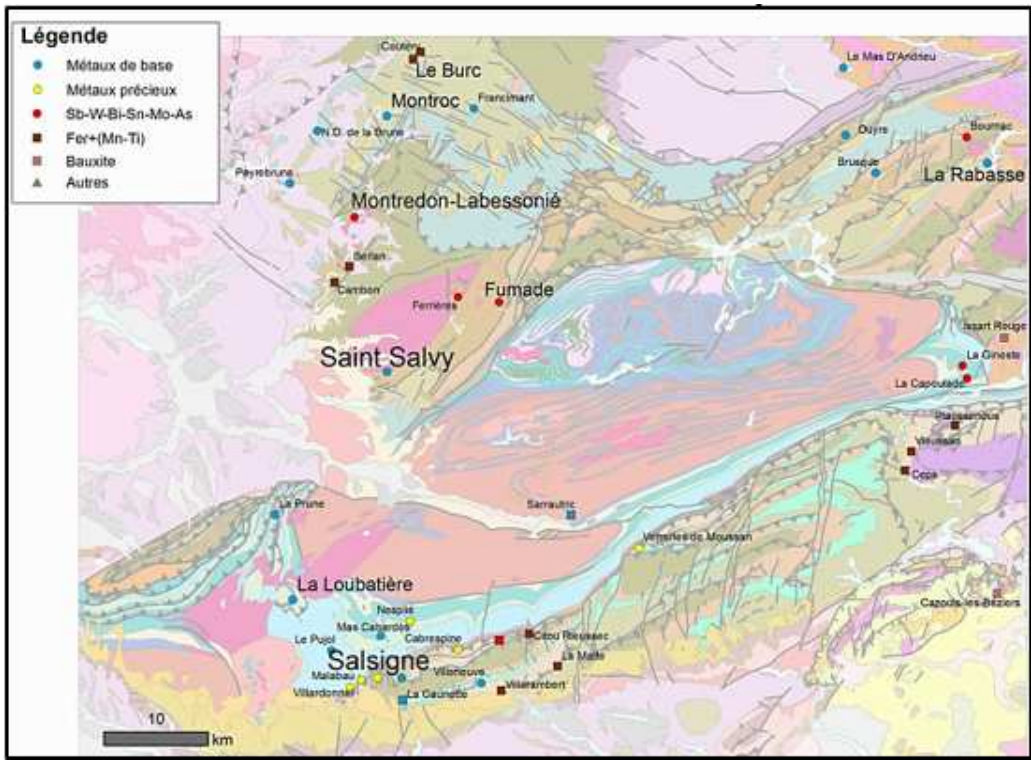


Figure 854 : Anciennes exploitations minières et principaux indices présents dans le secteur de la Montagne Noire.

Les propects de Fumade (FRA-00249, priorité 1), Ferrières (FRA-00247, priorité 2), Montredon-Labessonnié (FRA-00065, priorité 2), La Capoulade (FRA-00259, priorité 3), La Gineste (FRA-00261, priorité 3), et La Loubatière (FRA-00044, priorité 3) ont fait l'objet de fiches dans le cadre de l'action 2.1 de la convention DEB-BRGM 2015

6.1 Géologie

Le département du Tarn est à cheval sur deux ensembles géologiques majeurs de la France : le Bassin aquitain à l'ouest et le Massif central à l'est. Ce département abrite un important bassin houiller.

6.1.1. Histoire géologique

Au Paléozoïque, la région est sous les mers où se déposent des sédiments. L'orogénèse hercynienne soulève le substrat et forme la chaîne du même nom, dont le Massif central et ses ramifications locales, la Montagne Noire et les Monts de Lacaune, sont les vestiges. Lors de cette érection, les sédiments sont plissés et métamorphisés. À la fin de cette période, le massif du Sidobre, pluton originaire du manteau, cristallise en profondeur. Les creux du relief sont noyés sous des lacs où une végétation de fougères arborescentes s'installe. Les glissements de terrain successifs recouvrent cette végétation par couche, transformant lentement les veines de végétation en charbon par houillification. Le paysage se modifie au cours du Permien et du Trias par l'érosion.

Au cours du Jurassique, la mer envahi le nord du Tarn avant de se retirer définitivement au début du Crétacé ; au cours de cet épisode, les strates calcaires qui donneront les causses du Quercy se déposent.
Lors du début de l'orogénèse alpine, les anciennes roches sont soulevées et les montagnes rajeunies. Elles subissent l'érosion durant l'Éocène qui donne des argiles rouges à graviers. L'ouest du département, moins touché par les mouvements, est envahi par l'eau douce. Des calcaires et molasses sédimentent. Entre le Miocène et le Pliocène, le soulèvement alpin récent entraine le Massif Central. Le relief du Tarn actuel se forme alors.
Le trajet actuel des rivières date de cette époque. Elles érodent leurs rives et charrient des roches détritiques venues de l'amont. Sur les terrasses anciennes se déposent des alluvions qui subissent à leur tour l'érosion, lessivant les couches superficielles. Enfin, des dépôts récents de graviers, sables et limons ont lieu dans le lit des rivières et sur les berges proches.

6.1.2. Ensembles géologiques

Montagne Noire et monts de Lacaune

Les monts de Lacaune et la montagne Noire sont deux massifs de même origine géologique et historique. Seuls le Sidobre et le creusement de la vallée du Thoré ont séparé ces deux entités.

Les roches métamorphiques qui constituent ces massifs sont des schistes et des gneiss. Les schistes sont feuilletés et peuvent contenir des fossiles de trilobites ou d'échinodermes. Ils sont issus de la métamorphisation de roches sédimentaires et magmatiques très anciennes. Les couches sont parcourues de failles liées aux mouvements anciens.

Ces roches donnent des terres qui sont restées pauvres, acides et gardant peu l'eau. Couplée à une bonne pluviométrie, c'est une zone de petite à moyenne montagne dévolue à l'élevage grâce aux prairies naturelles et artificielles. Les parties les plus pentues sont restées en forêts, naturelles ou plantées de résineux. La pierre a été utilisée comme matériau de construction, que ce soit pour les murs en pierre ou pour la toiture en ardoise ; aujourd'hui, ces carrières sont fermées. Ponctuellement, quelques plutons granitiques affleurent.

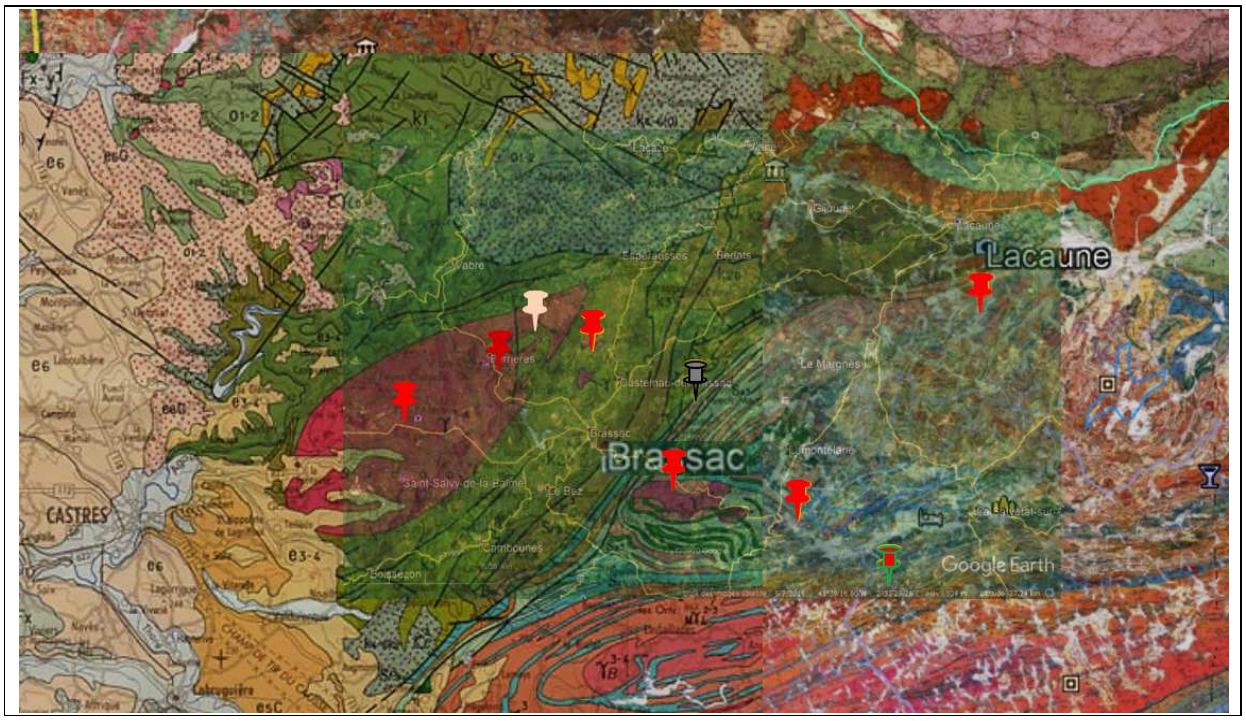


Figure 855 : Carte géologique des monts de Lacaune à la montagne Noire.

Le Sidobre

Figure 856 : Tarn : Sidobre : Roc de l'oie

Le Sidobre est un massif issu de la mise en place d'un pluton granitique. Il est apparu en surface grâce aux orogenèses successives et à l'érosion qui a décapé les couches qui le recouvraient. Il a une forme ovale d'environ 15 km dans l'axe sud-ouest nord-est et 8 km dans la largeur nord-nord-ouest sud-sud-est. Il est entouré de roches encaissantes (calcaires, schistes et grès) qui ont subi un métamorphisme de contact en raison de la chaleur du magma lors de la mise en place du pluton.
Il est constitué de granite bleu au centre et de granite clair en périphérie. Il est exploité en carrières pour la production de pierres tombales, pavés, trottoir, plans de travail... En surface, la terre issue d'arène granitique est très pauvre : peu de matière organique, peu de matériaux de cohésion et faible rétention en eau. L'agriculture est quasi inexistante et le massif est couvert d'une forêt chétive. Outre l'exploitation de la pierre, la principale ressource locale est le tourisme : chaos, lac du merle et roches caractéristiques fléchées par un circuit : peyro clabado, roc de l'oie, trois fromages, roc tremblant...

Massif de la Grésigne

Le massif de la Grésigne est constitué de dépôts sédimentaires très anciens du Permo-Trias. Ces argiles, marnes et calcaires sont très peu fossilifères, mais des fougères terrestres indiquent un milieu d'où la mer s'est retirée. Ils ont une granulométrie croissante de la surface vers la profondeur. La stratigraphie et la comparaison avec d'autres bassins similaires (Rougier de Camarès en Aveyron) a permis leur datation. La couleur rouge est à mettre au crédit d'oxydes de fer. Les argiles de type illite indiquent une formation sous climat méditerranéen.

Les sols qui en résultent sont lourds et difficiles à travailler. C'est la raison d'existence de la forêt domaniale de Grésigne : en sous-bois, le sol brun est fertile et la pluviométrie donne une bonne pousse régulière des arbres. La roche mère en sous-sol est solide Les grès rouge de Salles ont permis de construire les remarquables maisons gothiques de Cordes-sur-Ciel grâce à la structure de la pierre : sans veines, elle est facile à travailler sans fissures mais résistante.

6.2 Secteur de Castelnau de Brassac

6.2.1. Historique

Boucheporn a débuté la réalisation de la carte géologique du Tarn en 1848. Il signale alors la présence de pegmatites à tourmaline noire mais aussi des pegmatites à grenats et tourmaline rose sur les hauteurs de Brassac au lieu-dit « le Clap ». Lacroix, informé du sujet par des échantillons du muséum, demande à ses contacts régionaux de retrouver le site.
C'est ainsi que Henri ARSANDAUX a effectué des recherches sur le terrain qu'il a ressencé dans le Bulletin de la Société Française de Minéralogie

Bulletin de la Société française de Minéralogie
Sur quelques minéraux des environs de Brassac (Tarn)
Henri Arsandaux

De Boucheporn signale, dans l'explication de la carte géologique du Tarn (1848. 15), l'existence de cristaux de tourmaline noire dans les filonnets de granulite qui se trouvent sur les hauteurs dominant, au sud, la ville de Brassac : « Les cristaux, dit-il, atteignent plusieurs centimètres de diamètre et sont généralement très nets ; de petits cristaux de tourmaline rose, ainsi que des grenats, auraient été trouvés dans le même gisement. »
M. A. Lacroix, qui a cité cette observation dans sa *Minéralogie de la France*, m'a engagé à rechercher ce gisement. Voici les résultats de mon étude.
Les hauteurs qui dominent Brassac, au sud, sont constituées par du gneiss, traversé par des filons de granulite à grenat et à tourmaline noire; par place, la granulite, passant à la pegmatite, renferme de gros cristaux de tourmaline noire et de mica blanc. Le grenat se trouve en cristaux fort nets (b^1a^2), atteignant la grosseur d'un pois ; quant à la tourmaline rose, je n'ai pu l'y trouver.
Mais au nord de la ville, près de Castelnau-de-Brassac, existe, traversantes gneiss parallèlement à la route de Castres à Lacaune, un grand filon de granulite plus ou moins chargée de grenat, et passant fréquemment à la pegmatite ; sur ce filon est situé un énorme éboulis, *le Clap* , dont le sommet a été pris comme point trigonométrique. A peu de distance du sommet du Clap, en descendant du côté de Brassac, on rencontre de nombreux blocs d'une pegmatite à tourmaline noire, dont les éléments atteignent par place un développement considérable ; le mica blanc s'y trouve en larges et épaisses lames.
Accidentellement cette pegmatite renferme de gros prismes hexagonaux de béryl vert ou d'un blanc verdâtre (densité = 2,69) ayant jusqu'à 6 centimètres suivant l'axe vertical : beaucoup plus rarement, existent des cristaux aplatis de niobite ayant la forme de ceux du Limousin.
C'est au milieu de ces blocs que j'ai trouvé un petit gisement d'une pegmatite différant essentiellement de la roche normale par la présence de la tourmaline rose et verte et de la lépidolite.
A l'endroit où on rencontre ces minéraux, la tourmaline de la salbande du filon de pegmatite est bleu ou vert foncé ; quand on s'éloigne delà paroi gneissique pour aller vers l'axe du filon, on voit cette tourmaline, ainsi que la muscovite, devenir plus rare, puis apparaît de la lépidolite rose ou d'un blanc nacré, en même temps que les feldspaths subissent une profonde altération. Dans la pegmatite normale, l'orthose forme de grands cristaux gris ; par altération, ils se transforment en micas microcristallins, associés à du quartz et à de l'albite; ceux-ci sont souvent accompagnés de cristaux d'apatite fluorifère violette en cristaux assez gros, mais généralement mal formés.
Dans d'autres échantillons, les pseudomorphoses d'orthose sont exclusivement constituées par un mélange de quartz, de rubellite et de lépidolite.
Enfin, au milieu du filon, on ne voit plus trace de la structure primordiale de la roche, qui est transformée en une sorte de greisen à gros éléments, essentiellement constitué par de la rubellite, de la lépidolite, du quartz, avec comme minéraux accessoires, de l'albite, du béryl, de l'apatite, d'allanite. des lamelles d'autunite et des cristaux microscopiques
Il n'est pas rare, en outre, de trouver des pseudomorphoses de tourmaline en quartz et en lépidolite à lamelles très fines. La disposition de ces différents minéraux lithiques ne laisse pas de doute sur leur origine pneumatolytique.
La lépidolite se présente en lames de couleur violet pourpré ou blanc nacré ayant jusqu'à 4 millimètres de diamètre.
La tourmaline rubellite (densité de 2,99) est d'un beau rose ; elle constitue des masses bacillaires radiées dont les individus atteignent 6 centimètres de longueur; elle se rencontre aussi en cristaux bicolores, roses au centre, bleus ou verdâtres à la périphérie et fortement translucides. Je n'ai pu observer aucune forme géométrique mesurables dans ces cristaux.
L'intérêt de cette roche réside dans l'association de ces deux minéraux litliique, lépidolite et rubellite, association qui a été constatée déjà dans les gisements de : Hradisko, près Rozna (Moravie), Schuttenhofen (Bohême), Wolkenburg (Saxe); environs de Paris, (Maine); Pala, dans le comté de San-Diego (Californie), et dans la province de San-Paolo, au Brésil.
En France, il n'y avait pas, jusqu'à ce jour, de gisement semblable qui fût connu; en effet, le seul gisement français de tourmaline lithique est celui d'Orvault, près Nantes, où ce minéral, généralement vert, est associé à de la muscovite dans une pegmatite.
De même, il n'existait, en France, d'autres gisements de lépidolite que ceux du Limousin et de l'Allier, où le mica lithinifère se rencontre dans des accidents de la granulite: elle rubellite. y est associée à la cassitérite, à la topaze, jamais à la rubellite.
Je signale, en terminant, au nord de Brassac, l'existence, de grands cristaux roses, translucides d'andalousite, au milieu des schistes micacés qui bordent le plateau gneissique.

6.2.2. Pegmatites du secteur

Laurent Gayraud alias ME262 et ses acolytes, L., Rivière, R., Duarte, V. & Rémy, P. ont repris vers 2010, les recherches effectuées par Henri Arsandaux,. Ils ont ainsi bien identifié les différentes pegmatites répertoriées alors.

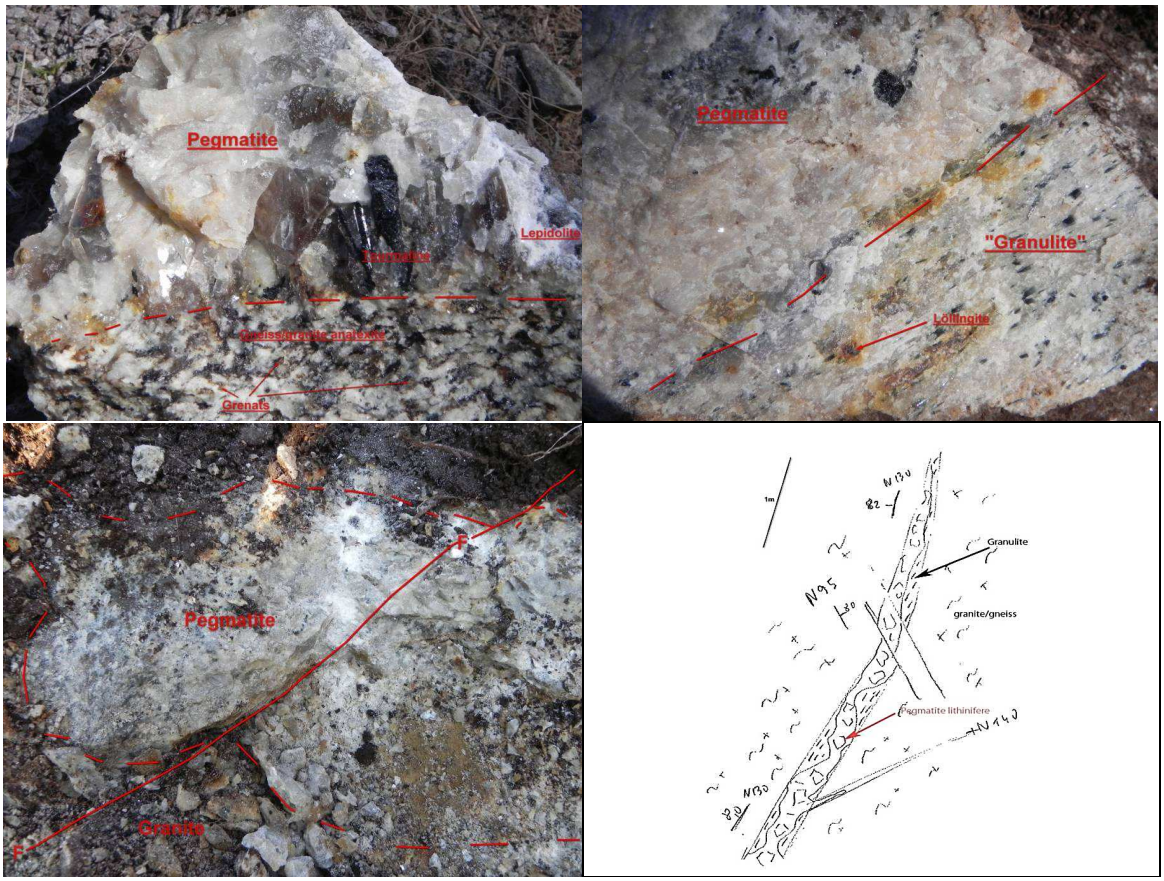


Figure 857 : Tarn : Castelnau de Brassac : Différentes pegmatite, Laurent Gayraud et al (2012)

a) Echantillon de pegmatite avec son éponte
b) Contact Pegmatite/granulite
c) Filon de pegmatite en place
d) Croquis de la mise en place de la pegmatite dans son encaissant

Rappel sur la mise en place des pegmatites

Lors de l'extrusion d'un pluton granitique vers la surface, en migrant à travers des failles, le plus souvent d'origine tectonique, les composants du pluton viennent prendre la place des roches en place (présence de xénolites et diverses enclaves. Au fur et à mesure du refroidissement qui accompagne la remontée du pluton, il y a recristallisation de composés à partir de la silice et de l'alumine apportés par le pluton et les éléments secondaires.

Les fluides non cristallisés restant sont plus légers et migrent suivant les fissures plus haut vers la surface et cristallisent à leur tour sous la forme de pegmatites, liées à un pluton granitique.
La nature minéralogique de ces pegmatites dépend de leur éloignement par rapport au pluton granitique (tel un skarn). En s'éloignant du pluton granitique, on trouve successivement des pegmatites de composition quasi identique au granite avec néanmoins un apport de bore (tourmalines), puis des pegmatites à béryllium, des pegmatites à béryllium, niobium, phosphore, et enfin les pegmatites lithinifères à lithium, étain, terres rares etc…

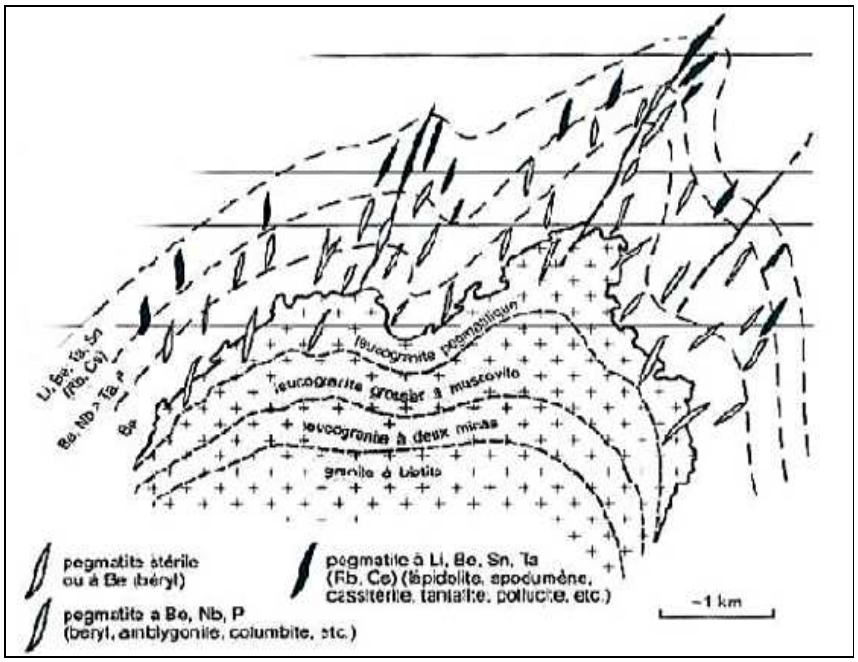


Figure 858 : Tarn : Zonalité périgranitique idéale schématisée des filons de pegmatites autour d'un granite
On notera la disposition concentrique des filons de pegmatite autour du toit irrégulier du batholithe et la forte influence du niveau d'érosion sur la composition des filons afffleurants (d'après Cerny et al, 2005)

Les pegmatites du secteur de Brassac
La zone qui nous intéresse est rattachée au granite de Secun et Combespinas.
Les pegmatites et plutons granitiques du secteur de Brassac sont d'origine anatexique. Cela se traduit pour les pegmatites (bandes rouges sur la carte, parallèles à la route Castres-Lacaune) par la formation de bandes étirées et « stratiformes » au sein des formations métamorphiques en formant une couronne autour du massif de l'Agout (zone axiale de la montagne noire).
Ces pegmatites sont très anciennes (305 Ma selon la datation Rb/Sr) et leur formation de longue durée.
Leur mise en place dévie de la configuration idéale présentée ci-dessus. Les différentes pegmatites (de la plus dense (sans minéraux ou à béryl), à la plus légère et la plus récente (à lithium) se sont interpénétrées. Ce qui explique, en partie, la difficulté de les retrouver !

D'après la description de Lacroix, pour les minéraux lithiques, il faut abandonner les pegmatites précoces à schorl et béryl, prépondérantes sur le site, et se focaliser sur les pegmatites sodo-lithiques tardives, dont la mise en place a eu lieu à la fin de la cristallisation du magma, lors de son refroidissement, c'est-à-dire lorsque le magma s'est contracté et que des fissures se sont formées sur sa couverture, c'est à ce moment-là que les fluides volatils, enrichis en lithium, se sont infiltrés dans les failles, formant un filon pneumatolytique.
Lacroix a décrit la pegmatite tant recherchée, avec « des épontes au cœur de la muscovite bien exprimée contenant des aiguilles d'elbaïte verte ». C'est dans les filons clairs que l'on peut reconnaître les toits de ces pegmatites lithiques. (Victor Duarte)

6.2.3. Présence de grenat irinarassite

Définition

L'irinarassite, $Ca_3Sn_2(SiO_4)(AlO_4)_2$, est une nouvelle espèce minérale (2011), du supergroupe des grenats, qui a été découverte dans des xénolithes carbonates-silicates métasomatiquement modifiés dans des ignimbrites de la caldera de Upper Chegem, dans le Caucase du Nord, Kabardino-Balkarie, Russie.
Il a été nommé en hommage à la géologue Irina Teodorovna Rass (Ирины Теодоровны Расс) (née en 1940), membre du Laboratoire de métamorphisme et de métasomatisme de D. Korzhinskii, à l'Institut de géologie des gisements de minerai, de pétrographie, de minéralogie et de géochimie (IGEM), Académie des sciences de Russie, Moscou.
Le minéral est caractérisé par l'absence de clivage et par une fracture irrégulière.

La densité calculée est de 4,3 g/cm^3.
Le minéral est isotrope avec un indice de réfraction calculé de 1,9.
Les diagrammes de diffraction de rétrodiffusion électronique de l'irinarassite sont ajustés au modèle de grenat avec a = 12,50 (3) Å avec un excellent MAD (écart angulaire moyen) = 0,16 °. Le spectre Raman de l'irinarassite est analogue à ceux de la kérimasite et d'autres grenats Zr-Sn des groupes schorlomite et bitikleite.
Le plus gros cristal de la localisation type n'excède pas les 10 µm, donc pas de soucis pour trouver une place dans nos chères vitrines.

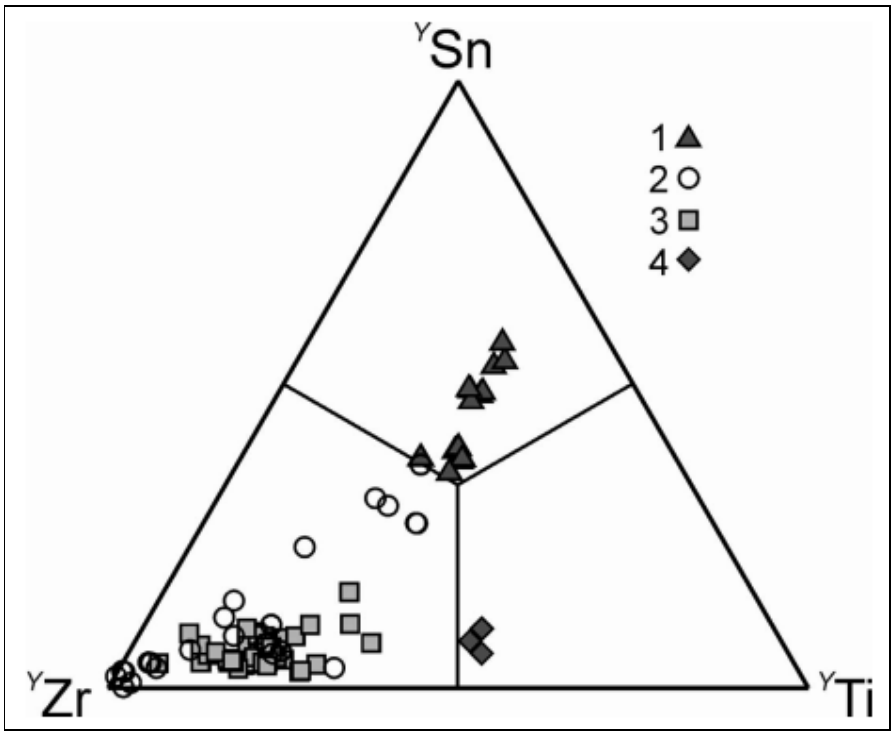


Figure 859 : Tarn : Eléments occupant les sites Y dans le groupe de la schorlomite
Galuskin et al (2011)
1- Irinarassite $Ca_3Sn_2(SiAl_2)O_{12}$, 2- kimzeyite $Ca_3Zr_2(SiAl_2)O_{12}$, 3- kerimasite $Ca_3Zr_2(SiFe^{3+}{}_2)O_{12}$
4- schorlomite $Ca_3Ti_2(SiFe^{3+}{}_2)O_{12}$

L'irinarassite $Ca_3Sn_2Al_2SiO_{12}$ est le quatrième grenat d'étain découvert dans les xénolithes altérées dans les ignimbrites de la caldera de Upper Chegem.
L'irinarassite a été découverte dans la xénolite n°7 selon la numérotation établie par les découvreurs Galuskin et al (2009).
La toturite $Ca_3Sn_2Fe_2SiO_{12}$, l'analogue ferreux de l'irinarassite, a été trouvée dans les xénolithes 1 et 3. La bitikleite $Ca_3SnSb^{5+}Al_3O_{12}$ et la dzhuluite $Ca_3SnSb^{5+}Fe_3^{3+}O_{12}$, minéraux du groupe de la bitikleite, ont été détectées dans le xénolithe n°1.
L'irinarassite apparaît généralement sous le forme d'excroissances sur les grenats de la série kerimasite-kimzeyite et, dans quelques cas rares, elle forme des zonations à l'intérieur même des grenats de zirconium.
La séquence de cristallisation des grenats de cette caldera altérée de Upper Chegem a montré que la cristallisation des grenats de zirconium, la kerimasite et le kimzeyite, a été suivie par celle des grenats d'étain, toturite et irinarassite. Les grenats du groupe de la bitikleite ont cristallisé en dernier. Dans tous les cas, les grenats de zirconium ont joué le rôle de substrat sur lequel il a pu y avoir cristallisation épitaxiale des grenats d'étain, d'antimoine, et d'uranium.

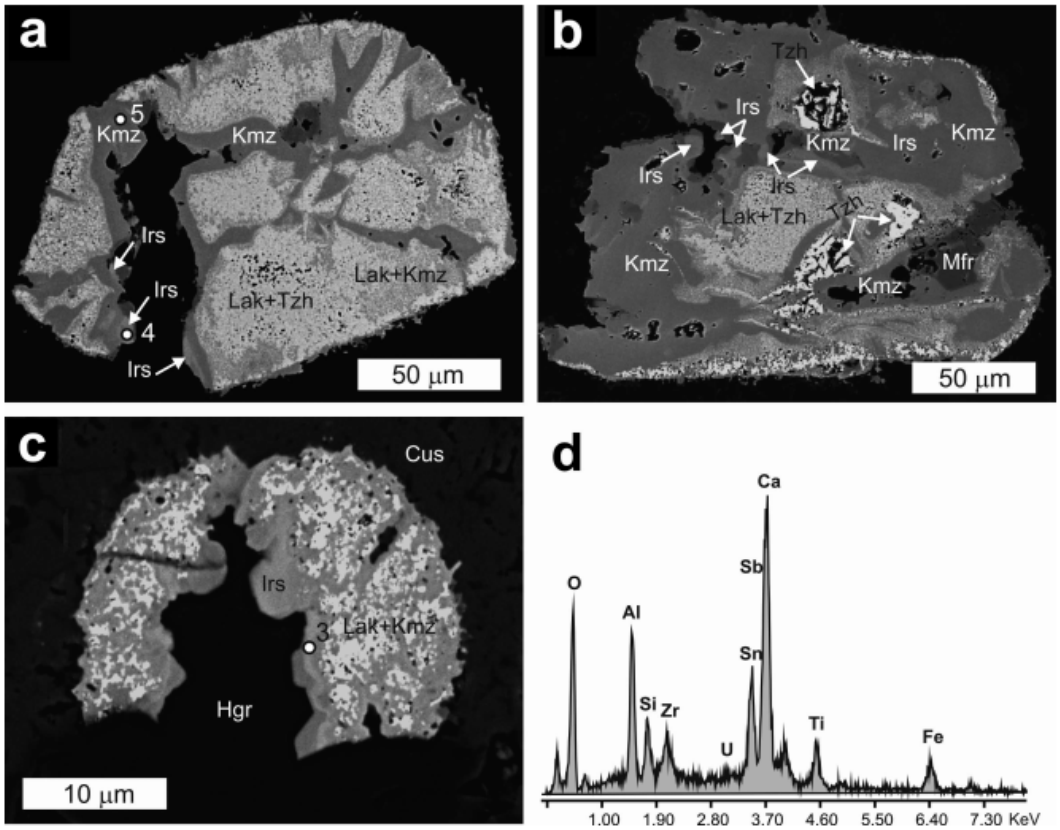


Figure 860 : Tarn : Irinarassite : Images en spectroscopie EDS
Spectroscopie de rayons X à dispersion d'énergie, Galuskin et al (2011)
a et b : Complexe pseudomorphe issu de zircon dans lequel intervint l'irinarassite
c : Agrégats de Kimzeyite-lakargiite avec des zone d'irinarassite
Krm : kerimasite, kmz : kimzeyite, Lak : lakardiite, Tzh ; tazheranite, Mfr : magnésioferrite, Cus : cuspidine, Hgr ; hydrogrossulaire katolte

L'irinarassite est un grenat à base d'étain
Le pôle limite a pour formule $Ca_3Sn_2Al_2SiO_{12}$. L'irinarassite telle que définie pour sa localité type (Upper Chegem) est une solution solide complexe dont les composants appartiennent à la schorlomite, à la bitikleite ainsi qu'au groupe des grenats. Sa composition a permis de la classer dans le groupe de la schorlomite car la charge des cations des site Z, est comprise entre 9,75 et 9,84, valeurs très proche de la valeur théorique de 10,0 pour ce groupe minéral (Grew et al, 2013).
Dans les sites Y et Z de ces grenats, principalement quatre cations ont été identifiés : Sn, Zr, Sb^{5+}, Ti^{4+}, pour les sites Y, et Al, Fe^{3+}, Si, Ti^{4+} pour les sites Z, respectivement.
La classification de ces grenats doit être effectuée en considérant simultanément les règles de valence et d'occupation double des sites Y et Z (Hatert et Burke 2008). Dans les sites Y, l'irinarassite a $R^{4+} > R^{5+} >>$ autres cations, or $Sn>Zr>Ti^{4+}$. La valence, impose donc un rééquilibrage des charges par une double occupation de sites $(R^{4+}R^{3+})_2$; pour les sites Z, où Si >Ti pour les cations R^{4+} , et Al > Fe^{3+} pour les cations R^{3+}.

Pétrographie de la localisation type

Les études effectuées sur les compositions des grenats associés à l'irinarassite, montrent qu'il existe une solution solide entre le grenats au zirconium et ceux à l'étain au sein du groupe de la schorlomite. La formation simultanée de grenats à l'étain et une phase de tazheranite en association avec lakargiite, larnite, cuspidine, wadalite, et reondorfite indique que le skarn de cette caldera s'est formé à des températures inhabituellement élevées de 800-1000°C.
La formation de grenats d'étain dans la zone d'endoskarn est intervenue sous des conditions impliquant un départ conséquent de silicium de l'ignimbrite proche vers le xénolite carbonaté et la recombinaison du Zr du zircon dans le grenat et une phase basée sur ZrO_2. L'origine de l'étain Sn est une question plus difficile à résoudre car les minéraux source de Sn n'ont pas été identifiés dans les ignimbrites. Les minéraux

mélanocratiques tels que micas, amphiboles et pyroxènes dans lesquels l'étain peut s'intégrer, lors des procédés magmatiques, sont les sources les plus probables.

Dans le Tarn

Laurent Gayraud alias ME262 et ses acolytes, L., Rivière, R., Duarte, V. & Rémy, P. ont fait une découverte sensationnelle, qu'ils ont ensuite rapporté dans un article « Sur les traces d'Alfred Lacroix du côté de Castelnau-de-Brassac (Tarn) », Le Cahier des Micromonteurs, 115, 6-17, 2012.

Ils ont repris les données fournies par Henri Arsandaux, émissaire de A. LACROIX à la Croix Saint Julien dans le Tarn, au sujet d'un filon de lithium, sous la forme de rubellite et de lépidolite. Ils y ont trouvé de petits cristaux bruns et ont eu la très bonne idée des faire analyser.

Le spectre d'analyse montre la présence des éléments constitutifs habituels des grenats, Ca, Si, Al, auxquels viennent s'ajouter l'étain Sn ainsi que du soufre.
Normalement, il devrait y avoir un excès de soufre, qui fixeraient tous les métaux présents sous la forme de sulfures ou de sulfosels SnS-PbS-FeS_2... donc plus de S que de Sn.
Pourtant, l'analyse présente un excès de Sn par rapport à l'étain. A moins qu'il ne soit présent sous la forme d'oxyde, ce qui est peu probable, l'étain ne peut être fixé que dans le grenat.
Les petits grains découverts à Castelnau de Brassac semblent donc bel et bien être des grenats irinarassite., les plus gros du monde et les seuls à pouvoir être observés avec une simple optique non électronique .
Je ne sais pas comment a été effectuée cette analyse, mais il est fort possible que les petits sphérules que l'on perçoit sur les grenats puissent être de la sphalérite, vecteur de soufre.

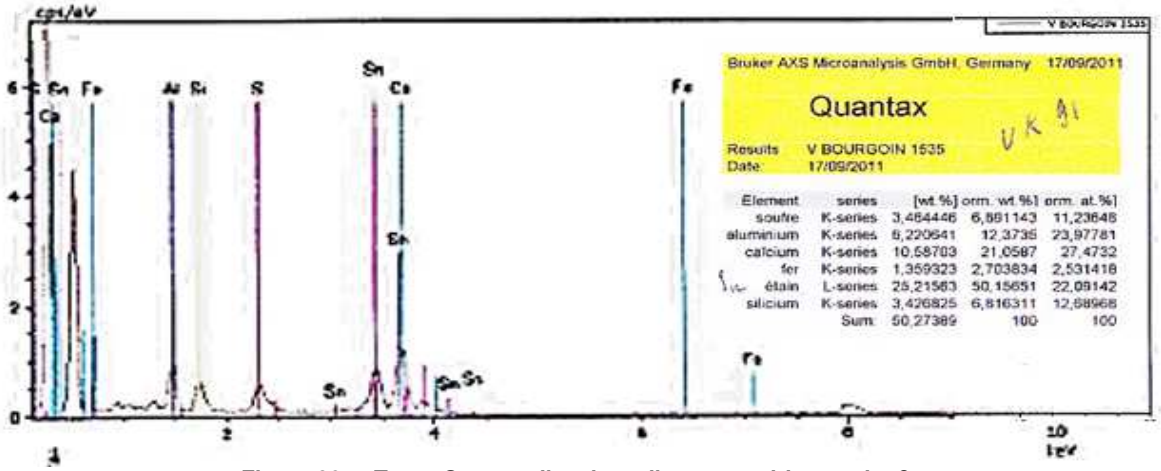


Figure 861 : Tarn : Spectre d'analyse d'un grenat irinarassite ?
De Castelnau de Brassac, Laurent Gayraud et al (2011)

Figure 862 : Tarn : Grenat irinarassite de Castelnau de Brassac, Laurent Gayraud et al (2011)

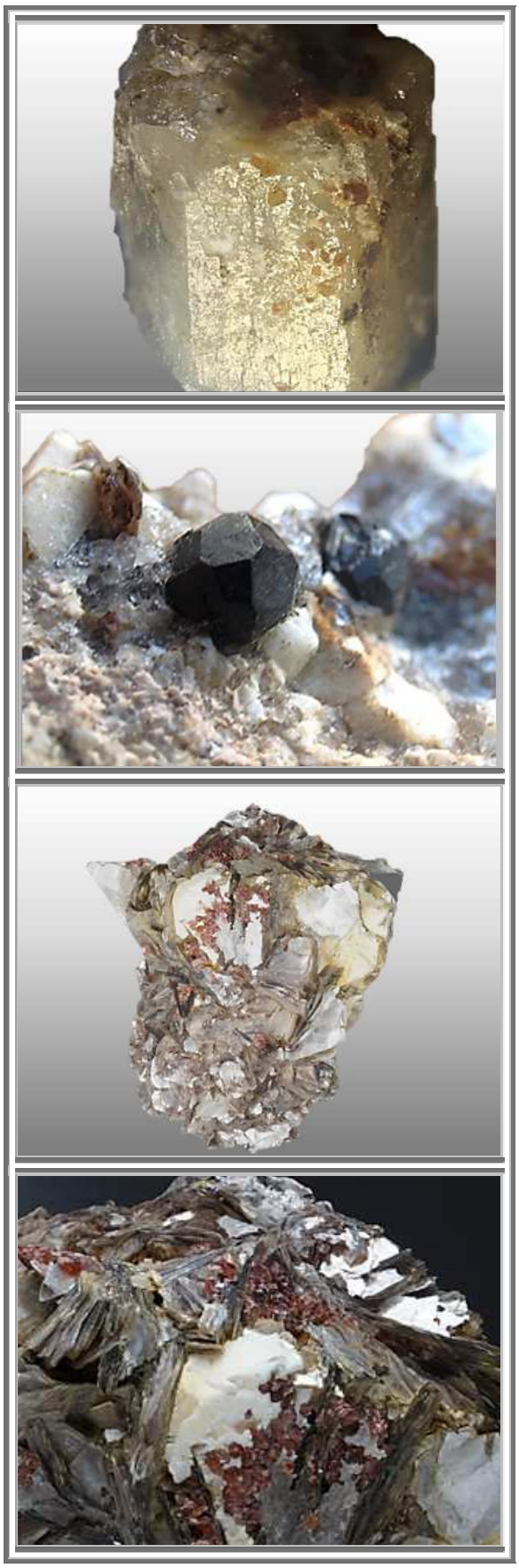


Figure 863 : Tarn : Almandins-Spessartines

Grenats sur Béryl
Brassac
Coll. et photo : ME262

Almandin
Castelnau de Brassac
Coll. et photo : DJY

Almandin-spessartine
Le vintrou
75 x 68 mm
Coll. et photo : Grenadorf

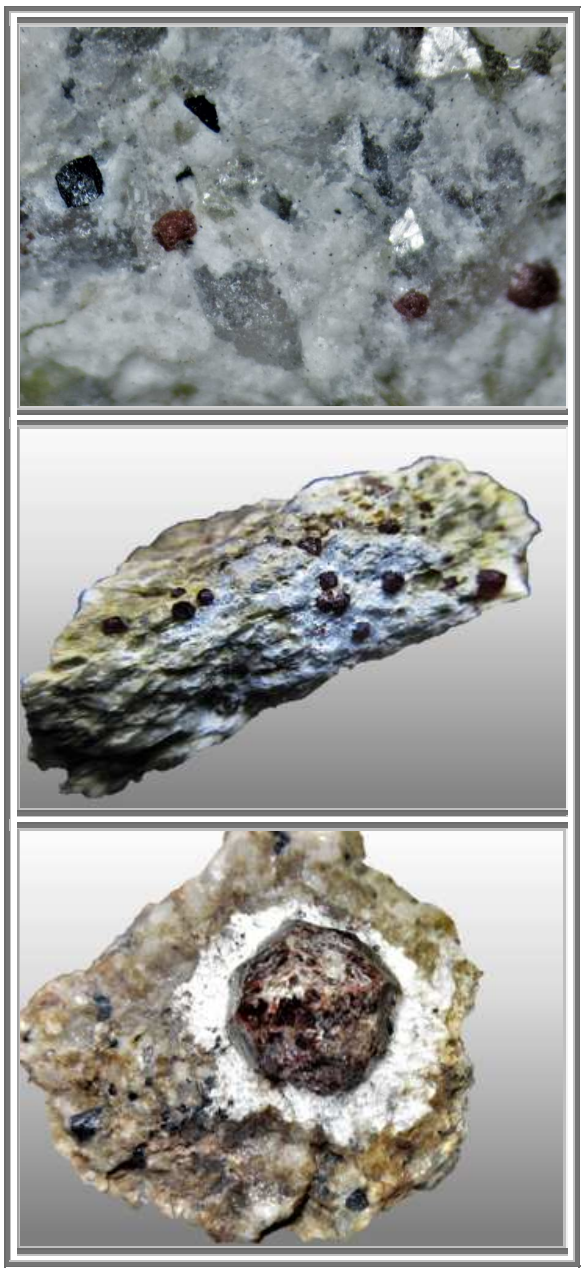


Figure 864 : Tarn : Castelnau de Brassac : Almandins

Almandin, muscovite et schorl
Le clap, La croix St Julien
Castelnau de Brassac
Cristaux 1 mm
Perso, N°1213

Almandin
La croix St Julien
Castelnau de Brassac
3 cm
Perso, N°1214

Almandin- spessartine
La croix St Julien
Castelnau de Brassac
cristal 1 cm
Perso, N°1215

6.3 Grenats de skarn

Les skarns se développent au contact de veines qui associent différents faciès de granites évolués injectés le long des contacts entre dolomies massives k2a et la base de la série noire. Ces veines sont guidées par les charnières des plis et surtout par la schistosité. Les skarns se développent plus largement à l'intersection de ces structures syn-schisteuses NE-SW et de structures transverses SSW-NNW et NW-SE. Les dolomies massives ne renferment que des skarns fissuraux à diopside-trémolite-calcite-humite, faiblement et irrégulièrement minéralisés. Les minéralisations sont préférentiellement développées dans les alternances calcaréo-argileuses inférieures à la base de la formation k2bC. On distingue des skarns clairs, bien lités et zonés, à diopside-grossulaire-vésuvianite-wollastonite-épidote, faiblement minéralisés, et des skarns sombres, massifs, à grain grossier à grenat brun-rouge de la série grossulaire almandin-spessartine et vésuvianite, qui renferment l'essentiel des minéralisation

6.3.1. Métamorphisme de contact du granite du Sidobre

Le massif du Sidobre développe à sa périphérie une auréole de métamorphisme de contact, relativement étroite (300-400 m) au Sud-Est, où le contact du granite est subvertical. Elle est plus étendue (600 m) au Nord-Ouest, où le granite s'ennoie plus doucement sous sa couverture. Les produits du métamorphisme de contact dépendent de la nature des roches affectées : schistes tachetés et cornéennes dans les roches pélitiques, cornéennes calciques et marbres pour les roches carbonatées. Des skarns, localement minéralisés se développent dans ces roches calciques.
Dans les roches gréso-pélitiques, les schistes tachetés contiennent de la biotite et localement de petits nodules noirs (mais la cordiérite n'est pas signalée). En zone interne, ce sont des cornéennes à andalousite (automorphe, en cristaux non orientés, le plus souvent altérées en muscovite) et biotite (plus ou moins chloritisée). Dans ces roches, quartz et muscovite sont recristallisés.
Du plagioclase s'observe en petits grains ou en phénocristaux. L'ilménite est courante. La sillimanite en fibres associées à l'andalousite apparaît localement (Saut de la Truite, « route de Vabre ») à quelques centimètres du contact avec le granite.

Les cornéennes calciques sont constituées de biotite, plagioclase, actinote ou hornblende et localement diopside et/ou grenat ; l'épidote est parfois présente. Ces roches sont fréquemment zonées et peuvent alors s'interpréter comme des skarns de réaction entre lit carbonaté et lit gréso-pélitique Les marbres dérivés de dolomies ou de calcaires dolomitiques contiennent talc, trémolite et/ou phlogopite. Le sphène est un minéral accessoire courant dans ces roches.
Les conditions de ce métamorphisme de contact sont estimées à 570 °C à 2 kb pour la zone de l'andalousite (600 °C au maximum) (Acuana-Soriaux, 1981).
D'autres estimations donnent des températures comprises entre 620 et 700 °C (pour les parties plus proches du granite).

Des skarns d'apport (Acuana-Soriaux, 1981 ; Couillou, 1988 ; Safa et al., 1987) s'observent dans la zone des « roof pendants » au Nord-Est du batholite (Armengaud, Ferrières), au voisinage du granite de la Fabrié et surtout dans la région de Fumade – la Fédial, où des minéralisations en tungstène ont justifié des recherches minières.

Les skarns de Fumade – la Fédial montrent une organisation en zones : dolomite, dolomite + talc, (dolomite + trémolite), calcite + forstérite + humite, diopside, grenat. La vésuvianite se développe couramment sur le grenat. La scheelite se localise dans la zone du diopside et surtout dans celle du grenat ; elle est soit dispersée, soit regroupée en zones plus grossières. Le diopside se transforme tardivement en trémolite, le grenat en épidote. Les skarns ont des puissances qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres.

À Armengaud, les skarns, puissants d'environ 50 cm, se développent en zones depuis les calcaires dolomitiques et les schistes noirs : dolomite + calcite + diopside ± talc, calcite + diopside + vésuvianite (idocrase) ± talc, calcite + diopside + grenat, calcite + grenat.

Les skarns de Ferrières, de puissance métrique, renferment actinote, diopside, phlogopite, grenat et scheelite sans qu'aucune réorganisation zonale ne soit notée ?

Figure 865 : Tarn : Skarn de fumade : Localisation des grenats

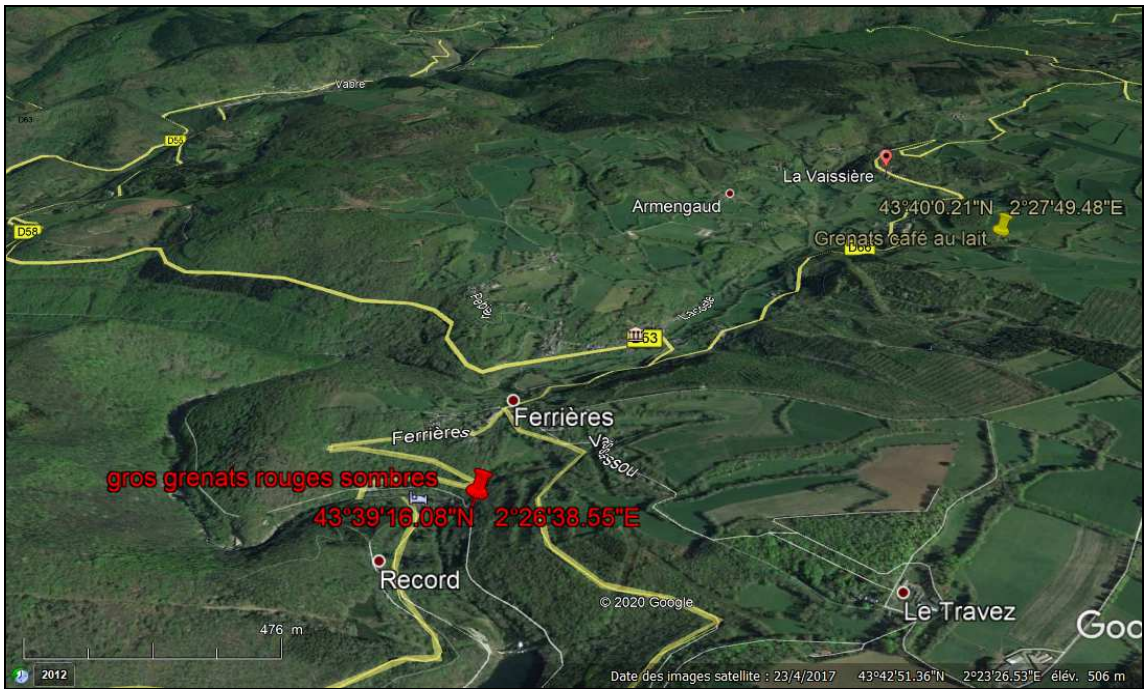


Figure 866 : Tarn : Secteur de Ferrières : Localisation des grenats

Figure 867 : Tarn : Skarn de Fumade : Grossulaires

Grossulaire et vésuvianite
Skarn de Fumade, Brassac
3 cm
Coll. et photo : Montroc81

Grossulaire et vésuvianite
Skarn de Fumade, Brassac
Coll. et photo : Montroc81

Grossulaire et vésuvianite
Skarn de Fumade, Brassac
5 cm
Coll. et photo : Montroc81
cet échantillon provient d'un micro affleurement qui n'est pas représentatif de tout le secteur. Il s'agit d'un "skarn clair" à grossulaire et idocrase. Les grenats sont bien formés mais totalement noyés dans le quartz, ils sont parfois fissurés et ces fissures sont alors remplies de quartz.. Cet échantillon est un des seuls échantillons "géodiques" récolté .... les "vides" sont rares et le plus souvent il s'agit de cavités sans intérêt (dissolution d'un ancien minéral ?)

Grossulaire
Skarn de Fumade, Brassac
Coll. et photo : ME262

6.4 Grenats d'éclogite

Dans de nombreux orogènes, les roches métamorphiques à haute pression (HP) telles que l'éclogite se présentent sous forme de lentilles dans le gneiss quartzofeldspathique qui s'équilibrent à des pressions beaucoup plus faibles. La pression – température – temps (P – T – t) l'histoire de l'éclogite par rapport au gneiss hôte fournit des informations sur les mécanismes et les délais exhumation de croûte orogénique.

6.4.1. Eclogite du Jounié

Sur la carte géologique du tarn, les zones à éclogites apparaissent sous le monigramme **η : Intrusions basiques et intermédiaires-Roches basiques éclogitisées (éclogite du Jounié)**
L'éclogite du Jounié présente une évolution complexe depuis le faciès éclogite jusqu'à un faciès amphibolite compatible avec le degré de métamorphisme de son encaissant:

- l'association primaire est grenat (almandin 40 %, pyrope 29 %, grossulaire 31 %) + omphacite (jadéite 21 %, ferrosilite 9 %, enstatite 31 %, wollastonite 39 %) + quarz + rutile ou ilménite. Les conditions de formation peuvent être estimées à 800 ± 100 oc et 7 à 9,5 kbar;
- Cette associaiton est déstabilisé en kelyphite formée tout d'abord de plagioclase (An 38-42) et diopside; puis de plagioclase et d'amphibole. Plusieurs associations ont été observés : labradorite (An 69-70) + hastingsite magnésienne; oligoclase (An 28-32) + magnésio-hornblende; et bytownite (An 78) + cummingtonite. Plus tardivement, une biotite brune se développe aux dépens de l'amphibole le long de rubans pluricentimétriques conformes à la foliation régionale; l'ilménite et le rutile sont transformés en sphène (alumineux).

Notons enfin que certaines roches basiques (à amphibole + plagioclase + biotite + quartz) de la partie sud de la zone axiale montrent des textures symplectites (amphibole + plagioclase) qui pourraient bien dériver de kélyphite. Cela suggère que les éclogites ont pu être plus fréquentes que les rares indices actuellement connus.

6.4.2. Eclogite de terme de Fourcaric

En ce qui concerne **l'éclogite de Terme de Fourcaric**, car c'est là que l'éclogite paraît la moins altérée, des échantillons ont été prélevés dans des zones à fortes concentrations de blocs d'éclogite (Fig. c), la plupart de plusieurs mètres de diamètre. Les éclogites sont regroupées en bandes allongées qui correspondent aux motifs de la carte géologique (Alabouvette et al., 1993), et le flotteur d'éclogite se trouve également dans un petit ruisseau (d'un mètre de large) s'écoule ~250–200 m de la zone allongée et concentrée de blocs d'éclogite vers une zone marécageuse (Fig. c).
Les données du BRGM fournissent comme teneurs en jadéite (35 à 41 %) du pyroxène et en pyrope (43 à 49 %) du grenat de **l'éclogite du Terme de Fourcaric,** beaucoup plus élevées que celles des autres éclogites connues en Montagne noire, conduisent à des estimations de pression (minimum) également plus élevées : 11 à 12 kbar pour des températures de l'ordre de 680 à 700°C.
Des chercheurs ont également étudi les éclogites de ce secteur. En effet, la localité des Terme de Fourcaric, à proximité de la ferme de Peyrambert (site d'un échantillon daté par Faure et al., 2014), est nettement moins altérée que les autres éclogites. Elle est constituée d'association grenat + omphacite + rutile + quartz (mineur). L'éclogite étudiée (échantillon MN13-11A), qui est foliée et lignée, est composée de grenat (45% modal), d'omphacite (35%), rutile (4%) avec de la symplectite à amphibole – plagioclase à grains fins (16%). Le quartz se présente sous la forme d'inclusions abondantes dans le grenat, il est plus rare dans la matrice. Le zircon et le rutile sont également présents sous forme d'inclusions dans le grenat, mais aussi dans la matrice, avec de l'apatite texturellement tardive et des pointes d'ilménite en inclusion dans le rutile.
Le grenat est généralement subédrique, de 2 à 5 mm de diamètre et zoné.
La composition du cœur des grenats (correspondant à la région la plus riche en inclusions de quartz) est :

- 43 mol% d'almandin
- 32 mol% pyrope
- 23 mol% grossulaire
- 2 mol% de spessartine

La périphérie (correspondant à la région contenant des inclusions de rutile) est plus riche en pyrope et plus faible en almandine et en composants grossulaires:

- 36% molaire d'almandin,
- 50 mol% de pyrope
- 14 mol% de grossulaire
- 0 % de spessartine,

La matrice de clinopyroxène est constituée d'omphacite et se présente sous la forme de grains tabulaires de ~1–3 mm de long. Certains ont de très minces périphéries (≤100 µm) riches en diopside, mais sinon la teneur en jadéite de la partie omphacitique des grains est assez homogène, ~35–36 mol%.
Le rutile se présente sous trois habitus différents : inclusions dans l'omphacite et dans la région proche du bord des grenats (généralement arrondis et dans certains cas en grappes dans les grenats), des grains de matrice en blocs qui ont des joints de grains droits avec l'omphacite et encore, des grains plus irréguliers et allongés (généralement avec de l'apatite, de l'ilménite et du zircon) le long des joints de grains. Le rutile contient généralement des lamelles et des plaques d'ilménite.

6.4.3. Eclogite générale

La Montagne Noire du sud du Massif Central, en France, est une éclogite - dôme de gneiss (migmatite) situé à la transition orogène-avant-pays de la ceinture de Variscan. Il s'agit, là, de la plus jeune éclogite de l'orogène, d'âge similaire à la migmatite et du granite qui a cristallisé dans des conditions de basse pression. Les conditions P – T pour une éclogite exceptionnellement inchangé du centre de la Montagne Noire ont été estimées à l'aide d'une pseudosection complétée par thermométrie grenat – clinopyroxène et Zr-dans-rutile. Les résultats indiquent un pic P ~ 1,4 GPa et T ~ 725 ◦C pour Jante grenat riche en mg (50 mol% pyrope) + omphacite (36 mol% jadéite) + rutile + quartz. La géochronologie U – Pb (LA-ICP-MS) de 16 grains de zircon zonés a donné ~360 Ma (4 noyaux) et ~315 Ma (12 jantes et noyaux).
Les abondances des éléments de terres rares déterminées par LA-ICP-MS pour le zircon daté sont compatibles avec la cristallisation du zircon ~315 Ma dans des conditions stables au grenat et instables au plagioclase que nous interprétons comme indiquant haute pression; en revanche, le coeur en zircon ~360 Ma correspond à une cristallisation sous pression plus faible conditions stables au plagioclase. Basé sur des suites de zonage et d'inclusion grenat, des textures de rutile et du zonage Zr, Résultats P – T et pétrochronologie du zircon, ~315 Ma serait donc l'âge des faciès de l'éclogite métamorphisme qui n'a précédé que légèrement la formation du dôme et la cristallisation à 315–300 Ma.
Cet age indique que la formation d'éclogite à haute pression et la mise en place du dôme de migmatite à basse pression étaient étroitement espacées dans le temps. Les ingénieurs du BRGM proposent que le transfert de matière entraîné par l'effondrement de l'orogène chaud à l'avant-pays frais a entraîné un épaississement du bord de l'orogène, entraînant un métamorphisme du faciès de l'éclogite de la croûte profonde. Peu de temps après, la croûte partiellement fondue de faible viscosité s'écoulait du plateau vers l'avant-pays, incorporant et exhumant l'éclogite. L'histoire P – T – t de l'éclogite de la Montagne Noire montre que certains matériaux du dôme sont remontés de> 40 km de profondeur à des niveaux crustaux peu profonds, probablement en un seul décompression, et que les dômes de migmatite sont donc très efficaces pour exhumer la croûte profonde.

6.4.4. Pétrologie

Dans le dôme de la Montagne Noire, le métabasalte apparaît principalement sous la forme d'amphibolite. Il peut également se présenter sous la forme de couches et de lentilles d'éclogite (fig. b et c) constituées de grenat + omphacite + quartz + rutile (Demange, 1985; Faure et al., 2014). Une roche contenant grenat + enstatite provenant de l'est du Caroux (Airette) a été interprétée comme une roche «ultramafite du faciès éclogite» à l'origine formée comme un cumulat à partir de magma basaltique (Demange, 1985). Des roches mafiques rétrogrades qui surgissent dans l'est du Caroux, certaines avec du grenat, peuvent être d'anciennes éclogites (Faure et al., 2014). D'autres localités possédant des éclogites se trouvent dans les environs : 3 en région centrale (Le Jounié, Terme de Fourcaric / Peyrambert, Cantaussel) et 1 au sud-ouest (Cabardès) (Fig.b).

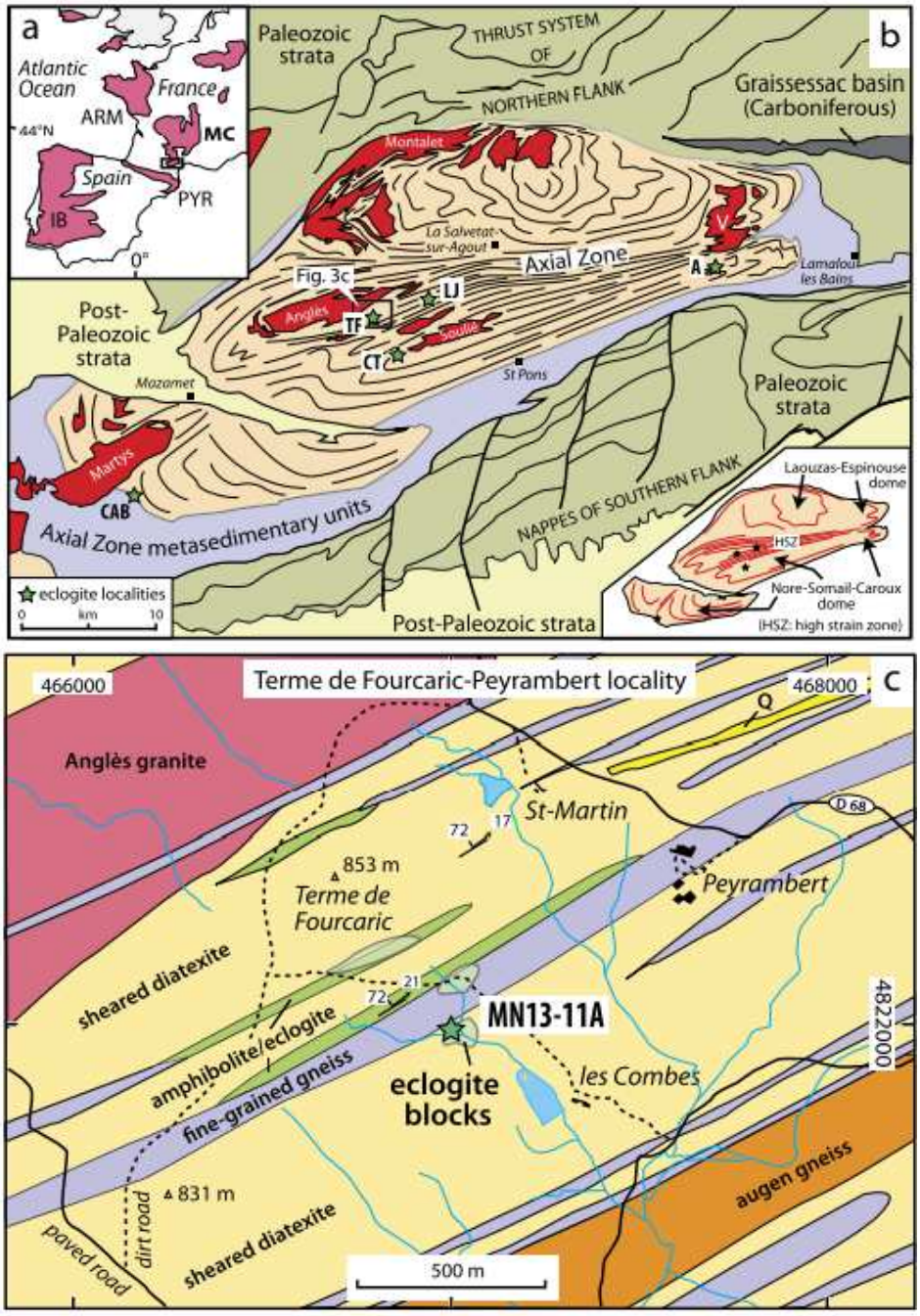


Figure 868 : Tarn : Structures et localisations des éclogites de la Montagne noire

a) Carte de certains massifs varisques d'Europe occidentale: Armoricains (ARM), ibérique (IB), le Massif Central (MC) et les Pyrénées (PYR). Le rectangle à l'extrémité sud du Massif Central montre l'emplacement de la Montagne Noire;

b) Carte géologique simplifiée de la Montagne Noire (trajectoires de foliation après Rabin et al., 2015, et Roger et al., 2015, pour l'extrémité est du dôme)

c) Les emplacements d'éclogite sont représentés, et abrégés comme suit: A = Airette, CAB = Cabardès, CT = Cantaussel, LJ = Le Jounié, TF = Terme de Fourcaric. Les granites anatectiques sont étiqueté (V = Vialais);

d) Carte de la région de Terme de Fourcaric / Peyrambert, montrant la localisation de l'éclogite analysé, MN13-11A (d'après Alabouvette et al., 1993; Demange et al., 1996).

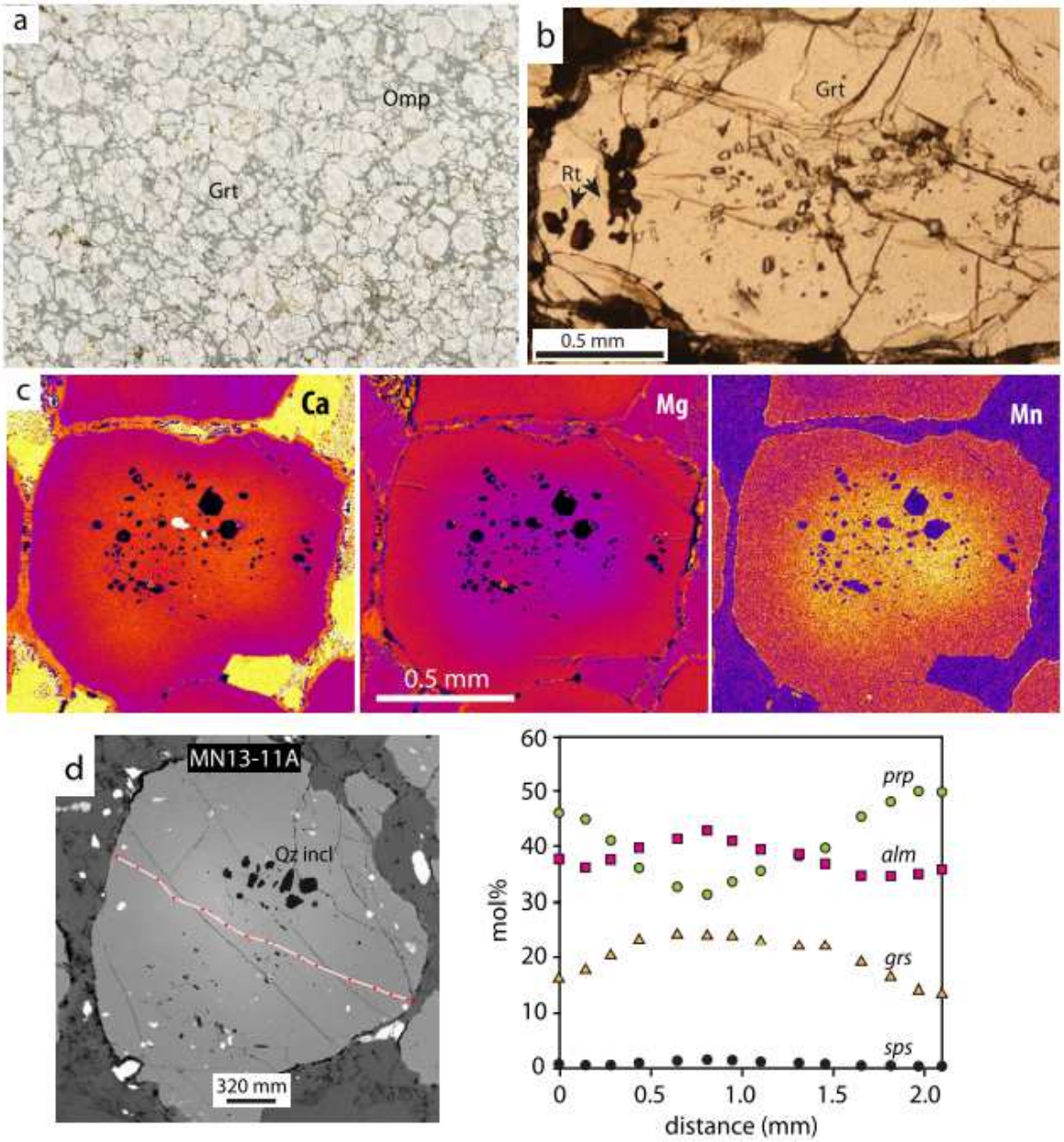


Figure 869 : Tarn : Eclogites : Eclogite des Terme de Fourcaric MN13-11A

a) balayage en coupe mince (4 cm de long) montrant le grenat, l'omphacite et une rétrogression mineure (gris = symplectite amphibole – plagioclase);

b) Photomicrographie (lumière plane) de grenat avec des inclusions de quartz dans le noyau et des inclusions de rutile près du bord de grenat;

c) Cartes des éléments montrant le zonage en Ca, Mg et Mn; (d) Image ESB du grenat avec les compositions d'accompagnement le long de la ligne indiquée sur l'image.
Abréviations minérales: Grt = grenat; Omp = omphacite; Qz = quartz; Rt = rutile. Abréviations des composants: alm= almandine; grs = grossulaire; prp = pyrope; sps = spessartine.

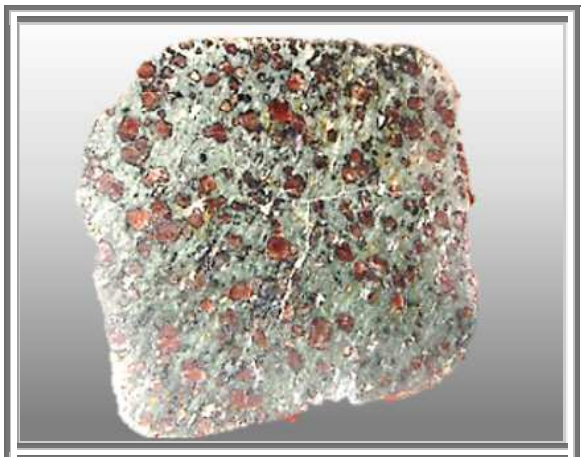


Figure 870 : Tarn : Montagne noire : Tranches d'éclogite

Brousse le Château, Tarn ???
Sans doute Terme de Fourcaric
Très peu d'altération et de rétromorphose
7 cm
Coll. et photo : Didier81, Geoforum

La salvetat (31) mais même origine géologique
10 cm
Perso, n°902

La salvetat (31) mais même origine géologique
10 cm
Perso, n°902

6.5 Grenats de granite

6.5.1. Grenats de Rouquié

En croisant les différentes informations, et notamment les écrits de Lacroix et al au sujet de la présence de dumortiérite : Gramont, X., Monchoux P.Tollon F.

DUMORTIERITE $Al_7(BO_3)(SiO_4)_3O_3$
Rouquié : Talus de la route Laraviège-Rouquié, à 200 m à l'Ouest de Rouquié. Département : Tarn (81).
Commune : Lamontélarié. 1/50 000, Lacaune, x = 2° 55' 30", y = 43 36'.
La dumortierite est dispersée dans une aplite à grenat. Elle forme de petits cristaux fibreux atteignant parfois 5 mm de long, de couleur bleu violacé. Le minéral a été déterminé par ses propriétés optiques (pléochroïsme intense : nv bleu violacé foncé, nm violacé très pâle, ng incolore, nv = 1,668 + 0,005, ng = 1,690 + 0,003 ; allongement négatif ; biaxe négatif, 2 V ~ 30° ; dispersion forte v < r, par sa densité peu inférieure à 3,33, et par son diagramme de poudre pratiquement identique à celui de la fiche ASTM 7-71.

Bien que les coordonnées terrestres sont erronée (valeur x = 2,5530° environ), il est vraisemblable que la distance de 200 m vers l'ouest au départ de Rouquié soit juste. Cela nous mène a une faille dont je n'arrive pas à identifié la parafe d'identification des roches.

Figure 786 : Tarn : Carte géologique et relief La ravière-Rouquié - barrage EDF

Figure 871 : Tarn : almandins du barrage de La Raviège

Grenat et Dumortiérite
Rouquié
Coll et photo Juneau

Grenat
La Raviège
Coll. et photo : ME262

Figure 872 : Tarn : St Salvy et Lacaune : Almandins et Spessartines

Almandin
Monts de Lacaune
Lacaume
4 cm
Perso, N°1218

Spessartine et tourmaline
St Salvy de la Balme ?
7cm
Perso, N°1159

6.6 Grenats des granites

6.6.1. Grenats des Monts de Lacaune

Dans le ravin de Malafayère (x = 6224; Y = 1552), un filon de granite (quartz, plagioclase automorphe An 15, orthose interstitielle, grenat, tourmaline, muscovite) recoupe les dolomies de l'unité de la Quille.

6.6.2. Grenats de St Salvy de la balme

Il existe à proximité immédiate du massif du Sidobre proprement dit des filons de microgranites (μγ), de granites à grain plus ou moins fin et d'aplites à muscovite et grenat (γ 3) : Ferrières, filon d'aplite de la mine de Saint-Salvy, Rolland, Saut de la Truite.

6.6.3. ζybg Granite du Montalet

Ce granite, largement développé dans la partie nord-ouest du massif de l'Agout, envahit très largement le dôme de Lamontélarié et la partie nord du synclinal de Fraïsse où il forme de nombreux sills pluri-décamétriques jalonnant les contact et les charnières des plis P3. Des affleurements caractéristiques peuvent être observés au Roc de Montalet (x = 6327; y = 1853) et à la carrière EDF de la Raviège (x = 6195; y= 1448).

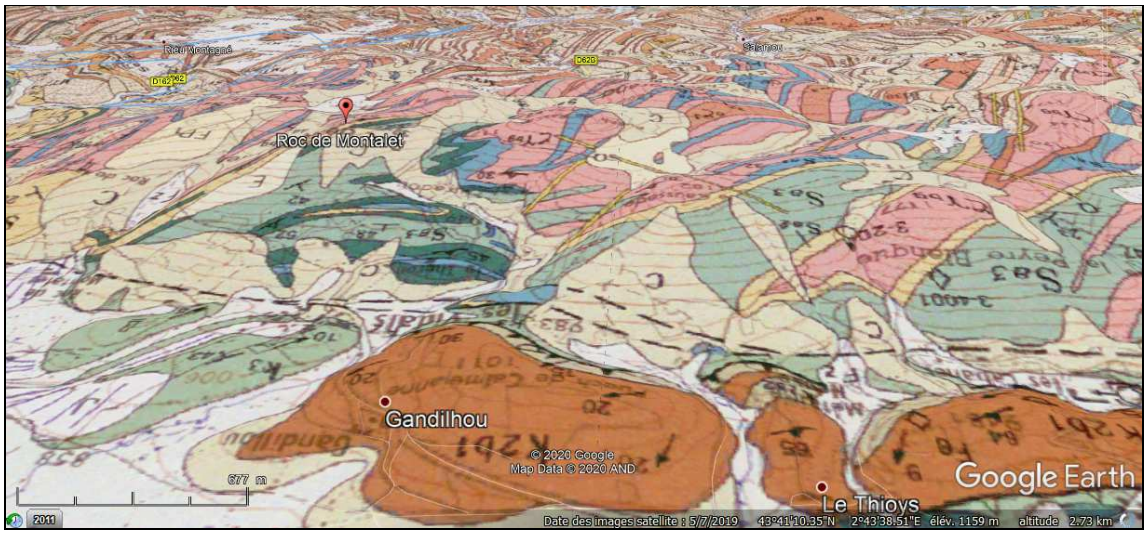


Figure 787 : Tarn : Granit du Montalet : relief et localization

Dans cette galerie, des skarns décimétriques à métriques se développent au contact des niveaux carbonatés.

Le granite du Montalet présente deux faciès qui se distinguent par leur teneur en biotite et leur géochimie. Les deux faciès du granite du Montalet sont des roches sursaturées en aluminium

- L'un, plus riche en biotite, mais néanmoins hololeucocrate, et moins évolué (SiO_2 = 69-70 %) peut être considéré comme une granodiorite leucocrate.

Al/Na + K + 2 Ca	1,15
CaO	3,24 à 2,70 %
Ca/Ca + Na	0,22
très peu potassique (K_2O)	2 à 3,2 %
très ferrifère (Fe/Fe + Mg)	0,77

- L'autre plus pauvre en biotite et plus évolué (SiO_2 = 71,5-74 %) est classée en granite monzonitique.

(Al/Na + K + 2 Ca	1,10
CaO	2-1,60 %
Ca/Ca + Na	0,18
très peu potassique (K_2O)	3,5 % 4 %
très ferrifère (Fe/Fe + Mg)	0,85

La carrière de la Raviège (feuille Lacaune, X = 466,00, Y = 4 827,75) montre que ces deux magmas sontcontemporains et ont coexisté à l'état liquide.

Ces granites sont formés de plagioclase automorphe, à macles complexes, à zonation récurrente mais globalement normale An 38-18, feldspath potassique en quantité variable selon les faciès, quartz. Les minéraux ferromagnésiens sont peu abondants :

- biotite (ferrifère : Mg/Fe + Mg = 15,7-16, alumineuse Al_2O_3 = 20,8 %, pauvre en titane : TiO_2 = 1,3-2,3 %)
- grenat en très petits cristaux roses,. de la famille almandin - spessartine (plus de 90 % d'almandin), est toujours présent
- rare muscovite primaire.
- Parmi lesminéraux accessoires (apatite, tourmaline, minéraux opaques), le zircon est assez abondant et forme des cristaux libres atteignant 0,5 mm. Des paillettes de quelques millimètres de molybdénite ont été observées dans la carrière située le long de la D62 au Sud-Est de Brassac (X = 460,20 ; Y = 4 830,05) et dans les déblais de la galerie EDF à Brassac.

Le granite du Montalet présente une foliation dont l'aspect varie beaucoup avec la position de l'affleurement dans le corps granitique. Au cœur des massifs importants, cette foliation est vraisemblablement magmatique primaire marquee par les biotites et les tablettes de feldspath. Vers la périphérie des corps granitiques, cette foliation prend un caractère plus tectonique, avec des textures en mortier plus ou moins recristallisées, un étirement des quartz, qui proviennent sans doute d'un rejeu de la foliation primaire. Parfois (carrière le long de la D62) cette foliation est associée à des plis isoclinaux marqués par les aplites. Cette foliation s'accompagne de lessivages et rétromorphose avec muscovite, placage de sillimanite, épidote. Cette foliation est déformée par les phases tardives aussi bien en grand à l'échelle de la carte qu'à l'échelle de l'affleurement (très beaux affleurements dans le lit de l'Agout au Sud-Ouest du bois de Teil, X = 460, Y =4 828,64).
Il existe localement des bouffées et filons, postérieurs à cette foliation, de granite très blanc à cordiérite qui se relient sans doute au développement du granite du Laouzas (feuille Lacaune).
Une seconde foliation apparaît en liaison avec le jeu chevauchant et décrochant des accidents qui affectent les écailles para-autochtones et la faille des monts de Lacaune, mais qui peut se développer à plus d'un kilomètre des accidents principaux. Cette foliation présente le caractère de mylonites à froid et s'accompagne de rétromorphose en faciès schiste vert : chlorite, muscovite,épidote, de silicification et tourmalinisation.

Si l'âge relatif du granite du Montalet est bien calé par rapport aux phases tectoniques, son âge absolu demeure inconnu. Huit mesures effectuées dans le cadre du lever de la feuille Lacaune (Baubron, 1982) conduisent à des errorchrones probables à 401 ± 41 Ma et 608 ± 80 Ma. Les données inédites de J.-L. Duthou (1994) définissent un errorchrone à 280-285 Ma (rapport initial 0,711) qui est un âge de refroidissement ou de remaniement.
Les données de M. Faure et al. (2010) sur le zircon et la monazite fournissent les âges suivants : 2 700 Ma, 1 000 Ma, 507 ± 13 à 460 Ma et 333 ± 67 à 324 ± 3 Ma. Les données de A. Cocherie (2010) fournissent un âge de 317 ± 4 Ma (U-Pb dans le zircon) Les âges précambriens sont vraisemblablement des âges de remaniement. M. Faure et al. (2010) considèrent que les âges hercyniens sont des âges de mise en place de ce granite. Ils en déduisent que ce granite n'est pas un granite précoce mais qu'il est plus ou moins contemporain du métamorphisme et du granite du Laouzas. Ce point de vue est contraire à toutes les données géologiques (foliations déformées, bouffées de granite du Laouzas, altérations hydrothermales). Il n'est pas impossible que les âges hercyniens soient en partie des âges de remaniement liés au métamorphisme tardif et au développement du granite du Laouzas. Il se pourrait que l'âge de mise en place du granite du Montalet soit hercynien précoce (ce que ne confirme aucunedonnée géochronologique) ou calédonien (âges sur zircon, monazite et Rb-Sr).

6.6.4. $\xi\gamma_{gm}$ Granite à grenat et muscovite (col de la Bassine)

Affleurant au Nord-Est du col de la Bassine, ce granite forme un sill, puissant au plus d'une vingtaine de mètres, interstratifié dans les formations gréseuses métamorphiques (zones de l'andalousite et de la sillimanite + muscovite) rapportées au Cambrien inférieur de l'unité de la Quille.
Il s'agit d'un granite très déformé, d'aspect presque gneissique, très clair, à petits (2-3 mm) phénocristaux de feldspath alignés dans la foliation et à grandes lames de muscovite.

Au microscope, cette roche est formée de phénocristaux de feldspath potassique et plagioclase (An 20-10) à tendance automorphe, très granulés, dans une matrice de quartz engrené et d'un peu de feldspath potassique.
Les feldspaths montrent des caractères magmatiques : inclusions automorphes orientées, zonation complexe récurrente, macles de Carlsbad.
Le grenat est assez courant; la biotite très chloritisée, rare; la muscovite est largement secondaire.
Les accessoires sont tourmaline et apatite.
Par certains aspects, ce granite précoce n'est pas sans rappeler le granite du Montalet, bien qu'appartenant à un tout autre domaine structural. Il s'agit toutefois plus probablement d'un petit corps périanatectique.

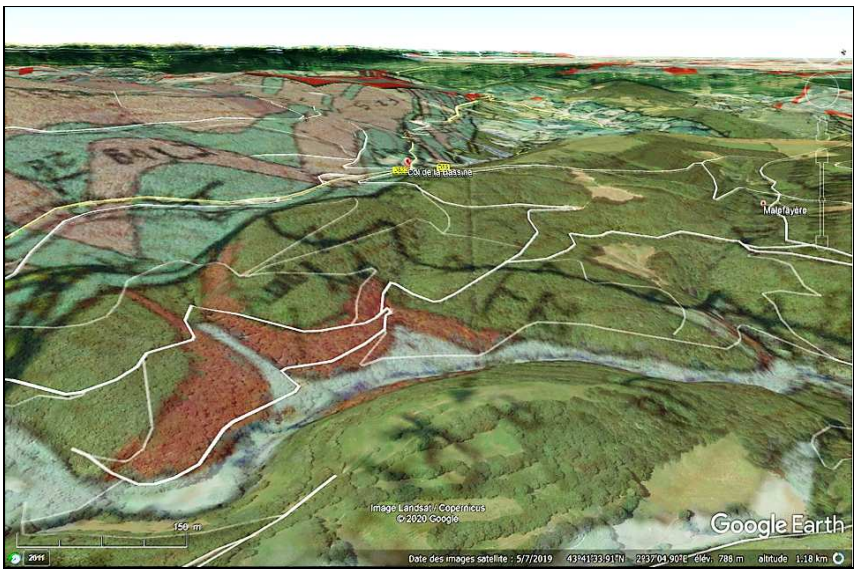


Figure 788 : Tarn : Col de la Bassine : Granite grenatifère : Relief et localisation

6.6.5. Ψ~t Granites à muscovite, grenat et tourmaline (Secun-Combes-pinas)

Il s'agit de granites roses, à grain fin, pauvres en biotite, riches en orthose, à quartz et à plagioclase xénomorphe (An 10-15, parfois albite), muscovite, tourmaline, grenat.

6.6.6. $\mu\gamma^{2-3}$. Granitoïdes filoniens des monts de Lacaune

Un filon plurimétrique recoupe sur environ 2 km différentes écailles dans la région d'Espérausses. Le cœur de ce dyke est une granodiorite grenue, sa périphérie un granophyre à phénocristaux d'albite (An 0) et de biotite dans une matrice micropegmatitique (quartz, feldspath potassique, plagioclase). Ce dyke est jalonné d'un second dyke de micromonzonite (phénocristaux de felspath potassique, biotite dans une matrice felsitique). Toutes ces roches sont intensément hydrothermalisées (séricitisation, silicification) et lorsqu'elles recoupent des dolomies, celles-ci sont transformées en calcaires et montrent parfois de petits skarns minéralisés en tungstène.
L'étude géochimique montre que ce granite d'Espérausse se rattache au cortège filonien du granite du Sidobre (feuille Castres).
Dans le **ravin de Malafayère** (x = 6224; Y = 1552), un filon de granite (quartz, plagioclase automorphe An 15, orthose interstitielle, grenat, tourmaline, muscovite) recoupe les dolomies de l'unité de la Quille.

6.7 Grenats de pegmatites

P. Pegmatite
Ces pegmatites sont très variées:
En général, il s'agit de pegmatites banales à muscovite et accessoirement grenat et tourmaline, dont la disposition en couronne autour du massif et le contrôle par le degré de métamorphisme souligne le caractère de pegmatites péri-anatectiques; avec biotite, apatite et plagioclase; la muscovite en est absente;

- certaines pegmatites à biotite et cordiérite se rattachent au granite de Laouzas;
- dans la partie nord-ouest du massif, les pegmatites sont riches en tourmaline, grenat et muscovite et présentent une teinte rose. Elles se rattachent aux granites de Secun et Combespinas (et peut-être au granite du Montalet). Les pegmatites de la Croix Saint-Julien et du puech Margot, célèbres par leurs minéraux de lithium et de béryllium, (Pierrot et al., 1976), se relient à cette famille.

6.8 h2g Diorite quartzique à grenat (Cambon-Lacout)

Ce petit massif (2 km x 500 m), intrusif dans les gneiss du synclinorium du col de Fontfroide, apparaît sécant sur les structures précoces (P1b comprise), mais les roches sont foliées par la phase P3, ce qui date sa mise en place.
Ces diorites sont des roches à texture grenue hypidiomorphe peu variables: plagioclase (andésine), quartz mineur, biotite, grenat, apatite, allanite, zircon et exceptionnellement amphibole. La foliation est peu marquée en lame mince. Ces roches présentent de légères variations depuis des termes mésocrates pauvres en quartz jusque des termes plus leucocrates.
Leur composition chimique est identique à celle des diorites quartziques à grenat précoces. Elles peuvent être interprétées comme des cumulats plagioclasiques de liquides différenciés (SiO_2 = 56 à 68 %) et s'intègrent à la lignée subtholéiitique.

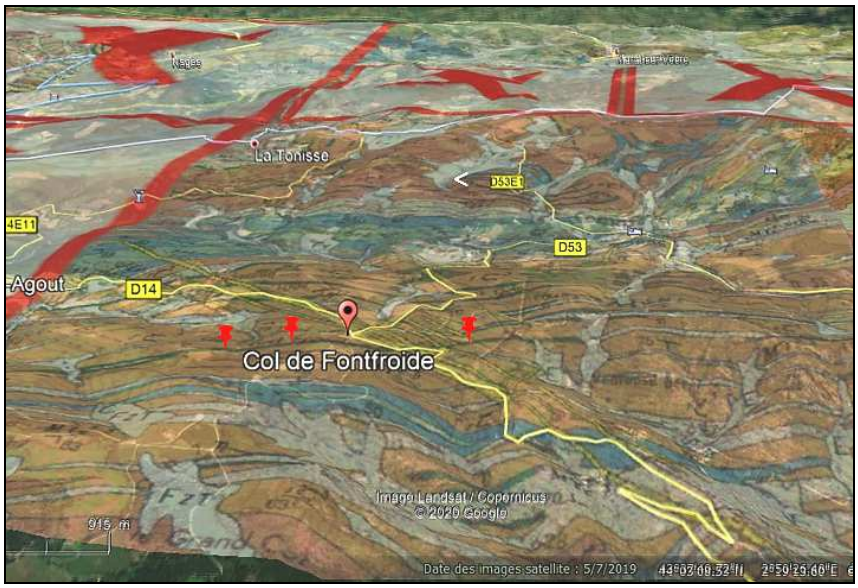


Figure 873 : Tarn : Col de Fontfroide : Relief et localisation de diorite grenatifère

Figure 874 : Tarn : Pegmatites à Grenats
extrait du toit
Pegmatites des contreforts de la Montagne Noire, région de Brassac (81)

Almandin-Spessartine ?
avec tourmaline, quartz et microcline

Figure 875 : Tarn : Grenats

Almandin-Spessartine ?
Puech Margot
FOV 6 mm
Collection et photo me262, Geoforum

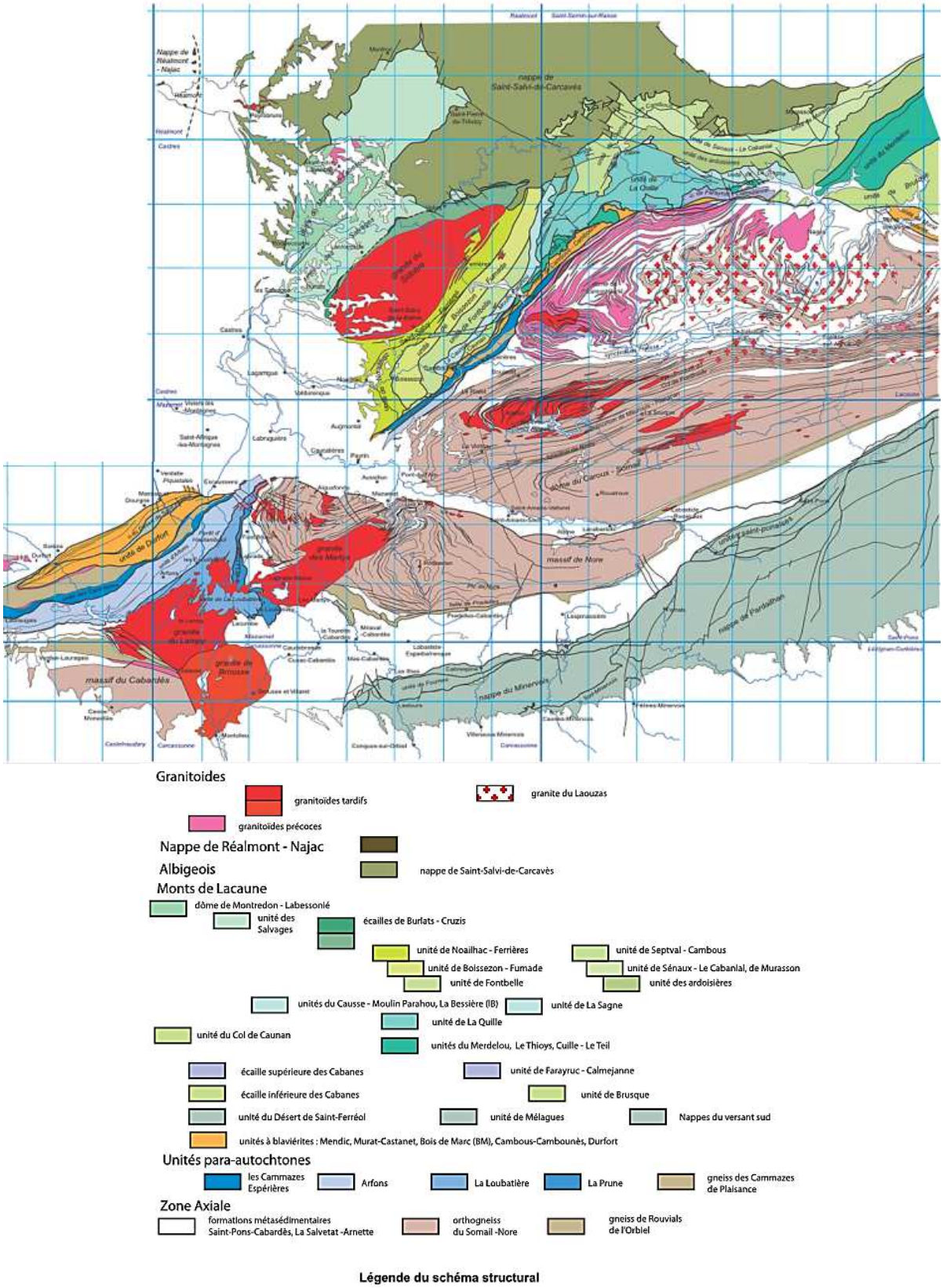


Figure 876 : Tarn : Identification et localisation des différentes unités (BRGM)

7. LES PYROPES PYRENEENS DE LHERZOLITE

Bien peu de sites permettent de récolter des pyropes en France. Tous ont des origines plus ou moins volcaniques. A Bournac, on les trouve dans la cheminée même d'un ancien volcan, sinon on les trouve dans des roches magmatiques qui ont émergé, lherzolite ou péridotite.

Sites à pyropes : France :

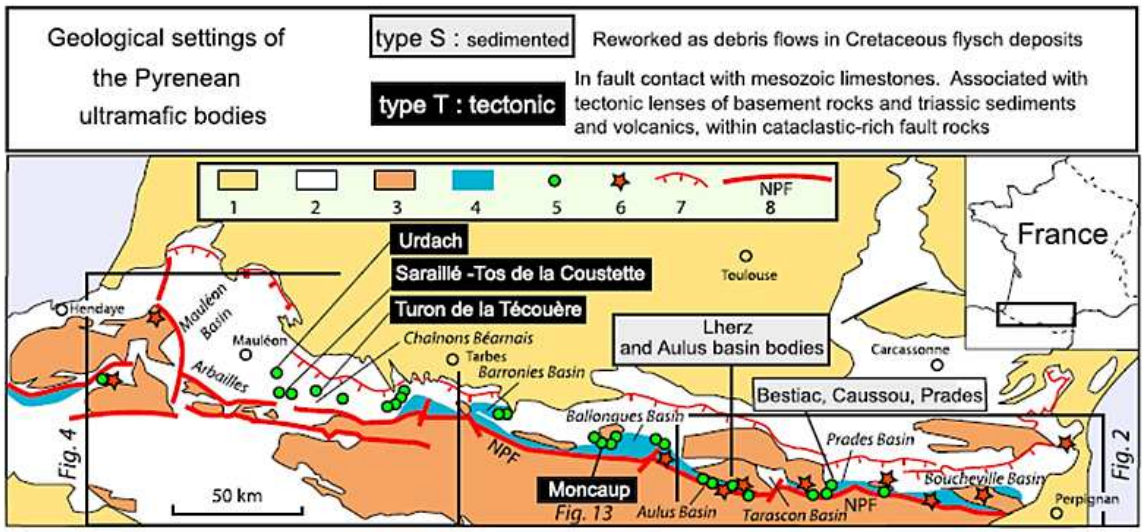
- Massif central
  - Bournac, 43
  - Dans la serpentinite du Pertuis, 43 : cristaux de 2 cm
- Pyrénées
  - en Haute Garonne, près de Moncaup - Arguénos,
  - en Ariège, aux environs de Prades, près de l'étang de Lherz
- Vosges
  - dans les péridotites des Vosges (cf livre sur les Vosges), où ils sont souvent altérés.

7.1 Évolution du manteau supérieur sous les Pyrénées ariégeoises

Les nombreux travaux scientifiques réalisés ces vingt dernières années ont permis de mieux appréhender l'histoire géologique de la lherzolite de Lherz.

Tout semble commencer, il y a plus de 2 000 Ma par la formation des harzburgites. Ce sont des fragments du manteau asthénosphérique duquel, au moins 20% en masse de magma, ont été extraits par le processus de fusion partielle.

Puis, sans doute au cours de l'orogénèse hercynienne, il y a environ 300 Ma, s'est constituée la masse lherzolitique. On pense maintenant, grace aux efforts conjugués des géochimistes, géologues et spécialistes de la matière minérale profonde, que la lherzolite s'est formée à partir des harzburgites (et non l'inverse) suite à l'important magmatisme émis à cette époque, qui a conduit à la formation de toutes les péridotites et sans doute d'une grande partie des pyroxénites.



1 : Oligocene and post-Oligocene ; 2 : Mesozoic and Eocene ; 3 : Paleozoic basement ; 4 : area of HT-LP Pyrenean metamorphism ; 5 : lherzolite bodies ; 6 : outcrops of granulitic basement rocks ; 7 : main external thrusts ; 8 : North Pyrenean Fault

Figure 877 : Lherzolite : Carte simplifiée de la ceinture pyrénéenne avec localisation des principaux corps ultramafique et affleurements de la croute inférieure. Lherzolites de type S (sédimenté) et de type T (tectonique) Les principaux bassins du crétacé moyen sont présentés en italique

Après s'être collées à la frontière de la plaque européenne, les lherzolites ont subi toutes les vicissitudes géologiques des Pyrénées, qui les ont progressivement portées à la surface. Mais c'est pendant la rotation de la péninsule ibérique par rapport à la plaque Européenne, il y a 100 Ma, qu'elles vont quitter le manteau. Les mouvements tectoniques le long de la faille nord-Pyrénéenne vont déformer et découper des fragments

dans le manteau, de la taille du massif de Lherz. Celui-ci va être rapporté à une profondeur d'environ 30 kilomètres, dans la base de la croûte continentale.

Ensuite, la collision de l'Éocène, va porter les fragments du manteau ainsi que les roches de la croûte profonde (granulites) à faible profondeur; l'érosion et le rabotage par les glaciers quaternaires termineront le travail, en dégageant progressivement les roches profondes.

7.2 Grenats de lherzolite

Une lherzolite est une roche ignée ultrabasique dominée par l'olivine essentielle et le clinopyroxène et l'orthopyroxène en proportions égales. Les minéraux accessoires comprennent le plagioclase, le spinelle, le grenat, l'ilménite, la chromite et la magnétite. Les lherzolites sont une péridotite et le composant principal du manteau supérieur. Leurs phases alumineuses changent avec la pression, le plagioclase étant présent à basse pression, le spinelle à pression intermédiaire et le grenat à haute pression. Le métasomatisme de la lherzolite dans le manteau peut produire des micas accessoires et des amphiboles. La lherzolite est commune en tant que xénolite du manteau dans les magmas dérivés du manteau et est présente dans la séquence du manteau des ophiolites. La lherzolite du manteau contient généralement du Cr-diopside comme clinopyroxène et de l'enstatite comme orthopyroxène. La lherzolite peut également se former sous forme de cumul dans les intrusions stratifiées.
Le plagioclase peut se produire dans les lherzolites et autres péridotites qui cristallisent à des profondeurs relativement faibles (20 à 30 km).
À plus grande profondeur, le plagioclase est instable et est remplacé par le spinelle par la réaction:

$$\underset{\text{Plagioclase}}{CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{olivine}}{Mg_2SiO_4} = \underset{\text{orthopyroxène}}{2MgSiO_3} + \underset{\text{clinopyroxène}}{CaMgSi_2O_6} + \underset{\text{spinelle}}{MgAl_2O_4}$$

À environ 90 km de profondeur, les spinelles se décomposent et le grenat pyrope devient la phase alumineuse stable.

$$\underset{\text{spinelle}}{MgAl_2O_4} + \underset{\text{orthopyroxène}}{1.55\ Mg_2Si_2O_6} + \underset{\text{clinopyroxéne}}{0.45\ CaMgSi_2O_6} = \underset{\text{pyrope}}{0.85\ Mg_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{grossulaire}}{0.15\ Ca_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{olivine}}{Mg_2SiO_4}$$

La lherzolite à grenat est un constituant majeur du manteau supérieur de la Terre (s'étendant jusqu'à 300 km de profondeur).

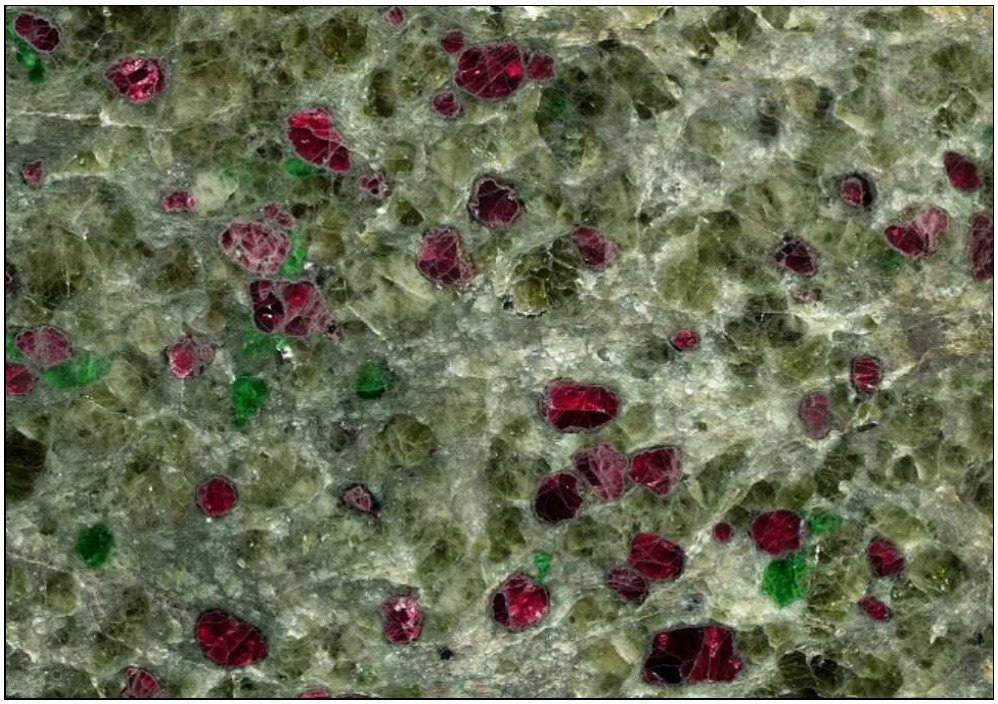


Figure 878 : Lherzolite : Matrice avec peridots et grenats

Les massifs de lherzolites

Harburgite et lherzolite sont deux roches toutes deux situées dans la Zone Métamorphique Nord Pyrénéenne. Elle forme des corps - ou massifs - concentrés en groupes. La moitié des 40 massifs de lherzolite répertoriés dans la chaîne Pyrénéenne est localisée dans le département de l'Ariège.
Deux groupes sont distingués : le groupe Prades-Bestiac et le groupe Vicdessos-Lherz. Ce second groupe, le plus volumineux et le plus intéressant minéralogiquement parlant, a été le sujet de nombreuses études depuis Lacroix (1894), en particulier au Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris MNHNP.

Le corps de lherzolite de l'étang de Lherz, ou Lers, est situé à environ 1200 mètres d'altitude dans les Pyrénées ariégeoises.

7.2.1. La lherzolite de Lherz

Les lherzolites sont classées comme roches éruptives de la famille des péridotites (40-90 % d'olivine ou péridot). Elles renferment d'importantes proportions de pyroxène, notamment de clinopyroxène (silicate de calcium, magnésium et fer), de couleur vert bouteille.

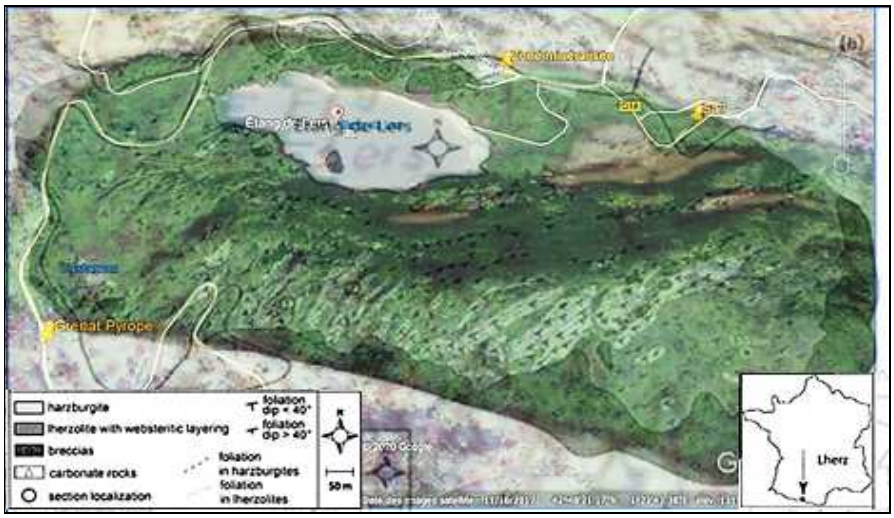


Figure 879 : Lherz : Carte géologique simplifiée de la lherzolite de Lherz, revue d'après Leroux et al. (2007).

Figure 880 : Lherz : Clinopyroxénite à grenat (rouge) une des roches rares du manteau que l'on retrouve dans le massif de Lherz (collection Roches Endogènes, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris).

Figure 881 : Lherz : Roches présentes autour du lac, ©JP. Lorand | MNHN

- **fins lits de webstérite à spinelle : clinopyroxène, orthopyroxène, spinelle, +/- grenat**
- **lentilles de harzburgites, à olivine reconnaissables par leur couleur jaune-orangé : olivine,orthopyroxène, +/- clinopyroxène, +/- spinelle, +/- grenat**
- **veines de hornblendite : amphibolite ("lherzite" de Lacroix, 1917) à phogopite (mica)**

On trouve également (cf ci-après)

- **ariégite (Lacroix 1901) : clinopyroxène, spinelle, orthopyroxène, +/- genat**
- **ariégite à amphibole : clinopyroxène, amphibole, spinelle**
- **clinopyroxénite : clinopyroxène, +/- amphibole, +/- grenat**

Dans la lherzolite de Lherz, les différents minéraux sont présents selon les concentrations suivantes :

- Olivine	50-60%
- Orthopyroxène	25-30%
- Clinopyroxène	5-15%
- Spinelle	2- 3%

- Des lherzolites ont été découvertes sous la forme de nodules remontés par les volcans (exemple Massif Central) ou draguées au fond des océans, là où les plaques lithosphériques s'écartent sous l'effet des circulations de matière chaude qui affectent le manteau. La composition de la lherzolite de Lherz est représentative de la nature du manteau supérieur sous les continents et les océans.

- La lherzolite est souvent réduite à l'état de petits fragments anguleux de quelques centimètres, intimement mélangés à du calcaire. Cette roche particulière, la brèche, a été produite par l'excès de pression causé par la formation de gaz carbonique lors de la décomposition thermique du carbonate de calcium.

- Le massif lui-même est constitué essentiellement de lherzolite litée à cause de fins lits de webstérite à spinelle, ou plus rarement, de bandes métriques de pyroxénites riches en grenats.
  Parfois s'intercalent également des lentilles de harzburgites.
  Ces lentilles, qui peuvent atteindre 20 mètres d'épaisseur, sont facilement reconnaissables sur le terrain par une couleur jaune-orangé, due à l'abondance d'olivine, qui contraste avec la patine noir-verdâtre de la lherzolite.

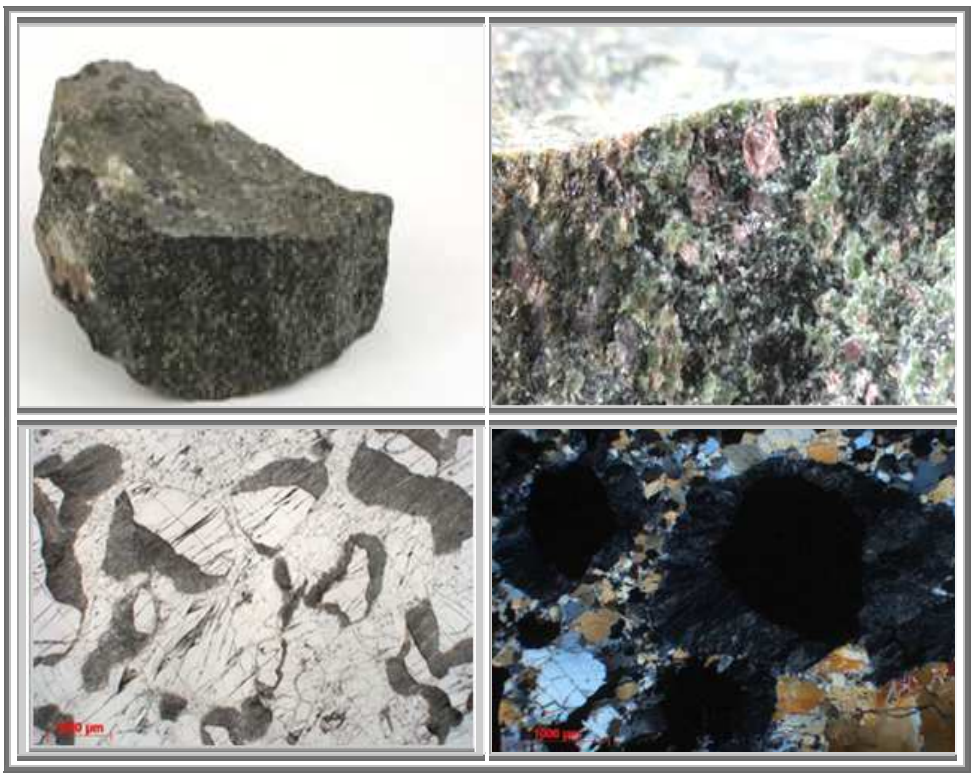


Figure 882 : Lherz : Pyroxénite à grenat (ariégite) ©JP. Lorand | MNHN
Photographie d'une plaque mince de lherzolite de Lherz prise au microscope polarisant (grossie 100 fois). L'olivine présente de belles colorations vives, rougeâtres à jaunâtres; l'orthopyroxène est gris; le clinopyroxène vert-bleuâtre et le spinelle noir. Tous les minéraux ont des formes allongées, en fuseaux. Ils ont été mécaniquement déformés pendant la lente remontée de la lherzolite des profondeurs du manteau.

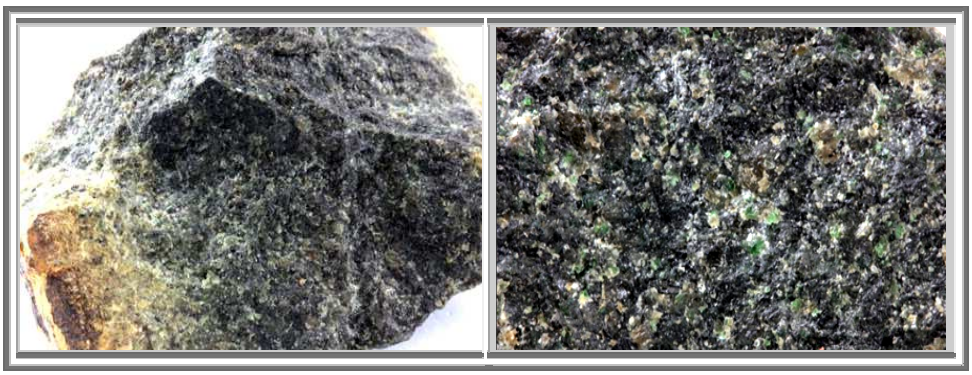


Figure 883 : Lherz : Lherzolite à spinelle ©JP. Lorand | MNHN

Lherzolites et harzburgites sont localement recoupées par des filons de pyroxénites de 30 cm d'épaisseur, riches en amphiboles, et par quelques veines de hornblendite (amphibolite) à phogopite.
Les péridotites (lherzolite et harzburgite) et les pyroxénites associées ont été fortement déformées au cours de leur remontée des profondeurs. Un aplatissement généralisé des minéraux définit une foliation; l'élongation des grains de spinelle matérialise cette linéation minérale. Cette foliation semble presque parallèle au litage. En fait, les lits de pyroxénite sont étroitement plissés, les plis sont généralement petits, asymétriques et isoclinaux.

On a pu estimer que ces déformations se sont produites aux alentours de 30-50 kilomètres de profondeur, à des températures supérieures à 900°C.

7.2.2. Les péridotites

À Lherz, les péridotites sont faiblement serpentinisées et présentent des variations dans leur composition, particulièrement dans les proportions du clinopyroxène. Les lherzolites pauvres en clinopyroxènes sont rares et se trouvent uniquement dans les bandes harzburgitiques.

De même, la minéralogie des pyroxénites est variée; elles sont divisées en 4 groupes :

- Les webstérites à spinelle
- Les orthopyroxénites
- Les clinopyroxénites à grenat
- Les ariégites à grenats

Les filons riches en amphiboles, autre particularité minéralogique du massif de Lherz, sont de puissance de 1 à 30 cm. Quand ils sont abondants, ils forment des amas anastomosés.

Les âges mesurés sur ces roches ont montré qu'elles étaient contemporaines et de même nature que le volcanisme observé dans la zone métamorphique nord-Pyrénéenne et qu'elles sont venues recouper la lherzolite de Lherz à 30-40 km de profondeur, il y a environ 100 millions d'années.

Les péridotites (lherzolite et harzburgite) et les pyroxénites associées ont été fortement déformées au cours de leur remontée des profondeurs. Un aplatissement généralisé des minéraux définit une foliation; l'élongation des grains de spinelle matérialise cette linéation minérale. Cette foliation semble presque parallèle au litage. En fait, les lits de pyroxénite sont étroitement plissés, les plis sont généralement petits, asymétriques et isoclinaux.

On a pu estimer que ces déformations se sont produites aux alentours de 30-50 kilomètres de profondeur, pour des températures supérieures à 900°C.

7.2.3. Les Grenats

Les grenats sont donc enchâssés dans la matrice soit d'ariégites, soit de harzburgites.
Mais, il est également possible d'en récolter pour, l'étang de Lherz, dans le calcaire à quelques mètres du contact avec la lherzolite, ceux-ci pourraient potentiellement fournir de plus jolies pièces.

Description :
Échantillon A47.11 : A proximité de l'étang de Lers, les lherzolites qui ont un aspect lité contiennent des niveaux de plusieurs centimètres de pyroxénites. Parmi ces pyroxénites certaines peuvent être très riches en grenat et sont alors appelées ariégites. Les niveaux de pyroxénites sont parfois reconnaissable grâce à leur patine d'altération généralement vert-sombre alors que celle des lherzolites est plutôt brune-orangée. Cette pyroxénite est principalement composée de clinopyroxène, de grenat et d'orthopyroxène.

Échantillon 7.2.1.1.2 : Observée au microscope polarisant, cette pyroxénite à grenat semble composée quasiment que de clinopyroxène (diopside) et de grenat. Les orthopyroxènes sont peu fréquents. Les grenats sont en voie de recristallisation, ils présentent une couronne réactionnelle probablement composée de microcristaux de pyroxène.

Figure 884 : Lherz : Pyroxénites à grenats a) à c), à spinelles d) lithothèque ENS Lyon

Autre échantillon ENS Lyon
Au microscope polarisant on observe que cette pyroxénite à grenat est principalement formée de clinopyroxène (diopside) et de grenat. On peut voir quelques orthopyroxènes et amphiboles. Les clinopyroxènes sont de tailles très variables, les plus grands sont déformés : ils montrent une extinction roulante et des traces de clivages courbées. Il y a donc eu plusieurs épisodes de cristallisation du clinopyroxène. Les grenats sont déstabilisés, ils sont entourés par une large couronne réactionnelle probablement composée de microcristaux de pyroxène ou d'amphibole.

7.3 La lherzolite de Moncaup

Les pyropes sont inclus dans les lherzolites et hazburgites et cependant, tous les sites qui ont été recensés, et grattés, par quelques locaux semblent se trouver en périphérie des zones de lherzolites.
S'il est vrai que les cartes géologiques peuvent n'être que tendance et non avec des limites bien définies, Le lac de Lherz, comme indiqué ci-avant, a été très bien étudié et ce, sur plus de vingt ans.

Entre Moncaup et Arguenos se trouve le Mont Calem, « mont chauve » couvert de bruyères et de fougères, et presque dépourvu d'arbres, en dehors de quelques pins. Il s'agit de l'un des petits massifs de lherzolite qui affleurent le long de la faille nord-pyrénéenne. La lherzolite est une roche rare à la surface terrestre, peu favorable à la végétation car limitée en silicate de magnésium et de fer, elle est exempte des gros cations tels que sodium, potassium et calcium, indispensables à l'osmose cellulaire et la lherzolite produit un sol acide.

On est dans les mêmes conditions de sols qu'en Nouvelle Calédonie, avec des végétations pauvres.. Le 1er février 2018, le département de la Haute-Garonne a procédé au classement du Mont Calem comme espace naturel sensible.

Le Mont Calem a connu un début d'exploitation dans la première moitié du XXe siècle pour ses roches riches en amiante. Il contient de nombreuses variétés de minéraux rares issus du métamorphisme de contact entre le calcaire et la lherzolite serpentinisée : trémolite, antigorite, dallage, grenats pyrope, jaspe...

Figure 885 : Lherzolite : Moncaup - Arguenos, 31 : Carte géologique et relief

Les grenats de Moncaup se trouvent dans les harzburgites.
Ils ne sont pas esthétiques.
Cependant ces grenats restent les plus intéressants de la région pour un collectionneur comme Grenadorf parce qu'ils forment des lits de cristaux centimétriques. Et après sciage et polissage, on obtient de jolies plaques décoratrices.

7.4 La lherzolite de Tuc Desse

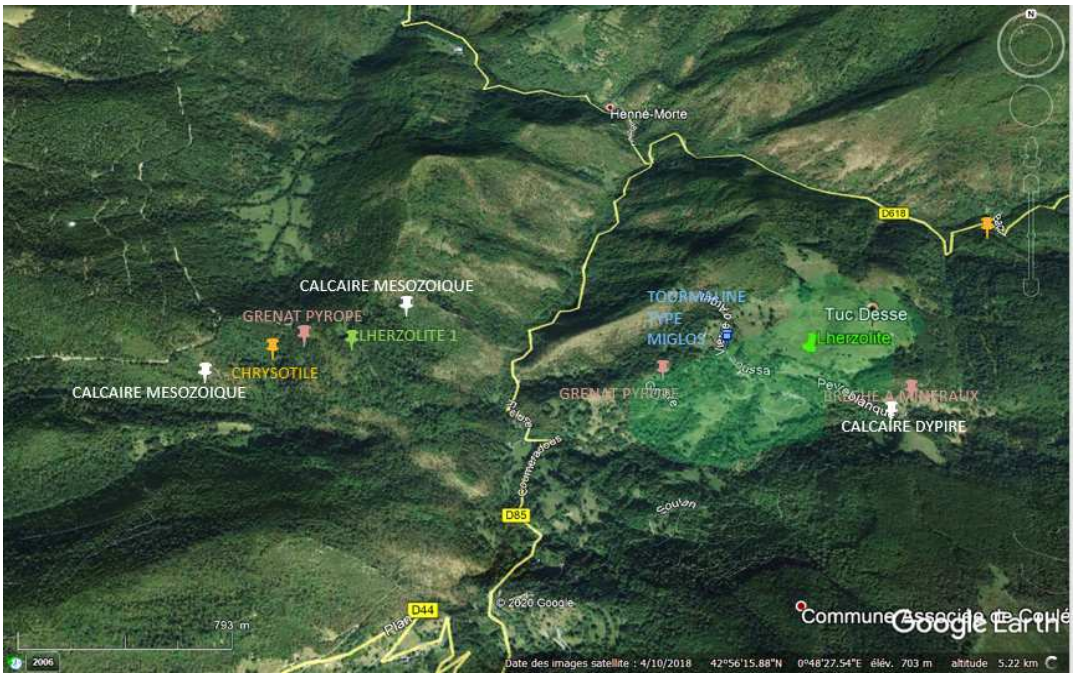


Figure 886 : Lherzolite : Tuc Desse, 09 : Carte géologique et relief

7.5 Bestiac

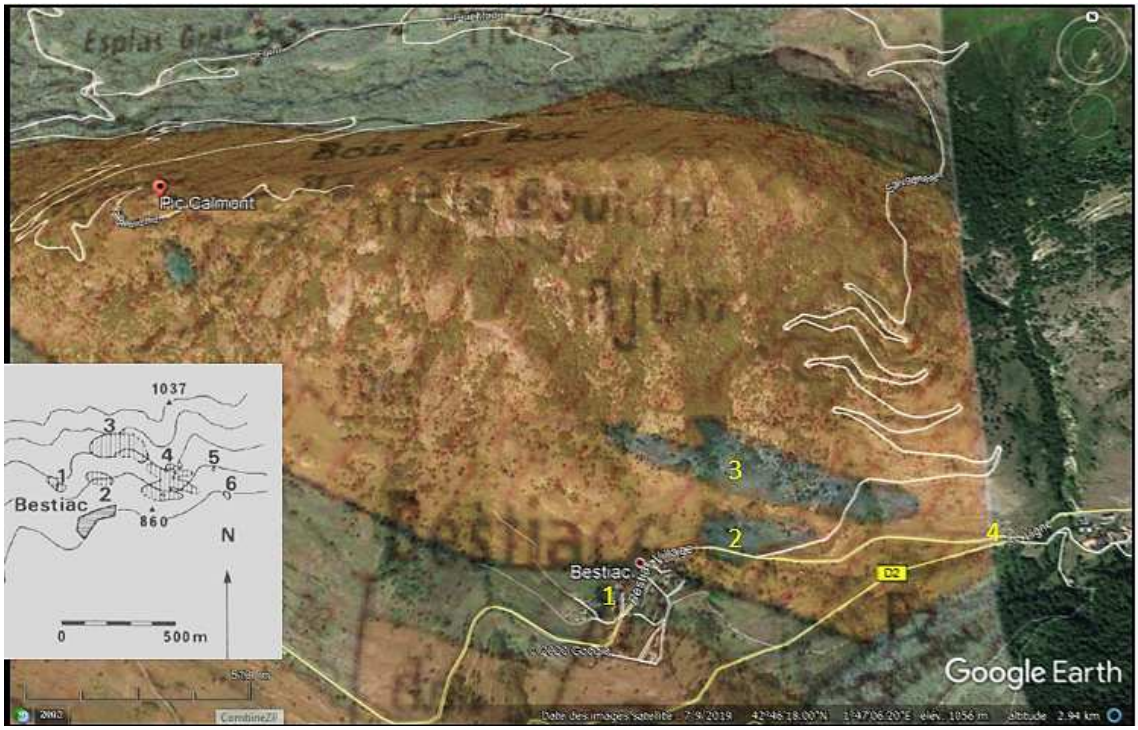


Figure 887 : Lherzolite : Bestiac : Carte géologique et relief

Deux types bien distincts de grenats ont été décrits dans les pyroxénites :

- Le premier, en grands cristaux rose lilas (grenat I), se rencontre dans les webstérites en lits relativement épais et bien individualisés. Dans les lits 79-66 et 79-74, qui renferment en outre du spinelle, ces grenats sont caractérisés par les rapports Mg/Fe les plus élevés jamais trouvés dans des pyroxénites associées à des lherzolites à spinelle (Mg = 80 à 83%).

  Leur composition oscille de Pyr 73 Alm 15 Gr 12, au coeur des cristaux, à Pyr 70 Aim 18 Gr 12 en bordure. Ils sont également parmi les plus pauvres en MnO de tout le gisement (< 0,5). Les teneurs en Cr_2O_3 permettent de distinguer les grenats I de la webstérite 79-66, peu chromifères (< 0,5 %) de ceux de 79-74, relativement plus chromifères (~ 1 %).

  Dans le banc complexe de webstérite 79-67 , dépourvue de spinelle, les grenats I sont un peu moins riches en constituant pyrope : Pyr 70 Alm 18 Gr 12 (Mg 80%), avec des teneurs en Cr_2O_3 de 0,5 % environ.

- Dans les bancs de webstérite 79-74 et 79-67, des grenats II, dépourvus de toute inclusion de rutile, apparaissent au côté des gros grenats I. Leurs compositions sont nettement plus ferrifères, oscillant entre Pyr 66 Aim 22 Gr 12 et Pyr 64 Aim 23 Gr 12, avec des teneurs en Cr_2O_3 comprises entre 0,25 et 0,5 %. Ces grenats II présentent souvent une zonation caractérisée par une augmentation de la teneur en fer en bordure, jusqu'à Pyr 58 Alm 30 Gr 12 (Mg 66%), et parfois de la teneur en MnO, en liaison avec le développement intense de kélyphite.

- Dans les autres pyroxénites, les grenats II, qui sont seuls présents, ont une composition voisine de Pyr 69 Alm 19 Gr 12 (Mg = 78), quels que soient leurs habitus : couronnes autour de spinelle (79-63, 79-65), grains interstitiels (79-65, 79-78), ou exsolutions dans grand pyroxène (79-82). Une distinction chimique apparaît cependant, en fonction de la nature du spinelle associé, dans les teneurs en Cr_2O_3: 0,15 % dans les grenats associés à du pléonaste (79-82 et 79-65), de l'ordre de 0,5 % dans les grenats associés à des spinelles plus chromifères, du type picotite (79-63 et 79-78). Ces derniers grenats ont des compositions vraisemblablement identiques à celles des grenats entièrement kélyphitisés présents dans les lherzolites encaissantes de ces pyroxénites. Certains cristaux de grenat II sont légèrement zonés, avec augmentation de la teneur en fer vers le bord : Pyr 65 Aim 23 Gr 12 (mg = 73), essentiellement dans les zones webstéritiques de ces lits pyroxénitiques

(au contact de la péridotite), les grenats dans les zones de clinopyroxénites semblant plus homogènes.

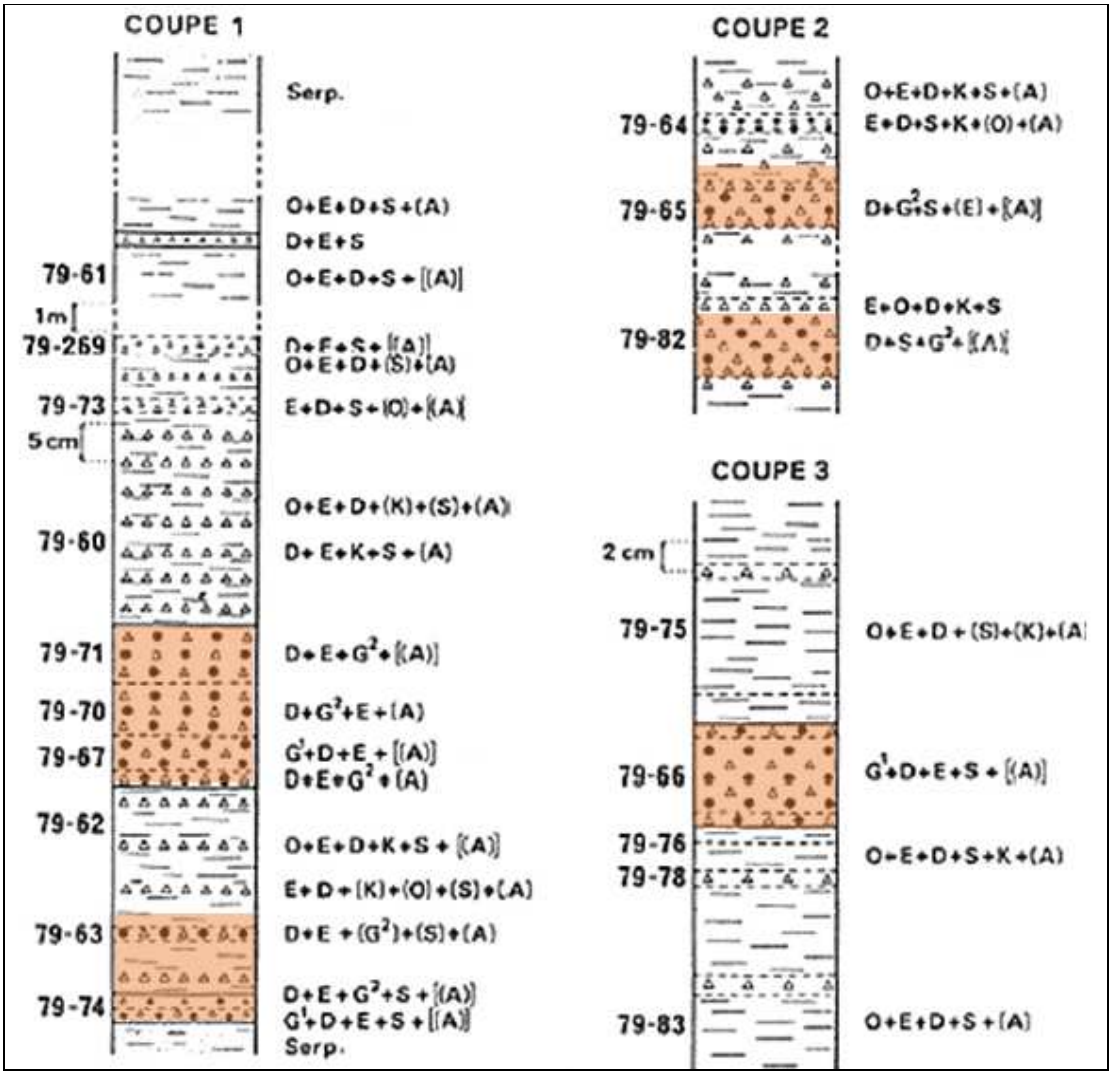


Figure 888 : Lherzolite : Bestiac : Coupes lithologique et positions des échantillons représentatifs dans le gisement 2 de Bestiac

O : olivine ; E : Orthopyroxène ; D : Clinopyroxène ; S : Spinelle
G1 : Grenat de type 1 "primaire" G2 : Grenat de type II K : kélyphites A : Amphibole
entre parenthèses : constituants en faible quantité

Les petits gisements de Bestiac se distinguent des autres complexes ultramafiques des Pyrénées, par certains caractères :

1) l'apparition de kélyphites (Opx + Sp ± Cpx) en couronnes autour des spinelles dans certaines lherzolites et webstérites à olivine ;
2) l'existence de gros grenats (1 cm) riches en inclusions de rutile, à rapports g élevés (80-83), dans des lits bien individualisés de webstérites.

Les études chimico-minéralogiques et géothermobaromètriques permettent de conclure que :

1) les gros grenats appartiennent à une paragenèse primaire (Al-pyroxènes + grenat + spinelle) qui a cristallisé à 20 kbar et au moins 1 200 °C-1 300 °C ;

2) un refroidissement isobare, à une pression de 18 kbar environ jusqu'à 950 °C, explique la croissance du grenat, après le spinelle, dans des paragenèses à olivine, équilibrées antérieurement dans le champ des lherzolites à spinelle ;
3) les recristallisations, lors de l'ascension de la masse ultramafique, entraînent la déstabilisation du grenat coexistant avec l'olivine, et se poursuivent durant l'épisode majeur de déformation plastique (12-15 kbar, 900 °C), commun à tous les complexes des Pyrénées.

L'originalité de l'association de Bestiac semble due essentiellement à sa cristallisation originelle à un niveau légèrement plus profond (~ 70 km) que les autres complexes ultramafiques de la zone nord pyrénéenne (50-60 km).

7.6 Conclusion

Mon informateur Laurent G., alias ME262, n'a pas cherché d'échantillons plus intéressants, et s'est limité au ramassage de petits blocs éparses, car il était à la recherche d'alumino-silicates de magnésium et de calcium que l'on trouve dans les brèches au contact des dômes de lherzolite.

Ces pyropes pyrénéens, sont dans la lherzolite sauf ceux de Moncaup qui sont dans l'harzburgite et ceux de l'étang de Lherz qui sont dans le calcaire à quelques mètres du contact avec la lherzolite.

Ils sont aussi peu esthétiques qu'ils sont faciles à récolter. M'enfin cela restent des grenats français, et des pyropes de surcroit.

8. GRENATS ROSES A CŒUR NOIR DU MEXIQUE

D'après Ziyin Sun et Nathan Renfro du GIA

Figure 889 : Spécimen de grenat grossulaire rose du Mexique, n°546 avec à droite la présence d'un grossulaire au cœur noir pièce 55 x 45 x 25 mm, cristal 8 mm environ : coll. perso

Les spécimens de grenat grossulaire rouge framboise ont été très populaires sur le marché des collectionneurs suite à leur découverte en 1994 dans la Sierra de Cruces, dans l'état de Coahuila, au Mexique. V.W. Lueth et R. Jones («Red grossulaire from the Sierra de Cruces, Coahuila, Mexico», dossier minéralogique, vol. 34, no 6, 2003, p. 73) décrivent l'environnement géologique dans lequel le grenat a été découvert ainsi que les compositions pétrologiques du grenat et de sa matrice. Il s'agit en fait de grossulaire de dépôts de skarn, dans une matrice constituée de calcite, quartz, wollastonite et scapolite.

Certains de ces cristaux de grossulaire ont la particularité d'avoir une ceinture rouge framboise et un cœur noir, avec une transition de couleur très nette à la frontière entre le cœur et la ceinture périphérique. Lueth et Jones ont rapporté que la ceinture rouge framboise est composée principalement de grossulaire alors que le cœur noir contient jusqu'à 4,5 %pds de titane. Le cœur serait donc constituén en plus du grossulaire, d'espèces additionnelles de morimotoïte et de schorlomite (cf. tableau). Toutefois, aucune analyse chimique détaillée du cœur noir n'a été présentée. Pour mieux comprendre la composition de ce type de grenat, les auteurs ont préparé une section mince tranchée à partir du milieu d'un cristal de grenat (Voir l'image zonée en couleur au milieu de la figure) pour une analyse chimique détaillée au laboratoire de Carlsbad du GIA.

End members		Cation site Dodecahedral	Octahedral	Tetrahedral	Anion site
Schorlomite	Schorlomite	Ca_3	Ti_2	Si, Fe^{3+}_2	O_{12}
	Schorlomite-Al	Ca_3	Ti_2	Si, Al_2	O_{12}
Morimotoite	Morimotoite	Ca_3	Ti, Fe^{2+}	Si_3	O_{12}
	Morimotoite-Mg	Ca_3	Ti, Mg	Si_3	O_{12}
	Morimotoite-Fe	Fe^{2+}_3	Ti, Fe^{2+}	Si_3	O_{12}
Grandite	Grossular	Ca_3	Al_2	Si_3	O_{12}
	Andradite	Ca_3	Fe^{3+}_2	Si_3	O_{12}
Kimzeyite	Kimzeyite	Ca_3	Zr_2	$SiAl_2$	O_{12}
	Kimzeyite-Fe	Ca_3	Zr_2	$SiFe^{3+}_2$	O_{12}

Table 38 : Occupation des sites cationiques des pôles limites des grenats

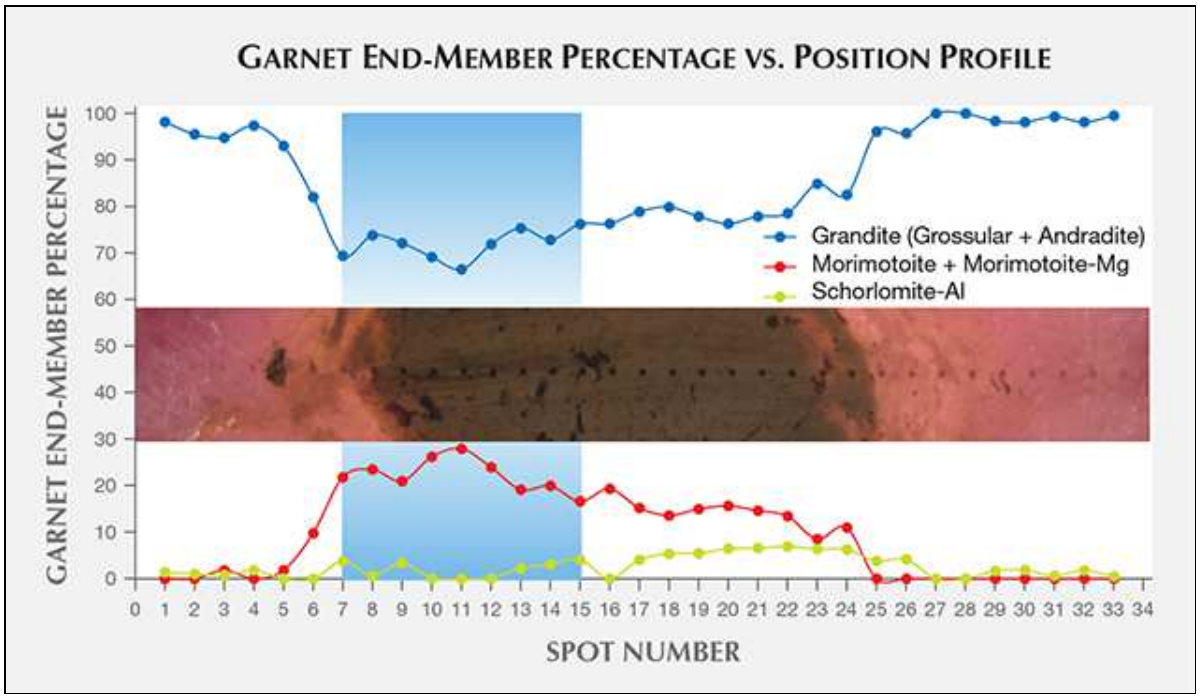


Figure 890 : Profil de concentration en pôles limites des grenats

Le pourcentage de membre final du grenat par rapport au profil de position a révélé que le noyau noir du grenat était riche en morimotoïte et en schorlomite. La ceinture rose du grenat est composée presque exclusivement de grossulaire avec une quantité mineure d'andradite.

La composition chimique de la section a été obtenue à l'aide d'une unité d'ablation laser de la thermofisher ICAP Q ICP-MS couplée à une nouvelle vague de recherche sur les vagues up-213. 29Si a été utilisé comme norme interne. Les GSD-1 g et GSE-1 g ont été utilisés comme normes externes. Une ligne de 33 points d'ablation a été choisie pour traverser la partie entière d'une ceinture extérieure à la bordure extérieure opposée. Le noyau noir contenait jusqu'à 27,91 mol de morimotoïte et jusqu'à 4,07 mol de schorlomite. La composition détaillée du noyau noir de la tache 7 à la place 15 (la zone verticale bleu clair de la figure ci-dessus) figure dans le second tableau. Le noyau noir contiendrait 4.10 – 5.04% de TiO2, confirmant les résultats analytiques rapportés par Lueth et Jones, et de 42, 5,49 %pds FeO tot. Il contenait également du ZrO2 de 0,26 à 0,84% en poids, qui pouvaient être utilisés pour calculer une espèce distincte du grenat kimzeyite (tableaux 1 et 2); le premier tableau donne la composition et l'occupation du site des membres finaux. C'est la première fois qu'une analyse chimique détaillée du noyau noir de ce type de grenat rouge framboise a été documentée.

Number of spots	spot 7	spot 8	spot 9	spot 10	spot 11	spot 12	spot 13	spot 14	spot 15
				wt.% oxides					
MgO	1.37	1.13	1.37	1.38	1.32	1.28	1.23	1.23	1.30
Al_2O_3	14.84	14.88	15.48	15.21	15.32	15.30	15.77	15.34	15.85
SiO_2	37.28	38.31	37.86	38.67	38.95	38.71	38.26	37.64	37.69
CaO	34.89	35.99	35.29	34.94	34.20	35.11	35.39	35.23	35.55
TiO_2	5.04	4.28	4.80	4.57	4.80	4.17	4.10	4.51	4.29
V_2O_3	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Cr_2O_3	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.10	0.13	0.14	0.15	0.15	0.16	0.15	0.14	0.15
FeO_{tot}	5.49	4.42	4.62	4.60	4.59	4.81	4.75	5.09	4.66
ZrO_2	0.84	0.73	0.35	0.40	0.57	0.37	0.26	0.71	0.42

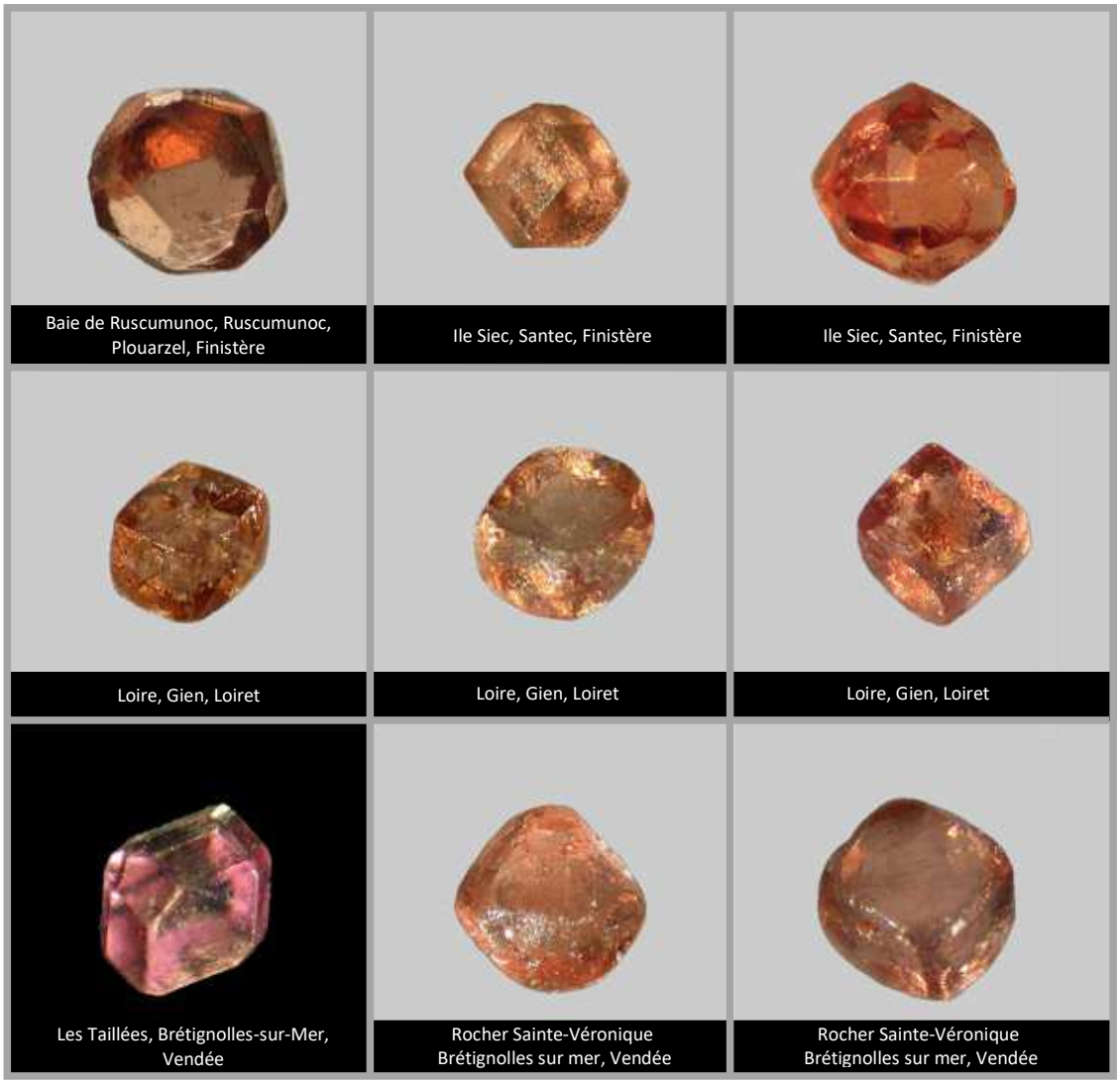
Table 39 : Composition chimique des grenats grandite-morimotoite par LA-ICP-MS

9. GRENATS ALLUVIONNAIRES

Il est bien plus simple d'effectuer des productions d'extraction de gemmes dans des alluvions, aux structures fines, plus ou moins meubles, que dans la roche primaire, toujours très dure.
La prospection d'alluvions ne nécessitent que des machines pour extraire de la terre chargée de cailloux et de gemmes (chargeurs, pelleteuses), un système de tri (trommels, cribles) et un système de récupération des gemmes, principalement par gravité ou bien électromagnétique, alors que l'extraction dans les roches primaires emploie beaucoup d'explosifs.

Dans le Roussillon, l'utilisation de grenats en joaillerie se perpétue depuis le XVIIIe siècle. D'après la littérature, on apprend qu'à l'époque les pierres étaient extraites des reliefs pyrénéens (Estagel, Caladroi, Costabonne, Espira de l'Agly, Latour-de-France et plus vraisemblablement des alluvions de l'Agly et de ses affluents).

Les grenats, comme ils sont de haute dureté (7 sur l'chelle de Mohs, voire davantage pour les pyropes), peuvent être extraits de leur roche mère par les eaux météoriques, puis être emportés par les cours d'eau tout en résistant à l'abrasion, et ainsi garder leur facies et leurs arêtes. Et comme les grenats sont présents en grande quantité dans tous les massifs de France, du moment qu'ils ne soient pas constitué de calcaire peu ou pas métamorphisé (Jura, Belledonne, Vercors), on trouve des grenats dans les alluvions d'un très grand nombre de cours d'eau, du petit ruisseau de montagne aux plus grands fleuves, comme par exemple dans la vallée du Cens à Orvault. le long d'un petit ruisseau au bedrock bien apparent.



Sioulot, Olby, Puy-de-Dôme

Grenier, Saint-Ilpize, Lavoûte-Chilhac, Haute-Loire

Le Loch beach alluvials, Guidel-Plages, Guidel. Morbihan

Bouchassou, Ribeyre, Saint-Ilpize, Lavoûte-Chilhac, Haute-Loire

Bouchassou, Ribeyre, Saint-Ilpize, Lavoûte-Chilhac, Haute-Loire

Bouchassou, Ribeyre, Saint-Ilpize, Lavoûte-Chilhac, Haute-Loire

Le Loch, Guidel-Plages, Guidel, Morbihan

Le Loch, Guidel-Plages, Guidel, Morbihan

Le Loch, Guidel-Plages, Guidel, Morbihan

Le Loch, Guidel-Plages, Guidel, Morbihan

Le Loch, Guidel-Plages, Guidel, Morbihan

Le Loch, Guidel-Plages, Guidel, Morbihan

Figure 891 : Grenats alluvionnaires d'origines diverses avec différentes couleurs, et différents facies
Photos sur mindat : grenat + alluvions

10. DIVERSES INFORMATIONS

10.1 Péridotites à grenats

En plus des péridotites développés dans le livre relatif au massif vosgien, il existe très localement (non cartographiable) dans le massif des Maures (Secteur du Col de Valdigarde - ROQUEBRUNE/ARGENS) de rares lentilles de péridotites à grenats (jus résiduels probablement) qui s'étalent sur quelques dizaines de mètres au sein de séries migmatitiques... mais cette "formation" est extrêmement localisée.

10.2 Autres gisements- micromounts

- **Localisation**: France, Cantal, Puy de Menoyre
  Si je n'y ai trouvé que des grenats et des augites/hornblendes, le Puy de Ménoire permet également de trouver d'autres minéraux.
  Paragenèse: Apatite, Augite, Biotite, Corindon, Grenat, Hématite, Hornblende, Magnétite, Titanite, Tridymite, Zircon

- C.BROUSSARD (1989) - La turquoise de Montebras, Le Cahier des Micromonteurs, (1), 18-20.
  Localisation: France, Creuse, Montebras.
  Paragenèse: Turquoise, Quartz, Amblygonite, Varlamoffite, Montebrasite, Albite, Apatite, Arsénopyrite, Magnétite, Grenat, Rutile, Lépidolite, Béryl, Autunite, Torbernite, Zeunérite, Topaze, Tourmaline.

- F. PERINET(1995) - Les microcristaux du Riou Pezzoulou (Hte Loire), Le Cahier des Micromonteurs,(1), 7.
  Localisation: France, Hte Loire, Riou Pezzoulou.
  Paragenèse: Zircon, Corindon, Magnétite, Spinelle, Hématite, Olivine, Grenat, Hornblende, Augite, Titanite, Rutile.

- J.N. BORGET, D. BARRIER, G.POURTIER and P. MEDARD (2004). Le mont Denise (Haute-Loire). Le Cahier des Micromonteurs, (83), 3-11.
  Localisation: France, Hte Loire, Mt Denise
  Paragenèse: Apatite, Aragonite, Biotite, Calcédoine, Calcite, Clinopyroxène, Cordiérite, Cristobalite, Grenat, Hématite, Magnétite, Mullite, Nepheline, Olivine, Osumilite, Pseudobrookite, Quartz,Roedderite, Rutile, Sanidine, Sillimanite, Titanite, Tridymite, Zircon

LEXIQUE

Les grenats forment un groupe minéralogique que les français décomposent en deux sous-groupes selon s'ils sont d'origine calcique : Ugrandites (Uvarovite-Grossulaire-Andradite) ; ou pas : Pyralspites (Pyrope-Almandin-Spessartine), alors que les anlo-saxons les définissent à partir du cation Y de valence +III.

Les grenats sont définis par leur composition $X_3Y_2[SiO_4]_3$ avec :
X : élément de degré d'oxydation +II, en site octaédrique de coordinence 8 : Mg, Fe^{2+} ou Ca
Y : élément de degré d'oxydation +III, en site tétraédrique de coordinence 4 : Fe^{3+}, Al, Cr voire Zr

Nomination

Al	PYROPE	$Mg_3Al_2\ [SiO_4]_3$
	JEFFBENITE	$Mg_3Al_2\ [SiO_4]_3$ (découvert comme inclusion dans les diamants ultra profonds) (non reconnu par l'I.M.A.)
	ALMANDIN	$Fe_3Al_2\ [SiO_4]_3$
	SPESSARTINE	$Mn_3Al_2\ [SiO_4]_3$
	GROSSULAIRE	$Ca_3Al_2\ [SiO_4]_3$
	HESSONITE	$Ca_3Al_2\ [SiO_4]_3$
	TSAVORITE	$Ca_3(Al,Cr,V)_2\ [SiO_4]_3$
Fe	ANDRADITE	$Ca_3Fe_2\ [SiO_4]_3$
	DEMANTOÏDE	$Ca_3(Fe_{1-x}Cr_x)_2\ [SiO_4]_3$
	MELANITE	$Ca_3(Fe_{1-x}Ti_x)_2\ [SiO_4]_3$
	CALDERITE	$Mn_3Fe_2\ [SiO_4]_3$
	MAJORITE	$Mg_3(Fe, Si)_2[SiO_4]_3$ (découverte dans une météorite)
Cr	UVAROVITE	$Ca_3Cr_2\ [SiO_4]_3$
	KNORRINGITE	$Mg_3Cr_2\ [SiO_4]_3$
V	GOLDMANITE	$Ca_3V_2\ [SiO_4]_3$
	MOMOIITE	$Mn^{2+}{}_3V_2\ [SiO_4]_3$
Sc	ERINGAITE	$Ca_3Sc_2\ [SiO_4]_3$
Y	MENZERITE (Y)	$(Y_2Ca)_3Mg_2\ [SiO_4]_3$
Ti	MORIMOTOÏTE	$Ca_3\ (Ti^{4+},Fe^{2+})(SiO_4)_3$

Et aussi

Ti	SCHORLOMITE	$Ca_3(Ti^{4+},Fe^{3+})_2[(Si,Ti)O_4]_3$
Zr	KIMZEYITE	$Ca_3Zr_2\ [Al_2SiO_{12}]$

On peut également citer quelques grenats hydratés qui ne répondent pas exactement à la formule des grenats bien que voisins : des groupements hydroxyles OH viennent partiellement remplacer les groupements SiO_4 dans la structure du grenat grossulaire.

Hydrogrossulaire:		$Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$
dont	HIBSCHITE	$Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$ (avec x entre 0,2 et 1,5)
	HOLTSTAMITE	$Ca_3Al_2(SiO_4)_2(OH)_4$
	KATOÏTE	$Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$ (avec x =1,5 – 3,0)
	HENRITERMIERITE	$Ca_3Mn^{3+}{}_2(SiO_4)_2(OH)_4$

Enfin, bien que non reconnu par l'I.M.A. car son existence même n'est pas confirmée

SCIAGITE	$Fe_3Fe_2\ [SiO_4]_3$

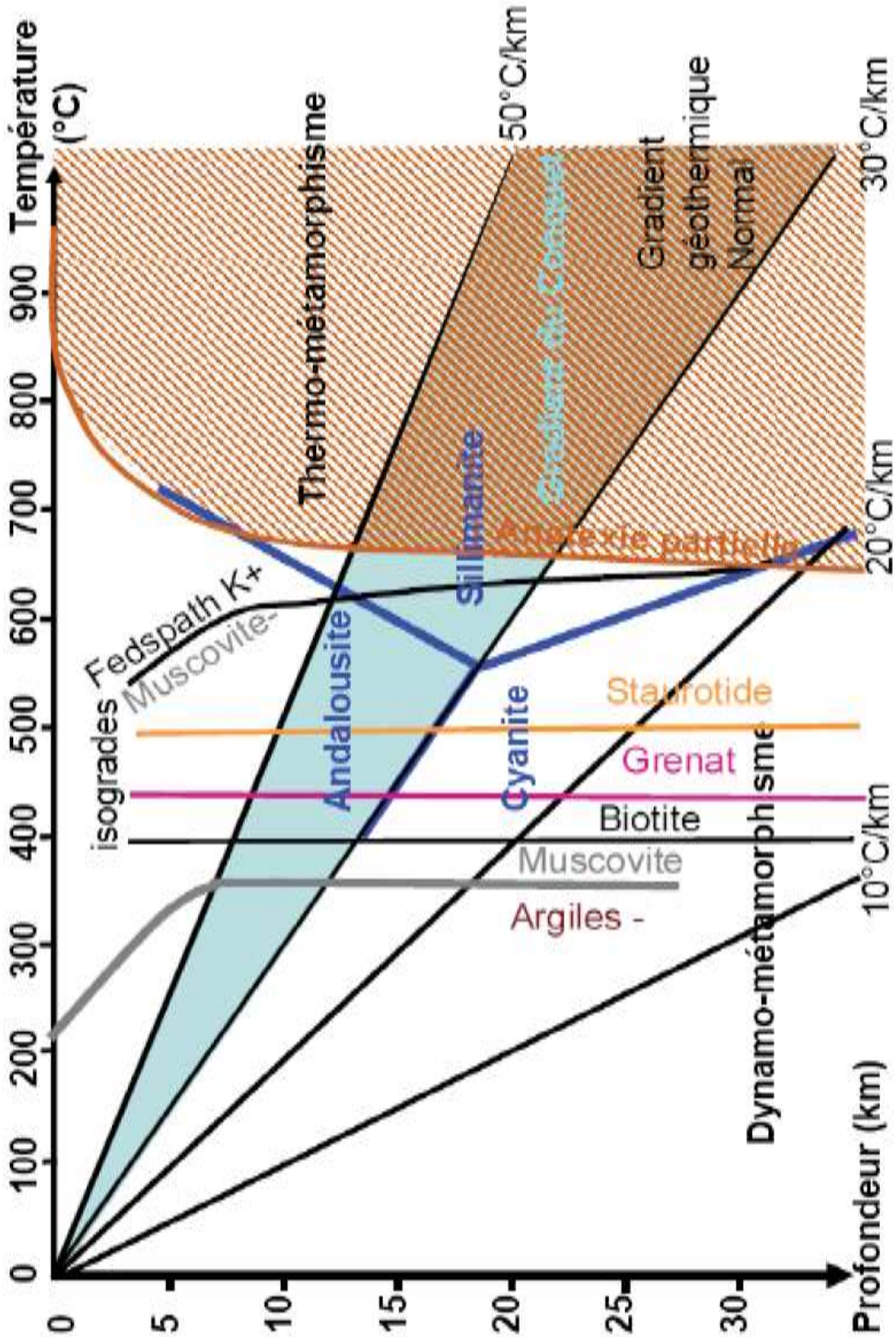
Bonne densité : 3,5-4,3 ; bonne résistance : dureté : 6,5-7,5

Genèse

Processus/mécanismes	Groupe de roche		Grenat	Exemple
Magmatiques	Ultrabasiques	Péridotite Lherzolite/harzburgite	Uvarovite Pyrope	Russie Remiremont (88) Lherz (09)
	Acides	Granodiorite Granite	Almandin	St Jacut (22), Caladroi (64)
	Alcalines	Kimberlite	Pyrope	Afrique du sud
Pegmatitiques	Acide	Granite	Spessartine	Madagascar,Brésil, Chine, Haute-Vienne
Hydrothermaux	Basiques à ultrabasiques		Mélanite	Mali
Post volcaniques	Fumerolles Phonolites Rhyolites	sur trachyte Phonolytes Rhyolites	Andradites	Menet (15) iles Marquises Le Dramont (83)
Métamorphisme de contact, Métasomatose post magmatiques MT-BP	Calco-magnésiens	Skarn	Grossulaire, Andradite	Costabonne (65) Arbizon (65) Raon l'étape (88)
	Schiste, grès	Cornéennes	Almandin, Andradite, Sciagite	Flamanville (50)
Métasomatose post obduction MT-BP Rodingitisation	Basiques à ultra basiques	Amphibolites	Grossulaire Andradite grossulaire	Asbestos (Canada), Chamrousse (38) Bessans (73) / Val d'Ala St Véran (05) Canari (Corse)
Métamorphisme régional Métamorphisme de collision	Acide, pélitiques	Micaschistes	Almandin, Pyrope, Rhodolite	Le Conquet (29) Massif des Maures (83), Bas limousin (86), Deux -Sèvres (79)
	Faciès des schistes bleus BT-MP		Spessartine, Almandin	
	Faciès des amphibolites MT-MP		Almandin, Grossulaire	St Privat du dragon (43)
	Faciès des granulites HT-MP		Almandin	
Métamorphisme de subduction	Mafiques à ultramafiques	Faciès des schistes bleus MT-MP	Spessartine, Almandin	Ile de Groix (56), Région nantaise (44-85) Nouvelle Calédonie
	Mafiques à ultramafiques	Faciès des éclogites HT-HP	Spessartine, Almandin, pyrope	Ile de Groix (56), Région nantaise (44-85) Seilhac (19) La Borie (43) Région du Léon (29)
	Acides, pélitiques	Micaschistes	Almandin	Ile de Groix (56)

Liste des genèses des grenats

Les conditions PT ont été précisées pour les grenats d'origine métamorphique.
Pour les pegmatites, celles de Madagascar ont été formées entre 0 et 30 km. Il est donc difficile voir impossible de corréler quelque effet de la pression et la cristallisation des grenats. Celle-ci est principalement due à une variation des concentrations en Mn dans la phase liquide.
Pour les métasomatoses, la cristallisation des grenats est principalement due à la diffusion d'éléments métalliques dans un milieu carbonaté


Température (°C)
0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
Profondeur (km)
0
5
10
15
20
25
30
Thermo-métamorphisme
50°C/km
Gradient du Congo
Gradient géothermique Normal
30°C/km
20°C/km
10°C/km
Anatexie partielle
Sillimanite
Andalousite
Cyanite
Fedspath K+
Muscovite-
isogrades
Staurotide
Grenat
Biotite
Muscovite
Argiles -
Dynamo-métamorphisme

A

Acide Se dit d'une roche riche en silice (plus de 65% de SiO2).

Accrétion Agglomération d'éléments entraînant un accroissement de la masse initiale. Ce phénomène peut se produire par la force de gravité pour un astre, par refroidissement du magma au contact des péridotites sous les croûtes continentales et océaniques, au contact de l'eau pour les croûtes océaniques au niveau de l'axe d'une dorsale ou par compaction des sédiments

Actinote Amphibole de la famille des inosilicates ($Ca_2(Mg,Fe)_5[(OH,F)Si_4O_{11}]_2$, de couleur verte, caractérise le faciès métamorphiques "schistes verts ".

Adamantin Eclat d'un minéral rappelant l'éclat du diamant.

Affleurement Exhumation du substratum rocheux (ou non) représentatif du sous-sol géologique

Agrégat Ensemble de cristaux d'une ou plusieurs espèces.

Aggradation Phénomène du déplacement vers l'intérieur des terres de la sédimentation de la marge continentale consécutif à une montée du niveau marin

Amphibole Silicate basique de Fe-Mg +- Ca
n.f. de racine grecque " *amphibolos* "= ambigü, car facilement assimilable à d'autres minéraux (pyroxène notamment).
Cristallise dans les systèmes monoclinique (amphibole commune ou basaltique, telle que actinote, trémolite, hornblende) ou orthorhombique (antophyllite).
inosilicate (structure en chaîne de tétraèdres de silicium) en chaîne double, appartenant au système cristallin monoclinique. Ces minéraux se présentent soit en fibres, soit en aiguilles, soit en prismes allongés, à section transversale losangique tronquée aux angles.
couleur varie du noir au bleuté en passant par le verdâtre, le brunâtre voir le rosâtre.
Les amphiboles peuvent être observées dans les roches magmatiques et métamorphiques, répandu dans les roches pauvres en silice. En fonction des teneurs en Magnésium, Fer, Calcium et Sodium, on distingue :
Amphibole ferromagnésienne : Grunérite, Cummingtonite…
Amphibole calcique : Trémolite, Actinote, Hornblende…
Amphibole Sodique : Glaucophane, Arfvedsonite, Riébeckite..
Se transforme par hydratation en amiante.

Amphibolite Roche métamorphique, grenue de la mésozone, pauvre en silice, résultant d'amphibole (hornblende) et de plagioclase. L'hydratation des pyroxènes de la lithosphère forme du hornblende .

Anatexie Fusion partielle d'une roche

Anatexite Roche produite par le phénomène d'anatexie avec présence de phases vitreuses à microgrenue

Andésite Roche volcanique, mésocrate, à texture microlitique ou porphyrique, constituée de plagioclase calcique (labrador), de pyroxène (augite) dans une matrice vitreuse. Dans les roches anciennes, cette matrice vitreuse est recristallisée en chlorite, épidote et minéraux opaques

Anticlinal Plis en forme de voûte dans lequel les strates géologiques plongent en direction opposée à partir de l'axe de la voûte. (cf synclinal)

Aplite Roche voisine des pegmatites mais à grains fins

Arc insulaire — **Arc insulaire =** arc formé d'îles volcaniques érigées à l'aplomb de la zone de fusion du manteau lithosphérique d'une plaque chevauchante océanique (ou d'un plateau continental sous-marin) dans le processus de subduction.

Arrière-arc = bassin d'arrière-arc : bassin à fond océanique ouvert en arrière d'un arc insulaire actif.

Avant arc = zone en avant, ie du côté océanique, d'un arc insulaire actif.

Argile — Roche à grain très fin (moins de 2 µm) qui contient au moins 50% de silicate d'alumine, auxquels s'ajoutent d'autres minéraux (poussières de quartz, feldspath, calcite). Résulte de la décomposition de roches riches en feldspath. Souvent transportée au loin par les cours d'eau, elle est colorée au passage par des oxydes de fer en gris, vert, rouge ou jaune (Painted-Desert) provenant de la décomposition de micas. Utilité : Absorbe l'eau avec avidité et forme une pâte imperméable, terre glaise utilisée en poterie (terre cuite, faïance, porcelaine) ou en industrie

Ariègite — n.f. désignant une roche magmatique ultrabasique définie en Ariège (France), riche en pyroxène, spinelle (voir grenat), hornblende, souvent associée avec les péridotites (de type Lherzolite préférentiellement)

Asthénosphère — Enveloppe terrestre, visqueuse qui sépare deux structures rigides
la **lithosphère** est constituée de la croûte et de la partie superficielle du manteau qui lui est attenante et se déplace avec elle dans la tectonique des plaques
la **mésosphère** est constituée par le reste du manteau

Auréole — Zone métamorphisée autour d'un massif intrusif
L'auréole est très étroite à cause de la mauvaise conduction thermique des roches silicatées : t(années)=0,01D^2, 1m en 3j, 10m en 1 an, 100m en 100 ans, 1km en 1000 ans.
Dans les roches calcaires, les phénomènes de métasomatose élargissent l'auréole

Autobréchique — Roche volcanique constituée de fragments de lave de même composition que la lave formant la matrice.

Automorphe — Se dit d'un minéral ayant toutes ses faces cristallines.

B

Barrow — Type de métamorphisme à moyenne température et moyenne pression.

Basalte — Roche volcanique basique à structure microlithique ou porphyrique, correspondant au gabbro à structure grenue, pauvre en silice. Cette roche est dense (d=2,9) et de couleur noire car elle contient de minéraux sombres pauvres en silice : feldspath calcosodique (plagioclase), mica noir, pyroxène et olivine. Elle est issue de la fusion partielle de péridotites.

Basique — Se dit d'une roche pauvre en silice, entre 45% et 52 %.

Bassin — Voir gisement

Bassin marginal — Ou Bassin d'arrière arc, de nature océnaique ouvert entre un arc volcanique insulaire et le continent

Bassin flexural d'avant pays — Bassin formé par enfoncement de la plaque chevauchée sous le poids de la plaque chevauchante

Batholite — Masse de forme plus ou moins régulière et de grandes dimensions de roche plutonique, généralement de nature granitique.

Bénioff — **Plan de Wadati-bénioff**
Plan que suit une plaque plongeante lors de la subduction

Biotite Minéral du groupe des phyllosilicates de système monoclinique, espèce principale du mica noir, contenant du potassium, du magnésium et du fer. Formule : $K(MgFeMn)_3Si_3AlO_{10}$-$(OH)_2$. Couleur brun à noir. Un des principaux composants des granites, du gneiss et des micaschistes. Se transforme par altération en chlorite.

Brèche Roche formée d'éléments anguleux dont la taille est supérieure à 2 mm.

Brèche volcanique Roche volcanique formée de fragments de lave. Plusieurs origines, par exemple : brèche de coulée emballant ses propres éléments déjà consolidés (auto-brèche); brèche d'extrusion formée sous la poussée du magma dans l'évent du volcan; brèche de pente sur les flancs du volcan.

C

Calco-alcalin (e) Série magmatique des zones orogéniques caractérisée par la présence de feldspath et d'amphibole ou augite calcique et non sodique.

Carbonaté Se dit d'une roche sédimentaire d'origine chimique ou biochimique contenant beaucoup d'ion carbonate $(CO_3)^{2-}$ calcaire, craie, dolomie...

Carboné Se dit d'une roche sédimentaire d'origine organique contenant beaucoup d'atome de carbone en proportions variées : anthracite, houille, hydrocarbure, lignite, tourbe qui sont constitués de matière organique à base de chaînes carbonées, et le minéral graphite.

Carrière Voir gisement

Cataclastique Se dit d'une texture de roche dont les minéraux ont été déformés par des actions mécaniques puissantes

Catazone Zone de métamorphisme où $T > 800°C$ et $3\ kb < P < 10\ kb$ et caractérisée par le faciès granulitique.

Cénozoïque Ere géologique succédant aux ères paléozoïque (ancien) et mésozoïque (milieu), elle a 65 Ma et se poursuit actuellement

Chert Roche composée principalement de quartz microcristallin, cryptocristallin et microfibreux.

Le Chert se forme en lits ou en nodules, par précipitation de silice dans des fluides plus ou moins visqueux et peut remplir des fractures dans les roches magmatiques.

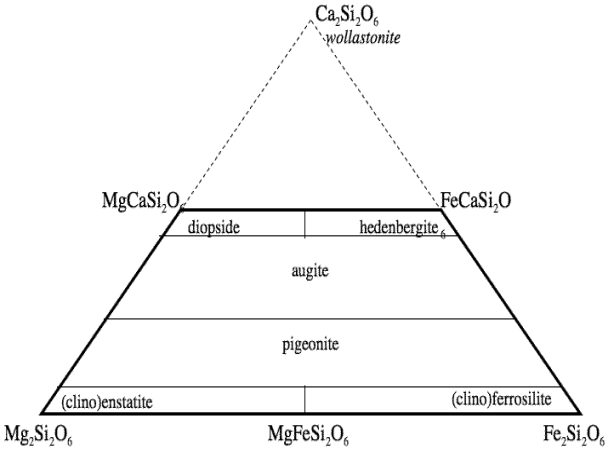
Chevauchement Structure tectonique dans laquelle l'un des compartiments de la faille surmonte l'autre. Résulte de l'amplification du mouvement d'une faille inverse et peut être considéré comme une structure intermédiaire entre celle-ci et une nappe de charriage.

Chlorite Minéral de la famille des phyllosilicates, proche du mica, de structure voisine du talc. On distingue les orthochlorites, pauvres en fer (dont la pennine) et les leptochlorites, riches en fer.

Clastique Se dit de sédiments crées par érosion d'autres roches, donc se dit d'une roche sédimentaire formée de débris d'autres roches.

Clinopyroxène n.m. Pyroxènes appartenant au système cristallin monoclinique.
On distingue

- Clinopyroxènes ferromagnésiens et calciques : Diopside $CaMg(SiO_3)_2$, Hédenbergite $CaFe(SiO_3)_2$, Pigeonite $(Mg,Fe,Ca)_2(SiO_3)_2$, Augite $(Ca,Na)(Mg,Fe,Al)[(Si,Al)O_3]_2$
- Clinopyroxène alcalin : spodumène $LiAlSi_2O_6$, jadéite $NaAlSi_2O_6$, ægyrine $NaFe^{3+}Si_2O_6$



Collision Choc entre deux corps. Heurt.
Se dit de plaques tectoniques qui rentrent en contact et dont les roches sont déformés par un métamorphisme de haut degré en pression, pouvant atteindre la fracture.
Souvent accompagné d'une orogenèse.

Conchoïdale Se dit d'une cassure irrégulière en forme de coquille, comme celle du verre.

Concordance Se dit de strates sédimentaires dont les dépôts successifs ont eu lieu pendant le même épisode géologique, par exemple dépôts en strates horizontales de marne, de calcaire, de gypse pendant la même transgression marine, même si la nature des roches change car la profondeur de la mer varie. Ces strates resteront parallèles même si des évènements ultérieurs les inclinent ou les plissent

Cornéennes Roche métamorphique, dure, massive, à grains fins, et isotropes (les minéraux, la cordiérite, et andalousite sont dispersés dans toute la masse. On les nomme cornéennes car leur aspect rappelle celui la corne

Coussinets Laves en coussinet ou pillows lavas
structure présentée par les laves, généralement basaltiques, épanchées en milieu aquatique
partie supérieure de la séquence ophiolitique des croûtes océaniques

Craie Calcaire d'origine organique, boue friable poreuse et avide d'eau, formée de coquilles de foraminifères. photo Se calcine à 800° pour donner de la chaux vive.

Variétés : craie à glauconie de couleur verdâtre car renferme du silicate de fer, craie marneuse de couleur grise car contient de l'argile

_crate Suffixe relatif à la coueur d'une roche et au ratio minéraux sombres/minéraux clairs
Leucocrate : roche où les minéraux clairs sont les plus abondants
Mésocrate : roche intermédiaire
Mélanocrate : roche où les minéraux sombres sont les plus abondants

Cristallophyllienne Se dit d'une roche métamorphique constituée de minéraux ayant eu le temps de cristalliser, puis ayant subi un métamorphisme léger disposant ces critaux en feuillets.

Croûte Enveloppe de la Terre la plus externe, solide, voir le schéma d'une coupe de globe terrestre.

Croûte continentale D'une épaisseur de 40 à 50km, elle forme l'essentiel des continents. Elle est constituée sous une couche de sédiments terrigènes de roches granitiques et granulitiques se formant par cristallisation à sa base, ainsi que de roches métamorphiques (micaschistes et gneiss). Dans l'ensemble, ces roches sont claires car riches en silice, et légères(d=2,7)

Croûte océanique (cf ophiolite) d'une épaisseur moyenne de 6 à7 km, elle constitue l'essentiel des fonds océaniques, formée par la séquence ophiolitique + sédiments : couche de sédiments marins (radiolarites), pillows lavas, complexe filonien de basalte, de gabbro en poches, gabbros lités, + péridotites

Cumulats Roche magmatique litée grenue (pyroxènite, gabbros) formée lors de la cristallisation fractionnée par accumulation gravitaire de cristaux denses automorphes (cumulus) cimentés par d'autres minéraux intersticiels (inter-cumulus)

D

Détritique Caractérise l'origine d'une roche sédimentaire qui s'est formée par accumulation de débris d'autres roches ultérieurement cimentés.

Deutérique Altération deutérique : altération d'une roche magmatique par action des fluides hydrothermaux provenant de ce mêmeu magma en cours de refroidissement

Diagenèse Simple compaction avec départ d'eau : niveau minimum de mise en pression

Diapir/diapirisme Un diapir, est un bloc rocheux qui s'est frayé un chemin jusqu'en surface, au travers d'une roche encaissante (cf Flamanville). Ce mécanisme d'exhumation s'appelle diapirisme

Diorite Roche magmatique à structure grenue, contenant du feldspath calcosodique verdâtre, du mica, de l'amphibole foncée et parfois un peu de pyroxène. Ne contient pas de quartz. Souvent associée au granite et au gabbro. Variétés : kersantite (riche en mica noir), diorite orbiculaire ou corsite.

Discordance Se dit d'une limite entre 2 strates sédimentaires dont les dépôts successifs ont eu lieu pendant des épisodes géologiques différents, identifiés par les principes de datation relatives. Ces 2 épisodes sont séparés donc les strates ne sont pas dans la même inclinaison et encadrent souvent une lacune.

Distension Augmentation de la surface de la **lithosphère** sous l'action des contraintes **tectoniques** jouant en extension. Contraire : compression.

Dolérite Roche **éruptive** de semi-profondeur, finement grenue, présentant la composition de **basalte.**

Dyke Un dyke (ou dike) est une lame (ou couche fine, quelques centimètres à quelques dizaines de mètres) de roche magmatique qui s'est infiltrée dans une fissure de la roche encaissante. Le dyke traverse les couches de roches antérieurs : contrairement au sill

Dynamo-métamorphisme Métamorphisme à très fort gradient de pression, ou sous contraintes importantes (gradient entre 10 et 20°C/km) représentatif d'un métamorphisme d'enfouissemnt

E

Eclogite Type de roche HP-HT, anhydre, présente dans la couche inférieure de la croûte terrestre Au-dessus ,on trouve des amphibolites. La limite amphibolite/éclogite st définie par une élimination importante d'eau et de fluide aqueux très minéralisés → fusion partielle de la roche.

Elements volatils Se dit des éléments et composés de faible masse atomique ou moléculaire :H_2O, CO_2, F, Cl, B, que l'on rencontre en solution finale après cristallisation des constituants plus lours de fluides minéralisés comme dans les pegmatites et et la kimberlite.

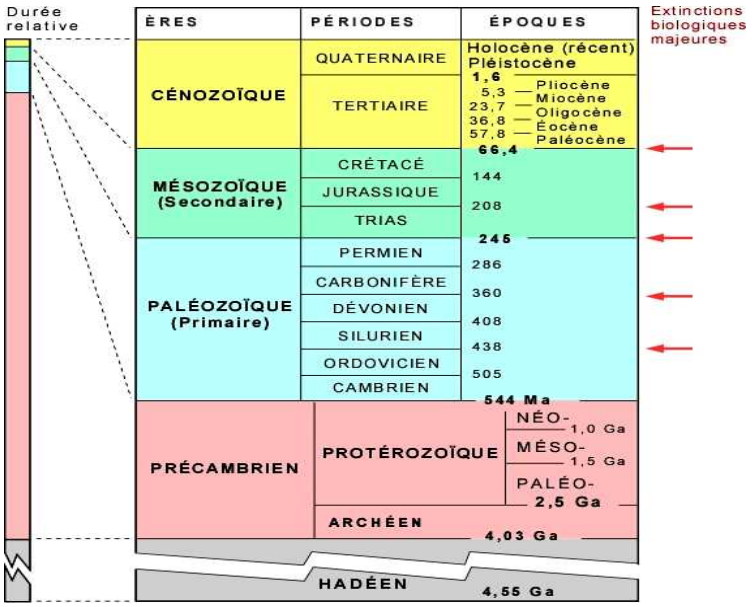
Enclave Vestige d'une roche ayant existé antérieurement : boule de péridotite dans le basalte, morceaux de schistes verts persistant dans les schistes bleus en cours de subduction.

Epi Préfixe qui signifie extérieur et qui désigne la texture d'une roche, ex : épidiorite :roche ayant l'aspect d'une diorite

Epizone Conditions de métamorphisme MT/BP 400°C < T < 500°C et 2 kb < P < 7 kb et caractérisées par le faciès des schistes vert.

Eponte Mines : chacune des parois inférieures d'un filon de minerai

Ere géologique D'après C. NICOLLET



Erosion Processus de dégradation physique ou chimique des roches sous l'action de divers agents : eau, vent, gel...

Expansion Expansion océanique : augmentation de la surface de la croûte océanique par apport de magma frais au niveau de la ride ou dorsale médio-océanique => Eloignement des continents

Exhumation Processus par lequel des roches de profondeur affleurent à la surface, suite à l'érosion et/ou des mouvements tectoniques

Exsolution (n. f.) formé avec le préfixe grec exô, en dehors, + solution. (La définition donnée utilisera l'exemple des perthites - voir à feldspaths) : Passage d'un cristal homogène à haute température, correspondant à une solution solide à 60 % orthose + 40 % albite, à un cristal hétérogène, polyminéral, à basse température, une matrice d'orthose contenant des veinules et des taches d'albite.
Il pourrait s'agir du même phénomène qui créerait les deux types de couches d'andradite avec plus ou moins de grossulaire dans les andradites iridescentes

F

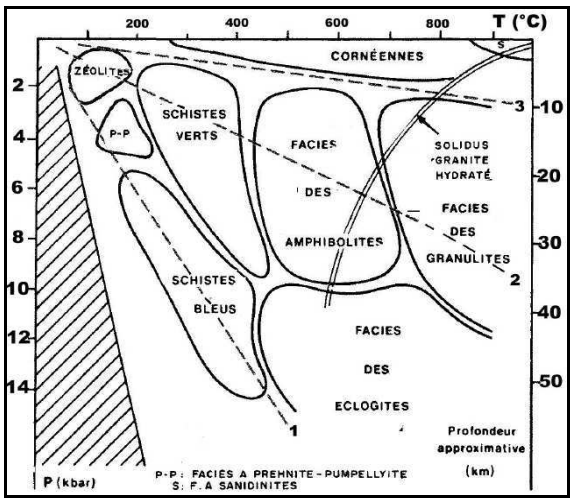
Faille Cassure affectant une série sédimentaire, magmatique ou métamorphique créée par des contraintes trop brutales par rapport à l'élasticité des terrains. La faille coupe toujours les terrains préexistants, décalant généralement un bloc par rapport à l'autre

Faille inverse Cassure à grande échelle créé par un mouvement de convergence, entraînant un décalage vertical entre les 2 morceaux de plaque de part et d'autre, avec un rétrécissement de la surface.

Faille normale Cassure à grande échelle créé par un mouvement de divergence, entraînant un décalage vertical entre les 2 morceaux de plaque de part et d'autre, avec un accroissement de la surface

Faille transformante Cassure à grande échelle créé par un mouvement de coulissage, entraînant un décalage horizontal entre les 2 morceaux de plaque de part et d'autre avec un déplacement dans la même direction mais en sens inverses. Les dorsales sont recoupées par de nombreuses failles transformantes perpendiculairement à leur axe.

Faciès métamorphique Domaines de pression et de température subi par des roches au cours du métamorphisme, représenté par des roches se formant dans ces domaines



Felsique Roches magmatiques ou silicatées enrichies en éléments minéraux clairs tels que silicone, oxygène, aluminium, sodium et potassium. Elles contiennent du quartz, de la muscovite, de l'orthose et du feldspath. La plus commune des roches felsiques est le granite.
Leur appellation est issue de la combinaison entre « feldspath » et « silicate ». cf mafique

Filon Gisement minéral en filaments plus ou moins rectilignes par remplissage des fissures ou fractures de roches plus anciennes
Complexe filonien : partie de la séquence ophiolitique : Le basalte solidifié est mis sous traction par l'expansion océanique, et lors de sa fracturation, du basalte visqueux vient d'insinuer dans ses fractures et de proche en proche forme un complexe filonien de bandes verticales de basalte

Flysch Formation détritique terrigène composée d'un empilement de turbidites déposées dans une zone de convergence, au niveau de la fosse de subduction, et accrêté dans le prisme d'accrétion au front de la plaque chevauchante ;

G

Gabbro n.m. issu du nom d'un village de Toscane.
Roche magmatique plutonique (non-effusive), possédant une texture grenue, une teinte verdâtre à noirâtre. On peut y recenser des plagioclases, des pyroxènes, des amphiboles (surtout hornblende par hydratation des pyroxènes), des olivines et des micas (souvent biotite). En association avec des péridotites dans les complexes ophiolitique, les gabbros peuvent présenter un aspect rubané.

Géodynamique Section des sciences de la Terre traitant de l'enchaînement du déplacement et des déformations des plaques lithosphériques.

Géotherme Courbe représentant l'évolution de la température en fonction de la profondeur, à l'intérieur du globe terrestre.

Géotherme moyen de la croûte terrestre : 3,3°C/100 m

Gisement Un gisement est une concentration de minéral ou de minerais dans le sol ou le sous-sol.
Dans le cas d'un minerai, on considère la concentration pour dire si un gisement est exploitable ou non : travaux préliminaires des mines, effectués généralement par sondage (carrotage).

Un bassin est, au sens restreint, un bassin versant d'un fleuve (une rivière). Au sens large, c'est une région géologique sédimentaire.

- Un bassin minier est l'ensemble d'une zone exploitée ou exploitable, généralement un ensemble de mines de charbon.
- Un sillon houiller est un bassin houiller suivant l'allongement d'une ou plusieurs failles.
- Un bassin de décantation est destiné à séparer les boues d'épuration lors du traitement des eaux (pompage de mine ou carrière, traitement du minerais...)

Carrière : Exploitation d'un gisement de matériaux non-concessibles (par exemple : roches destinées à l'empierrement, à la construction, à la sculpture, où à être transformées (granites, marbres, calcaires, gypses, etc.), que ce soit en travaux de surface ou en souterrain.
Concession désigne l'action de concéder un droit, une terre... et par extension, ce droit, cette terre...

- Concession minière possibilité donnée à un exploitant d'exploiter une mine même en l'absence de l'autorisation du ou des propriétaires du sol.
- Renonciationretrait abandon ou annulation de titre minier.

District : Région géologique regroupant un ensemble de gisements ou de gîtes ayant une origine commune.
Gîte minéral : Terme synonyme de gisement, mais est réservé le plus souvent pour un gîte métallifère exploitable.Voir aussi à Gîtologie, une autre acception de ce terme.
Indice : En géologie ou prospection minière, un indice est, pour une substance donnée, la révélation en un point, de quelques traces qui permettent d'envisager la présence de

cette substance en grande quantité dans un lieu proche… Voir aussi à Indice, une autre acception de ce terme.
Mine : Exploitation d'un gisement de matériaux concessibles (par exemple : d'or, de charbon, de cuivre, de diamant, de fer, d'uranium, etc.), que ce soit en travaux de surface ou en souterrain.
Exploitation recouvre l'ensemble des métiers d'extraction des matières premières telles que le pétrole, le gaz naturel, et d'autres ressources naturelles, du sous-sol.
Exploitation : synonyme de mine.
Placer (n. m.) mot espagnol, venu du catalan *placel* (prononcer *placèr), place ; (le mot fait immanquablement penser à l'italien *piacere*, plaisir…) : Accumulation de minéraux exploitables (or, pierres précieuses, monazite, cassitérite, ilménite, etc.) et/ou minerais divers, dans une zone alluvionnaire (gisement alluvionnaire).
secteur quartier d'une exploitation minière. Également région minière (synonyme de district).

Gîte minéral Voir gisement

Glauconie Minéral du groupe des phyllosilicates (mica), silicate d'aluminium, de fer et de potassium, très variable en proportions. De système monoclinique, ces cristaux restent petits, en agrégats vert olive à vert noirâtre. Minéral de diagenèse, tendre (voir dureté), légère, à clivage parfait, elle est abondante dans de nombreuses roches sédimentaires

Glaucophane Minéral du groupe des inosilicates (amphiboles), silicate de magnésium et d'aluminium plus ou moins enrichi en Na, Fe, Ca. De système monoclinique, ces cristaux restent petits, rarement aciculaires, en agrégats bleu lavande à bleu foncé.
Minéral de métamorphisme typique du faciès des **schistes bleus**, dur, moyennement lourd, à clivage parfait selon le prisme vertical
il est abondant dans les schistes bleus, se trouve aussi dans les éclogites, quartzites et marbre.

Gneiss n.m. Roche métamorphique (de type métamorphisme régional) possédant une structure foliée (alternance de lits sombres et clairs). Les lits sombres sont principalement formés par des micas, des amphiboles et autres minéraux ferromagnésiens.
Les lits clairs contiennent essentiellement du quartz et des feldspaths.
On distingue :
les paragneiss, résultant du métamorphisme de roches sédimentaires
les orthogneiss, caractérisant le métamorphisme de roches à l'origine magmatique (effusive ou plutonique)

Gondwana Super-continent (incluant l'Australie) existant au Permo-trias, morcelé par la suite

Granite n.m. Issu de la racine italienne granito, grenu. Il s'agit d'une roche magmatique, plutonique, très répandue, comportant essentiellement du quartz, des feldspaths alcalins (orthose, microcline) et des plagioclases. En fonction des contextes de formation, on peut également noter la présence de micas, de pyroxènes, d'amphiboles, de zircons, de sphènes, d'apatite…

On distingue :
les granites alcalins, essentiellement composés de quartz, orthose, albite, et parfois quelques minéraux sodiques.
les granites calco-alcalins, regroupant les granites à deux micas (biotite et muscovite),
les granites à pyroxène (diopside), à hornblende verte (amphibole) et micas,
les granites à cordiérite,
les granites à grenats…
les granites monzonitiques caractérisés par les égales proportions en orthose et en plagioclases.
les microgranites sont caractérisés par leur structure qualifiée de microgrenue et présentent souvent de grands cristaux de quartz et de feldspaths.

Gradient géothermique La température moyenne augmente de 33°C/km dans les couches superficielles de l'écorce
Cf géotherme

Granodiorite n.f. Désignant une roche magmatique plutonique très voisine des granites, de part leur composition minérale et de part leur structure. Les granodiorites présentent un plus grand nombre de cristaux de plagioclases que d'orthose. Ainsi, on recense du quartz (>10%), des feldspaths (orthose), des plagioclases, des micas, des amphiboles (hornblende verte) et plus rarement des pyroxènes (diopside).

Granoblastique Métamorphisme : se dit d'une texture dans laquelle les grains ont toutes la même taille et ont des intersections de joints de grains voisins de 120°C (cf porphyroblastique)

Granodiorite Roche **plutonique** grenue, **leucocrate,** constituée de quartz, feldspaths, micas, amphibole.

Granulite n.f. Roche métamorphique de haute température et haute pression, finement grenue, comprenant en grande partie du quartz, de l'orthose et des plagioclases. D'autres minéraux du métamorphisme sont également souvent observables (hypersthène, grenat…).

Granulite Roche métamorphique finement grenue de la catazone caractérisée par la présence de minéraux pauvres en eau : grenat, cordièrite, hypersthène.

Grauwacke (Greywacke en Anglais) Roche sédimentaire détritique de la classe des arénites ; en général de teinte sombre, à matrice assez abondante (>15%) d'origine marine, composée de grains anguleux de quartz (60 µm à 2 mm), feldspath et roches diverses emballés dans une matrice argileuse riche en chlorite, faiblement métamorphique.
Métagrauwacke : grauwacke métamorphisée.

Grenat n.m. Minéral de type nésosilicate (tétraèdres SiO4 isolés) appartenant au système cristallin cubique,
On distingue deux séries :
la série alumineuse (présence d'aluminium), désignée pyralspites : almandin, pyrope, spessartine

la série calcique (présence de calcium), désignée ugrandites : grossulaire, andradite, uvarovite

Grès Roche détritique constituée de grains principalement de quartz, et de feldspaths; le ciment peut être siliceux, argileux, calcaire. La taille des grains est comprise entre 0,05 mm et 2 mm.

H

Harzburgite n.f. Ayant pour origine Harzburg, Allemagne, désignant une péridotite à olivine et hypersthène.
L'harzburgite est une roche ultramafique, de la famille des péridotites. Elle est constituée des minéraux olivine $(Mg,Fe)_2SiO_4$, et enstatite $MgSiO_3$ (pyroxène à faible teneur en calcium). L'harzburgite se forme typiquement par extraction d'une partie des éléments fondus de la péridotite plus riche en pyroxène, la lherzolite. Le magma fondu extrait de l'harzburgite peut atteindre la surface sous la forme de basalte. Si la fusion partielle d'harzburgite se poursuit, tous les pyroxènes peuvent être extraits et former un magma, laissant derrière une péridotite exempte de pyroxène appelée dunite. L'harzburgite peut aussi se former par accumulation d'olivines et de pyroxènes à basse teneur en Ca dans de grandes chambres magmatiques de basalte, profondément

enfouies dans la croûte continentale (intrusions stratifiées ultramafiques à mafiques).
Une harzburgite renfermant des grenats a été trouvée sous la forme de xénolithes, à l'intérieur de certains puits de kimberlite d'Afrique du sud, présents presque exclusivement dans des cratons de continents anciens archéen ou Protérozoïque.

Hornblendite n. f Qualifie une roche grenue associée aux amphibolites, composée essentiellement de cristaux d'amphiboles de type hornblende.

Hornfel Ensemble de roches sédimentaires qui ont été cuites et durcies par la chaleur lors de métamorphique de contact dû à l'intrusion de masses ignées.

I

Igné(e) Igné : provient du feu

Se dit des roches magmatiques, formées à partir d'un magma qui s'est refroidit, avec ou sans cristallisation complète de ses minéraux.

On distingue :

les roches magmatiques, plutoniques ou intrusives (en profondeur)

les roches magmatiques, volcaniques ou extrusives ou effusives

Ignimbrite du latin, de *ignis*, le feu, et *imber*, la pluie.
Roche formée de débris de lave acide issus d'une nuée ardente et soudés avant leur refroidissement, mélangés à une matrice vitreuse. Elle a un aspect de pierre ponce. Les ignimbrites peuvent être blanches, grises, roses, beiges, brunes ou noires - selon leur composition et leur densité (principalement de couleur gris foncé à gris-bleu.
Elle a souvent la composition d'une roche volcanique acide (rhyolite, dacite).

Elle est principalement composée de quartz, de sanidine, d'albite et de biotite

Intermédiaire Roche plutonique ou volcanique dont la teneur en silice (SiO_2) est comprise entre 45 et 66 %.

Intrusif Qui a pénétré dans des formations déjà constituées : par exemple le pluton granitique au sein de roches sédimentaires.

JK

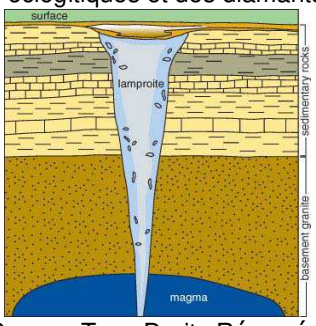
Karstique Ensemble des phénomènes dus à la dissolution des roches par les eaux météoritiques et créant des cavités et des réseaux souterrains

Kimberlite Roches volcaniques d'origine profonde (150-200 km), La kimberlite est une roche ultramafique (riche en magnésium), potassique et riche en éléments incompatibles, ainsi qu'en volatils (H_2O et CO_2). formant des cheminées verticales, de plusieurs centaines de mètres à 2 km de diamètre, mondialement célèbres pour être la roche d'origine des diamants.

Elle doit son nom à la ville de Kimberley en Afrique du Sud, où elle fut découverte et décrite pour la première fois.

L

Lamproïte Roche volcanique à subvolcanique ultrapotassique. provenant du manteau
Les lamproïtes se forment dans le manteau visqueux à des profondeurs supérieures à 150 km. Le matériau fondu est poussé vers la surface formant des cheminées volcaniques, arrachant et emportant au passage des xénolithes provenant de péridotites harzburgitiques ou éclogitiques et des diamants



Source : Kansas Geological Survey. Tous Droits Réservés

Lamprophyre Roche magmatique filonienne à tecture microgrenue, caractérisée parr les présence d'une grande teneur en mica noir et/ou d'amphibole brune,avec de l'olivine, des feldspaths, des clinopyroxènes. Il en existe trois formes : calc-alcalins, alcalins et mélilitiques.

Sa composition est variable allant du granite au basalte.

Leptynite Roche métamorphique dérivant soit de roche éruptive (rhyolite, microgranite) soit de roche sédimentaire riche en quartz. Texture granoblastique, constituants : quartz, microcline, albite, grenat

Leucocrate S'applique aux roches dans lesquelles les minéraux clairs (quartz, feldspath) sont plus abondants que les minéraux sombres (amphibole, pyroxène, péridot).Contraire : mélanocrate

Lherzolite n.f. Défini à l'Etang de Lherz (Ariège, France) pour nommer une roche magmatique grenue assimilable à une péridotite à olivine, hypersthène, diopside et spinelle. De teinte brun-rougeâtre, les lherzolites affleurent souvent en association avec des pyroxénolites (roche principalement composée de pyroxènes).

Linéation En géologie structurale, une linéation est une structure linéaire apparaissant au sein d'une roche soumise à une déformation. Les types de linéations les plus communs sont les linéations d'intersection (par exemple, entre deux plans de schistosité ou un plan de schistosité et le plan de stratification), les linéations minérales (minéraux orientés durant les cristallisations métamorphiques) et les linéations d'étirement (ou d'allongement). On peut également observer des linéations dues à des microplissements de la roche.

Lithosphère Enveloppe du globe terrestre regroupant la croûte et la partie superficielle du manteau. Elle est découpée en une quinzaine de plaques rigides de 0 à 150km d'épaisseur, où la chaleur se dégage par conduction. Cf croûte

M

Macle Henri-Jean SCHUBNEL (1): "On appelle *" macle "* le groupement de deux ou de plusieurs cristaux de même nature suivant des lois déterminées." Mais il s'empresse de rajouter : " Cependant, dans la nature, les cristaux apparaissent souvent étroitement imbriqués les uns dans les autres, leurs orientations mutuelles étant quelconques. De tels accolements sont dus au hasard et ne doivent pas être confondus avec des macles. "
Emmanuel FRITSCH (2-4): " Une macle est l'association, suivant des lois géométriques bien définies, de deux individus d'une même espèce minérale. Elle est due à l'existence d'un réseau commun (ou presque commun) aux deux cristaux d'orientations différentes. "

Macro_ Préfixe, relatif à ce qui est de dimension visible : micro < macro < phéno
Ex : macrocristaux (cf phénocristal)

Mafite, Mafique Se dit d'une roche riche en ferromagéniens (col >60%). La classification est une classification chimique, basée sur la teneur relative en ortho et clinopyroènes et en olivine

- plus de 90% : ultramafique ;
- 60% à 90% : mafique ;
- moins 60% : intermédiaire ;
- moins 10% : felsique.

Magma Roche en fusion (jusqu'à 1 200°), essentiellement silicatée, riche en éléments volatils, formant une masse visqueuse sur laquelle "flottent" les continents, et qui s'épanche par volcanisme. Les magmas les plus fluides sont les moins riches en silice. Ils se forment en permanence dans les profondeurs terrestres par fusion de roches solides préexistantes (plancher des plaques tectoniques).

Magmatique Roche plutonique ou volcanique résultant de la solidification du magma.

Manteau Enveloppe du globe terrestre comprise entre le noyau et la croûte. Le manteau est l'enveloppe la plus volumineuse qui s'étend de 35 à 2900km de profondeur. Le manteau supérieur est composé de péridotites à olivine. Sa partie lithosphérique, d'une épaisseur de 100km est rigide et lourd (d=3,3). Sa partie asthénosphérique, d'une épaisseur de 100 à 400 km correspond à une zone plus chaude, plus souple (=ductile) et moins dense (d=3,25). Le manteau inférieur est rigide, constitué de pérovskite.

Marge continentale active Bordure d'un continent qui, situé sous un plan de subduction, est le siège d'une importante activité magmatique: plutonisme et volcanisme.

Mélanocrate S'applique aux roches dans lesquelles les minéraux clairs (quartz, feldspath) et les minéraux sombres (biotite, amphibole, pyroxène, péridot) sont en proportions équivalentes. Contraire : leucocrate

Mésocrate S'applique aux roches dans lesquelles les minéraux clairs (quartz, feldspath) et les minéraux sombres (biotite, amphibole, pyroxène, péridot) sont en proportions équivalentes.

Méso_ Préfixe signifiant moyen/intermédiaire

Mésozone zone de métamorphisme de conditions MP-MT, typique du faciès à amphibole, 500°C < T < 750°C et 2 kbar < P < 9 kbar

Méta _ Préfixe qui désigne ce qui a été modifié, ex : metagabbro Métamorphisme isochimique ou topochimique Les roches métamorphiques de l'auréole ont globalement la même composition chimique que celles des roches sédimentaires dont elles proviennent. Il y a simple réarrangement minéralogique

Métagabbro Gabbro déformé lors de la compression de la croûte océanique en zone de subduction (métamorphisme de haute pression et faible température). Le manteau supérieur est formé de péridotite principalement formée d'olivine.

Métamorphisme Ensemble des changements intervenants à l'état solide (donc différents des fluides hydrothermaux) dans la composition minérale d'une roche soumise à des conditions différentes de celles où elle s'est formée.
n.m. caractérisant la transformation d'une roche par élévation de température et/ou de pression et/ou par pollution chimique. Lors de cette transformation, on peut observer l'apparition de nouveaux minéraux (néoformation), ainsi qu'un changement de texture et de structure de la roche initiale. On distingue ainsi : Le métamorphisme régional (ou général) affectant de grandes quantités de matériaux métamorphisés en profondeur et mis à jour par érosion, par mouvement tectonique et/ou par érection d'une chaîne de montagnes. Le métamorphisme de contact se remarque à proximité d'intrusion plutonique transformant les formations encaissantes par conductivité thermique. Ce type de métamorphisme reste ainsi très localisé.

On définit différents faciès métamorphiques ainsi que différents gradients PT : épizone, mésozone, catazone en fonction de l'importance relative de la température sur la pression comme moteur du processus

Métamorphisme de contact Gradient supérieur à 40°C/km Métamorphisme au contact d'une intrusion plus ou moins profonde de granite ou de gabbro

Métamorphisme régional C'est le métamorphisme le plus courant Pression et température moyenne mais durée très longue

Métasomatose Migration d'éléments chimiques provoquant des réactions chimiques et apparitions de nouveaux minéraux, en particulier au cours du métamorphisme

Mica n.m. De racine latine (mica=miette). Il s'agit d'un phyllosilicate (tétraèdre de silicium organisés en feuillets séparés par une couche octaèdrique. Cette classe de minéraux appartient au système cristallin monoclinique pseudo-hexagonal. Les cristaux, pseudo-hexagonaux, se débitent facilement en de fines lamelles élastiques et flexibles. On distingue :

- les micas ferro-magnésiens, de couleur sombre : phlogopite, annite, biotite, lépidomélane
- les micas alumineux, de couleur claire : muscovite, paragonite, phengite
- les micas lithinifères (lithium) : lépidolite, zinnwaldite
- les micas durs calciques : margarite, clintonite, xanthophyllite

Micaschiste Schiste dont les micas sont prépondérants
n.m. désignant une roche métamorphique répandue, possédant une schistosité et une foliation prononcée, formée par une alternance de lits de micas et de lits de quartz. La faible teneur en feldspaths (<20%) les distingue des gneiss. Des amas informes (porphyroblastes) de minéraux du métamorphisme (staurotide, grenat, cordièrite…) peuvent être observés entre les lits feldspathiques et quartzeux

Micro_ Préfixe : relatif à ce qui est trop petit pour être visible à l'œil nu : micro < macro < phéno

Microgrenue Structure de roches magmatique plutonique, composée de petits cristaux ou de cristaux plus gros, visibles à la loupe, unis dans une pâte de petits cristaux. Solidification en deux temps : lente en profondeur (gros cristaux), rapide en surface (petits cristaux).

Microlithique Structure de roche magmatique volcanique, composées de gros et petits cristaux noyés dans une pâte vitreuse. Solidification en trois temps : lente en profondeur (gros cristaux), rapide à la remontée (petits cristaux), brusque en surface (pâte vitreuse)

Migmatite Roche mixte entremêlant micaschiste ou gneiss et feuillets ou veinules de roches plutoniques : roche d'origine anatexique.

Mine Voir gisement

Moho Discontinuité de Mohorovicic marquant la limite entre la croûte terrestre (croûte continentale + croûte océanique) et le manteau.

N

Nésosilicate Silicate où le radical SiO4 se combine au fer, au magnésium et au manganèse. Comprend l'olivine, les grenats, l'épidote

O

Obduction Mécanisme tectonique moins intense que la collision
Suite à un rapprochement de plaques dû à une subduction, l'une des plaques monte sur l'autre. dans le cas d'une plaque océanique en contact avec un arc insulaire il peut y avoir obduction (charriage) des ophiolites sur la plaque continentale.
L'obduction peut se poursuivre en collision de plaques si le rapprochement des continents continue.

Olivine n.f. Nésosilicate (tétraèdres de silicium isolés) du système cristallin orthorhombique, se présentant en prismes trapus, aplatis ou en grains de couleur généralement vert olive. L'olivine se forme préférentiellement à haute température, dans des roches anhydre (sans eau) et déficiente en silice (pas de quartz)

Olistolithe Bloc de taille métrique à kilométrique dans un olistrome

Olistrome Accumulation chaotique de terrains (olistholithes) au front d'un prisme d'accrétion par suite de glissements gravitaires

Ophicalcite Nommée ophicalce par Brongniart.
terme employé en particulier pour les roches sous-marines du manteau océanique (et ophiolites)
C'est un calcaire cristallin composé de calcite et de serpentine

Ophiolite Ensemble de roches métamorphiques ayant été des roches de croûte océanique, roches magmatiques basiques et basaltiques, de couleur dominante verte, déformées en écaille de serpent (sortie géologique dans les Alpes). Depuis la conférence internationale sur les ophiolites de 1972, le terme « ophiolite » a été redéfini pour ne plus représenter que les roches ignées de la séquence stratigraphique énoncée ci-dessous, excluant ainsi les sédiments qui ont une origine indépendante de la formation de la croûte.

- un niveau ultrabasique, constitué de péridotites (lherzolites, harzburgites, dunites) ;
- un niveau gabbroïque (gabbros lités surmontés par des gabbros isotropes) ;
- un niveau filonien (filons subverticaux de basalte) ;
- un niveau de laves basiques (pillow lavas).

Ortho_ Préfixe qui indique le type de roche éruptive qui a subi le métamorphisme
Ex : orthogneiss

Orthopyroxène n.m. dDésignant un pyroxène appartenant au système cristallin orthorhombique. On di stingue :

- Hypersthene
- Donpeacorite, $(MgMn)MgSi_2O_6$
- Enstatite, $Mg_2Si_2O_6$
- Ferrosilite, $Fe_2Si_2O_6$

Orogenèse n.f. Mécanisme géologique qui conduit à la formation de chaînes de montagne En réalité, elle inclut aussi l'étude de l'érosion et de la disparition des reliefs, mais il est vrai que la question centrale est longtemps restée celle de la formation des montagnes, plus que celle de leurs origines ou de leur devenir.

P

Para_ Préfixe indiqant le type de roche sédimentaire qui a subi le métamorphisme
Ex : Paragneiss-paramphibolite

Pélite Roche sédimentaire clastiquesilteuse ou argileuse à grains fins (de moins de 1/16°de mm)

Péridot n.m. Nésosilicate (tétraèdre isolé) appartenant au système orthorhombique dont le principal représentant est l'olivine. Les péridots forment une série continue avec un pôle magnésien, la forstérite (verdâtre ou incolore), et avec un pôle ferreux, la fayalite (couleur sombre). L'olivine (vert olive) représente tous les intermédiaires entre ces deux pôles.

Perthite n.f. Enchevêtrement de deux feldspaths alcalins : un feldspath potassique (composition proche de KAlSi3O8) et un feldspath sodique (proche de NaAlSi3O8). La plupart du temps il s'agit de lamelles ou d'imbrications irrégulières de feldspath sodique (albite) au sein d'un grain-hôte de feldspath potassique (orthose ou microcline).

Phénocristal Gros cristal, dit aussi cristal porphyrique, dans une roche à grain fin, témoin d'une phase de cristallisation lente antérieure à la cristallisation plus rapide ayant donné la roche microgrenue.

Cristal dont la taille est supérieure à celle des autres cristaux d'une roche. On peut parler de phénocristaux d'un millimètre jusqu'à dix centimètres.

Pillow lavas Laves en coussinet ou pillows lavas
structure présentée par les laves, généralement basaltiques, épanchées en milieu aquatique
partie supérieure de la séquence ophiolitique des croûtes océanique

Pipe De l'anglais pipe = tuyau, se dit d'une cheminée cylindrique remplie de lave

Placer Voir gisement

Poïkiloblastique Métamorphisme : se dit d'une texture lorsqu'un cristal a au cours de sa croissance enveloppé des inclusions de son environnement

Porphyrique Se dit d'un cristal de grande taille dans une roche à grain fin, appelé aussi phénocristal, il est témoin d'une phase de cristallisation lente antérieure à la cristallisation plus rapide ayant donné la roche microgrenue. Se dit d'une texture de roche où cohexistent des phénocristaux dans une masse microgrenue ou même microlithique

Porphyroblastique Un minéral qui a grossi davantage que ces voisins, à l'état solide.
- Idioblastique : porphyroblastique euèdre (faces cristallines bien développées)
- Xénoblastique : porphyroblastique anèdre (faces cristallines peu développées)

Pression lithostatique ou pression solide Pression isostatique (égale dans toutes les directions) due à la masse de roches au-dessus du point étudié.

Prisme d'accrétion Accumulation d'écailles tectoniques au front d'une plaque chevauchante, au point de convergence au niveau de la fosse de subduction

Prograde Se dit d'un métamorphisme dont la température et la pression n'ont pas encore atteint leur paroxysme : Contraire : rétrograde.

Pyroxène Les pyroxènes (du grec πυρ, feu, et ξενος, étranger, « étranger au feu »[1]) sont une famille de minéraux du groupe des inosilicates. Ce sont des composants courants des roches ignées et métamorphiques. Ils sont apparentés aux amphiboles, dont ils se distinguent notamment par leur caractère anhydre (absence de groupes OH) et leur angle de directions de clivage.
structure : assemblage de chaînes simples de tétraédres SiO_4.
formule générale $XY(SiO_3)_2$, où X est un gros cation (Na^+, Ca^+, Li^+, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}...) et Y un cation de taille moyenne (Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}, Cr^{3+}, Ti^{4+}...)
Les pyroxènes appartiennent en général au système monoclinique (clinopyroxène), parfois orthorhombique (orthopyroxène), avec une forme cristalline en prismes trapus, caractérisés par deux clivages pratiquement orthogonaux (93° ou 87°).

Pyroxènite n.f. Nommant une roche métamorphique, peu répandue, composée essentiellement de pyroxènes.

QR

Régression Emergence de roches due à la baisse du niveau marin

Restite Matière résiduelle de fusion pendant la production en place de granite par métamorphisme intense. Généralement, composée de minéraux mafiques plus difficiles à fondre (voir série de réactions de Bowen). Les minéraux typiques sont l'amphibole, la biotite, le pyroxène, l'ilménite ou d'autres oxydes de fer et certains feldspath plagioclase. Lorsque des morceaux de restite sont pris dans le granite, ils sont considérés comme des inclusions ou une enclave de restite.

Rétrograde Se dit d'un métamorphisme dont la température et la pression sont inférieures à celles qui ont régné antérieurement. Contraire : prograde.

Rhodolite Encroutements concentriques plus ou moins sphériques d'algue rouge (rhodophycée) autour d'un noyau détritique

Rhyolite Roche volcanique leucocrate ayant la composition chimique du granite. Constituée de phénocristaux de quartz et de feldspaths et de lamelles de biotite dans une matrice vitreuse recristallisée dans les roches anciennes.

Rift Fossé d'effondrement de l'écorce terrestre, à l'échelle continentale, bordé de failles normales.

Première phase du cycle de Wilson de la tectonique des plaques

type de roche	mode de formation			
roche magmatique : roche née du refroidissement du magma (classée en fonction de son % en quartz, feldspath et feldspathoïde, sa texture évolue en fonction de la pression et la température)	par refroidissement très lent, **roche intrusive plutonique** grenue : minéraux cristallisés sans dégagement de gaz	composition chimique		milieu de formation
roche magmatique : roche née du refroidissement du magma (classée en fonction de son % en quartz, feldspath et feldspathoïde, sa texture évolue en fonction de la pression et la température) **roche métamorphique** (classification en fonction des conditions de pression et température ayant existées au moment de leur transformation)	par refroidissement très lent, **roche intrusive plutonique** grenue : minéraux cristallisés sans dégagement de gaz refroidi rapidement avec conservation des gaz : roche hypoabyssale filonnienne	acides (+ de 66% de silice)	granite	vers 10 à 20 km de profondeur, en *chambre* magmatique
		intermédiaires (65 à 51 % de silice)	*diorite,* tonalite, monzonite	
		basiques (52 à 45 % de silice)	***gabbro**, syénite,* essexite, labradorite	
		ultra-basique (-de 45% de silice)	pyroxénolite, hornblendite, dunite, ***péridotite***	
	refroidi rapidement avec conservation des gaz : roche hypoabyssale filonnienne refroidi très rapidement avec dégazeage : **roche effusive volcanique** : microcristaux figés dans une pâte vitreuse	acides (+ 66% de silice)	aplite, lamprophyre, microgranite, pegmatite, porphyre	partant de la *chambre* magmatique vers la surface, en remplissage de *faille*
		intermédiaires	microdiorite	
		basiques (45-52 % silice)	diabase	
	refroidi très rapidement avec dégazeage : **roche effusive volcanique** : microcristaux figés dans une pâte vitreuse par compression (*métamorphisme* régional de marge convergente) ou réchauffement +- compression (m.de contact de pluton ou filon) **de roche magmatique**	acides (+ 66% de silice)	rhyolite, ponce, *obsidienne*	en surface de *marge* active (andésite ⇒ subduction!), *point* chaud
		intermédiaires	*andésite*, dacite, latite, phonolite, *trachyte,*	
		basiques (45-52 % silice)	**basalte**, basanite,leucitite, téphrite	
		ultra-basique (-de 45% de silice)	carbonatite, melilitite	

roche métamorphique (*classification en fonction des conditions de pression* et température ayant existées au moment de leur transformation) **roche sédimentaire** : accumulation de sédiments + - cimentés par *diagenèse,* formant petit à petit des *strates,* peut être classée en fonction des pourcentages de sédiments constitutifs ou identifiée à l'aide d'une clef de détermination.	par compression (*métamorphisme* régional de marge convergente) ou réchauffement +- compression (m.de contact de pluton ou filon) de roche magmatique par compression (*métamorphisme* régional de marge convergente) ou réchauffement +- compression (m.de contact de pluton ou filon) de roche sédimentaire	à base de granite et rhyolite, donne selon le degré de métamorphisme	faible : micashiste	en *marge* active entre 2 plaques convergentes créant un *métamorphisme* régional : plaque subduite = forte pression, faible chaleur, plaque chevauchante = faible pression et forte chaleur
			moyen : orthogneiss	
			fort : *granulite*, leptinite, (embréchite, migmatite si saturé en eau)	
		à base de gabbro, diorite et basalte, donne selon le degré de métamorphisme	faible : amphibolite, pyroxénite :	
			moyen : *amphibolite, éclogite* (sous haute pression)	
			fort : anatexite	
		à base de péridotite, donne selon le degré de métamorphisme	faible : *schiste* vert, talcschiste, *serpentinite*	
			moyen et fort : *serpentinite*	
	par compression (*métamorphisme* régional de marge convergente) ou réchauffement +- compression (m.de contact de pluton ou filon) de roche sédimentaire par précipitation chimique : **r.s.chimique**	à base d'argile et marne, donne selon le degré de métamorphisme	faible : *schiste* argileux, phyllade, schistes sériciteux et chloriteux,	
			moyen : micaschiste	
			fort : *paragneiss* (déshydratation à haute température)	
		à base de calcaire, donne selon le degré de métamorphisme	faible : *marbre*, cipolin	
			moyen et fort : *marbre*	
		à base de sable et grès, donne selon le degré de métamorphisme	faible et moyen : *quartzite*	
			fort : anatexite, nébulite	

roche sédimentaire : accumulation de sédiments + - cimentés par *diagenèse,* formant petit à petit des strates, peut être classée en fonction des pourcentages de sédiments constitutifs ou identifiée à l'aide d'une clef de détermination.	par précipitation chimique : **r.s.chimique** par accumulation de substances d'origine organique (*test*, coquille, squelette, végétaux) : **r.s.biochimique organogène**	**r.s.saline ou évaporites** : sulfate de calcium (gypse), puis du chlorure de sodium (halite ou sel gemme), les sels de magnésium et le chlorure de potassium (sel de potasse).	en lagune, précipitation au fur et à mesure de l'évaporation
		r.s.carbonatée à base de carbonate de calcium CaCO3 : *calcaire oolithique ou pisolithique, calcite, travertin ou tuf calcaire* ; ou de carbonate de magnésium : *dolomite*	en eau profonde, précipitation par changement de concentration (émission de gaz volcanique, dissolution...)
		r.s.siliceuse à base de silice : calcédoine, jaspe, meulière, quartz, silex.	
		r.s.métasomatique par échange entre l'eau de mer et les minéraux déjà précipités : *calcaire* donne *dolomie*	
		r.s.argileuse résiduelle après lessivage de roche magmatique : à base d'argile : *argilite, bauxite, kaolin, lœss, marne*	sur les continents
	par accumulation de substances d'origine organique (*test*, coquille, squelette, végétaux) : **r.s.biochimique organogène** par rejet volcanique explosif : **r.s. pyroclastique**	**r.s.carbonatée** à base de carbonate de calcium CaCO3 : *aragonite, calcaire coquillier, calcaire compact, tuffeau* ; ou de carbonate de magnésium : cargneule*, dolomite*	en eau profonde
		r.s.siliceuse à base de test siliceux : *diatomite, radiolarite.*	
		r.s.carbonée à base de carbone, en proportions variées : anthracite, houille, hydrocarbure, lignite, tourbe et le minéral graphite.	raz de marée, éboulement : végétaux enfouis à l'abri de l'oxydation
	par érosion de roches pré-existantes : **r.s.détritique**	roche de composition chimique volcanique, se déposant en strates comme les roches sédimentaires : *tuf, tufite*, cendres	

Rodingite

La terminologie « rodingite » a été créée par Bell et al (1911) pour définir de roches semblables à des gabbros, riches en chaux, à grains grossiers à fins, de couleur chamois à rose, composées principalement de grossulaire ou de prehnite dans le complexe ultramafique de Roding River dans les alentours de Dun Mountain, Nouvelle Zélande.

Depuis cette première définition, de nombreux géologues se sont intéressés aux rodingites, notamment au cours d'études effectuées sur des assemblages tectoniques contenant des péridotites serpentinisées

En effet, de telles roches calco-siliceuses forment communément des croûtes autour de corps mafiques ou felsiques, en intrusion dans ces péridotites serpentinisées.

Depuis, le terme s'est généralisé à tout type de roche calco-siliceuse, produit métasomatique de l'altération de roches diverses en contact avec de la serpentinite, et, parfois, de la serpentinite elle-même.

Les rodingites sont fréquemment riches en grenats grossulaire et pyroxènes calciques ; épidote, vésuvianite et autres minéraux riches en calcium sont aussi communément présents.

S

Schiste Roche issue du métamorphisme de roches sédimentaires argileuses :
- schiste cristallin = phyllade: ardoise, séricitochiste, talcschiste ;
- chloritoschiste contenant du chlorite de couleur verte ;
- calcschiste issu de marne, contenant chlorite et calcaire.

Schistosité Se dit d'une roche métamorphique dont les minéraux sont disposés en couches fines, feuilletées visibles à œil nu.

Schistes bleus Schistes avec des minéraux bleus : glaucophane

Faciès des schistes bleus : faciès métamorphiques B à MP/BT, faciès correspondnat au début de la subduction

Schistes verts Schistes avec des minéraux verdâtres tels que : épidote, chlorite et actinote, visibles à l'œil nu

Faciès des schistes verts : faciès métamorphiques BP/BT, faciès de compression prosubduction

Secteur Voir gisement

Sédiment Roche formée par l'accumulation d'éléments solides (ex.: grès, argile, calcaire) ou par dépôt chimique (sel, gypse...).

Sédimentaire Se dit d'une roche engendrée par une accrétion de sédiments

Séricite du latin *sericum*, « soie », variété de mica blanc à grain très fin qui prend la forme de petits cristaux, en paillettes ou en aiguilles flexueuses, pouvant avoir diverses compositions chimiques (muscovite, ou plus rarement paragonite, phengite, pyrophyllite, etc.)[1].

La **séricitisation** est la transformation d'un minéral en séricite[1]

Serpentine Groupe de minéraux constitué de phyllosilicates hydratés de fer et de magnésium satisfaisant à la formule générique $(Mg,Fe)_3\ Si_2O_5\ (OH)_4$. Ils peuvent également contenir d'autres éléments, comme le chrome, le manganèse, le cobalt ou le nickel.
Il s'agit donc de minéraux en solution solide entre les deux pôles limites, la lizardite : pôle magnésien $Mg_3\ [(OH)_4[Si_2O_5]]$ et un pseudo pôle ferreux : la greenalite $Fe_{2\text{-}3}\ [(OH)_4[Si_2O_5]]$.

Serpentinisation Réaction métamorphique BT-BP consistant priincipalement en une hydratation des pyroxènes pour donner des serpentines (ch chapitre relatif aux ophiolites)

Serpentinite La serpentinite est une roche composée de l'un au moins des minéraux du groupe de la serpentine.
les serpentines des fonds océaniques sont très majoritairement formés de lizardite, le fer étant rejetés principalement sous la forme de magnétite.

Skarn Sorte de cornéennes basique Dans les skarns, il y a apport de silice dans la roche calcaire

Silicate Se dit d'un minéral ou d'une roche composé(e) en majorité de silice

Silice SiO2, constituant essentiel de nombreuses *roches*, classées en fonction de leur pourcentage en silice

Sill Un sill (ouc couche filon) est une couche, généralement horizontale, de roche magmatique sui s'est infiltrée entre des couches antérieures, de roches sédimentaires ou volcaniques, ou le long de la foliation de roches métamorphiques.

Socle Ensemble de roches cristallines ou cristallophylliennes formant le soubassement sur lequel reposent en trangression et/ou en discordance des séries sédimentaires plus récentes.

Subduction Mécanisme tectonique d'enfoncement d'une *plaque* océanique dans le manteau, face à une autre plaque océanique plus jeune ou à une plaque continentale, la première est dite subduite et la deuxième est dite chevauchante

Subsidence Enfoncement progressif d'un bassin sous l'action des contraintes tectoniques et s'accompagnant le plus souvent d'un remplissage sédimentaire plus ou moins continu.

Suite Suite : ensemble de roches présentant dans une région et à une époque donnée des caractères minéralogiques et chimiques communs. Ces caractères sont étroitement liés à la nature du site géotectonique où la suite s'est formée.

Synclinal Plis en forme de V dans lequel les strates géologiques plongent l'une vers l'autre.
Contraire : **anticlinal**

T

Tectonite Roches qui ont subi des contraintes et qui ont été déformées, broyées, plissées…

Tectonique des plaques Mécanisme de déplacement des fragments de la lithosphère (croûte océanique et croûte continentale) sous l'action des courants de convection du manteau. Les déformations de la lithosphère qui accompagnent ces déplacements créent divers sites géotectoniques.

Texture Synonyme de structure = Elle peut être vitreuse, microlithique, microgrenue ou grenue selon ses conditions de température et de vitesse de refroidissement qui régnaient au moment de la solidification de la roche. Elle témoigne donc des conditions qui régnaient au moment de la solidification de la roche

Thermo-métamorphisme Faible radient de pression mais très élevé gradient de température . essentiellement au contact des laves

Tholéite Basalte constitué de plagioclase calcique, d'augite-pigeonite ou d'hypersthène et peu à pas d'olivine. Les basaltes tholéiitiques se rencontrent dans les dorsales médio-océaniques, les arcs insulaires et les grands épanchements de plateaux intra-continentaux.

Topotaxie Réaction dans laquelle le matériau initial détermine l'orientation du produit

Transgression Augmentation relative du niveau des mers par rapport au continent littoral, entraînant l'avancé de cette mer sur le continent voisin. (opposé à régression)

Turbidites Couche de sédiments déposée en une seule fois par un courant de turbidité avec une organisation séquentielle

U

Ultrabasique Adj. Désignant des roches très basiques et dénuées de cristaux de quartz (%SiO2 < 45%, et %(Mg, Fe, Ca) > 40%). Ces roches comporte une teneur très élevée (90 %)en minéraux ferro-magnésien (pyroxènes, amphiboles, olivines). On distingue les roches ultrabasiques grenues (péridotite, pyroxènolite, amphibolite), des roches ultrabasiques microgrenues (picrite, mafitite, mélilitite). Synonyme : ultrabasite, ultramafique et ultrafitite.

V,W,X,Y,Z

Varisque S'applique à la chaîne plissée en forme de V de l'Europe occidentale et à son évolution géodynamique durant le Paléozoïque.

Cf hercynien

Xénocristal Cristal qui a été arraché par le magma ascendant aux formations qu'il traverse

Cristal étranger à la roche dans laquelle il se trouve

Xénolithe S'applique à une roche constituée de deux roches différentes comme des basaltes qui contiennent des enclaves de manteau fait de péridotites.

Xénomorphe Cristal sans forme géométrique apparente car il s'est solidifié en étant gêné par son environnement. C'est le cas des minéraux se cristallisant en dernier dans une chambre magmatique, comme le quartz. (opposé automorphe)

ASSOCIATIONS MINERALES DES PROCESSUS MAGMATIQUES

Groupe de roches	**Roches**		**Minéraux**		
	d'intrusion	d'effusion	Principaux	Subordonnés	Secondaires
Ultra Basiques	DUNITE		Olivine	Pyroxène, magnétite,ilménite, chromite, spinelles, pyrrhotite	Serpentine, uralite, chlorite, talc
	PERIDOTITE		Olivine, pyroxène	Platine, pentlanite, chalcopyrite, pyrite, **uvarovite**	
	PYROXENITE		Pyroxène	Olivine	
Basiques	GABBRO	BASALTE MELAPHYRE DIABASE	Plagioclases basiques, Olivine, pyroxène, amphibole, biotite	Orthose, quartz, apatite, titanite, ilménite, pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite	Albite, chlorites, uralite, séricite, agate, calcédoine, quartz, opale, talc
Moyen-nement acides	DIORITE	ANDESITE	Plagioclases moyens, amphibole, biotite, Pyroxène	Quartz, orthose, apatite, titanite, magnétite	Séricite, kaolinite, zoîzite, chlorites, carbonates
	MONZONITE	LATITE	Plagioclases acides, orthose amphibole, biotite	Quartz, zircon, titanite, apatite	Séricite, kaolinite, chlorites
	SYENITE	TRACHYTE	Orthose, plagioclases acides, amphibole commune, biotite	Quartz, zircon, titanite, apatite	Séricite, kaolinite, chlorites
Acides	GRANODIORITE GRANITE	DACITE RHYOLITE PORPHYRE	Quartz, orthose, plagioclases acides, biotite, muscovite, amphibole commune	Apatite, zircon, magnétite, tourmaline, pyrite, halopyrite, bornite, allanite, **grenat**	Séricite, kaolinite, chlorites
Alcalines	SYENITE NEPHELINIQUE	PHONOLITE	Orthose, néphéline, sanidine, pyroxène alcalin, amphibole alcaline, biotite	Zircon, titanite, apatite, magnétite, sodalite, cancrinite, corindon, leucite, eudialyte, asrophyllite, lamprophyllite	Séricite, kaolinite, chlorites, zéolites
	CARBONATITE		Calcite, dolomite, ankérite, diopside, forstérite, phlogopite, apatite, magnétite, égirine, barytine, feldspaths,	Titanomagnétite, pyrochlore, columbite, perowskite	
	KIMBERLITE		Olivine, diopside, phlogopite, **pyrope**	Diamant, ilménite, magnétite, chromite, spinelle, perowskite, zircon	

ASSOCIATIONS MINERALES DES PROCESSUS PEGMATITIQUES

Pegmatites		**Minéraux**	
		Principaux	**Secondaires**
GRANITE	A muscovite et à feldspath	Oligoclase, albite, microcline, quartz, muscovite, biotite, apatite, schorl	**Grenat,** allanite, béryl, monazite, xénotime, zircon
	Contenant des éléments rares	Albite, cleelandite,quartz, microcline, spodumène, lépidolite	Muscovite, rubellite, elbaîte, indigolite, béryl, amblygonite, triphylite, columbite, tantalite, niobite, pollucite, cassitérite, wolframite
	A quartz	quartz, cristal de oche, cristal enfumé, morion, albite, microcline, topaze, actinolite, plagioclases	Muscovite, phénacite, biotite
	Cruciformes dans serpentinites	Phlogopite, biotite, talc, chlorites, actinolite, plagioclases	Amphibole commune, quartz, muscovite, fluorite, béryl, émeraude, phénacite, apatite, magnétite, tourmaline, molybdénite
GABBRO		Orthose, plagioclase, néphéline	Lépidomélane, biotite, ilménite, natrolite, sodalite, apatite, zircon,pyrochlore, titanite, muscovite, magnétite, cryolite, fluorite
SYENITE		Microcline, orthose, oligoclase, muscovite, biotite, titanite, augite, amphibole commune	Zircon, orthite, monazite, pyrochlore, corindon, ilménite, ilménorutile, fluorite
NEPHELINO-SYENITE		Microcline, néphéline, egirine, arfvedsonite, lépidomélane	Titanite, ilménite, zircon, eudialyte, astrophyllite, lamprophyllite, pyrochlore, loparite, calcite

ASSOCIATIONS MINERALES DES PROCESSUS POSTMAGMATIQUES

processus	Caractères de minéralisation		Minéraux	
			Principaux	**Secondaires**
METASOMATIQUE	SKARNS	Magnésiens		Quartz, plagioclases, spinelles, serpentine, ludwiite, apatite, titanite, actinolite, chondrodite, périclase, lazurite, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite
		Calcaires	**Grossulaire, andradite,** diopside, hedenbergite, vésuvianite, épidote, scapolite, magnétite, wollastonite,quartz, hématite, chlorites, calcite	Plagioclases, trémolite, scheelite, datolite, molybdénite, danburite, axinite, helvine, ilvaîte, fluorite, cassitérite, pyrite, chalcopyrite, cobaltite, galène, sphalérite, bismuthinite, bismuth, skuttrudite, or
	GREISENISATION		Quartz, muscovite, topaze, fluorite	Cassitérite, tourmaline, aigue-marine, wolframite, scheelite, arsénopyrite, molybdénite, pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite, bismuthinite, cosalite
	ALBITISATION		Albite, quartz, microcline, amazonite	Muscovite, béryl, phénacite, bertrandite, wolframite, molybdénite, lépidolite, tantalite, microlite, spodumène, cassitérite, zircon, xénotime, monazite
	SILICIFICATION (quartzites secondaires)		Quartz, séricite, alunite, kaolinite, andalousite, diaspore, pyrophyllite, corindon	Dickite, tourmaline, rutile, dumortiérite, pyrite, chalcopyrite, molybdénite, hématite, topaze
	SERITISATION (Cu minerais de porphyre)		Quartz, séricite, chlorites, dolomite, calcite, ankérite, pyrite	Tourmaline, rutile, fluorite, barytine, anhydrite, chalcopyrite, bornite, galène, sphalérite, molybdénite, arsénopyrite, or
	PROPYLITISATION (propylites)		Albite, chlorites, épidotes, actinolite, séricite	Ankérite, calcite, pyrite, adulaire, quartz
HYDRO THERMAUX				
POST VOLCA NIQUES				

ASSOCIATIONS MINERALES DES PROCESSUS METAMORPHIQUES

Caractères métamor-phiques	Types de roches Faciès des minéraux		Minéraux
METAMORPHISME REGIONAL FACIES METAMORPHIQUES PRINCIPAUX	FACIES DES ZEOLITES		Quartz, albite, chlorite, pumpellyite, cuivre natif
	FACIES DES SCHISTES VERTS (schistes chloritiques, phyllites)		Quartz, albite, épidote, chlorites, actinolite, calcite, séricite, serpentine, talc, magnétite, hématite, graphite, chrysotile
	FACIES DES GLAUCOPHANES		Quartz, **SPESSARTINE,** rhodonite, glaucophane, jadéite, muscovite, épidote, chlorites, calcite,aegirine
	FACIES DES EPIDOTES-AMPHIBOLITES (amphibolites épidotiques)		Epidote, amphibole commune, plagioclases, biotite, **ALMANDIN,** sillimanite, andalousite, staurolite, anthophyllite magnétite
	FACIES DES AMPHIBOLITES (amphibolites)		Amphibole commune, diopside, hyperstène, plagioclases basiques, orthose, sillimanite, forstérite, rutile
	FACIES DES GRANULITES (gneiss, erlans)		Quartz, **GRENAT,** diopside, hyperstène, plagioclases basiques, orthose, sillimanite, forstérite, rutile
	FACIES DES ECLOGITES (éclogites)		**GRENAT,** disthène, enstatite, rutile
METAMOR-PHISME HYDRO-THERMAL	SERPENTINITES		Serpentine, antigorite, chrysotile, calcite, opale
METAMOR-PHISME DISLOCA TEUR	FILONS DE TYPE ALPIN		Quartz, cristal de roche, cristal enfumé, dolomite, halite, ripidolite, adulaire,albite, rutile, brookite, hématite, épidote, zéolites, prehnite, titanite, spinelle
METAMORPHISME THERMAL	QUARTZ DE CONTACT	Avec roches argileuses	Andalousite, cordiérite, biotite, plagioclases, orthose, microcline, quartz, corindon, spînelle
		Avec roches calcaires	Calcite, wollastonite**, GROSSULAIRE,** vésuvianite, phlogopite, quartz, trémolite, diopside, hedenbergite, forstérite, actinolite, brucite, talc, spinelle, périclase
		Avec roches basiques et magnésiennes	Plagioclases basiques, diopside, hyperstène, cordiérite, biotite, épidote, actinolite, anthophyllite, forstérite, spinelle

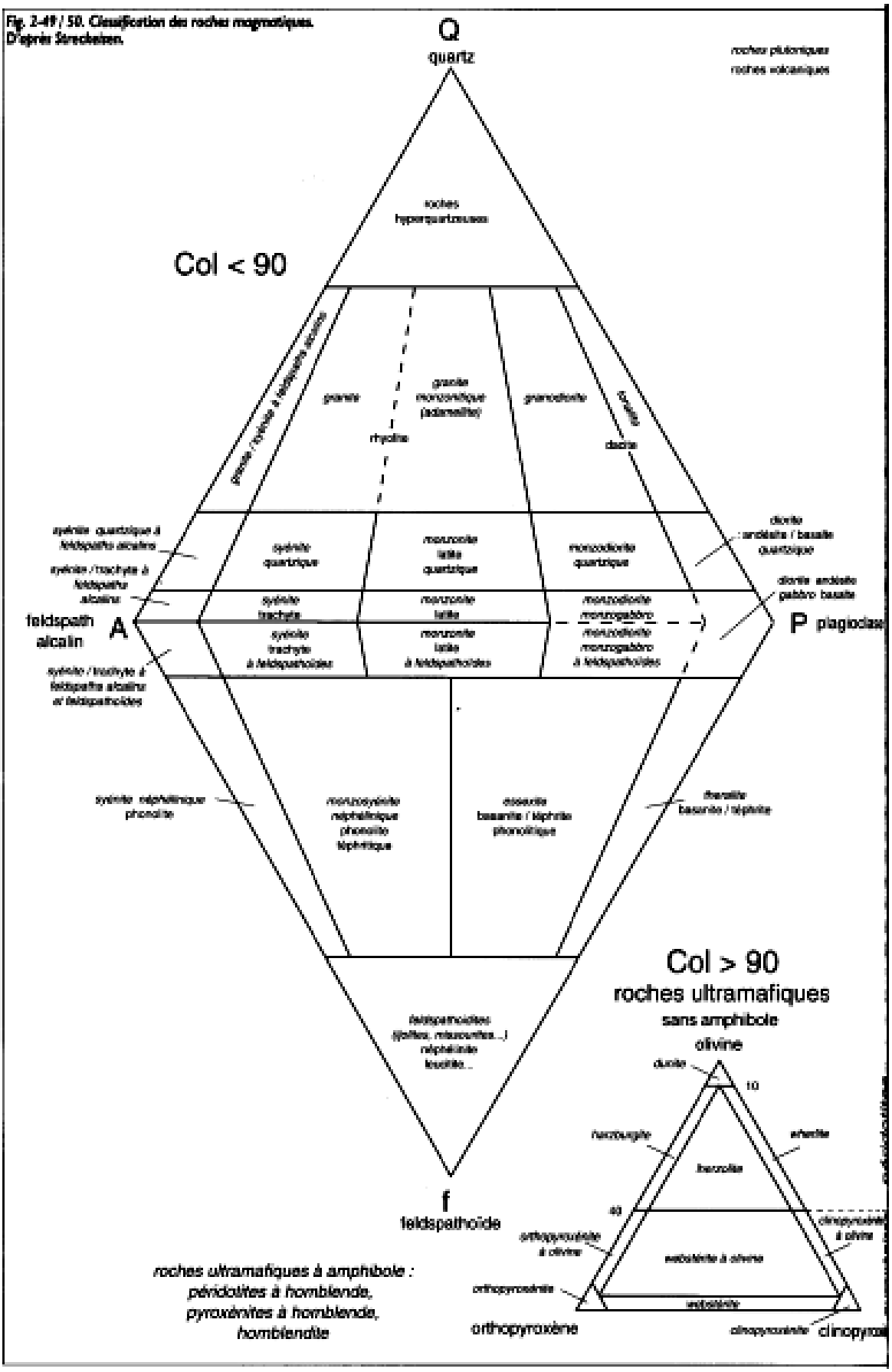


Fig. 2-49 / 50. Classification des roches magmatiques. D'après Streckeisen.

STRUCTURE ET TEXTURE DES ROCHES METAMORPHIQUES

Cf https://robertsix.wordpress.com/2012/10/31/les-roches-metamorphiques/comment-page-1/#comment-1691

1. Structure

Les structures des roches métamorphiques sont le fruit de la « germination » de nouveaux cristaux, d'où le nom de **structures cristalloblastiques** (du grec *blastein*, bourgeonner) que leur a donné Becke en 1903.

A la différence des roches magmatiques, où la cristallisation se produit dans un ordre bien défini et durant un temps relativement long, dans les roches métamorphiques, la croissance des différents minéraux qui constituent l'association minéralogique stable dans les nouvelles conditions T/P, se fait simultanément.

Parmi les structures cristalloblastiques on a défini :

- La **structure granoblastique** (du latin *granum*, grain) : elle est assez semblable à la structure grenue holocristalline des roches magmatiques. Dans leur ensemble, les minéraux sont de taille voisine et sans orientation préférentielle. Elle caractérise les cornéennes, roches du métamorphisme de contact.

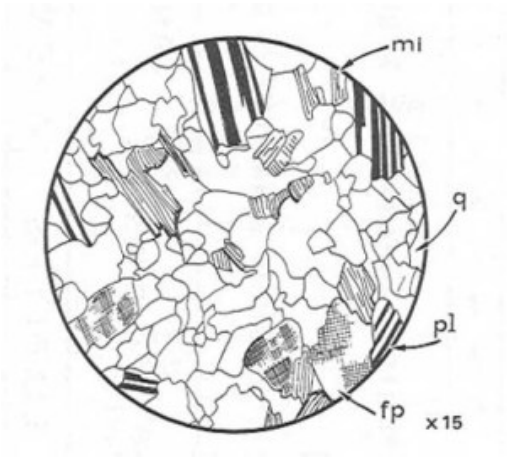


Fig. 1 – Structure granoblastique.

Vue en lame mince, en lumière polarisée analysée – fp : feldspath potassique (microcline) – mi : mica – pl : plagioclase – q : quartz (d'après Jung).

- La **structure diablastique** (du grec *dia*, à travers) : lorsque les cristaux des différents minéraux s'interpénètrent irrégulièrement, on parle d'une **structure diablastique**.

La **structure myrmékitique** (du grec *murmêkitês*, qui porte des traces de fourmi) : voisine de la précédente, elle consiste en petits cristaux de feldspaths (plagioclase) contenant de fins vermicules de quartz à disposition buissonnante. On la rencontre surtout dans les roches gneissiques et dans les roches magmatiques granitoïdes

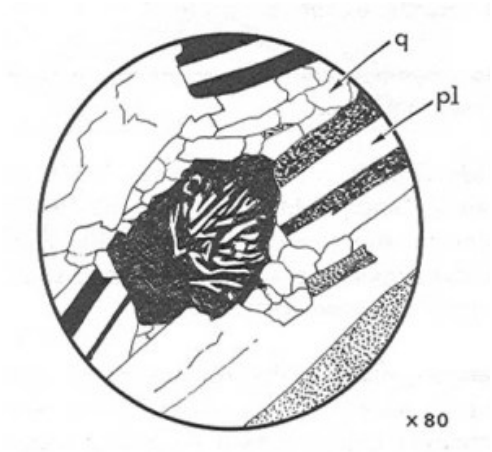


Fig. 2 – Structure myrmékitique

Vue en lame mince en lumière polarisée analysée. Au centre, vermicules de quartz (clairs) dans un feldspath (en noir) – pl : plagioclase – q : quartz (d'après photographie in M. Roubault).

- La **structure lépidoblastique** (du grec *lepidos*, écaille) : caractérise les roches formées par des cristaux lamellaires (micas, chlorite) en quantité notable, disposées parallèlement les uns aux autres et dont la direction générale est celle du plan de schistosité ou de foliation.

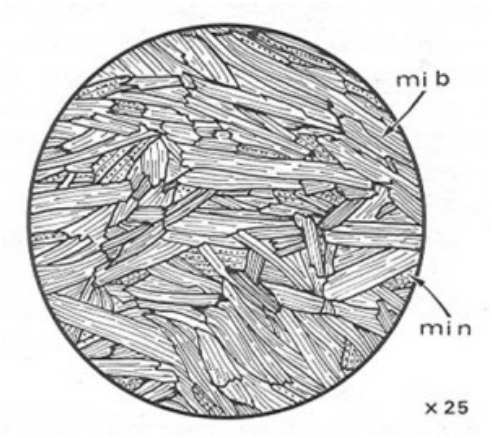


Fig. 3 – Structure lépidoblastique

Vue en lame mince. Mib : mica blanc – min : mica noir (d'après J. Jung).

- La **structure nématoblastique** (du grec *nematos*, fil) : s'applique aux roches montrant des minéraux en aiguilles, cristaux aciculaires sensiblement parallèles entre eux. Ce type de structure, comme la précédente se rencontrent fréquemment dans les roches du métamorphisme régional.

La **structure kélyphytique** (du grec *keluphos*, écorce) : est déterminée par le développement d'un minéral ou d'un agrégat de minéraux à la périphérie des cristaux d'une autre espèces minéralogique ; qui est ainsi partiellement remplacée. Cette kélyphitisation affecte des pyroxènes, amphiboles, spinelles et surtout grenats.

La **structure porphyroblastique** (du grec *porphyra*, pourpre) : analogue par son aspect à la structure porphyrique des roches magmatiques, c'est-à-dire que des **porphyroblastes** ou **phénoblastes** (équivalent pour les roches métamorphiques des phénocristaux) sont enchâssés dans une matrice de cristaux plus fins.

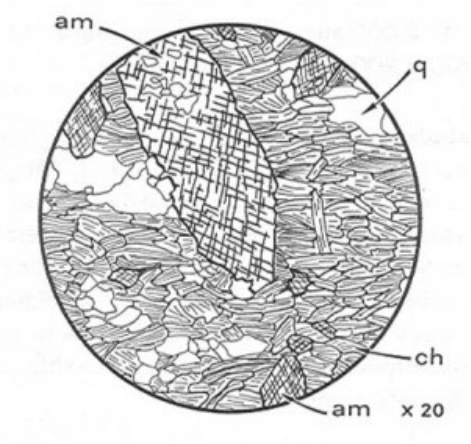


Fig. 4 – Structure porphyroblastique

Chlorito-schiste vu en lame mince. Am : porphyroblaste d'amphibole (actinote) – ch : chlorite donnant un feutrage lépidoblastique – q : quartz (d'après J. Jung).

- La **structure poeciloblaste** (du grec *poikilos*, varié) : dans ce type de structure, les phénoblastes contiennent des inclusions de cristaux plus petits.

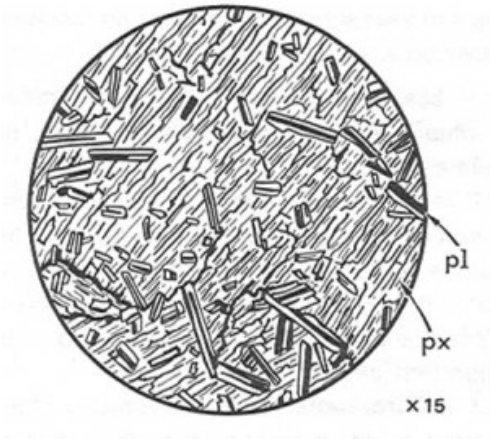


Fig. 5 – Structure poecilitique

Dolérite vue en lame mince en lumière polarisée analysée – pl : plagioclase – pr : pyroxène (augite) (d'après J. Jung).

La **structure hélicitique** : même structure que la précédente mais dans laquelle les phénoblastes ont subit une rotation progressive durant leur croissance, provoquent des traînées d'inclusions aux lignes sinueuses.

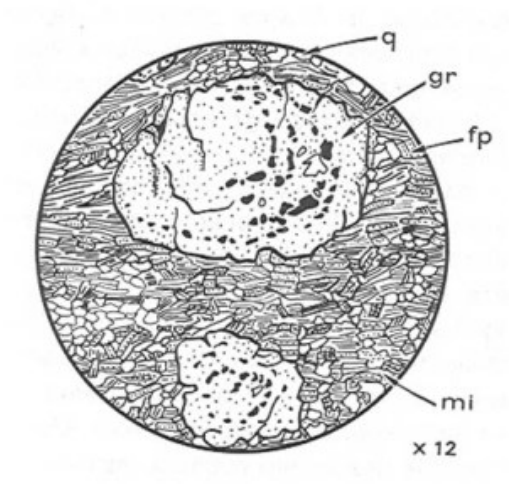


Fig. 6 – Structure hélicitique

Vue en lame mince d'un michaschiste – fp : feldspath potassique rare – gr : grenat hélicitique (inclusion en noir) – mi : mica – q : quartz (d'après J. Jung).

2. Texture

Les textures des roches métamorphiques sont déterminées par la disposition de l'ensemble des minéraux qui les composent. Lorsque l'on examine un échantillon d'une roche métamorphique on remarque en général une orientation des différents minéraux selon une disposition en feuillets (cristallophyllien).

Le métamorphisme de contact ne produit pas de textures particulières car les minéraux, souvent de grain fin, n'ont pas d'orientation préférentielle, et l'association minéralogique est habituellement uniforme, sans concentration de minéraux particuliers dans des niveaux distincts. La seule exception est :

- La **texture tachetée** de certains argiloschistes et phyllades, métamorphisés ultérieurement par une légère augmentation de température produite par une intrusion magmatique qui a induit les premières réactions métamorphiques en quelques endroits seulement de la roche qui se distinguent par de petites taches de couleurs différentes.

Les roches soumises au métamorphise régional présentent, quand à elles, des textures caractéristiques provoquées essentiellement par la pression orientée d'origine tectonique. On peut distinguer :

La **texture schisteuse** qui est la plus fréquente. Elle est déterminée par un feuilletage plus ou moins serré (plans de schistosité) dû à des contraintes tectoniques. Emile Haug donne la définition suivante de la **schistosité** (de *schizein*, diviser) : « *la division des roches en feuillets minces suivant des plans qui ne coïncident pas avec les plans de stratification* ». La schistosité se développe d'autant mieux que les grains sont plus fins. A ne pas confondre avec la **texture tabulaire** qui affecte certaines roches magmatiques.

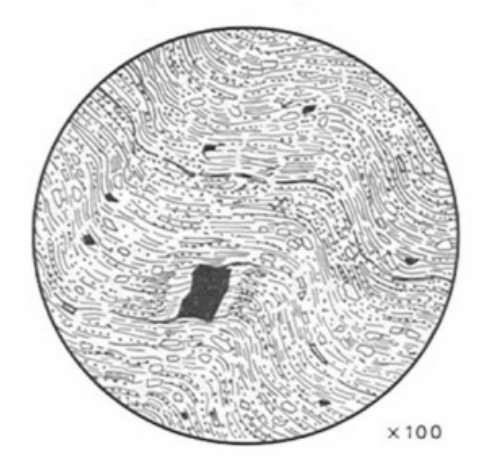


Fig. 7 – Texture schisteuse

Vue en lame mince d'un schiste, montrant des lits très minces à séricite et chlorite et petits grains détritiques ; la schistosité marquée par l'orientation des minéraux micacés, est légèrement replissée (d'après J. Jung).

La **texture cataclastique** (du grec *klastein*, briser)caractérise de nombreux gneiss. Elle consiste en la fracturation des grains cristallins produite par des déformations tectoniques ultérieures.

La **texture linéaire** s'applique lorsque les roches sont presque entièrement formées de minéraux tous allongés suivant une même direction, parallèlement à leur grand axe (cas des amphibolites).

- La **texture foliée**. La **foliation** s'applique uniquement aux roches crystallophyliennes. Rappelons qu'elle consiste en la séparation des minéraux en deux groupes qui forment des bandes alternantes parallèles.
- La **texture gneissique** est caractéristique des gneiss, où elle se traduit par une alternance de niveaux biotitique (micas) et de niveaux quartzo-feldsphatiques.

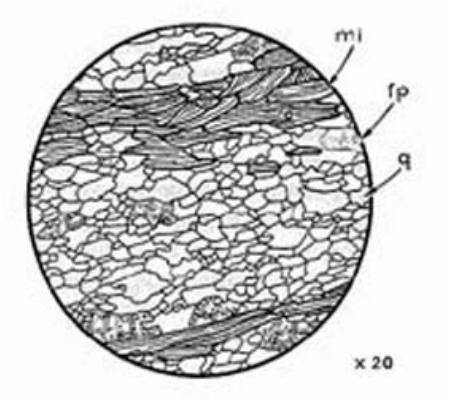


Fig. 8 – Texture gneissique

Vue en lame mince d'un gneiss fin – fp : feldspath potassique – mi : micas blancs et noirs – q : quartz granoblastique (d'après J. Jung).

- La **texture oeillée,** lorsque certains minéraux, ou groupements de minéraux (quartz, feldspaths, grenats) forment des nodules alignés, généralement clairs, pouvant atteindre 1 à 5 cm de diamètre (gneiss oeillé). Si les nodules s'allongent en amande on parle de texture **amygdalaire** ou **glandulaire**.

Fig. 9 – Texture oeillée

Echantillon d'un gneiss oeillé : foliation marquée par d'abondants micas noirs, et yeux blancs quartzo-feldspathiques.

- La **texture migmatitique**. Sous cette forme on peut réunir les principales caractéristiques macroscopiques d'un groupe de roches, les migmatites, constituées d'un matériel granitoïde et d'un matériel métamorphique sous des formes diverses.
- La **texture rhéomorphique** est assez fréquente dans les migmatites et dans d'autres roches formées à haute température. Elle est caractérisée par la déformation en petits plis serrés et irréguliers de bandes de composition minéralogiques différentes.

Fig. 10 – Texture rhéomorphique

Coupe polie de migmatite caractérisée par l'aspect fluidal des replis affectant les lits de granitoïde et due à un début de fusion des roches (D. Fernandez).

REFERENCES

REFERENCES GENERALES

(1) Hubert PELISSIER : Réflexions sur la Métallogénie, Les ouvrages de l'industrie minérale
(2) J. KOURIMSKI, Encyclopédie des Minéraux, GRUND
(3) Le Grand Atlas des Pierres et Minéraux, Editions Atlas
(4) C. POMEROL, Y. LAGABRIELLE, M. RENARD, Eléments de géologie, MASSON Sciences, DUNOD
(5) R. DUDA et L. REJI, La grande encyclopédie des Minérauxs, GRUND
(6) Structure 3D des minéraux
http://www.ill.fr/dif/3D-crystals/minerals.html
(7) Les roches ignées
http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s2/r.ign.html
(8) Calvin F. MILLER, Edward F. STODDARD ;The Role of Manganese in the Paragenesis of Magmatic Garnet: An Example from the Old Woman-Piute Range, California, The Journal of Geology · November 1981
(9) C. BRUNET , Un témoignage des profondeurs terrestres, cosinus, sept 2000, n°9, p2
(10) Sophie FERRENDIER, Influence de l'Evolution Granulométrique des Abrasifs sur l'Enlèvement de Matière lors de la découpe par Jet d'Eau Abrasif, thèse soutenue le 14 décembre 2001 à 14h00
(11) University of colorado, Mineral structure data, garnet,
http://ruby.colorado.edu/~smyth/min/garnet.html
(12) P. NAUGIER, Déformation des roches et transformations de leurs minéraux
(13) A. PUTAIS, Introduction to mineral Sciences
(14) A. BARONNET, Minéralogie
(15) Encyclopédie Universalis
(16) J.M. FERRY et F.S. SPEAR, synthèse de J. BERTHOLON, V. DUPRAZ et L. GONIN,
Calibrage expérimental du fer et du magnésium entre la biotite et le grenat
(17) Christian NICOLLET,
http://christian.nicollet.free.fr/page/enseignement/licencemetam.html#Transformations
(18) A. BENDAOUD, K. OUZEGANE et J.R. KIENAST, Granulites de Tidjneouine (Hoggar, Algérie)
(19) Joan DEVILLE, Les grenats, minéraux et fossiles
(20) Géologie de la Provence cristalline
http://www.ac-nice.fr/sorties/argens/compléments.htm
(21) APGiens les amis de la presqu'ile de Giens
http://www.apgiens.com/asso/massif%20des%20maures.htm
(22) Jacky BOULMOTON, Philippe GONCALVES et Christian PIN , Le pointement de péridotite à grenat-spinelle de La croix Valmer : un cumulat d'affinité
Océanique impliqué dans la subduction néohercynienne, , site P. Goncalves
(23) Jean Christian GOUJOU, »Les conditions de formation et de stabilité du stoïque staurotide », Le règne minéral n°56, pp7-27
(24) Pierre ZEISSER, « Monde et Minéraux » n°49, sept –oct 82
(25) A.ABREAL, Les Grenats du Mali : métamorphisme hydrothermal, J. of Pers. Mineralogist, vol.07, page 21-27, 2008
(26) A.ABREAL, Les Grenats des dykes diamantifères, J. of Pers. Mineralogist, vol.13, page 132-147, 2010
(27) A.ABREAL, Les Grenats de Nouvelle calédonie, open

REFERENCES BIREFRINGENCE

(1) Sytle M. Antao, The mystery of birefringent garnet: is the symmetry lower than cubic? Powder Diffraction , Volume 28 , Issue 4 , December 2013 , pp. 281 – 288.
(2) Sytle M. Antao and Stephanie A. Round, Crystal chemistry of birefringent spessartine, Powder Diffraction , Volume 29 , Issue 3 , September 2014 , pp. 233 – 240.
(3) A.G. Shtukenberg,, Yu. O. Punin,, O. V. Frank-Kamenetskaya,, O. G. Kovalev and, P. B. Sokolov, On the origin of anomalous birefringence in grandite garnets, Mineralogical Magazine , Volume 65 , Issue 3 , June 2001 , pp. 445 – 459
(4) A.G. Shtukenberg,, D. Yu. Popov and Yu. O. Punin, An application of the point-dipole model to the problem of optical anomalies in grandite garnets, Mineralogical Magazine , Volume 66 , Issue 2 , April 2002 , pp. 275 – 286.

(5) ANNE M. HOFMEISTER, 1,* RAND B. SCHAAL, 2 KARLA R. CAMPBELL, 2 SANDRA L. BERRY, 2 AND TIMOTHY J. FAGAN2, Prevalence and origin of birefringence in 48 garnets from the pyrope-almandine-grossularite-spessartine quaternary, American Mineralogist, Volume 83, pages 1293–1301, 1998.
(6) Antao, S., Klincker, A., Round, S. Origin of birefringence in common silicate garnet: intergrowth of different cubic phases, American Geophysical Union, Spring Meeting 2013, abstract id. MR54A-07

REFERENCES CRISTALLISATION

(1) Alain ABREAL, Cristallisation des grenats, Influence du manganèse, J. of Pers. Mineralogist, vol.14, page 107-25, 2021
(2) Alain ABREAL, DEA cristallisation du nitrate d'uranyle hexahydraté, Université d'orléans-Pechiney ; 1990.
(3) Alain ABREAL, Patits rappels de cristallographjie, J. of Pers. Mineralogist, vol.2, page 07-48, 2004
(4) B. CESARE , F. NESTOLA, T. JOHNSON, E. MUGNAIOLI, G. DELLA VENTURA, L. PERUZZO, O. BARTOLI, C. VITI et T. ERICKSON, Garnet, the archetypal cubic mineral, grows tetragonal, Scientific Reports, (2019) 9:14672
(5) Calvin F. MILLER, The Role of Manganese in the Paragenesis of Magmatic Garnet: An Example from the Old Woman-Piute Range, California, The Journal of Geology · November 1981
(6) Harold STOWELL, Carlos ZULUAGA, Alan BOYLE, et Gerrit BULMAN, Garnet sector and oscillatory zoning linked with changes in crystal morphology during rapid growth, North Cascades, Washington, American Mineralogist, Volume 96, pages 1354–1362, 2011
(7) Eugenio FAZIO, Rosolino CIRRINIONE et Antonino PEZZINO, Garnet crystal growth in sheared metapelites (southern Calabria - Italy): relationships between isolated porphyroblasts and coalescing euhedral crystals, Periodico di Mineralogia, (2009), 78, 1, pp 3-18
(8) Irina GALUSKINA, Evgeny GALUSKIN, Roman W£ODYKA, Piotr DZIERZANOWSKI, Roman WRZALIK, Atoll garnets in "achtarandite" serpentinites : Morphology, composition and mode of origin, Mineralogia polonica, Vol. 38, No 2, 2007
(9) Mark J. CADDICK, Jiri KONOPASEK et Alan B. THOMPSON, Preservation of Garnet Growth Zoning and the Duration of Prograde Metamorphism, Journal of Petrology volume51, number 11, pages 2327-2347, 2010
(10) Patrick R. PHELPS, Cin-Ty A. LEE et Douglas M. MORTON, Episodes of fast crystal growth in pegmatites, nature communications, volume 11, Artice 4986 (2020).
(11) Rose Bloom, these, Determining garnet crystallization kinetics from growth zoning, Université de Washington ouest, 2013
(12) Shohei BANNO et Saburo CHII, A model to explain the Mn enrichment rim of zoned garnet, Geochemical Journal, Vol. 12, pp. 253 to 257, 1978 253
(13) La cristallisation - La croissance en théorie (free.fr)

REFERENCES LA COULEUR DES GRENATS

(1) Alain ABREAL, La couleur dans les minéraux, J. of Pers. Mineralogist, vol.1, page 07-32, 2002
(2) A.ABREAL, La Couleur des Grenats, J. of Pers. Mineralogist, vol.11, page 08-64, 2010 rev. 2020
(3) J.M. ARLABOSSE, Identification des grenats gemmes par une méthode dite « methode limite » issue de la classification de Stocton et manson, GEMINTEREST,30/12/2004.
(4) Dominique FLIES, La couleur des grenats, DIPLÔME D'UNIVERSITE DE GEMMOLOGIE, l'Université de Nantes , U.F.R. des Sciences et des Techniques, 6 juin 2008
(5) Spectres sur WWW.geminterest.com
(6) C. CHOPIN, K. LANGER and V. KHOMENKO, Fe2+-Ti4+vs Fe3+-Fe2+ charge transfer and short range order in single chains of face-sharing octahedral:ellenbergerite and dumortierite, Geophysical Research Bstracts, vol11 EGU2009-9087-2,2009
(7) Cours de l'ESEM Orléans, Attention l'ESEM ce n'est pas Polytech orléans
(8) Crystal field theory, Wikipedia
(9) Jean Claude BUNZLI, Le modèle du champ des ligands, 2002
(10) https://www.geminterest.com/download/articles/FD10-AndraditeVertFe-MG.pdf
(11) Charles A GEIGER and George R ROSSMAN, Crystal Field stabilization energies of almandine pyrope and almandine-spessartine garnets determined by FTIR near infrared measurements,
(12) Thomas HAINSCHWANG, Franck NOTARI, The Cause of Iridescence in Rainbow Andradite From Nara, Japan, Gems and Gemology 42(4):248-258, Decembre 2006
(13) Manzoor A. BADAR, Mizuhiko AKIZUKI, Safdar HUSSAIN, Opticalanoùaly in iridescent andradite from the sierra madre mountains, SONORA, MEXICO, The Canadian Mineralogist, Vol. 48, pp. 1195-1203 (2010).

(14) Norimasa SHIMOBAYASHI, Akira MIYAKE, Yusuke SETO, Rainbow Garnet from Tenkawa Village in Nara, 2005, Zenhokyo Co., Ltd.
(15) https://grjapan.ddo.jp/gaaj_report/2005a/2005_12b-02e.html
(16) https://www.royaldiadem.com/2013/05/iridescent-andradite/

REFERENCES JOAILLERIE

(1) Magnus IVARSSON, Henrik SKOGBY, Bongkot PHICHAIKAMJORNWUT, Stefan BENGTSON, Sandra SILJESTRÖM, Prayote OUNCHANUM, Apichet BOONSOONG, Mingkhwan KRUACHANTA, Federica MARONE, Veneta BELIVANOVA, Sara HOLMSTRÖM. Intricate tunnels in garnets from soils and river sediments in Thailand – Possible endolithic microborings. *PLOS ONE*, 2018;
(2) https://www.futura-sciences.com/planete/actualites/gemmologie-ces-etranges-tunnels-creuses-grenats-seraient-dus-forme-vie-72810/
(3) Thierry PRADAT, FGA et Jean-Pierre GAUTHIER, (article paru en Mars 2011 dans la Revue de Gemmologie AFG, No. 175, pp. 14-18).
(4) Kirk FERAL, Magnetism in Gemstones, An Effective Tool and Method for Gem Identification, https://www.gemstonemagnetism.com/index.html

REFERENCES TSAVORITES

(1) Les Gisements de Tsavorite au Kenya - Projets de recherche - Les activités - Kenya - IRD - Sites de représentation - IRD - www_kenya_ird_fr.htm
(2) http://www.ird.fr/la-mediatheque/fiches-d-actualite-scientifique/371-vers-une certification-du-grenat-vert-est-africain, Vers une certification du grenat vert est-africain, IRD, Rédaction DIC — Gaëlle Courcoux
(3) Pétrologie, géochimie et genèse des gisements de tsavorite associés aux gneiss et roches calco-silicatées graphiteux de Lemshuku et Namalulu, Tanzanie par Julien Feneyrol Soutenue le 16-02-2012 à l'Université de Lorraine

REFERENCES PHONOLITES A GRENATS

(1) C. LEGENDRE, R.C. MAURY, M. CAROFF, H. GUILLOU, J. COTTON, C. CHAUVEL, C. BOLLINGER, C. HEMOND, G. GUILLE, S. BLAIS, P. ROSSI, D. SAVANIER, Origin of Exceptionally Abundant Phonolites on Ua Pou Island (Marquesas, French Polynesia): Partial Melting of Basanites Followed by Crustal Contamination, J Petrology (2005) 46 (9): 1925-1962
(2) https://www.mindat.org/loc-270893.html
(3) R. C. MURY, G. GUILLE, H. GUILLOU, C. CHAUVELI, C. LEGENDRE, P. ROSSI, S. BLAIS, C. PALLARES, S. DEROUSSI, A.M. MARABAL, Géologie des Marquises : des volcans boucliers intra-océaniques effondrés issus d'un point chaud atypique, 2014, 1,6
(4) R. C. MURY, G. GUILLE, H. GUILLOU, C. CHAUVELI, C. LEGENDRE, P. ROSSI, S. BLAIS, C. PALLARES, S. DEROUSSI, A.M. MARABAL, Geology of Marquesas Islands: collapsed intra-oceanic shield volcanoes generated by an atypical hotspot
(5) René C. MAURY , Gérard GUILLE, Hervé GUILLOU, Catherine CHAUVEL, Christelle LEGENDRE, Philippe ROSSI, Sylvain BLAIS, Carlos PALLARES, Sébastien DEROUSSI, Anne-Marie MARABAL
(6) Geologie de la France, n° 1, 2014, p. 111-135, 13 fig., 2 tabl., 8 ph.
(7) http://www.tahiti-infos.com/Te-kea-pua-La-pierre-qui-fleurit-le-coeur-des-Marquisiens_a104540.html
(8) Christelle LEGENDRE Pétrogenèse de laves différenciées en contexte intraplaque océanique et hétérogénéité géochimique au niveau du point chaud des Marquises (Polynésie Française) : étude des îles de Ua Pou et de Nuku Hiva
(9) J. VARET, The origin of fumarolitic andradite at Menoyre, France and fant'Ale , Ethiopia, Contr. Mineral. and Petrol. 27,321-332 (1970)

REFERENCES GEOTHERMOBAROMETRIE

(1) A.ABREAL, Application des Grenats à la Géothermobarométrie J. of Pers. Mineralogist, vol.4, pp 221-264, 2006
(2) Dave WATERS - Metamorphic Petrology Research at Oxford
www.earth.ox.ac.uk\~davewa\pt\thdocs\ds5\HP98_index.html
donnée thermodynamiques et logiciel thermocalc
(3) Dave WATERS - Metamorphic Petrology Research at Oxford
www.earth.ox.ac.uk\~davewa\research\eclogites\eclogites.html
Garnet - Cpx - Phengite geobarometer

(4) Dave WATERS - Lecturer in Metamorphic Petrology Research at Oxford
Practical Aspects of Mineral Thermobarometry
www.earth.ox.ac.uk\~davewa\pt\pt-start.html
(5) Prof. Scott WOOD, University of Idaho, Department of Geological Sciences
www.sci.uidaho.edu\geol555\Index.htm
(6) GATTWICH Ju. G.1, SURKOV N.V.2, DREBUSHCHAK V.A.3 Clinopyroxene geobarometer for Eclogites
(7) DENVER STONE – Temperature and pressurevariations in suitesof archean felsic plutonic rocks, berens river area,northwest superior province, Ontario, Canada, The Canadian Mineralogist Vol. 38, pp. 455-470 (2000)
(8) Charles V. GUIDOTTI, Francesco P. SASSI, Paola COMODI and Pier Francesco ZANAZZI, James G. BLENCOE, The contrasting responses of muscovite a,d paragonite to increasing pressure petrological implications, The Canadian Mineralogist, Vol. 38, pp. 707-712 (2000)
(9) THOMAS D. HOISCH,1,* MICHAEL L. WELLS,2 AND LORI M. HANSON1,†
Pressure-temperature paths from garnet-zoning: Evidence for multiple episodes of thrustburial in the hinterland of the Sevier orogenic belt, American Mineralogist, Volume 87, pages 115–131, 2002
(10) Chun-Ming WU, Jian ZHANG and Liu-Dong REN
Empirical Garnet–Biotite–Plagioclase–Quartz (GBPQ) Geobarometry in Medium- to High-Grade Metapelites*, Journal of Petrology Advance Access originally published online on July 29, 2004 Journal of Petrology 2004 45(9):1907-1921; doi:10.1093/petrology/egh038
(11) GRAPHCHIKOV A.A., and KONILOV A.N. Evolution of metamorphism and geodynamics
Experimental study of the parameters of charnockite assemblage existence in the system KAlO2-MgO-FeO-SiO2.
(12) S.K. SIMAKOV, Garnet-clinopyroxene and clinopyroxene geobarometry of deep mantle eclogites and peridotite
(13) Charles A. GEIGER, Volumes of mixing in aluminosilicate garnets: Solid solution and strain behavior
American Mineralogist, Volume 85, pages 893–897, 2000
(14) M.J. HOLDAWAY, Application of new experimental and garnet Margules data to thengarnet-biotite geothermometer
American Mineralogist, Volume 85, pages 881–892, 2000
(15) C. NICOLLET AND P. GONCALVES, Two contrasted P-T-time paths of coronitic metanorites of the French Massif Central: Are reaction textures reliable guides to metamorphic histories?
(16) Andrew A. SNELLING, Ph.D. Creation Science Foundation
Regional Metamorphissm withina creationist framework what harnet compositions reveal
(17) Douglas K. TINKHAM, Carlos A. ZULUAGA, Harold H. STOWELLI
Metapelite phase equilibria modeling in MnNCKFMASH: The effect of variable Al2O3 and MgO/(MgO+FeO) on mineral stability, Geological Materials Research Volume 3, Number 1, December 17, 2001
(18) M. AGHZER, A. RHOUJJATI, F. BENCHEKROUN, F. HAISSEN et A. El ARCHI,
Thermobarométrie et trajet P-T des gneiss migmatiques de l'unité de FILALI (Massif de Beni Bousserra ; rif interne

REFERENCES PEGMATITES

(1) A.ABREAL, Les Grenats des pegmatites J. of Pers. Mineralogist, vol.13, page 149-181, 2010
(2) KAREN L. WEBBER, WILLIAM B. SIMMONS, Pegmatite genesis : state of the art, Europ. J. Mineralogy, August 2008, v. 20,n°4, pp421-38
(3) KAREN L. WEBBER, WILLIAM B. SIMMONS, ALEXANDER U. FALSTER and EUGENE E. FOORD, Cooling Rates and Crystallization Dynamics Of Shallow Level Pegmatite-Aplite Dikes, San Diego County, California, American Mineralogist", Vol.84, pp. 708-717, 1999.
http://pegmatology.uno.edu/pub/aplite/aplite4.html
(4) Skip SIMMONS, Pegmatite genesis : recent advances and areas for future research, granitic pegmatites : the state of the art -international symposium 06th-12th may 2007, Porto, Portugal
(5) Skip SIMMONS, A look at pegmatite classifications
(6) J.F. MOYEN, Différents types de granites : un exemple : la cape granite suite, western cape,…), http://jfmoyen.free.fr/spip.php?article182
(7) Anthony HALL, The origin of accessory garnet in the Donegal granite
(8) Les pegmatites à pierres fines et leur géologie,cahier n°3
(9) N.M. USPENSKY, On the genesis of granitic pegmatites
(10) David LONDON, granitic pegmatites : an assessment of current concepts and directions for the future, lithos 80 (2005), pp281-303
(11) Photos géoforum : thème grenats et pegmatites pour les photos spécifiées

REFERENCES METAMORPHISME

(1) Alain ABREAL, Les Grenats de l'Ile de Groix, J. of Pers. Mineralogist, vol.8, pages 317-345, august 2009
(2) C. NICOLLET, cours de métamorphisme :
(3) http://christian.nicollet.free.fr/page/enseignement/licencemetam.html
(4) C. NICOLLET, cours de métamorphisme, Les roches métamorphiques : témoins de l'évolution de la lithosphère dans le temps et dans l'espace http://wwwobs.univ-bpclermont.fr/lmv/cursus/licenceST/metam.html
(5) Les Roches métamorphiques – Glossaires http://www.univ.lille1.fr/geosciences/cours/cours_mineralo/courds_mineralo_10.html
(6) Liliane PREVOT, Jean Paul Von ELLER. Présence, nature et signification de ce minéral dans les séries métamorphiques, Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, tome 16, n°3, 1963. pp. 175-194;
(7) P. DEZES, Géologie du Cachemire, La zone de cisaillement du Zanskar : un exemple d'extension syn-orogénique dans l'Himalaya du Nord-Ouest http://compl.geol.unibas.ch/~zanskar/Abstract_Fr/GEOLOGIE.html
(8) Les minéraux du métamorphisme http://les.mineraux.free.fr/metamorphisme.htm
(9) A.A. SNELLING, Regional Metamorphism within a creationist framework : what garnet compositions reveal, 3rd Internatiojnal Conference on creationism, Pittsburgh, PA, 18-23/07/1994 http://www.icr.org/research/as/regionalmetamorphism.html
(10) Luc de HOYM de MARIEN, Jean Van Den DRIESSCHE, Florence CAGNARD, Pavel PITRA, Benjamin le BAYON, Evolution Pression-Température-temps de l'éclogite de La Borie : Implications sur l'évolution géodynamique de la chaîne varisque

REFERENCES FLAMANVILLE

(1) A.ABREAL, L'auréole de granodiorite de Flamanville et ses grenats : métamorphisme de contact, J. of Pers. Mineralogist, vol.9, page 261-289, 2020
(2) Ophélie DUSSART, Marine LAGRANGE, Compte rendu sur le granite de Flamanville,
(3) http://xxi.ac-reims.fr/cite-scolaire-sezanne/texte/CONTE%20RENDU%20SUR%20LE%20GRANITE%20DE%20FLAMANVILLE.doc
(4) Géologie du Cotentin http://perso.orange.fr/nimzovinec/geologie-cotentin.htm
(5) http://www.etab.ac-caen.fr/discip/geologie/paleozoi/flamanville/granite/granite.html
(6) http://www.discip.crdp.ac-caen.fr/svt/pedagoj/resdoc/flamanvi/conclus.htm
(7) Mine de diélette : http://www.payscotentin.net/ports_phares/dielette.php
(8) Mine de diélette : http://www.discip.crdp.ac-caen.fr/svt/pedagoj/resdoc/flamanvi/dielette.htm
(9) Rapport EDF : géologie générale du site - sismicité et sismologie
(10) Eric MARCOUX, Erwann LEBRUN et Elsa BAGES, Le skarn à magnétite tardi-hercynien de Diélette, Géologie de la France , n°2, 2012, p5-25

REFERENCES ARBIZON

(1) A.ABREAL, Les grenats de l'Arbizon : métamorphisme de contact, J. of Pers. Mineralogist, vol.5, page 11-38, 2003 rev. 2015
(2) Yves MASSON, Exposé « une auréole de métamorphisme de contact dans les Pyrénées, Le massif de l'Arbizon », CMS bulletin n°56
(3) Ste Marie de Campan Gérard ARTIGUE, monde et minéraux n°83 pp 4-6
(4) Ste Marie de Campan – Arbizon, Monde des minéraux

REFERENCES MAURES

(1) INPN, ZNIEFF 930012516 - MAURES - Commentaires
(2) Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, Compte rendu de l'excursion dans le Var et les Alpes-Maritimes, Journées minéralogiques : 13-14 et 15 mai 1966, Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, volume 89, 1, 1966. pp. 51-56.
(3) Gilbert MARI, Mines et minéraux de la Provence cristalline, ed. Serres
(4) Lithothéque ENS Lyon, https://lithotheque.ens-lyon.fr/Lithotheque/FormRech/page.php?recup=PRO85

REFERENCES SKARNS

(1) All about skarns (unal.edu.co)
https://www.medellin.unal.edu.co/~rrodriguez/skarn/All about skarns.htm
(2) Lawrence D MEINERT, Skarns and Skarn Deposits, December 1992
https://www.researchgate.net/publication/277219842
(3) Y. TERNET, P. BARRERE, E.J. DEBROAS, carte géologique de la France à 1/50 000, n°1071, CAMPAN
(4) B. LAUMONIER, M. CALVET, B. LE BAYON, P. BARBEY, J .L. LENOBLE, carte géologique de ka France à 1/50 000, n° 1099, PRATS-DE-MOLLO-LA-PRESTE
(5) Naoto TAKENO, Contribution à l'étude des skarns du massif de Quérigut (Pyrénées Orientales, France).Chimie des éléments traces et modélisation des transferts de matière. Sciences de la Terre. Eco Contribution à l'étude des skarns du massif de Quérigut (Pyrénées Orientales, France). Chimie des éléments traces et modélisation des transferts de matière
(6) Alfred LACROIX, Les calcaires à prehnite des contacts granitiques des Hautes-Pyrénées
(7) Jane M. HAMMARSTROM, Boris B. KOTLYAR, Ted G. THEODORE, James E. ELLIOTT, David A. JOHN,
(8) Jeff L. DOEBRICH, J. Thomas NASH, Robert R. CARLSON, Gregory K. LEE, K. Eric LIVO, et Douglas P. KLEIN, CU, AU, AND ZN-PB SKARN DEPOSITS (MODELS 18b,c; Cox and Theodore, 1986; Cox, 1986; Theodore and others, 1991)
(9) François DEBON (1), Pedro ENRIQUE {2), Gérard DREUX(3), Edmond BOYMOND (3), Anne DESMIDT(3), Composition chimique et nomenclature de 1 724 roches plutoniques (et filoniennes) hercyniennes des Pyrénées (France, Espagne), Géologie de la France, n° 4, 1991, pp. 39-70
(10) Arifudin IDRUS, Lucas Donny SETIJADJI, Fenny TAMBA, et Ferrian ANGARRA, Geology and characteristics ofPb–Zn–Cu–Ag SKARN DEPOSIT AT RUWAI, LAMANDAU REGENCY, CENTRAL, KALIMANTAN, J. SE Asian Appl. Geol., Jan–Jun 2011, Vol. 3(1), pp. 54-63
(11) awrence D. MEINERT, Skarn and skarn deposits, Geoscience Canada, vol 19, N°4
(12) Donald M. BURT, MINERALOGY AND PETROLOGY OF SKARN DEPOSITS, RENDLCONTI Societd Italulna di Mineralogia e Petrologia, 33 (2),859-873 (1977)
(13) Alexandre CUGERONNE,Place des métaux stratégiques dans l'histoire hercynienne des Pyrénées : l'exemple du dôme de Bossost (Haute-Garonne), Rapport de stage de Master 2, Géologie de l'Exploration et des Réservoirs (GER), Géosciences Montpellier (2015/2016).
(14) Lapparent Albert de. Renseignements sur le gisement de grenat chromifère du massif du Pic Posets. In: Bulletin de la Société minéralogique de France, volume 3, 1, 1880. pp. 2-3;
(15) Damour Augustin-Alexis. Note sur un grenat chromifère trouvé au Pic Posets près la Maladetta (Pyrénées). In: Bulletin de la Société minéralogique de France, volume 2, 6, 1879. pp. 165-166

REFERENCES GRENATS DES RODINGITES

(1) A ABREAL,Les grenats des Rodingites, J. of Pers. Mineralogist, vol.4, pages 119-232, 2009 rev 2020
(2) Musée minéralogique d'Asbestos
http://www.townshipsheritage.com/FR/Org/Musee/asbestos.html
(3) La mine Jeffrey, Asbestos
http://www.townshipsheritage.com/FR/Org/Musee/asbestos.html
(4) Musée minéralogique et d'histoire minière
http://www.quebec-guidetouristique.com/asbestos/musee-mineralogique/
(5) S. ROY, La mine Jeffrey (Asbestos)- Canada
http://www.chez.com/mineralzine/ancien/back-b.htm
(6) Formation des Appalaches
http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s4/formation.appalaches.html
(7) Carte géologique et historique
http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s5/5.1.carte.geol.quebec.html
(8) Jean H. BEDARD, P. PAGE, V. BECU, J.-M. SCHOETTER, A. TREMBLAY
Overview of the geology and CR-PGE potential of the southern Quebec ophiolite belt, Geological Survey of Canada, Mineral Deposits of Canada
http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/metallogeny/ni_cu_pge/sqob/index_e.php
(9) Jean H. BEDARD, Philippe PAGE, Jean-Michel SCHROETTER, Alain TREMBLAY, et Valérie BECU
Étude des minéralisations en ÉGP du Complexe ophiolitique de Thetford Mines- Rapport DIVEX
http://www.divex.ca/projets/doc/SC7-Bedard-2004.pdf

(10) Pierre-André BARTOLI, Quelques éléments de réflexion sur les ophiolites en général et sur celles de Nouvelle-Calédonie en particulier.
http://www.ac-noumea.nc/svt/sortie_geol_2005_fichiers/page29.htm
(11) Ophiolites
http://en.wikipedia.org/wiki/Ophiolite
(12) Le minéral chrysotile, son exploitation, ses utilisations
http://www.mineralszone.com/minerals/asbestos.html
(13) Origine de l'exploitation minière dans la région d'Asbestos
http://cnc.virtuelle.ca/asbestos/histoire/origine.html
(14) Photos historiques de la ville d'Asbestos
http://cnc.virtuelle.ca/asbestos/histoire/naissance.html
(15) Jean Christian GOUJOU, L'amiante : ami et/ou ennemi ? regne minéral 37, pp 5-8.
(16) Jean Christian GOUJOU, Amiante et orogènes, regne minéral 37, pp 9
(17) Francesco SPERTINI, La mine jeffrey, Asbestos, Québec, canada, regne minéral 37, pp11-34
(18) Charles NORMAND et Anthony E WILLIAMS-JONES
Physico-chemical conditions and timing of rodingite formation: evidence from rodingite-hosted fluid inclusions in the JM Asbestos, mine, Asbestos, Québec, Geochem Trans. 2007; 8: 11.
Published online 2007 October 25. doi: 10.1186/1467-4866-8-11.
http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=2174467
(19) David A. CLAGUE, Charles S. FRANI El, and Jacqueline S. EABY
The age and origin of felsic intrusions of the Thetford Mines ophiolite, Quebec, Can. J. Earth Sci. 22(9): 1257–1261 (1985)
http://rparticle.webp.cisti.nrc.ca/rparticle/AbstractTemplateServlet?journal=cjes&volume=22&year=1985&issue=9&msno=e85-130&calyLang=fra
(20) Roger LAURENT, The ophiolites of southern Quebec: oceanic crust of Betts Cove type: Discussion, Can.J. earth Science, 15, pp1880-81 (1978)
http://article.pubs.nrccnrc.gc.ca/ppv/RPViewDoc?_handler_=HandleInitialGet&journal=cjes&volume=15&calyLang=fra&articleFile=e78-197.pdf
(21) M. GAUTHIER, L. CORRIVAUX, L. J. TROTTIER, J. CABRI, J. H. GILLES LAFLAMME et M. BERGERONR, Chromitites platinifères des complexes ophiolitiques de l'Estrie-Beauce, Appalaches du sud du Québec,
Mineralium Deposita, Springer Berlin / Heidelberg, Volume 25, Number 3 / juillet 1990, pp 169-178
(22) Adolphe NICOLAS, Les montagnes sous la mer ,BRGM EDITIONS-: 01-2007 -
(23) Morphologie d'une dorsales et photos ifremer, CNRS
http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/01_decouvrir/01_extension/01_terrain/06a.htm#01
(24) J.H. BEDARD, P. PAGE, V. BECU, J.M. SCHOETTER, A. TREMBLAY, Geological survey of canada, Mineral deposits of canada, Overview of the geology and CR-PGE potential of the southern Quebec ophiolite belt
http://gsc.nrcan.gc.can/mindep/mettalogeny/ni_cu_pge/sqob/index_e.php
(25) J.M. SCHOETTER, A. TREMBLAY J.H. BEDARD, et M. E. VILLENEUVE
Syncollisional basin development in the Appalachian orogen-The Saint-Daniel Mélange, southern Québec, Canada GSA Buklll, jan 2006, v 118, n°1-2 pp 109-125
http://bulletin.geoscienceworld.org./cgi/content/bstract/118-2/119
(26) A. NICOLAS, Serpentinisation d'une Lherzolite: Bilan Chimique, Implication Tectonique, Bulletin of Volcanology, Springer Berlin / Heidelberg, pp499-508
(27) Wikipedia : serpentinite
(28) Ifremer
(29) François HUOT
Etude pétrologique des processus magmatiques reliés au massif ophiolitique du mont chagnon, Québec, CANADA, Mémoire de maîtrise, dec 1997
(30) Cycle de Wilson
http://csmres.jmu.edu/geollab/Fichter/Wilson/wilsonsimp.html
http://csmres.jmu.edu/geollab/Fichter/IgnRx/IgHome.html
(31) Robert P. WARES and Robert F. MARTIN,
Rodingitization of granite and serpentinite in the Jeffrey Mine, Asbestos, Quebec, , Canadian Mineralogist, vol.18, pp231-240 (1980)
(32) Charles NORMAND and Anthony E WILLIAMS-JONES
Physical conditions and timing of rodingites formation : evidence from rodingites-hosted fluid inclusions in the JM Asbestos mine, Asbestos, Québec, Geochem Trans.2007; 8:11

(33) Christian NICOLLET, La diversité des ophiolites
http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-diversite-des-ophiolites.xml
(34) Benoît URGELLI, Comment le complexe filonien se met-il en place dans les ophiolites ?
http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-filons- ophiolitiques.xml
(35) David A. CLAGUE, Charles S. FRANI El, and Jacqueline S. EABY, The age and origin of felsic intrusions of the Thetford Mines ophiolite, Quebec Can. J. Earth Sci. 22(9): 1257–1261 (1985) | doi:10.1139/e85-130 | © 1985 NRC Canada
(36) Mark WINFIELD, Ph.D., Catherine COUMANS, Ph.D., Joan Newman KUYEK, D.S.W., François MELOCHE, B.Sc. (Agr.) et Amy TAYLOR, M.R.M., Sous la surface: Une estimation de la valeur du soutien public auxmines de métaux au Canada(Looking Beneath the Surface: An Assessment of the Value of Public Support for the Metal Mining Industry in Canada)
(37) Joan KUYEK, Asbestos Mining in Canada
A brief presented to the International Ban Asbestos Conference, Ottawa, September 13, 2003, MiningWatch Canada1
(38) Serge PERREAULT, Henri-Louis JACOB, Les mineraux industriels au Québec, Notre position sur l'échiquier mondial, Secteur Mines - Géologie Québec, Québec Exploration 2003
(39) Canada Ouest et du Centre culturel, Marie-Anne-GABOURY, Manon BEDARD, Marie-Ève BACHAND, Guylaine GLORIA, Melissa LOISELLE, Mark NELSON, Ross BRAGG, Histoire et photos de la mine Jeffrey A NE PAS MANQUER
http://cnc.virtuelle.ca/asbestos/histoire/index.html
(40) Marco AMABILI, Antonio MIGLIOLI, Francesco SPERTINI, Recent Discoveries at the Jeffrey Mine, Asbestos, Québec
(41) George R. ROSSMAN, Roger D AINES, Spectroscopy of a birefringent grossular, American mineralogist, volume 71, pp779-780, 1986
(42) George R. ROSSMAN, Roger D AINES, Hydrous components in garnets: grossular -hydrogrossular, American mineralogist, volume 76, pp1153-64, 1991
(43) MIZUHIKO Akizuki, Growth structure and crystal symmetry of grossular garnets from the Jeffrey mine, Asbestos, Quebec, Canada, American mineralogist, volume 74, pp 859-64,1989
(44) Herman CHO, George R. ROSSMAN
Single-crystal NMR studies of low-concentration hydrous species in minerals : Grossular garnet
American mineralogist, volume78, pp1149-64, 1993
(45) Franz PERTLIK, Bibliography of Hibschite, a hydrogarnet of grossular type.
Geolines, vol 15, pp113-119, 2003
(46) Bernard CHAPRON, Le Queyras, un océan disparu, Le petit Géologue Clamartois n°26
(47) Christian GOUJOU, le règne minéral 53
(48) www.mineralidelpiemonte.com
(49) Minéraux des rodingites italiennes, Web Minerals
(50) Alain ABREAL Les Grenats des Rodingites, J. of Pers. Mineralogist, vol.4, pages 119-196, 2009
(51) Alain ABREAL, La Couleur des Grenats, J. of Pers. Mineralogist, vol.11, pages 21-63, 2010
(52) J.C. BOUJOU, Le règne minéral 20
(53) J.P. POGGIONOVO, La carrière d'amiante de canari, blog personnel, mineraux-de-corse.over-blog.com/article-27344455.html
(54) http://geobalades.free.fr/Fiches-tech/ft-micaschiste.htm
(55) http://www.lithotheque.ac-aix
marseille.fr/Affleurements_PACA/05_ophiolites2/05_ophiolites_affl_stver2_S1.htm
(56) http://geobalades.free.fr/balade_geologique/chromite_serpentine.php

REFERENCES GRANITE DU VELAY

(1) Jean Marc MONTEL, Jacky BOULOTON, Michelle VESCHAMBRE, Cyrille PELLIER et Karine CERET, Ages stépahniens des microgranites du Velay (Massif central français, , Géologie de la france, n°1, 2002, pp15-20
(2) Jacky BOULOTON, Jean Marc MONTEL, Cyrille PELLIER, Origine du grenat dans le microgranite du Montasset (massif du Velay, France), Acad. SCI. Paris. Sciences de la terre et des Planètes, 330 (2000), pp241-244
(3) J. DUPRAZ, J. DIDIER, Le complexe anatectique du Velay, Géologie de la Franc, n°4, 1988, pp 74-87
(4) J.F.- MOYEN, A. VILLAROS, Géologie de la chaîne hercynienne dans l'Est du Masif central, université jean Monnet, St Etienne, avril 2011
(5) Clubmineralogiquemoulins

(6) http://acces.ens-lyon.fr/acces/thematiques/limites/ecoles/sites/les-fiches/rhone/69-bois-des-feuilles
(7) La chaîne varisque : du terrain au modèle. Sortie accompagnée par Véronique Gardien, http://montpellier.apbg.org/activites/activites-2016-2017/geologie-en-region-lyonnaise-la-chaine-varisque/
(8) http://christian.nicollet.free.fr/page/enseignement/LicenceSN/manteauMetam.html#Pl
(9) B. LASNIER, Les péridotites et pyroxénolites à grenat du Bois des feuilles (Monts du lyonnais) (France)
(10) Lithoteque ENS lyon
Origine géographique : Europe, France, Auvergne-Rhône-Alpes, Loire, Monts du Lyonnais, Saint Romain en Jarez, Bois des Feuilles, Province ou unité géologique : Massif Central
(11) Bertaux Jacques BERTAUX. Origine métamorphique des grenats des volcanites acides d'âge viséen supérieur dans le nord-est du Massif central français. Bulletin de Minéralogie, volume 105, 2, 1982. pp. 212-222;

REFERENCES ARMORIQUE

(1) P. BOS, J.P. CLEMENT, C. CASTAING, D. CASSARS, P. MARTIN, Carte géologique, France (1/50 000) et notice explicative, feuille Rostrenen, Orléans, BRGM, 1997.
(2) E. JEREMINE, P. PRUVOST, Observations géologiques et pétrographiques sur la région de Rostrenen, Bulletin du service de la carte géologique de France, 243, LIII, pp 1-9
(3) E. JEREMINE, Note sur certains schistes métamorphiques à minéraux alumineux au contact du granite de Rostrenen (Côtes-du-Nord), Bulletin de Minéralogie Année 1954 77-1-3 pp. 538-544
(4) S. LESIMPLE et E. MARCOUX, Le grenat almandin de Plélauff, Côtes d'Armor, Le Règne Minéral, 79, pp 12-16

REFERENCES LE CONQUET

(1) A. ABREAL, Les Micaschistes du Conquet et ses grenats : métamorphisme de collision, J. of Pers. Mineralogist, vol.07, page 21-36, 2008
(2) Académie de Rennes : Les formations géologiques du Léon, La pointe nord du finistère
(3) http://www.ac-rennes.fr/pedagogie/svt/travaux/leon/intro.htm
(4) Regard sur la géologie du massif armoricain, Jean Pierre ANDRE
(5) http://pagesperso-orange.fr/armorique.mineraux/
(6) http://rade-de-brest.infini.fr/notice_conquet.pdf
(7) http://rade-de-brest.infini.fr/geologie_pays_brest.htm
(8) Bruno CABANIS, Géologie et paysages de Bretagne,ed. Les guides gisserot
(9) Yan LLAS et Joêl ROLET, Bretagne, Beaux minéraux, belles roches, ed. Palantines
(10) H. LARDEUX, Bretagne, Guides géologiques régionaux, ed. Masson
(11) François FARGES, Les grenats du Conquet (Finistère), Monde et Minéraux, n° 55, aout 1983, pp8-9
(12) SEPNB, Les roches et minéraux du conquet, sortie Bretagne
(13) Académie de Rennes : Les micaschistes et gneiss du conquet
(14) http://www.ac-rennes.fr/pedagogie/svt/travaux/leon/conquet.htm

REFERENCES SUD ARMORIQUE

(1) Bradley R. HACKER, Geoffrey A. ABERS, Simon M. PEACOCK, Subduction factory – 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H2O contents, J. Geophysical research, vol. 108, n°B1,2029, doi:10.1029/12001JB001127, 2003
(2) Xavier LEPICHON, La subduction-Collision : Japon, Taiwan, Leçon 1 : Présentation du cours et discussion du texte http://www.cdf.u3mrs.fr/~lepichon/cours1_2001/cours1.html
(3) Michel BALLEVRE, Le complexe métamorphique de Champtoceaux – des éclogites aux sédiments carbonifères- sortie de 08.10.2004 dans le val de Loire
(4) C. CARTIER, M. FAURE and H. LARDEUX , Discussion on "A new model for the hercynian Orogen of Gondwana France and Iberia", by D. SHELLEY ET G. BOSSIERE, J. of structural Geology, 2000,22, pp757-776,
http://hal.archives-ouvertes.fr/docs/00/07/24/35/PDF/Cartier-JStructuralGeology 2002.pdf
(5) Michel BALLEVRE, Denis GAPAIS, Peter R. COBBOLD,
(6) Carine CARTIER, Michel FAURE, The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan blet (Southern Brittany, France),
Jean Pierre ANDRE, Regards sur la géologie du massif armoricain, Bull. Soc Et. Sci Anjou, 2002, t XVII, p163-180, http://ead.univangers.fr/~geologie/pages_membres/armoriquejpa.pdf

(7) J.F. MOLINA and S. POLI, J. petrology, vol 39, n°7, pp 1325-1346, 1998 , http://www.oxfordjournals.org/our_journals/petroj/online/Volume_39/Issue_07/pdf/egb051_gml.pdf
(8) B.R. HACKER and S.M. PEACOCK, Creation, Preservation and exhumation of UHPM Rocks, http://www.geol.ucsb.edu/faculty/hacker/viz/Hacker94_Creation_preservation_exhumation.pdf
(9) L KORH Afifé, SSCHMIDT Susanne Th., POTEL Sébastien and BALLEVRE Michel., Garnet in mafic rocks of Ile de Groix (France) and its relationship to the tectonic units and whole rock composition, 4 th Swiss Goscience Meeting, Bern 2006 http://edsm.ch/fichiers/el%20korh_afife_SGM2006.pdf
(10) L KORH Afifé, SCHMIDT Susanne Th., and BALLEVRE Michel, Zonation of garnet in the high pressure mafic rocks of the Ile de Groix, Brittany, France, 2 nd Swiss Goscience Meeting, lausanne 2004 http://geoscience-meeting.scnatweb.ch/sgm2004/abstracts_2004/El-Korh_Schmidt_et_al.pdf
(11) Jacqueline DESMONS and Witold SMULIKOWSKI, High P/T metamorphic rocks, recommendations on nomenclature
(12) Conseil général de Vendée, Patrimoine géologie vendéen La Gerbaudière, St Philbert de Bouaine, fiche technique n°5, http://www.vendee.fr/datas/Pdfs/geologie/fiche05.pdf
(13) LEHEBEL, http://sgmb.univ-rennes1.fr/nouveautes/THESES/theseLEHEBEL.doc
(14) Jeroen Van HUNEN, Arie P. Van Den BERG, Nico J. VLAAR, On the role of subducting oceanic plateus in the development of shallow flat subduction, tectonophysics, 352 pp 317-333, 2002
(15) Documents : http://www.geol.ucsb.edu/faculty/hacker/geo102C/lectures/part1.html
(16) Site Christian NICOLLET http://christian.nicollet.free.fr
(17) Le trajet des roches de la croute océanique www.tarbiya.ma/Ressources/tabid/80/DMXModule/533/Default.aspx?EntryId=392&Command=Core_Download
(18) Société minéralogie et géologique de Bretagne, La sortie du 17.06.2006 en Loire-Atlantique et Vendée animée par Gaston GODDARD, http://sgmb.univ-rennes1.fr/DOSSIERS/activites/textes/CRVENDEE.htm
(19) Société minéralogie et géologique de Bretagne, La sortie du 17.06.2006 en Loire-Atlantique et Vendée animée par Michel Ballèvre, http://sgmb.univrennes1.fr/DOSSIERS/activites/textes/CRCHAMP.htm#comptesrenduschamp
(20) Bradley R. HACKER, Eclogite formation and the rheology, Buoyancy, Sismicity, and H2O Content of Oceanic Crust, Geophysical Monograph 96, published by the American Geophysical union, pp337-346, 1996
(21) Dominique ROSSIER, Entretiens sur le métamorphisme : Géodynamisme des hautes pressions – Le cas du Bas –Limousin : les éclogites rétromorphosées http://www.volcanogeol.eu/metamorphisme/v/meta50.htm
(22) Dominique ROSSIER, Entretiens sur le métamorphisme : Géodynamisme des hautes pressions – Le cas de l'Ile de Groix : glaucophanites et éclogites,, http://www.volcanogeol.eu/metamorphisme/v/meta50.htm
(23) Valérie BOSSE, les glaucophanites de l'ile de Groix, PlanetTerre http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-glaucophanite-de-groix.xml
(24) Stéphane SCHWARTZ, Un métagabbro peut-il présenter en même temps glaucophane et chlorite ? PlanetTerre http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-metagabbro.xml
(25) SCHULZ Bernhard; TRIBOULET Claude; AUDRE Claude; PFEIFER Hans-Rudolf; GILG Albert, Two-stage prograde and retrograde Variscan metamorphism of glaucophane-eclogites, blueschists and greenschists from Ile de Groix (Brittany, France), International Journal of Earth Sciences, Volume 90, Issue 4, pp. 871-889 (2001).
(26) http://adsabs.harvard.edu/abs/2001IJEaS..90..871Sµ
(27) R. PIERROT, L. CHAURIS, C. LAFORET et F. PILLARD, Inventaire minéralogique de la France, Morbihan, Editions du BRGM
(28) Micaschistes à grenat de l'Hermitain
(29) http://www.ac-poitiers.fr/svt/res_loc/Geol/Fiches/79-Fiches/79-hermitain.htm
(30) Géologie des Sables d'Olonne
(31) http://www.qc.nantes.fr/peda/disc/svt/geol85/doc04.htm
(32) Les micaschistes de Sauveterre

REFERENCES GRENATS DES PYRENEES

(1) Jean Christian GOUJOU, Gérard GUITARD et Christian BERBAIN, Le Règne Minéral n°32 : Le massif de costabonne 2464 m (Pyrénées Orientales), p12-30
(2) Jean Christian GOUJOU, Le Règne Minéral n°30 : Le massif de costabonne 2464 m (Pyrénées Orientales), p4-16
(3) Jean Christian GOUJOU, Voyage dans les profondeurs, avec les minéraux du métamorphisme, Le Règne minéral n°36, p5-19.
(4) http://www.geowiki.fr/index.php?title=Pyr%C3%A9n%C3%A9%C3%AFte
(5) http://troulala.canalblog.com/
(6) https://www.mineraux-des-pyrenees.fr/
(7) M. A. DAMOUR, Note sur un grenat chromifère trouvé au Pic Posets près la Maladetta (Pyrénées), Bulletin de Minéralogie Année 1879 2-6 pp. 165-166.
(8) Geoforum : https://www.geoforum.fr/topic/2539-grenat-info-discussion-et-photos-de-grenats/

REFERENCES GRENATS DES PYRENEES ORIENTALES

(1) ABADE. E: L'Indépendant février 1991 pages 9 et 10 « Grenat, petite histoire d'une grande tradition ».
(2) AUSSEIL. L: « L'orfèvrerie religieuse en Roussillon ». Perpignan, éditions du Conseil Général, Direction des Archives départementales. 1994.
(3) BERBAIN. C, AYMAR. J, FAVREAU. G: « Mines et minéraux des Pyrénées-Orientales et des Corbières ». 2005.
(4) CHARPENTIER.J: « Les grenats »- l'industrie dans les Pyrénées-Orientales- (enquête du journal L'indépendant). 1923.
(5) FONQUERNIE. Laurent: « Grenats de Perpignan- Bijoux du Roussillon ». Société Agricole, Scientifique et Littéraire des Pyrénées-Orientales. 2006
(6) FONTEILLE .M et GUITARD. G: « Sur les conditions de formation du grenat almandin et de la staurotide dans les métapélites mésozonales hercyniennes des Pyrénées-Orientales »
(7) GOBERT. Nicolas: « Les anciens minéralogistes du Royaume de France ». 1779. pp 249 à 257: « Des mines du Roussillon » par Le Monnier.
(8) GOUJOU. J.C, GUITARD .G, BERBAIN. C : « Le massif de Costabonne, 2464m (Pyrénées-Orientales) ». Le Règne Minéral n°34.
(9) GUITARD Gérard: « Mise en évidence de la réaction grenat + muscovite: andalousite + biotite + quartz dans les micaschistes mésozonaux des massifs du Canigou et du Roc de France ». 1969.
(10) GUITARD G: « Mode de formation des skarns à grossulaire et diopside dans la mésozone du massif du Canigou ». 1969.
(11) GUITARD G et RAGUIN Eugène: « Sur la présence de gneiss à grenat et hypersthène dans le massif de l'Agly ». 1958.
(12) HELSON Charles: « Richesses minérales des Pyrénées-Orientales » Le Roussillon 1876, l'Indépendant des Pyrénées-Orientales 1903.
(13) MAYEN. G: « Le grenat reste un combat »- Métier d'Art- spécial Languedoc-Roussillon, pages 18 à 25, avril 1991.
(14) PALASSOU (Abbé Pierre): « Essai sur la minéralogie des monts Pyrénées ». Paris, Didot, 1781. (Roussillon: pp 271-296).
(15) POIROT. Fernand: « Artisanat catalan ». Midi Livre, Toulouse. 1973.
(16) REAUMUR(de). Antoine: « Des rivières et ruisseaux du Royaume qui roulent des paillettes d'or ». p 78 de « Histoire de l'Académie Royale des sciences ».1718.

REFERENCES MASSIF VOSGIEN

(1) Travaux de Cyrille DELANGLE http://lesvosges.blogspot.fr/2006/10/affleurement-de-la-valle-de-cleurie.html
(2) HAMEURT J., 1967, Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes, Mémoire du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, n°26 (à ne consulter que pour les aspects pétrographiques et chimiques des roches).
(3) FLUCK P., 1978, 1979, 1980, Vue nouvelle sur la géologie des Vosges moyennes d'Alsace et son apport pour l'histoire de la chaîne varisque, condensé de la thèse de M.Fluck, Bulletin de la société d'Histoire Naturelle de Colmar 57e volume.
(4) FLUCK P., PIQUE A., SCHNEIDER JL. et WHITECHURCH H., 1991, Les massifs anciens de France- II, Le socle vosgien, Sciences géologiques, Bull. 44, 3-4, page 207-page 235.

(5) FLUCK P., PIQUE A., SCHNEIDER JL. et WHITECHURCH H., 1994, The Vosges massif, in Pre – Mesozoîc geology in France and related areas, p416–425
(6) Parc naturel régional des Ballons des Vosges, Guide pédagogique - La géologie du massif vosgien et du fossé rhénan, 2007.
(7) http://amethyst.centerblog.net/26-garnets-of-the-quarry-named-quarry-trapp-from-raon-etape
(8) Lucien Burnol, 29 mai 1954, Etudes des anciennes mines de Framont et de l'évêché (Bas-Rhin) et de leur minéralisation en tungstène
(9) Alphonse TAESCH, Le gisement de fer de Grandfontaine la mine des minières, Anschrift des Verfassers: 152, route de Bischwiller, F-67300 Schiltigheim
(10) Isabelle HUGON, n° 812862 Rapport de diplôme mars 2017 « Les grenats de Perpignan».

REFERENCES TARN

(1) Henri ARSANDAUX, Sur quelques minéraux des environs de Brassac (Tarn). In: Bulletin de la Société française de Minéralogie, volume 24, 8, 1901. pp. 428-432;
(2) I. O. GALUSKINA, E. V. GALUSKIN; K. PRUSIK; V. M. GAZEEV, N. N. PERTSEV; P. DZIERZANOWSKI, Irinarassite $Ca_3Sn_2SiAl_2O_{12}$ – new garnet from the Upper Chegem Caldera, Northern Caucasus, Kabardino-Balkaria, Russia, Mineralogical Magazine (2013) 77 (6): 2857–2866.
(3) Laurent Gayraud, Robert RIVIERE, Victor DUARTE, Philippe REMY et le CMMC, Sur les traces d'Alfred Lacroix du côté de Castelnau-de-Brassac (Tarn), Le Cahier des Micromonteurs, 115, 6-17, (2012).
(4) Donna L. WHITNEY, Françoise ROGER, Christian TEYSSIER, Patrice F. REY, J.-P. RESPAUD, Syn-collapse eclogite metamorphism and exhumation of deep crust in a migmatite dome: The P–T–t record of the youngest Variscan eclogite (Montagne Noire, French Massif Central)

REFERENCES GRANATENKOGL

(1) C. BAILLARGEAT, Un gisement de grenats en Autriche, La Granatenkogl, Monde des minéraux
(2) Compte rendu sortie Autriche aout 1997
clubgeologiquedesptt.free.fr/Activites passees/1997/CR_Autriche 97.htm
(3) Mindat : https://www.mindat.org/loc-58562.html
(4) Granatenkogel | Wikiwand
www.wikiwand.com/de/Granatenkogel
(5) https://www.mineralienatlas.de/lexikon/index.php/%D6sterreich/Tirol/Imst%2C%20Bezirk/%D6tztal/Obergurgl/Granatenkogl%20%28Granatenwand%29
(6) T. GANETSOS, T. KATSAROS, P. VANDENABEELE, S. GREIFF et S. HARTMANN, Raman Spectroscopy as a tool for garnet analysis and investigation on samples from different sources, Intern. J. of Materials and Chemistry, 2013, pp5-9
(7) Roman SEROV, Yuri SHELEMENTIEV et Alevtina MASHKINA, Identification of the garnet chemical composition and color causes by express raman and visible spectroscopy, gemological center, Moscow state univeisty

REFERENCES LHERZOLITES

(1) M. WALTER, T. KATSURA, A. KUBO, T. SHINMEI, O. NISHIKAWA, E. ITO, C. LESHER2 and K. FUNAKOSHI, Spinel– garnet lherzolite transition in the system CaO-MgO-Al2O3-SiO2 revisited, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 66, No. 12, pp. 2109–2121, 2002
(2) Yves LAGABRIELLE , Pierre LABAUME et Michel de SAINT BLANQUAT, Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies, TECTONICS, VOL. 29, TC4012, doi:10.1029/2009TC002588, 2010
(3) Pierre MONCHOUX, Maurice BESSON, Sur les compositions chimiques des minéraux des lherzolites
pyrénéennes et leur signification génétique, Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, vol 92, pp289-298, 1969.
(4) Jean Pierre LORAND , L'Etang de Lherz
(5) Jacques FABRIES, Fernand CONQUERE. Les lherzolites à spinelle et les pyroxénites à grenat associées de Bestiac (Ariège,France). Bulletin de Minéralogie, volume 106, 6, 1983. Eclogites et ultrabasites à grenat - First International Eclogite, Conference,

(6) Fernand CONQUERE, Pétrologie des pyroxénites litées dans les complexes ultramafiques de l'Ariège (France) et autres gisements de lherzolite à spinelle. Compositions minéralogiques et chimiques, évolution des conditions d'équilibre des pyroxénites. Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, volume 100, 1, 1977. pp. 42-80;

INDEX DES FIGURES

Figure 1 : Propriétés : Structure des grenats en 3D et selon la projection selon un axe A4 3
Figure 2 : Propriétés : Principales formes des cristaux de grenats (logiciel faces) 4
Figure 3 : Représentation schématique des dimensions des principaux ions présents dans les silicates 9
Figure 4 : Propriétés : Présentation des deux groupes de substitution des grenats 10
Figure 5 : Propriétés : Densité de différents grenats et un exemple d'hydrogrenat 12
Figure 6 : Propriétés : Paramètre de maille du système cubique pour différents grenats 13
Figure 7 : Propriétés : Indices de réfraction des principales variétés de grenats 14
Figure 8 : Dépendance de la biréfringence vs le diamètre du cristal (a) et son épaisseur (b). 15
Figure 9 : Graphique pseudo-ternaire des grenats avec leur degré de biréfringence 16
Figure 10 : Genèse : Domaine PT d'existence des grenats almandins 19
Figure 11 : Genèse : Domaine d'existence des grenats spessartites [Miashiro] 19
Figure 12 : Genèse : Domaine PT d'existence des grenats dans les séquences pélitiques 20
Figure 13 : Propriétés : Grenatoèdre : briques élémentaires 23
Figure 14 : Morphologie des grenats selon leur composition, d'après Kostov I., 1968, ... 24
Figure 15 : Morphologie des grenats en fonction de la teneur en Mn^{2+} et de la sursaturation σ 24
Figure 16 : Structure atomique du manganèse et du fer 26
Figure 17 : Nucléation et croissance en fonction de la température 26
Figure 18 : Domaines de stabilité de la spessartine et de l'almandin 31
Figure 19 : Diagramme de phase simplifié spessartine/almandin avec excès d'eau 32
Figure 20 : Cinétiques de cristallisation de différentes sources de genèse des grenats 35
Figure 21 : Insertion des habitus cristallins à l'intérieur de la structure d'un grenat 35
Figure 22 : Evolution de la morphologie de l'icositétraèdre au rhombododécaèdres 36
Figure 23 : Spessartines : Faces F et S de la cristallisation des spessartines 37
Figure 24 : Propriétés : Cristallisation en spirale rhombique 38
Figure 25 : Propriétés : Macle polysynthétique des grenats 39
Figure 26 : Propriétés : Macle polysynthétique observée 39
Figure 27 : Grenats orthorhombiques : Graphique ternaire des compositions des grenats étudiés 40
Figure 28 : Propriétés : Domaines de stabilité relatifs de la chlorite, de la cordiérite et du pyrope 43
Figure 29 : Genèse : Domaine d'existence simplifié des grenats d'origine métamorphique 46
Figure 30 : Genèse : Diagramme de variation du pyralspite (d'après Miyashiro). 47
Figure 31 : Genèse : Domaines de composition du pyralspite et de la biotite 51
Figure 32 : Zonation : Exemple d'un grenat zoné 54
Figure 33 : Variations des compositions en CaO, MnO, FeO et MgO dans un grenat de Koongara, ... 54
Figure 34 : Zonation : Variation de (CaO+MnO) en fonction de (FeO+MgO) 57
Figure 35 : Kélyphite : Exemple de métamorphisme rétrograde 61
Figure 36 : Kélyphite : Microphotographies de kélyphite de type 1, péridotite à grenats, Ugelvik, Norvège .. 67
Figure 37 : Kélyphite : Microphotographies de kélyphite de type 2 68
Figure 38 : Kélyphite : Images électroniques par électrons rétrodiffusés (ESB) de kélyphites de type 1 69
Figure 39 : Kélyphite : Images ESB de kélyphite de type 2, ... 69
Figure 40 : Kélyphite : Croquis des structures internes des deux types de kélyphite, ... 70
Figure 41 : Kélyphite : Microphotographies de kélyphite vs symplectite 72
Figure 42 : Kélyphite : Images de deux grains isolés de spinelle d'une Symplectite de pyroxène – spinelle, 72
Figure 43 : Kélyphite : Cartes d'orientations cristallographiques 73
Figure 44 : Kélyphite : Microphotographies (lumière polarisée plane) et croquis de variétés de symplectites 75
Figure 45 : Kélyphite : Coefficients de réaction (6) indiqués dans un diagramme x-y 76
Figure 46 : Kélyphite : Illustrations de la Loi de normalité. 77
Figure 47 : Kélyphite : Représentation de la croissance d'une «non-conformité» 77
Figure 48 : Kélyphite : Microphotographie en lumière polarisé (a) et croquis correspondant (b) 78
Figure 49 : Kélyphite : Modèle de croissance unidimensionnelle de kélyphite entre le grenat et l'olivine 79
Figure 50 : Kélyphite : Croquis illustrant le changement de volume associé à la kélyphitisation du grenat ... 81
Figure 51 : Kélyphite : Images conceptuelles d'une «colonie» de kélyphite 82
Figure 52 : Kélyphite : Image schématique illustrant la nucléation 83
Figure 53 : Kélyphite : Image schématique illustrant dans un espace PT 84
Figure 54 : Tarn : Eléments occupant les sites Y dans le groupe de la schorlomite 116
Figure 55 : Couleur : Coloration des grenats en fonction de leur composition 123

Figure 56 : Couleur : Dégénérescence des orbitales 3d de cations métalliques 126
Figure 57 : Couleur : Spectre d'absorption des transferts de charge $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$ et $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$, ... 130
Figure 58 : Couleur : Transfert de charge Fe^{2+} - Ti^{4+} dans le cas du saphir 130
Figure 59 : Couleur : Couleurs et longueurs d'onde correspondantes..... 131
Figure 60 : Couleur : Panel de couleurs de grenats..... 132
Figure 61 : Couleur : Spessartine : Spectres d'absorption de deux spessartines quasi pures..... 134
Figure 62 : Couleur : Andradite : Différents spectres d'absorption 135
Figure 63 : Couleur : Spectroscopie des andradites d'Ambanja, Madagascar, Rondeau et Fritsch, 2009 .. 135
Figure 64 : Couleur : Andradite mélanite : spectre d'absorption 136
Figure 65 : Couleur : Pyrope : Spectres d'absorption 137
Figure 66 : Couleur : Change couleur : Grenats « change couleur », Collec. perso..... 139
Figure 67 : Couleur : Change couleur : Grenats « change couleur »..... 139
Figure 68 : Couleur : Change couleur : Mécanisme de coloration des grenats 140
Figure 69 : Couleur : Change couleur : Spectre d'absorption de deux grenats change couleur de Bekily... 141
Figure 70 : Couleur : Change couleur : Spectre d'absorption de Mn^{2+} en site cubique 142
Figure 71 : Couleur : Change couleur : Spectre d'absorption en fonction de la teneur en spessartine..... 142
Figure 72 : Iridescence : Quelques andradites de Sonora, Mexique 148
Figure 73 : Iridescence : Site du village de Tenkawa, comté de Yoshino, Nara 149
Figure 74 : Iridescence : Echantillons de grenats arc-en-ciel de Tenkawa..... 150
Figure 75 : Iridescence : Andradites iridescentes du Japon, coll. perso 151
Figure 76 : Iridescence : Andradites iridescentes du Niger, coll. et photos Sylvain..... 152
Figure 77 : Iridescence : Spectre d'absorption en éclairage transmis des andradites iridescentes 153
Figure 78 : Iridescence : Microphotographies et direction stéréographique d'une andradite de Sonora..... 153
Figure 79 : Iridescence : Microphotographie optique en polarisation croisée et en électrons rétro-diffusés 154
Figure 80 : Iridescence : Microphotographie en optique polarisée et en imagerie électronique..... 155
Figure 81 : Iridescence : Distribution des éléments Fe^{3+}, Al^{3+}, Ca et Mn 156
Figure 82 : Iridescence : Concentration atomique en Al^{3+} et Fe^{3+},..... 156
Figure 83 : Iridescence : Développement de la croissance en spirale à partir d'une dislocation-vis [Mullin] 158
Figure 84 : Iridescence : Interférences dans une andradite de Tenkawa 159
Figure 85 : Iridescence : Lame mince d'un grenat arc-en-ciel 160
Figure 86 : Iridescence : Lamelles fines a)..... 160
Figure 87 : Iridescence : Image en électrons rétrodiffusés de fine lamelles parallèles au plan {110} 161
Figure 88 : Iridescence : Interférence dues aux couches fines..... 162
Figure 89 : Iridescence : Interférence dues aux couches fines..... 163
Figure 90 : Iridescence : Reflets sous deux angles différents (ph. D. Stepanenko modifiée)..... 163
Figure 91 : Iridescence : Diffraction des ondes par deux sillons séparés de la distance d..... 164
Figure 92 : Indices de réfraction des gemmes 165
Figure 93 : Présentation des grenats de joaillerie et de leurs couleurs (GEMDAT)..... 167
Figure 94 : Principaux pays extracteurs de grenats 168
Figure 95 : Edward J. Gübelin et une partie de sa collection 169
Figure 96 : La collection de grenats de Edward J. Gübelin acquise en 2005 par le GIA..... 169
Figure 97 : Présentation de la plaquette « Le grenat de Perpignan »..... 177
Figure 98 : Identification : Principe du filtre Chelsea 185
Figure 99 : Action d'un aimant sur des gemmes 189
Figure 100 : Magnétisme : Les matières gemmes riches en ions Mn^{2+} 190
Figure 101 : Séparation par magnétisme 191
Figure 102 : Grenat chromifère Mali – Hydrogrossulaire chromifère 195
Figure 103 : Almandin - Spessartine 195
Figure 104 : Balance hoover et un minuscule aimant au néodyme 1/8 de 3 mm de diamètre 196
Figure 105 : Graphique RIMS de compositions des grenats..... 196
Figure 106 : Grossulaires : Susceptibilité magnétique vs l'indice de réfraction 198
Figure 107 : Trisection de l'almandin..... 199
Figure 108 : Susceptibilités magnétiques relatives des grenats 199
Figure 109 : Nigeria : Spessartines 200
Figure 110 : Nigeria : Spessartines, Collec. Perso, n°968 201
Figure 111 : Est africain : Tsavorites 202
Figure 112 : Afrique de l'est : Grossulaire tsavorite. 203
Figure 113 : Afrique de l'est : Localisation des sites de tsavorites à travers le monde..... 204
Figure 114 : Afrique de l'est : Carte de la terre il y a 650 Ma,..... 205
Figure 115 : Afrique de l'est : Schéma représentant dans le temps l'assemblage du Gondwana de l'est ... 205
Figure 116 : Afrique de l'est : Proposition de localisation géographique actuelle..... 206
Figure 117 : Afrique de l'est : Carte géologique simplifiée du nord-est de la Tanzanie..... 206

Figure 118 : Afrique de l'est : Juxtaposition du Sri Lanka, du sud de l'Inde,..... 207
Figure 119 : Afrique de l'est : Diagrammes ternaires Grossulaire-Goldmanite-Uvarovite 208
Figure 120 : Afrique de l'est : Composition des tsavorites 209
Figure 121 : Afrique de l'est : Modèle génétique de genèse des gisements de tsavorite..... 210
Figure 122 : Afrique de l'est : Modèle métallogénique de formation de la tsavorite des nodules..... 211
Figure 123 : Afrique de l'est : Tsavorites à âmes 212
Figure 124 : Ua Pou : Port de l'ile de Ua Pou avec vue sur les sucs..... 213
Figure 125 : Ua Pou : Carte bathymétrique des Marquises, ... 214
Figure 126 : Ua Pou : Carte géologique simplifiée de l'ile de Ua Pou, d'après Guille *et al.* 214
Figure 127 : Ua Pou : Diagrammes (Na_2O + K_2O)/SiO_2 (TAS) 214
Figure 128 : Ua Pou : Phonolite à grenat fleurs jaunes gros plan sur les structures en pétales 215
Figure 129 : Ua Pou : Sciages de phonolites verte et jaune, Nodarref 216
Figure 130 : Ua Pou : Phonolite à grenats fleurs jaunes : gros plan sur les structures en pétales..... 216
Figure 131 : Iran : Démantoïde d'Iran présentant un œil de chat - Prix 24 000 USD 217
Figure 132 : Iran : Démantoïde (origine inconnue) présentant une inclusion en queue de cheval..... 217
Figure 133 : Iran : Démantoïdes facettées 218
Figure 134 : Iran : Démantoïdes en cabochon avec alternance démantoïde-topazolite..... 218
Figure 135 : Iran : Trois cristaux (A1, A3, A4) et deux cristaux cassés (A2, A5) - 3-5 mm..... 219
Figure 136 : Iran : Spectres UV-VIS-NIR d'échantillons d'andradites d'Iran..... 220
Figure 137 : Iran : Démantoïde d'Iran..... 221
Figure 138 : Iran : Démantoïde d'Iran..... 221
Figure 139 : Mali : Grenat du Mali, Spécimens 223
Figure 140 : Mali : « faux » Grenat du Mali, Spécimens 223
Figure 141 : Mali : Grenats du Mali : Diagramme IR vs susceptibilité magnétique..... 224
Figure 142 : Mali : Grenats du Mali : Spectre d'absorption du fer et de Cr/V dans un grenat au chrome ... 224
Figure 143 : Mali : Grenats du Mali aaau chrome, vert profond, 5,2 ct 225
Figure 144 : Mali : Grenats du Mali : Grenat « citron vert » en lumière du jour et sous rayonnement UV ... 225
Figure 145 : Mali : Grenats du Mali quasi incolore : Spectre d'absorption d'un grenat de 4,6 ct..... 225
Figure 146 : Malais : Grenats malais : quelques specimens..... 227
Figure 147 : Malais : Graphe IR vs Sm pour 108 grenats malais (IR 1.735- 1.782, SM 11.27- 33.24) 228
Figure 148 : Malais : Specimens de grenats malais dont le pôle principal est la spessartine 228
Figure 149 : Malais : Spécimens de grenats malais « umbalite » et brun..... 228
Figure 150 : Malais : Spécimens de grenats malais « impérial » 229
Figure 151 : Malais : Spécimens de grenats malais bordeaux Masasi ™ 229
Figure 152 : Malais : Spécimen rose clair 230
Figure 153 : Malais : Spécimen rose clair : à la lumière du jour et en fluorescence UV..... 230
Figure 154 : Malais : Spécimen « Mahenge » 230
Figure 155 : Malais : Spécimen orange rouge, orange brillant et orange pâle 231
Figure 156 : Malais : Spessartine orange jaunâtre claire en lumière du jour et en fluorescence UV longs.. 231
Figure 157 : Malais : Grenats malais quasi incolore, 22 ct, Tanzanie..... 232
Figure 158 : Cristal de grenat présentant un réseau de tunnels en son sein,..... 233
Figure 159 : Reconstruction tomographique d'un grenat, ... 234
Figure 160 : Orifices et ramification des tunnels 234
Figure 161 : Microphotographies montrant des tunnels parallèles dans un grenat 235
Figure 162 : Microphotographies de tunnels occupés par des structures filamenteuses. 236
Figure 163 : Grille pétrogénétique et présentation des domaines d'existence 239
Figure 164 : Courbe d'évolution d'une roche lors d'un processus métamorphique 239
Figure 165 : Superposition de grilles pétrogénétiques et de la courbe d'évolution d'une roche..... 240
Figure 166 : Courbe de l'enthalpie libre déterminée comme étant la différence G = H-TS 241
Figure 167 : Diagramme P-T-G montrant les surfaces d'énergie libre..... 241
Figure 168 : Courbes des enthalpies libres pour deux phases distinctes 242
Figure 169 : Courbe d'équilibre entre deux phases 243
Figure 170 : Diagramme ΔrGo fonction de P,T et ln K..... 243
Figure 171 : Diagrammes de distribution d'éléments 245
Figure 172 : Lignes isoplèthes pour les géomètres grenats-biotites..... 245
Figure 173 : Distribution d'un nombre égal d'atomes de A et de B dans un réseau cubique. 248
Figure 174 : Relations activité-composition (a-x) pour une solution binaire de pôles minéraux A et B 252
Figure 175 : Courbes schématiques des géothermomètres et des géobaromètres possibles 253
Figure 176 : Les équilibres minéraux employés comme géothermomètre ou géobaromètre..... 254
Figure 177 : Détermination de la composition d'un grand nombre d'échantillons..... 265
Figure 178 : Exemple de calibration du géothermomètre grenats-biotites (Ferry et Spear 1978) 266
Figure 179 : Précision et exactitude 267

Figure 180 : Influence du degré d'ordre dans la cordiérite sur la position PT de la réaction 268
Figure 181 : Différents faciès métamorphiques en fonction de la pression et de la température 269
Figure 182 : Influence du modèle sur la détermination des données thermodynamique 269
Figure 183 : Influence des erreurs dues aux calibrations sur la détermination des conditions PT 270
Figure 184 : Récapitulatif des sources d'erreurs sur la détermination des conditions PT 271
Figure 185 : Le but est de déterminer les différentes conditions P-T de formation d'un grenat 272
Figure 186 : L'utilisation du géothermomètre grenat/biotite et du géobaromètre GAS 272
Figure 187 : Exemple de métasomatose, n°256 273
Figure 188 : Evolution des déformations possibles dans une roche 274
Figure 189 : Evolution d'une roche schisteuse qui traverse le domaine HT-MP (faciès amphibolites) 274
Figure 190 : Evolution d'une roche schisteuse et micaschisteuse (pélitique) 275
Figure 191 : Kimberlite : Exemples de minéraux indicateurs de qualité gemmes 277
Figure 192 : Kimberlite : Diagramme de phase du carbone 278
Figure 193 : Kimberlite : Coupe d'un craton: Afrique du sud 279
Figure 194 : Kimberlite : Pyropes 280
Figure 195 : Kimberlite : Pyrope dans harzburgite, Kimberley, South Africa, Kaapval Craton 280
Figure 196 : Kimberlite : Pyrope dans kimberlite, Iron Mine, Wyoming, USA 280
Figure 197 : Kimberlite : Méthode de prospection et de localisation des dykes 283
Figure 198 : Schéma montrant un géotherme typique et domaine de stabilité diamant-graphite 283
Figure 199 : Kimberlite : Diagramme de classification des grenats 285
Figure 200 : Kimberlite : Calibration du géotherme Ni 288
Figure 201 : Diagramme Y (ppm) en fonction de T(Ni), pour des grenats des kimberlites tanzaniennes. ... 289
Figure 202 : Diagramme P(Cr)-T(Ni) pour les grenats du gisement de kimberlite de Daldyn, Sibérie 290
Figure 203 : Géothermes grenat déterminés pour le pipe zéro et pour les groupes de kimberlites I et II 291
Figure 204 : Pegmatite : Morphologie du Tétragonotrioctaèdre 293
Figure 205 : Coupe d'intrusions magmatiques avec genèse de pegmatites 294
Figure 206 : Représentation graphique des rapports A/CNK et A/NK 296
Figure 207 : Classification des roches magmatiques de Streckeisen – Diagramme QAP 297
Figure 208 : Domaine de composition des quatre types de granites dans le diagramme QAP 298
Figure 209 : Pegmatite : Coupes des trois types principaux de dépôts en phase liquide, ... 300
Figure 210 : Pegmatite : trajets des cristallisations dans différents cas 301
Figure 211 : Pegmatite : cristallisation secondaire de grenats spessartine 303
Figure 212 : Pegmatite : coupe d'une pegmatite zonée asymétrique avec un plancher d'aplite 303
Figure 213 : Pegmatites : cristallisation par couches des grenats lors des sursaturations 304
Figure 214 : Diagramme de phase schématique grenat, biotite et muscovite 306
Figure 215 : Compilation de compositions de grenats d'origine plutonique en Mn, Fe et Mg 307
Figure 216 : Pegmatites : structures des pegmatites malgaches 309
Figure 217 : Crêt de l'Oeillon : grenat et mica 310
Figure 218 : Pegmatites : Diagramme expérimental avec limites de stabilité de la pyrolite et des grenats . 311
Figure 219 : Spessartine et muscovite, ... 313
Figure 220 : Spessartine, Navegador, ... 313
Figure 221 : Pegmatites : Spessartines corrodées : Images en électrons secondaires 314
Figure 222 : Pegmatites : Spessartines corrodées : image en électrons secondaires d'angle ébréché 315
Figure 223 : Pegmatites : Spessartines corrodées : Images en électrons secondaires du grenat « mat », . 315
Figure 224 : Pegmatites : Spessartines corrodées : Images en électrons secondaires d'un angle arrondi . 315
Figure 225 : Pegmatites : Spessartines corrodées : Images en électrons secondaires 316
Figure 226 : Pegmatites : Spessartines corrodées 316
Figure 227 : Pegmatites : Spessartines corrodées : microcline, macle de Manebach de 7 cm 316
Figure 228 : Pegmatites : Spessartines corrodées 318
Figure 229 : Pegmatites : Spessartines corrodées : spessartine et quartz, ... 318
Figure 230 : Pegmatites : Divers grenats spessartine de pegmatites 320
Figure 231 : Pegmatites : Divers grenats 321
Figure 232 : Pegmatites : Divers grenats de pegmatites 322
Figure 233 : Limousin : Carte géologique simplifiée du Limousin et localisation géographique 324
Figure 234 : Limousin : Localisation des sites grenatifères 324
Figure 235 : Limousin : Spessartines de la vilatte haute 329
Figure 236 : Limousin : Spessartines du chantier de l'A20, Mas barbu, Bessines sur Gartempe 330
Figure 237 : Limousin : Spessartines, Mas barbu, Bessines sur Gartempe 331
Figure 238 : Limousin : Spessartines, Bessines sur Gartempe 332
Figure 239 : Limousin : Grenats d'origine diverse 333
Figure 240 : Limousin : Grenats divers 334
Figure 241 : Puy Bezin : Schéma de la pegmatite 335

Figure 242 : Puy Bezin : Spessartine (3 mm) : coll et photo grenadorf 336
Figure 243 : Beauchaud (63) : cristaux de grenat de 1 cm dans quartz, n°151 336
Figure 244 : Différents faciès métamorphiques en fonction de la pression et de la température 339
Figure 245 : Evolution des roches lors du métamorphisme et minéraux indicateurs 341
Figure 246 : Grenats et biotite dans un granite du Velay St Didier, en Velay (43) , 30 mm, n°475 342
Figure 247 : Métamorphisme du Conquet : Différents degrés de métamorphisme et isograde 342
Figure 248 : Grenats de métamorphisme 343
Figure 249 : Modifications minéralogiques lors de variations physico-chimiques subis par ces minéraux. . 343
Figure 250 : Flamanville : Plage et port de Diélette 345
Figure 251 : Flamanville : Cornéennes et granodiorite – Havre Jouan 345
Figure 252 : Flamanville : Différentes cornéennes – plage de Diélette 345
Figure 253 : Flamanville : Restes icartiens en Bretagne et Normandie 346
Figure 254 : Flamanville : Transgression et dépôts ordoviciens 346
Figure 255 : Flamanville : Carte géologique du Cotentin : Visualisation du granodiorite de Flamanville 347
Figure 256 : Flamanville : Carte du granodiorite et zones de métamorphismes 348
Figure 257 : Flamanville : Carte du granodiorite et zones de métamorphismes 348
Figure 258 : Flamanville : Schématisation de l'intrusion plutonique 349
Figure 259 : Flamanville : Carte de l'anomalie de Bouguer (gravimétrie), ... 349
Figure 260 : Flamanville : Mine de Diélette : Cartes postales d'époque 350
Figure 261 : Flamanville : Stratigraphie à l'ouest du pluton 352
Figure 262 : Flamanville : Minerai de fer oolithique – Magnétite + Hématite, 40 mm, n°1205 353
Figure 263 : Flamanville : Cornéennes au Havre-Jouan, avec vue sur l'anse de Sciotot 354
Figure 264 : Flamanville : Cornéennes micacées, à pyroxènes, et à amphiboles 354
Figure 265 : Flamanville : Site de Diélette 356
Figure 266 : Flamanville : Site de la centrale EPR : limite pluton - cornéenne (ligne rouge) 357
Figure 267 : Flamanville : Grossulaire-andradites dans cipolin, faces polie-brute, 70 mm, n°1173 359
Figure 268 : Flamanville : Grenatite et grenat du Havre Jouan – cornéenne claire à mica 359
Figure 269 : Flamanville : Cornéennes à amphiboles avec grenats 360
Figure 270 : Flamanville : Grenats dans cornéenne à amphibole (Diélette) 361
Figure 271 : Flamanville : Cornéennes à pyroxènes avec présence de calcite 362
Figure 272 : Flamanville : Minéraux de cornéennes pyroxéniques 362
Figure 273 : Flamanville : Minéraux de cornéennes pyroxéniques 363
Figure 274 : Flamanville : Mélanite du Havre Jouan, dim. 100 mm, n° 1178 364
Figure 275 : Flamanville : Mélanites avec Epidote, n°1191 et Epidote, 90 mm, n°1200 365
Figure 276 : Flamanville : Minéraux de skarn : Andradite, Anorthite, Epidote, Pyrite, Baryte, Galéne 366
Figure 277 : Flamanville : Double génération de grenats 367
Figure 278 : Flamanville : Minéraux associés aux grenats de Diélette 368
Figure 279 : Flamanville : Minéraux associés aux grenats de Diélette 369
Figure 280 : Flamanville : Zonation des types de roches 370
Figure 281 : Flamanville : Composition des pyroxènes et des grenats vs la distance au granodiorite 370
Figure 282 : Flamanville : Présentation des évolutions par métasomatose 372
Figure 283 : Flamanville : Morphologie des mélanites tourmentées par les anorthites 375
Figure 284 : Arbizon : Vue panoramique sur le cirque d'Aret 377
Figure 285 : Arbizon : Situation géographique du massif (65) 378
Figure 286 : Pyrénées : Genèse : Mouvement tectonique de l'Espagne 379
Figure 287 : Arbizon : Situation géologique du Massif de l'Arbizon 379
Figure 288 : Arbizon : Relief et Géologie du Massif de l'Arbizon (vue du nord) 380
Figure 289 : Arbizon : Accès aux éboulis dans lesquels on peut ramasser des grenats 380
Figure 290 : Arbizon : Principal éboulis du Monfaucon 381
Figure 291 : Arbizon : Echantillon présentant la jonction 381
Figure 292 : Arbizon : Ou comment ne pas marcher sur des grenats 382
Figure 293 : Arbizon : Ou comment regretter de ne pas avoir de sac à dos plus grand 382
Figure 294 : Arbizon : Belle pièce de grenats et vésuvianites sur axinite 15 x 15 cm, n°408 382
Figure 295 : Arbizon : Pièce de grenats et vésuvianites 25 x 18 cm, n°479 383
Figure 296 : Arbizon : Grenats hessonite oranges et vésuvianites vertes 383
Figure 297 : Arbizon : Les grenats se forment autour des cristaux parallélépipédiques de vésuvianite , . 383
Figure 298 : Arbizon : Autres échantillons de l'éboulis de Monfaucon 384
Figure 299 : Arbizon : Dans une pièce riche en axinite de l'éboulis de Monfaucon 385
Figure 300 : Arbizon : Halte au lac d'Arou (1786 m) avec en haut de la photo, le premier éboulis 385
Figure 301 : Arbizon : Premier éboulis 385
Figure 302 : Arbizon : Grenats du premier éboulis au-dessus du lac d'Arou 386
Figure 303 : Arbizon : Premier éboulis après le lac d'Arou, ... 387

Figure 304 : Arbizon : Domaine des compositions du grossulaire et de la vésuvianite 388
Figure 305 : Arbizon : Aspect feuilletées de la roche métamorphisée, ... 390
Figure 306 : Maures : 2 différentes thèses relatives à la nature du sous-sol du massif des Maures 391
Figure 307 : Maures : Situation géographique et géologique du massif des Maures 392
Figure 308 : Maures : Sites et affleurements en D : Disthène, S : Staurotide et G : Grenats (G. MARI) ... 393
Figure 309 : Maures : Situation géographique du site de Sarvengude (Collobrières) 394
Figure 310 : Maures : Carte géologique de la vallée de Valescure 396
Figure 311 : Maures : Configuration du site secondaire de Collobrières 396
Figure 312 : Collobrières : Grenats almandins (3-5 cm) dans chloritoschiste, n°385 et 382 397
Figure 313 : Collobrières : Chlorite pseudomorphe 397
Figure 314 : Collobrières : Grenats almandins 397
Figure 315 : Collobrières : Grenats almandins, n°384, Cristallisation secondaire dans un cristal brisé 398
Figure 316 : Maures : Diagramme expérimental indiquant la limite de stabilité 400
Figure 317 : Collobrières : Macle observée 401
Figure 318 : Collobrières : Macle observée 401
Figure 319 : Collobrières: Collobriérite 404
Figure 320 : Maures : Carte géologique des Maures entre Cavalière et Cavalaire 404
Figure 321 : Maures : Grenat, staurotide et cyanite des Maures 406
Figure 322 : Mali : Carte géographique 407
Figure 323 : Mali : Carte Géologique de l'Afrique 408
Figure 324 : Mali : Carte géologique de la région de Kayes 409
Figure 325 : Mali : Collision responsable du métamorphisme régional 409
Figure 326 : Mali : Grenats 412
Figure 327 : Skarn : Compositions habituelles des ternaires grenats et pyroxènes 416
Figure 328 : Skarn : Différents types de formation des skarns 417
Figure 329 : Skarn : Migration des éléments métalliques au sein du protolithe 418
Figure 330 : Skarn : Morphologies idéales d'un skar 418
Figure 331 : Skarn : Etapes de l'évolution de gisements de skarns associés à un pluton 421
Figure 332 : Skarn : Illustration d'équilibre de phases méamorphique pour des réactions choisies 422
Figure 333 : Skarn : Diagramme schématique isobarique et isothermique μO_2 - μCO_2 424
Figure 334 : Skarn : Coupe géologique des Pyrénées au niveau du massif du Néouvielle 426
Figure 335 : Skarn : PO66 : Reynes : Grossulaire – Andradite 427
Figure 336 : Skarn : Pyrénées : Carte géologique globale 428
Figure 337 : Skarn : Pyrénées : Carte géologique : zoom sur le gisement de Salau 428
Figure 338 : Skarn : Costabonne : Vue générale du massif depuis le départ du sentier de mineur 430
Figure 339 : Skarn : Costabonne : Vue du pic depuis la frontière et voie ferrée entre versants 430
Figure 340 : Skarn : Costabonne : Zone de travaux sur le versant sud 430
Figure 341 : Skarn : Costabonne : Carte de localisation des principaux skarns minéralisés de Pyrénées .. 431
Figure 342 : Skarn : Costabonne : Carte géologique (d'après Guitard, 1970, modifiée) 432
Figure 343 : Skarn : Costabonne : Carte géologique du contact sud du granité 432
Figure 344 : Skarn : Costabonne : Bloc-diagrammes 433
Figure 345 : Skarn : Costabonne : Coupes nord-sud du gisement du Costabonne 435
Figure 346 : Skarn : Costabonne : Coupe interprétative entre le Pic du Costabonne et le col 1910. 436
Figure 347 : Skarn : Costabonne : Log stratigraphique de la série de Canaveilles 437
Figure 348 : Skarn : Costabonne : Zonation primaire des skarns 437
Figure 349 : Skarn : Costabonne : Inclusions de grenats 438
Figure 350 : Skarn : Costabonne : Sites à grenats de Costabonne et autres Grenats de Perpignan 439
Figure 351 : Costabonne : Grossulaires-Andradites 443
Figure 352 : Skarn : Costabonne : Mine Prats-de-Mollo-la Preste, Différents échantillons 444
Figure 353 : Skarn : Costabonne : mine Prats-de-Mollo-la Preste, Couleurs et faciès 446
Figure 354 : Skarn : Costabonne : Faciès de cristallisation des andradites 447
Figure 355 : Skarn : Costabonne : Grenats grossulaire-andradite avec épidote 448
Figure 356 : Skarn : Costabonne : Echantillons de grenats 449
Figure 357 : Skarn : Montbolo : Localisation des 451
Figure 358 : Skarn : Montbolo : Plan schématique 451
Figure 359 : Skarn : Montbolo : Plan schématique des travaux sur l'indice 1 du Mas Carbonell 451
Figure 360 : Skarn : Montbolo : Pièces de Roque Jalaire (n°14) : coll. perso n°423 et 420-422 452
Figure 361 : Skarn : ontbolo : site de Roque Jalaire 452
Figure 362 : Skarn : Tourmalet : Cartes géologiques et reliefs du Pic du Midi de Bigorre 454
Figure 363 : Skarn : Tourmalet : Carte géologique versant sud et relief 456
Figure 364 : Skarn : Barèges : Sulfures et sulfosels 457
Figure 365 : Skarn : Barèges : Pic d'Eras-Lids : Grenats rouges et Grenats noirs 459

Figure 366 : Skarn : Barèges : Pic d'Eras-Lids : Grenats rouges Grossulaire-Andradite 462
Figure 367 : Skarn : Tourmalet : Pyrénéites..... 465
Figure 368 : Skarn : Soum de la Piquette d'Eras lids : Carte géologique et relief 466
Figure 369 : Skarn : Barèges : Grossulaire- Andradite 467
Figure 370 : Skarn : Barèges : Lac d'Aoube : Carte géologique et relief 468
Figure 371 : Skarn : Barèges : Lac d'Aoube : Grossulaires-Andradites..... 469
Figure 372 : Skarn : Tourmalet : Ste Marie de Campan : Carte géologique et relief 471
Figure 373 : Skarn : Ste Marie de Campan : Parcours 472
Figure 374 : Skarn : Ste Marie de Campan-Montarouye : Grossulaire et Chlorite..... 473
Figure 375 : Skarn : Tourmalet : Pics du versant sud : Carte géologique et relief..... 474
Figure 376 : Skarn : Tourmalet : Pic de Caoubère? : Grenats géants 475
Figure 377 : Skarn : Barèges : Grossulaires jaunes..... 476
Figure 378 : Skarn : Barèges : Grenats..... 477
Figure 379 : Skarn : Barèges : Andradite 478
Figure 380 : Skarn : Tourmalet : Grossulaire-Andradite..... 478
Figure 381 : Skarn : Grenats de Pegmatites 479
Figure 382 : Skarn : Pic du Midi : Grenatite..... 480
Figure 383 : Skarn : La Mongie : Andradite..... 481
Figure 384 : Skarn : La Mongie : Vésuvianite 482
Figure 385 : Skarn : Barèges : Séries d'Andradites et Grossulaires..... 485
Figure 386 : Skarn : Tourmalet : Grossulaires-Andradites..... 486
Figure 387 : Skarn : Tourmalet : Grossulaires et vésuvianites..... 487
Figure 388 : Skarn : Barèges : lac d'Artouste : Carte géologique et relief 488
Figure 389 : Skarn : col d'Arrious : Andradites..... 488
Figure 390 : Skarn : lac d'Aouste : Grossulaires jaunes 489
Figure 391 : Pic Barlonguere..... 490
Figure 392 : Pyrénées : Grossulaires verts 492
Figure 393 : Appalaches : Présentation du cycle de Wilson 494
Figure 394 : Appalaches : Etapes du cycle de Wilson de séparation et reformation d'un supercontinent ... 495
Figure 395 : Ophiolites : Trajet du Nautile, 1988 le long de la fracture VEMA..... 499
Figure 396 : Ophiolites : Roches de la partie sous-jacente le MOHO des séquences ophiolitiques 501
Figure 397 : Ophiolites : Structure des ophiolites..... 502
Figure 398 : Ophiolites : Coupe d'ophiolite en place..... 502
Figure 399 : Ophiolites : Fusion partielle d'un manteau Iherzolitique..... 504
Figure 400 : Ophiolites : Comparaison entre le log ophiolitique d'Oman 506
Figure 401 : Ophiolites : Lithosphères des dorsales lentes..... 507
Figure 402 : Ophiolites : Coupe schématique A : dorsale lente – B : Dorsale rapide 508
Figure 403 : Ophiolites : Les chaînes d'obduction et leur évolution (Mattauer 1985) 509
Figure 404 : Ophiolites : Les chaînes alpines issues de la Téthys (d'après Aubouin, 1980)..... 510
Figure 405 : Ophiolites : Les ophiolites d'Oman. Coupe très schématique (largeur totale 200 km) 510
Figure 406 : Ophiolites : Coupe très simplifiée de l'Himalaya, ... 511
Figure 407 : Ophiolites : Les Alpes européennes. 512
Figure 408 : Ophiolites : Les Alpes occidentales. Modèle d'évolution et coupe schématique..... 512
Figure 409 : Rodingites : Diagramme température-pression 517
Figure 410 : Rodingites : Parcours des compositions d'un granite et de la serpentinite 517
Figure 411 : Appalaches : Cartes géologiques simplifiées de l'Amérique du nord et du Québec 519
Figure 412 : Appalaches : Histoire de la formation des Appalaches..... 520
Figure 413 : Appalaches : Histoire de la formation des Appalaches..... 520
Figure 414 : Appalaches : Histoire de la formation des Appalaches..... 521
Figure 415 : Appalaches : Histoire de la formation des Appalaches..... 521
Figure 416 : Appalaches : Histoire de la formation des Appalaches..... 522
Figure 417 : Appalaches : Histoire de la formation des Appalaches..... 522
Figure 418 : Appalaches : Histoire de la formation des Appalaches..... 523
Figure 419 : Appalaches : Evolution des continents en fonction des époques géologiques 524
Figure 420 : Asbestos : Carte géologique des Appalaches du sud Québec..... 526
Figure 421 : Asbestos : Echantillons de minéraux typiques du site 528
Figure 422 : Asbestos : Lieu de présence du filon rodingitisé et Schéma du filon rodingitisé 529
Figure 423 : Asbestos : Carte géologique du sitede la mine Jeffrey..... 529
Figure 424 : Asbestos : Sphère de coordination (plus proches voisins) des cations Ca2+ 533
Figure 425 : Asbestos : Spectre d'absorption infrarouge de grossulaires et d'hydrogrossulaires 533
Figure 426 : Asbestos : Localisation du site - Asbestos et la mine Jeffrey en 1970 535
Figure 427 : Asbestos : William Henry Jeffry, 1865 536

Figure 428 : Asbestos : Implantation de la mine Jeffrey au cœur de la ville 537
Figure 429 : Asbestos : Coupe géologique de la mine Jeffrey. 538
Figure 430 : Asbestos : Production d'amiante de la mine Jeffrey 539
Figure 431 : Val d'Ala : Ciamarella 3676 m 541
Figure 432 : Val d'Ala : Cartographie des sites de rodingites en Italie 541
Figure 433 : Val d'Ala : Coupe géologique Nord - Ouest / Sud - Est 542
Figure 434 : Val d'Ala : Carte géologique 543
Figure 435 : Val d'Ala : Carte géographique de la vallée 544
Figure 436 : Val d'Ala : Carte géographique de la zone à diopside Bessans Val d'Ala. 544
Figure 437 : Val d'Ala : Passage de Paschiet où se trouve un petit lac. 545
Figure 438 : Val d'Ala : Laghi Verdi : vue sur le lac et sur la zone de recherche 545
Figure 439 : Val d'Ala : Colle del Paschiet : Epidote et Hessonite 546
Figure 440 : Val d'Ala : Laghi Verdi : Epidote et Hessonite : 546
Figure 441 : Val d'Ala : Alpe Garavela : Grossulaire 546
Figure 442 : Val d'Ala : Roche noire : Andradites 547
Figure 443 : Val d'Ala : Panorama 548
Figure 444 : Val d'Ala : Epidote 30 mm, n°222 et Andradite, epidote et diopside120 mm n°221 549
Figure 445 : Val d'Ala : Epidote, 100 mm, n°235 550
Figure 446 : Val d'Ala : Epidote et grossulaire, 200 mm, n°217 550
Figure 447 : Val d'Ala : Habitus des diopsides de la Testa Ciarva d'après La valle (1884), in Goldsmidth . 550
Figure 448 : Val d'Ala : Diopside gemme verte 551
Figure 449 : Val d'Ala - Asbestos : Comparaisons de vésuvianites 552
Figure 450 : Val d'Ala : Habitus du clinochlore et de la pennine 552
Figure 451 : Val d'Ala : Chlorites, n°226 et 229 553
Figure 452 : Val d'Ala : Sa renommée vient des associations qu'on rencontre : 554
Figure 453 : Val d'Ala : Grossulaire incolore, leucogrenat, dans diopside, coll. perso 554
Figure 454 : Val d'Ala : Grenats, diopside et chlorite (2011), ... 555
Figure 455 : Val d'Ala : Habitus des hessonites allongées 556
Figure 456 : Val d'Ala : Habitus allongés d'hessonites, extralapis N°9, die mineralien der granat gruppe .. 559
Figure 457 : Val d'Ala : Habitus allongés d'hessonites, n°229, 234 et 218 560
Figure 458 : Val d'Ala : Hessonite à âme : Juvenal mineraux – J-P Barral 561
Figure 459 : Val d'Ala : Habitus des grenats, n°234 561
Figure 460 : Val d'Ala : Hessonites à âme, extralapis N°9, die mineralien der granat gruppe 563
Figure 461 : Val d'Ala : Evolution de la composition des serpentines au cours de la rodingitisation 565
Figure 462 : Chamrousse : Panorama vers les lacs Roberts depuis la croix de Chamrousse 567
Figure 463 : Saint-Véran : Exemple de bloc de serpentine d'un très joli vert 568
Figure 464 : Chamrousse : Gabbro de Chamrousse présentant un foliation acquise à chaud 568
Figure 465 : Chamrousse : Gabbro de l'Ophiolite de Chamrousse. 569
Figure 466 : Chamrousse : Chromite dans la serpentinite 569
Figure 467 : Saint-Véran : Schistes lustrés face au village 570
Figure 468 : Saint Véran : Schistes lustrés : Chapelle de Clausis 570
Figure 469 : Bessans : Vue sur les deux affleurements 573
Figure 470 : Bessans : Carte géologique et localisation de l'affleurement 573
Figure 471 : Bessans : Andradite - Grossulaire sur diopside 574
Figure 472 : Bessans : Andradite-Grossulaire et clinochlore, 80 mm, n°582 et 583 575
Figure 473 : Bessans : Andradite-Grossulaire et Clinochlore, 20 mm, n°1201 575
Figure 474 : Bessans : Hessonite biréfringente, 80 mm, n°1199 576
Figure 475 : Bessans : Grossulaire ou Andradite Grossulaire et Diopside 577
Figure 476 : Bessans : Andradite-Grossulaire, photos et coll Guillaume Baudry 578
Figure 477 : Bessans : Autres minéraux en associations ave les grenats 580
Figure 478 : Saint Veran : Chapelle de Clausis et vue sur la Tete de Tiollies et Rocca Blanca 581
Figure 479 : Saint Véran : Carte vue du ciel et carte géologique 582
Figure 480 : Saint-Véran : Bloc sur le santier, zone 2 , vue 40 cm environ 582
Figure 481 : Saint Véran : Gîtologie 583
Figure 482 : Saint Véran : Carrière d'ophicalcite, Mine de cuivre, ophicalcites et ancienne carrière 585
Figure 483 : Saint Véran : Grossulaire et Diopsid 588
Figure 484 : Saint Véran : Grossulaire, cristaux 5 mm, n° 919 589
Figure 485 : Saint Véran : Vue principale, grossulaire et diopside, n°1193 589
Figure 486 : Saint-Véran : Grossulaire et epidote gemme incolore, 100 x 60 mm, n°1198 590
Figure 487 : Saint-Véran : Grossulaires étirés, n°1198 591
Figure 488 : Saint-Véran : Habitus des grossulaires allongés 591
Figure 489 : Saint Véran : Grossulaire, Diopside et Clinochlore, 90 x 50 mm, n°1193 592

Figure 490 : Saint Véran : Grossulaires verts, vues 2 mm environ, n°1193 593
Figure 491 : Saint Véran : Minéraux annexes 594
Figure 492 : Chamrousse : Carte vue du ciel et carte géologique 597
Figure 493 : Chamrousse : Gîtologie 598
Figure 494 : Chamrousse : Localisation supposée des Andradites jaunes dans stéatites 599
Figure 495 : Chamrousse : Andradites jaunes dans stéatite 599
Figure 496 : Chamrousse : Andradite pôle limite et Diopside 601
Figure 497 : Chamrousse : Andradites démantoïdes et Diopside 602
Figure 498 : Corse : Panorama sur la carrière de Canari 603
Figure 499 : Corse : Carte structurale de la Corse alpine et situation du gisement de Canari. 604
Figure 500 : Corse : Carte géologique détaillée du secteur du gisement de Canari 605
Figure 501 : Corse : Sites référencés par le BRGM ayant des affleurements de serpentinite 605
Figure 502 : Corse : Vue sur l'usine de traitement de l'amiante de la carrière de Canari 605
Figure 503 : Corse : Exemples de fentes alpines où ont été trouvées des rodingites 606
Figure 504 : Corse : Canari : Schéma de l'acheminement du minerai 608
Figure 505 : Corse : Canari : Vue cavalière sur l'usine de traitement de l'amiante et schéma fonctionnel .. 609
Figure 506 : Corse : Habitus des vésuvianites 612
Figure 507 : Corse : Spécimens recueillis et étudiés par J.C. Boujou 612
Figure 508 : Corse : Image en électrons rétrodiffusés d'un grossulaire vert 613
Figure 509 : Corse : zonation d'un grossulaire vert en électrons rétrodiffusés 614
Figure 510 : Corse : Comparaison des compositions de différentes tsavorites, à travers le monde 614
Figure 511 : Composition des pyroxènes et des plagioclases, principaux constituants des gabbros 616
Figure 512 : Corse : Domaine des rodingites dans le diagramme AFC, d'après paragraphe sur Asbestos 618
Figure 513 : Corse : Canari : Le système Al - Mg - (Fe+Mn). Domaines de composition des minéraux 619
Figure 514 : Corse : Grossulaires, Canari, Nonza, coll. Perso n° 425-426 619
Figure 515 : Corse : Canari : Représentations qualitatives des associations des rodingites 620
Figure 516 : Canari : Nonza ; Hessonites et clinochlore 622
Figure 517 : Canari : grenats 623
Figure 518 : Eclogites : Faciès de pression-température des roches métamorphiques du faciès HT-HP ... 626
Figure 519 : Eclogites : Marquage 6 en vert : Affleurements d'anciennes zones de subduction en France 629
Figure 520 : Eclogites : Occurrences et failles de subduction 630
Figure 521 : Eclogites : Evolution de la densité de la lithosphère océanique 632
Figure 522 : Eclogites : Décomposition stratifiée de la lithosphère océanique 632
Figure 523 : Eclogites : Roches de la partie sous-jacente le MOHO des séquences ophiolitiques 632
Figure 524 : Eclogites : Parcours de la lithosphère océanique : 633
Figure 525 : Eclogites : Parcours de la lithosphère océanique : Phases de subduction 633
Figure 526 : Eclogites : Evolution minéralogique des gabbros de P1 à P4 634
Figure 527 : Eclogites : Lames minces de gabbros en phase P2 et P3 635
Figure 528 : Eclogites : Diagramme de phases des principaux constituants du manteau 635
Figure 529 : Eclogites : Faciès métamorphiques avec densité et teneur en eau 636
Figure 530 : Eclogites : Trajets PTt de la croûte océanique lors de la subduction 639
Figure 531 : Eclogites : Comparatif entre deux types de subduction « froide » 640
Figure 532 : Eclogites : Domaine de stabilité des roches harzburgitiques 641
Figure 533 : Eclogites : Trajet PTt d'après C. NICOLLET pour la lithosphère 643
Figure 534 : Eclogites : Massif Central oriental : Occurrences éclogitiques et leur ages 651
Figure 535 : Eclogites : Massif Central : Occurrences éclogitiques autour de la Borie (43) 652
Figure 536 : Eclogites : Massif Central : Existence de deux types de grenats G1 et G2 652
Figure 537 : Eclogites : Massif Central : Existence de deux types de grenats G1 et G2 653
Figure 538 : Eclogites : Massif Central : Evolution des roches et parcours dans le métamorphisme 654
Figure 539 : Eclogites : Massif Central : Evolution Pression-Température-temps de l'éclogite de La Borie 655
Figure 540 : Eclogites : Specimens du Haut Allier 656
Figure 541 : Eclogites : Autres roches du Haut Allier 658
Figure 542 : Rappel des époques géologiques concernées par les mécanismes de subduction-collision .. 659
Figure 543 : Groix : Vue aérienne de l'ile 661
Figure 544 : Groix : Principales structures géologiques du Morbihan et de l'ile de Groix 662
Figure 545 : Groix : Composition d'un certain nombre d'échantillons analysés par V. Bosse et al [29], ... 663
Figure 546 : Groix : Diagramme PTt lors de la subduction puis de l'exhumation 664
Figure 547 : Groix : Phase 1 665
Figure 548 : Groix : Phases 2-3 : faciès des schistes verts : schistes verts 665
Figure 549 : Groix : Phase 4 : faciès des schistes bleus 668
Figure 550 : Groix : Phase 5 : faciès des schistes bleus : glaucophanite et grenats 669
Figure 551 : Groix : Phase 6 : faciès des éclogites : éclogite : 669

Figure 552 : Groix : Zonation de grenats en fonction de l'épaisseur de surface à surface [29] 672
Figure 553 : Groix : Zonation de grenats en fonction de l'épaisseur de surface à surface [29] 673
Figure 554 : Groix : Concentration en manganèse en fausse couleur d'un grenat d'éclogite 673
Figure 555 : Groix : Micaschistes affleurant en abondance sur la bordure de la plage des grands sables.. 675
Figure 556 : Groix : Microphotographies d'échantillons provenant de l'Ile de Groix, ... 676
Figure 557 : Groix : Les sables rouges colorés par leur richesse en grenats 678
Figure 558 : Groix : Formation de chlorite rétrograde en surface du grenat 679
Figure 559 : Groix : Zonation métamorphique de l'ile de Groix 680
Figure 560 : Groix : Détermination des âges à partir des isotopes de Sr et du rapport Rb/Sr er 40Ar/39Ar 681
Figure 561 : Groix : 4 modèles d'explication de la zonation géologique 682
Figure 562 : Eclogites : Carte géologique de la région nantaise 683
Figure 563 : Champtoceaux : Carte géologique simplifiée du Complexe de Champtoceaux 687
Figure 564 : Champtoceaux : Carte du parcours avec emplacement des différents arrêts 687
Figure 565 : Champtoceaux : Face est de la la carrière de la Bréhardière (ou de la Varenne) 688
Figure 566 : Champtoceaux : Eclogites de la vinalière 689
Figure 567 : Champtoceaux : Micaschistes, amphibolites 690
Figure 568 : Champtoceaux : Gneiss migmatitiques du bord de Loire 691
Figure 569 : Champtoceaux : Unité migmatitique à anatexie 691
Figure 570 : Champtoceaux : Tableau des contraintes géochronologiques 692
Figure 571 : Champtoceaux : Section dans le Complexe de Champtoceaux 693
Figure 572 : Essarts : Carte géologique simplifiée du massif vendéen 694
Figure 573 : Essarts : Carte synthétique de l'Unité des Essarts (d'après Godard) 694
Figure 574 : Sud armorique : Le circuit et les différents arrêts 695
Figure 575 : Sud armorique : A signaler que dans le hameau de la Compointerie 697
Figure 576 : Essarts : Carrière de gerbaudière, riche en éclogites 698
Figure 577 : Eclogite de St Philbert de Grand Lieu (dimensions des grenats 10-15 mm), n°263 699
Figure 578 : Eclogite de St Philbert de Bouaine (85) (dimensions des grenats 1-1,5 mm), n°897 699
Figure 579 : Essarts: Fontaine en éclogite sur la place du village de St Philbert de Bouaine 700
Figure 580 : Sud armorique : Métapélite 701
Figure 581 : Essarts : Exemple d'image produite par l'analyse multispectrale (in Godard, 2001) 702
Figure 582 : Armorique : Eclogites de la région nantaise (dons G. Baudry) 704
Figure 583 : Léon : Eglise de Plouvénez-Lochrist 705
Figure 584 : Léon : Position, failles et zones de suture du Léon dans le Massif Armoricain 706
Figure 585 : Léon : Carte géologique et localisation des lentilles d'éclogites 706
Figure 586 : Léon : Composition de grenats d'un échantillon d'éclogite de Lescoat-Bihan 708
Figure 587 : Léon : Composition du pyroxene dans le diagramme diopside-jadéite-acmite 708
Figure 588 : Léon : Eclogite : Echantillons 711
Figure 589 : Léon : Eclogite : Structure de l'échantillon 1161 712
Figure 590 : Léon : Eclogite : Structure de l'échantillon 1162 712
Figure 591 : Léon : Eclogite : Structure de l'échantillon 1163 713
Figure 592 : Pièces perso d'éclogites françaises 715
Figure 593 : Echantillon d'éclogite du Mont Viso, ... 716
Figure 594 : Grenats dans amphibolite, Montagne noire, près de Salvetat, 180 mm 716
Figure 595 : PO66 : Pyrénées orientales : Présentation des différents massifs Bernard LAUMONIER (2015) 717
Figure 596 : Pyrénées : Relief 3D 718
Figure 597 : PO66 : Agly : Carte géologique et structurale du massif de l'Agly 719
Figure 598 : PO66 : Agly : Carte et coupe du massif de l'Agly : isogrades dus au métamorphisme 721
Figure 599 : Vallée de l'Agly : grenats translucides, Geoforum, Grenat66, decouverte 2019 722
Figure 600 : PO66 : Agly : Grenats récoltés dans un placer (http://pujol.chez-alice.fr/guppyor) 723
Figure 601 : PO66 : Agly : Almandins dans matrice 724
Figure 602 : PO66 : Agly : Almandins dans matrice 725
Figure 603 : PO66 : Ansignan : Charnockite à grenats et cordiérite 728
Figure 604 : PO66 : Alberes : Les Albères vues depuis les vignes de Saint-Génis-des-Fontaines 729
Figure 605 : PO66 : Albères : Almandins dans matrice 730
Figure 606 : PO66 : Albères : Almandins dans matrice 731
Figure 607 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats 732
Figure 608 : PO66 : Carte géologique : Région de Caramany 733
Figure 609 : PO66 : Caramany : Barrage de Caramany 733
Figure 610 : PO66 : Caramany : Pont sur Agly : gneiss à grenats (lithothèque) 733
Figure 611 : PO66 : Caramany : Ravin de Camarere 734
Figure 612 : PO66 : Felluns : Site d'andradites dues à l'inclusion de la chamockite d'Ansignan 735
Figure 613 : PO66 : Caramany : Andradites dans matrice 735

Figure 614 : PO66 : Caramany : Andradites dans matrice 736
Figure 615 : PO66 : Canigou : pièce: ramassée au pied du Canigou : 14 cm x 10 cm, Grenat66 737
Figure 616 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats 738
Figure 617 : PO66 : Caladroi : Château et site des pegmatites 739
Figure 618 : PO66 : Caladroi : sites des grenats almandin et tourmalines noires 739
Figure 619 : PO66 : Caladroi : Grenats et tourmalines in situ dans le granit : grenats de type I 740
Figure 620 : PO66 : Caladroi : Grenats de type II 741
Figure 621 : PO66 : Caladroi : Almandins 742
Figure 622 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats 743
Figure 623 : PO66 : Pyrénées orientales : Latour de France : Echantillons de grenats 747
Figure 624 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats 748
Figure 625 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats 749
Figure 626 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenat 750
Figure 627 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats 751
Figure 628 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats 752
Figure 629 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats 753
Figure 630 : PO66 : Pyrénées orientales : Echantillons de grenats 754
Figure 631 : PO66 : Pyrénées orientales : Laroque des Albères : Almandins 756
Figure 632 : PO66 : Pyrénées orientales : Belesta : AlmandinsAlmandin 757
Figure 633 : PO66 : Pyrénées orientales : Nefiach: Almandins 758
Figure 634 : PO66 : Pyrénées orientales : Sorede : Grenats 759
Figure 635 : PO66 : Pyrénées orientales : Grenats divers 760
Figure 636 : Velay : Cartes structurales du massif central et coupe NS au niveau du Pilat 762
Figure 637 : Velay : Schéma géologique du Velay avec la localisation des sites grenatifères 763
Figure 638 : Velay : Intrusion magmatique datée de 300 Ma 764
Figure 639 : Velay : St Didier en Velay (43) : grenats et biotite dans un granite du Velay, 20mm, n°485 765
Figure 640 : Velay : Bournac : Pyropes, n°162 765
Figure 641 : Velay : La Chaise-Dieu : localisations probables des uvarovites 766
Figure 642 : Velay : La Chaise-Dieu : Uvarovites, n°764 et 766 766
Figure 643 : Velay : St Julien Vocance : localisation géologique des grenats 767
Figure 644 : Velay : St Julien Vocance : Almandin-spessartines, n°487 768
Figure 645 : Velay : Vue d'ensemble sur l'affleurement de granite du Velay, Péreyres (Ardèche) 769
Figure 646 : Velay : Grenats 15 mm 770
Figure 647 : Velay : Extrait de la carte géologique au 1/50 000 de Burzet 771
Figure 648 : Velay : Grenat autour duquel se moule la schistosité/foliation de la leptynite, ... 772
Figure 649 : Velay : Loire : Crêt de l'oeillon, le site est sur le flanc est en dehors de la photo 773
Figure 650 : Velay : Loire : Carte géologique du sud est du département 773
Figure 651 : Velay : Loire : Localisation des éboulis 774
Figure 652 : Velay : Crêt de l'Oeillon : Almandins et Rhodolites dans granite 775
Figure 653 : Velay : Crêt de l'Oeillon : Almandins et Rhodolites isolés 776
Figure 654 : Velay : Beauchaud : habitus des tourmalines et des grenats découverts à Beauchaud 780
Figure 655 : Velay : Beauchaud : Minéraux 781
Figure 656 : Velay : Beauchaud : Minéraux 782
Figure 657 : Velay : Beauchaud : Grenats 783
Figure 658 : Bois des feuilles : Localisation des péridotites et pyroxénites à grenats 785
Figure 659 : Bois des feuilles : Photos d'affleurements en retrait de la route 785
Figure 660 : Bois des feuilles : Echantillon de grenat dans péridotite [10] 786
Figure 661 : Bois des feuilles : Lame mince d'une lherzolite (C. Nicollet [9]/ ENS Lyon[10]) 786
Figure 662 : Forez : Esquisse géologique du Nord-Est du Massif Central 789
Figure 664 : Forez : Composition des grenats des tufs anthracifères et des roches métamorphiques 793
Figure 665: Forez : Comparaison des grenats étudiés avec ceux de différentes roches métamorphiques . 793
Figure 666 : Composition des grenats des roches volcaniques calco-alcalines du Sud-Est de l'Espagne .. 795
Figure 663 : Forez : Zonage des grenats des tufs anthracifères et des roches métamorphiques du Forez 797
Figure 653 : Morvan : Grenats 799
Figure 667 : Vosges : Exemple de péridotite à grenats 801
Figure 668 : Vosges : Carte géologique simplifiée 802
Figure 669 : Vosges : Configuration des continents à la fin du carbonifère [d'après Matte] 802
Figure 670 : Vosges : Chaînes plissées d'âge primaire 803
Figure 671 : Vosges : Les schistes de Steige 803
Figure 672 : Vosges : Localisation des affleurements de péridotites à grenats 805
Figure 673 : Vosges : Affleurement de Flaconnières en bord de route 805
Figure 674 : Vosges : Grenats dans péridotite, et dans serpentine 806

Figure 675 : Vosges : Rochers formés de péridotite à grenats (3-4 m de haut) 807
Figure 676 : Vosges : Péridotite à grenats de La Charme. 808
Figure 677 : Vosges : Péridotite à grenats de La Charme. 808
Figure 678 : Vosges : Péridotite à grenats de La Charme, cœur d'un pyrope. 809
Figure 679 : Vosges : Péridotite à grenats de La Charme. 810
Figure 680 : Vosges : La péridotite : Patine brune et nodules (photo BRGM) 810
Figure 681 : Vosges : La péridotite : carte des affleurement au col des Bagenelles 811
Figure 682 : Vosges : Péridotite : Domaines de stabilité des différentes péridotites 813
Figure 683 : Vosges : Péridotite : Péridotite du Bois des feuilles (Monts du Lyonnais), LPNA 814
Figure 684 : Vosges : Péridotite à grenats de La Charme. 815
Figure 685 : Vosges : Coupes de péridotites à grenats de La Charme. 816
Figure 686 : Vosges : Vue du ciel de la carrière de trapp de Raon l'Etape 817
Figure 687 : Vosges : Vues de la carrière de trapp de Raon l'Etape (photo Ph. Michelin 817
Figure 688 : Vosges : Grenats de Raon l'Etape 818
Figure 689 : Vosges : Eglise de Grandfontaine 821
Figure 690 : Vosges : Localisation des mines des Minières et en noir les zones à grenatites 821
Figure 691 : Vosges : carte géologique de la région de Grandfontaine 822
Figure 692 : Vosges : localisations et repères des mines de Framont Grandfontaine 823
Figure 693 : Vosges : Localisation des mines des Minières et des gisements de grenatites (marron) 823
Figure 694 : Vosges : Localisation de la mine de l'évêché 824
Figure 695 : Vosges : Vues sur la mine de Grand fontaine et la mine jaune 824
Figure 696 : Vosges : Formes des grenats de Framont Grandfontaine, n° 980-987 826
Figure 697 : Vosges : Couleurs des grenats de Framont-Grandfontaine, n° 980-987 827
Figure 698 : Vosges : Couleurs des grenats de Framont-Grandfontaine, n° 980-987 828
Figure 699 : Vosges : Couleurs des grenats de Framont-Grandfontaine, n°980-987 829
Figure 700 : Vosges : autres minéraux fréquents de Framont-Grandfontaine 831
Figure 701 : Vosges : Autres grenats de Framont-Grand Fontaine, n°980-987 833
Figure 702 : Vosges : Framont-Grandfontaine : Grenat et hédenbergite 834
Figure 703 : Le Conquet : collision dévonienne entre Gondwana et Armorique 836
Figure 704 : Le Conquet : Chaîne hercynienne d'Europe 836
Figure 705 : Massif Armoricain : Carte géologique de Bretagne 837
Figure 706 : Le Conquet : Auberge 839
Figure 707 : Le Conquet : Localisation du site de grenats du Conquet 839
Figure 708 : Le Conquet : Carte géologique du Finistère nord 840
Figure 709 : Le Conquet : Plage de Porz Lioran, falaise à grenats 840
Figure 710 : Le Conquet : Coupe synthétique des formations à grenats (F. FARGES) 841
Figure 711 : Le Conquet : Grenats dans micaschistes, n°793 - 791 841
Figure 712 : Le Conquet : Tourmalines dans micaschistes 841
Figure 713 : Le Conquet : Falaises de Porz Lioran : Strates successives et types de grenats 842
Figure 714 : Le Conquet : Zone sud au plissement peu marqué avec enclaves de quartz 844
Figure 715 : Le Conquet : Faciès à micaschiste du Conquet 844
Figure 716 : Le Conquet : Faciès à micaschiste du Conquet 845
Figure 717 : Le Conquet : Grenat déformé par le métamorphisme prograde 845
Figure 718 : Le Conquet : Faciès à micaschiste du Conquet 845
Figure 719 : Le Conquet : Faciès à micaschiste du Conquet 846
Figure 720 : Le Conquet : Anatexie dans micaschistes 846
Figure 721 : Le Conquet : Courbes pétrologiques du métamorphisme 848
Figure 722 : Le Conquet : Minéraux 849
Figure 723 : Le Conquet : Grenats (photo et collection Sophil29) 850
Figure 724 : Armorique : Situation géographique de la Formation Grenatifères des Abers 852
Figure 725 : Armorique : Cristallisation en spirale rhombique des grenats des Abers 855
Figure 726 : Armorique : Grenats almandins / spessartines? des Abères 859
Figure 727 : Plélauff : Vue sur la chapelle 861
Figure 728 : Plélauff : Cornéenne bleu-gris et zone altérée 861
Figure 729 : Plélauff : Carte géographique du site 1 862
Figure 730 : Plélauff : Carte géologique de la région Rostrenen-Plélauff : Présentation du site 1 863
Figure 731 : Plélauff : Carte géologique de la région Rostrenen-Plélauff : Présentation des sites 2 863
Figure 732 : Plelauff : Habitus commun des grenats de Plélauff 865
Figure 733 : Plélauff : Croissance en spirale rhombique de certains grenats 865
Figure 734 : Plélauff : Coronisation de sillimanite entre le grenat et la roche mère cornéenne 866
Figure 735 : Plelauff : Couleurs des grenats de Plélauff, échantillons perso 867
Figure 736 : Plélauff : Grenats almandins dans cornéenne extra dure 868

Figure 737 : Plélauff : Almandins gemmes : coll. Mineral35, Kayou ... 869
Figure 738 : Plélauff : Grenats gemmes avec croissance en spirale rhombique ... 870
Figure 739 : St Jacut : Petite Roche localisation du granite à grenat ... 871
Figure 740 : St Jacut : Carte des îles et informations sur les pêches locales ... 871
Figure 741 : St Jacut : Grenats almandins de pegmatites, in situ ... 872
Figure 742 : St Jacut : Grenats almandins dans matrice et désolidarisés ... 873
Figure 743 : St Jacut : Almandins ... 874
Figure 744 : Armorique : Grenats almandins ... 875
Figure 745 : St Jacut : Almandin-spessartine et tourmaline, 65 mm, coll. G. Baudry ... 876
Figure 746 : St Malo : Photos de la côte, Photos G. Baudry ... 877
Figure 747 : St Malo : Carte de la zone métamorphique de la Rance ... 877
Figure 748 : St Malo : Carte des domaines géologiques de l'Armorique ... 878
Figure 749 : St Malo : Echantillons ... 879
Figure 750 : St Malo : Zonation typique des grenats des pegmatites (exemple hors de St Coulomb) ... 880
Figure 751 : Carrière de la Croix Gibat : Carrière d'amphibolite ... 881
Figure 752 : Croix Gibat : Diagramme SiO_2 vs FeO_t/MgO ... 882
Figure 753 : Croix Gibat : Diagramme FeO_t/MgO vs TiO_2 (Miyashiro, 1974) ... 882
Figure 754 : Croix Gibat : Grenats dans hornblendite ... 883
Figure 755 : Pabu : Sensibilité des grenats aux longueurs d'onde de la lumière incidente ... 884
Figure 756 : Ploumagoar : Grenats dans pegmatite ... 886
Figure 757 : Ile de Batz : Carte géologique ... 887
Figure 758 : Ile de Batz : Grenats de source variées, coll. et photo G-Eclatbox.com ... 890
Figure 759 : Batz sur mer : Plage de la Govelle avec les rochers qui renferment les grenats ... 891
Figure 760 : Batz sur mer : Carte géologique ... 891
Figure 761 : Batz : Grenat cuboïde (Roselyne Chapelle-Berthot/Louis Guyader) ... 893
Figure 762 : Batz sur mer : Pegmatite et grenats en place sur les falaises, photos Ludo44, Geoforum ... 893
Figure 763 : Batz sur mer : Grenats, photos Ludo44, Geoforum ... 893
Figure 764 : Batz sur mer : Alluvions : Sable à grenats et ilménite, photos Ludo44, Geoforum ... 894
Figure 765 : Batz : Grenats de pegmatites ... 895
Figure 766 : Batz : Grenats de l'interface pegmatite/gneiss, de couleur rouge orangé ... 896
Figure 767 : Batz : Grenats et minéraux pegmatitiques inclus dans les strates des gneiss ... 896
Figure 768 : Batz : Grenats à nucléation hétérogène, sur un autre cristal ... 897
Figure 769 : Grenats Batz sur Mer (44) ... 898
Figure 770 : Batz sur mer : Grenats et autres minéraux ... 899
Figure 771 : Batz sur mer : Grenats ... 901
Figure 772 : Batz sur mer : Grenats historiques ... 902
Figure 773 : Quiberon : Carte géologique simplifiée ... 903
Figure 774 : Quiberon : Localisation des pegmatites ... 904
Figure 775 : Quiberon : Grenats et autres minéraux ... 905
Figure 776 : Quiberon : Autres minéraux ... 906
Figure 777 : Morbihan : Falaise de Guernéhué (56) ... 907
Figure 778 : Morbihan : Epidote et grenat sur échantillon de Guernéhué ... 908
Figure 779 : Nantes : Grenats historiques ... 912
Figure 780 : Loc Envel : Ancienne carrière hélas abandonnée depuis 25 ans ... 913
Figure 781 : Baud : Grenats almandin ... 916
Figure 782 : Armorique : Specimens de grenats bretons ... 924
Figure 783 : Deux-Sévres : La légende de la Dame de Chambrille ... 925
Figure 784 : Deux-Sèvres : Présence de grenats rouge sang au milieu des micas ... 926
Figure 785 : Deux-Sèvres : Grenats bien cristallisés issus de la roche ... 926
Figure 786 : Vendée : Grenats de Sauveterre : Recto et verso du même échantillon, n° 496 ... 927
Figure 787 : Granatkogel : Vue sur le glacier Gaisbergferner et son évolution et le Granatkogel à gauche 929
Figure 788 : Granatkogel : Vue de satellite du site ... 930
Figure 789 : Granatkogel : Remontées mécaniques incluant le téléphérique de Hohe Mute ... 931
Figure 790 : Granatkogel : Zillertal : Grenat almandin ... 933
Figure 791 : Granatkogel : Ötztal : Grenat almandin (août 2018) - arête 30 mm, n°992 ... 933
Figure 792 : Granatkogel : Grenats rhombododécaédriques, n°994 ... 934
Figure 793 : Granatkogel : Spectres Raman de deux grenats du Tyrol ... 935
Figure 794 : Granatkogel : Spectre Raman de différents grenats, Serov, Shelementiev et Mashkina ... 935
Figure 795 : Granatkogel : Exemples de zonation de grenats ... 937
Figure 796 : Granatkogel : Zonations de différents grenats (Purtscheller et Mogessie,1986) ... 938
Figure 797 : Granatkogel : Carte des zones d'études pétrographiques (Purtscheller et al) ... 938
Figure 798 : Granatkogel : Grenats en association avec hornblende ... 939

Figure 799 : Granatkogel : Autres minéraux du site 939
Figure 800 : Granatkogel : Cristaux, probablement d'épidote à l'intérieur des gros grenats, n°992 940
Figure 801 : Granatkogel : Almandin, grenats 80 mm, n°1143 940
Figure 802 : Granatkogel : Récoltes d'almandins août 2018 943
Figure 803 : Granatkogel : Grenats 944
Figure 804 : Lyon : Agglomération lyonnaise et localisation des travaux 946
Figure 805 : Lyon : La Duchère : Carte géologique et schéma général des aménagements 948
Figure 806 : NC : Cartede Nouvelle, Calédonie en minéraux locaux 951
Figure 807 : NC : Carte structurale du Sud-Ouest Pacifique. 952
Figure 808 : NC : Evolution géodynamique de la région Nouvelle-Calédonie 953
Figure 809 : NC : Crique et plage d'Amos 954
Figure 810 : NC : Evolution des roches au cours de la subduction – Faciès métamorphiques traversés 955
Figure 811 : NC : Processus de subduction des futures unités de DIAHOT et de PUEBO 956
Figure 812 : NC : Carte géologique du nord de la Grande Terre 956
Figure 813 : NC : Echantillon de péridotite des gabbros océaniques 957
Figure 814 : NC : Trajet des roches au cours du métamorphisme 957
Figure 815 : NC : Magnétite et serpentine, Vallée d'Amos, n°999 958
Figure 816 : NC : Eclogite (jade + grenats) - Métamorphisme rétrograde d'éclogite 960
Figure 817 : NC : Eclogite (jade + grenats) - Métamorphisme rétrograde d'éclogite 961
Figure 818 : NC : Almandin et glaucophane - Métamorphisme rétrograde de glaucophanite 961
Figure 819 : NC : Grenats almandins dans glaucophanite 962
Figure 820 : NC : Glaucophane dans phengite, 80 x 60 mm, n°1013 962
Figure 821 : NC : Grenats almandins spessartine 963
Figure 822 : NC : Fuschite et glaucophane, mica vert et amphibole bleu sombre en aiguilles, ... 963
Figure 823 : NC : Micaschiste à grenats, 80 x 60 mm (recto + verso), n°1005 964
Figure 824 : NC : Phengite, mica blanc, 100 x 80 mm, n°1004 964
Figure 825 : NC : Grenats, n°1006 965
Figure 826 : NC : Mine Anna-Madeleine, vue de la route 967
Figure 827 : NC : Exploitation à ciel-ouvert, Mine Anna-Madeleine 967
Figure 828 : NC : Localisation et vue du ciel de la mine Anna Madeleine 968
Figure 829 : NC : Uvarovite de skarn 969
Figure 830 : Fumerolles : Monocristaux de saphir, ... 971
Figure 831 : Fumerolles : Cristaux de soufre et de salmiac de fumerolles, Thionville 971
Figure 832 : Fumerolles : Domaine d'existence des grenats dans les faciès métamorphiques 971
Figure 833 : Fumerolles : Tableau de classification TAS (Total alkali vs. silica) 972
Figure 834 : Menet, Cantal : Puy de Menoyre et lac de Menet 973
Figure 835 : Menet, Cantal : Puy de Menoyre et lac de Menet 973
Figure 836 : Menet, Cantal : Carte géologique 974
Figure 837 : Menet, Cantal : Vue sur la carrière du cheyrier, avril 2017 et du Liocamp, juin 2017 974
Figure 838 : Menet, Cantal : Grenats de fumerolles 974
Figure 839 : Menet, Cantal : Grenats de fumerolles : pièce 150 x 100 mm, n°874 975
Figure 840 : Menet, Cantal : Grenat spessartine, copyright Robin Fialip 976
Figure 841 : Menet, Cantal : Andradites et autres minéraux 978
Figure 842 : Dramont : Vue de la colline depuis le sémaphore du Cap Dramont, photo JP Ciais 979
Figure 843 : Esterel : Sites des andradites de Cap Esterel 980
Figure 844 : Dramont : Vue sur la zone d'extraction des grenats verts, découverte et photo JP Ciais 981
Figure 845 : Esterel : Demantoïdes de Cap Esterel 981
Figure 846 : Esterel : Sphère de rhyolite coupée, photo JP Ciais 983
Figure 847 : Esterel : Echantillon d'estérellite recouverte de pyrite, photo JP Ciais 984
Figure 848 : Esterel : Echantillon andradite, quartz, hematite et epidote, 100 mm, n° 1192 984
Figure 849 : Esterel : Andradites de cap Esterel 985
Figure 850 : Esterel : Andradites de Ferrières d'Agay-St Raphaël 986
Figure 851 : Esterel : Autres minéraux du site 987
Figure 852 : Esterel : Andradite, Le Dramont, Saint-Raphaël, ... 988
Figure 853 : Anciennes exploitations minières et principaux indices 989
Figure 854 : Carte géologique des monts de Lacaune à la montagne Noire. 990
Figure 855 : Tarn : Sidobre : Roc de l'oie 991
Figure 856 : Tarn : Castelnau de Brassac : Différentes pegmatite, Laurent Gayraud et al (2012) 993
Figure 857 : Tarn : Zonalité périgranitique idéale schématisée 994
Figure 858 : Tarn : Eléments occupant les sites Y dans le groupe de la schorlomite 995
Figure 859 : Tarn : Irinarassite : Images en spectroscopie EDS 996
Figure 860 : Tarn : Spectre d'analyse d'un grenat irinarassite ? 997

Figure 861 : Tarn : Grenat irinarassite de Castelnau de Brassac, Laurent Gayraud et al (2011)..... 997
Figure 862 : Tarn : Almandins-Spessartines 998
Figure 863 : Tarn : Castelnau de Brassac : Almandins 999
Figure 864 : Tarn : Skarn de fumade : Localisation des grenats 1001
Figure 865 : Tarn : Secteur de Ferrières : Localisation des grenats 1001
Figure 866 : Tarn : Skarn de Fumade : Grossulaires 1002
Figure 867 : Tarn : Structures et localisations des éclogites de la Montagne noire 1005
Figure 868 : Tarn : Eclogites : Eclogite des Terme de Fourcaric MN13-11A 1006
Figure 869 : Tarn : Montagne noire : Tranches d'éclogite 1007
Figure 870 : Tarn : almandins du barrage de La Raviège 1009
Figure 871 : Tarn : St Salvy et Lacaune : Almandins et Spessartines 1009
Figure 872 : Tarn : Col de Fontfroide : Relief et localisation de diorite grenatifère 1013
Figure 873 : Tarn : Pegmatites à Grenats 1014
Figure 874 : Tarn : Grenats 1015
Figure 875 : Tarn : Identification et localisation des différentes unités (BRGM) 1016
Figure 876 : Lherzolite : Carte simplifiée de la ceinture pyrénéenne 1017
Figure 877 : Lherzolite : Matrice avec peridots et grenats 1018
Figure 878 : Lherz : Carte géologique simplifiée de la lherzolite de Lherz, ... 1019
Figure 879 : Lherz : Clinopyroxénite à grenat (rouge) 1019
Figure 880 : Lherz : Roches présentes autour du lac, ©JP. Lorand | MNHN 1020
Figure 881 : Lherz : Pyroxénite à grenat (ariégite) ©JP. Lorand | MNHN 1021
Figure 882 : Lherz : Lherzolite à spinelle ©JP. Lorand | MNHN 1021
Figure 883 : Lherz : Pyroxénites à grenats a) à c), à spinelles d) lithothèque ENS Lyon 1023
Figure 884 : Lherzolite : Moncaup - Arguenos, 31 : Carte géologique et relief 1024
Figure 885 : Lherzolite : Tuc Desse, 09 : Carte géologique et relief 1024
Figure 886 : Lherzolite : Bestiac : Carte géologique et relief 1025
Figure 887 : Lherzolite : Bestiac : Coupes lithologique et positions des échantillons représentatifs 1026
Figure 888 : Spécimen de grenat grossulaire rose du Mexique, n°546 1029
Figure 889 : Profil de concentration en pôles limites des grenats 1030
Figure 890 : Grenats alluvionnaires d'origines diverses avec différentes couleurs, et différents facies 1033

PHOTOS

Photo 1 : Hessonite, val di ala, Piémont n°225 11
Photo 2 : Uvarovite, Russie n°268 11
Photo 3 : Grossulaire, Mali n°513 11
Photo 4 : Grossulaire n°1116 11
Photo 5 : Hessonite, val di ala, Piémont n°776 11
Photo 6 : Hessonite, Asbestos, Canada n°531 11
Photo 7 : Tsavorite, Afghanistan n°505 11
Photo 8 : Grossulaire, Mali n°514 11
Photo 9 : Fluorine sur spessartite, Tonghein, Chine 13
Photo 10 : Spessartite, tourmaline et albite, Pakistan, Coll. perso n°542 13
Photo 11 : Uvarovite, Russie, Coll. perso n°268 13
Photo 12 : Pegmatites : Divers grenats spessartines de pegmatites 22
Photo 13 : Almandin, Madagascar, ... 89
Photo 14 : Almandin, Madagascar, n°158 89
Photo 15 : Spessartines 92
Photo 16 : Pyrope, Madagascar, n°1118 95
Photo 17 : Caldérite, Otjosundu, Namibie, 20 mm, n°1119, topotype 97
Photo 18 : Caldérite, Litzdalen, Sunndal, Norvège, 8 mm, n°761 97
Photo 19 : Grenat rouge sang typique de l'association avec la pyrite : Le Bourneix, St Yrieix (87), n°1120.. 98
Photo 20 : Grossulaire, Mali, N°1116 102
Photo 21 : Grossulaire et diopside, Asbestos, Québec, n°501 102
Photo 22 : Démantoïde, San Benito, Californie, n°339 102
Photo 23 : Grossulaire, Mali, n°514 102
Photo 24 : Topazolite, Arizona, n°1121 102
Photo 25 : Grossulaire, Asbestos, Québec, n°574 102
Photo 26 : Hessonite, Asbestos, Québec, n°1122 103
Photo 27 : Hessonite, Val dAla, Italie, n°232 103

Photo 28 : Calcite dans Andradite, 70 mm, n°541 107
Photo 29 : Andradite iridescente, 10 mm; Japon 107
Photo 30 : Menet : Andradite de fumerolles, 150 mm, n°874 Photo 31 : Menet : Andradite micro . 107
Photo 32 : Andradite, Sephiros, Grèce, 40 mm, n°1100 107
Photo 33 : Mélanite, Chili, n° 15 109
Photo 34 : Mélanite et épidote, Kayes, Mali, n°519 109
Photo 35 : Uvarovite, Russie, n°268 111
Photo 36 : Uvarovite et diopside, Orford Mine, Québec, microperso 111
Photo 37 : Uvarovite et chromite, Mine de la madeleine, Nouvelle Calédonie, n°1082 111
Photo 38 : Uvarovite sur chromite, Orford Mine, Québec, microperso 111
Photo 39 : Uvarovite, Keretti Mine, Outokumpu, Finlande 111
Photo 40 : Goldmanite et pyrite 113
Photo 41 : Schorlomite, Tamazeght, Maroc, n°636 114
Photo 42 : Kimzeyite, magnetite et baddeleyte 114
Photo 43 : Tsavorite, Afghanistan, vue 30 mm, n°505 Photo 44 : Tsavorite, Tsavo, Kenya, vue 6 mm, n°621 118
Photo 45 : Tsavorite, Plateau du Putoran – Péninsule du Taimyr - Taymyrskiy Autonomous Okrug 118
Photo 46 : Katoïte sur Azurite, n°1114 photo 47 : Hydrogrossulaire sur grossulaire 119
Photo 48 : Grenats étoilés 145
Photo 49 : Grenat étoilé : Emerald creek, Idaho, 3 mm, n°755 146
Photo 50 : Andradite et hématite, n°524 166
Photo 51 : Andradite et haussmanite, n°515 166
Photo 52 : Andradite, ettringite, haussmanite, barite et bementite, n°567 166
Photo 53 : Andradite et gaudefroyite, n°527 166
Photo 54 : Afrique de l'est : tsavorites : Tsavo, Kenya n° 621 – Afghanistan, n° 505 209
Photo 55 : Mélanite et Epidote, Mali, n°519 340
Photo 56 : Grenat et aigue marine, Pakistan, n°522 340
Photo 57 : Collobrières : Almandins sur chloritoschiste : n°523 et 524, cristaux 10 à 20 mm 398
Photo 58 : Val d'Ala : Grossulaires de rodingites dont les derniers incolores 566
Photo 59 : Corse : Collection et photo Jean-Marie LAURENT, alias JML31 : Grenats - col de Vizzavona .. 624
Photo 60 : Corse : Collection et photo Jean-Marie LAURENT, alias JML31 : Grenats - col de Vizzavona .. 624
Photo 61 : Corse : Collection et photo totf : Grenats - glaucophanite à grenat de CANARI 624
Photo 62 : Corse : Nonza, coll. et photo G. Baudry 624
Photo 63 : Raon l'étape : Grenats : 20 cm collection J.L.H. présentée au musée de Colmar en 2018 . 820
Photo 64 : Chromite, n°1077 969
Photo 65 : Uvarovite sur chromite, n°1082 969
Photo 66 : Chromite et actinote 969

TABLE

Table 1 : Biréfringence : Quelques exemples de valeurs de minéraux biréfringents 15
Table 2 : Compositions chimiques de spessartines gemmes pour différents gisements 25
Table 3 : Genèse : Exemples de compositions de grenats de différentes genèses 41
Table 4 : Genèse : Liste des genèses des grenats 42
Table 5 : Genèse : Minéraux indicateurs de degré de métamorphisme (selon geowiki) 45
Table 6 : Genèse : Relation entre composition chimique des grenats et les types de roches mères 50
Table 7 : Kélyphite : Comparaison de compositions volumiques 85
Table 8 : Couleur : Analyses et formule de grenats grossulaires Rossman et Aines [41], ... 124
Table 9 : Couleur idiochromatique des grenats en fonction des cations métalliques 3d présents 129
Table 11 : Couleur : Change couleur : Composition de deux grenats de la région de Békily. 140
Table 12 : Couleur : Change couleur : Caractéristiques des grenats gemmes 143
Table 13 : Iridescence : Compositions chimiques des secteurs 155
Table 14 : Identification : Couleur des pierres avec filtre Chelsea 186
Table 15 : Réaction magnétique d'une gemme soumise à un aimant 194
Table 16 : Principaux couples Géothermomètres 260
Table 17 : Principaux couples Géobaromètres 263
Table 18 : Classification des grenats de kimberlite (selon Dawson et Stephens 1975) 285
Table 19 : Caractéristiques principales des deux types granitiques, d'après Green et Ringwood (1974) ... 298
Table 20 : Pegmatites : Principales classifications des pegmatites et occurrences des grenats 309

Table 21 : Flamanville : Composition minéralogique du granodiorite 358
Table 22 : Flamanville : Composition chimique du granodiorite..... 358
Table 23 : Flamanville : Composition chimique des grenats 371
Table 24 : Associations minérales des processus postmagmatiques (extrait)..... 389
Table 25 : Skarn : Principaux minéraux de skarns..... 415
Table 26 : Skarn : Analyses représentatives à la microsonde électronique..... 436
Table 27 : Liste et composition des échantillons récoltés 530
Table 28 : Analyses et formule de grenats grossulaires Rossman et Aines, ... 564
Table 29 : Corse : Composition des différents grenats du site de Canari..... 611
Table 30 : Corse : Canari : Evolution des associations paragénétiques..... 616
Table 31 : Eclogites : Comparatif des propriétés entre les croûtes terrestres et océaniques..... 630
Table 32 : Groix : Conditions de pression et température des schistes bleus et schistes verts 666
Table 33 : Composition de différents grenats [29]..... 674
Table 34 : Agly : Comparaison de la composition des micaschistes 721
Table 35 : Forez : Pétrographie des roches à grenats 791
Table 36 : Forez : Analyses chimiques des grenats..... 792
Table 37 : Ile de Batz : tableau des compositions chimiques des minéraux..... 888
Table 38 : Granatkogel : Analyses à la microsonde électronique de grenats..... 937
Table 39 : Occupation des sites cationiques des pôles limites des grenats 1029
Table 40 : Composition chimique des grenats grandite-morimotoite par LA-ICP-MS 1030

Les GRENATS

Les grenats sont connus comme pierre fine depuis l'antiquité. De par leur éclat et leurs couleurs, du rose au brun, du jaune au vert, les grenats offrent une palette de nuances et de beauté quasi incomparable.

De surcroît, ils sont abondants partout dans le monde. En France, ils sont répertoriés dans tous les massifs, anciens ou récents, dès que l'on sort des grands domaines sédimentaires : dans les zones d'obduction dans les ceinturites alpines et corses, dans les roches métamorphiques du Finistère ou des Maures, dans les skarns pyrénéens, dans les éclogites d'Armorique, ou encore dans les pegmatites limousines... Ils offrent au minéralogiste amateur que je suis, de très nombreuses perspectives de sorties sur le terrain et d'incomparables sources de plaisir.

Minéraux aux propriétés souvent bien établies, de compositions chimiques relativement simples, ils sont utilisés comme géothermobaromètres, car ils sont les indices, mieux, les témoins, des conditions géologiques sous lesquelles leurs roches environnantes se sont formées. C'est ainsi qu'ils sont parmi les principaux minéraux indicateurs de la présence de diamants.

Alors, que dire, quand à partir des études bibliographiques et des observations des grenats récoltés sur-site, l'histoire géologique des 500 derniers millions d'années de la France se dévoile.

Les grenats sont des minéraux qui devraient rassembler davantage de personnes autour des centres d'intérêts qu'ils procurent, comme éléments fédérateurs entre les passionnés de minéralogie, plus attirés par la beauté d'une pièce et le plaisir de la découverte, et les géologues, plus puristes, scientifiques, dont le but est davantage la compréhension de mécanismes, bref entre ceux qui prennent plaisir à découvrir ce qu'est notre Terre et ceux qui prennent plaisir à découvrir d'où vient notre Terre.