

Livre 7 – 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, orthopyroxène, 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 calco-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** renferment 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'hedenbergite 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	$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	grandite
	andradite	Ad	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$	
	spessartine	Sp	$\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	sub-calcic garnet
	almandine	Al	$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	
	pyrope	Py	$\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	
Pyroxene	diopside	Di	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	salite
	hedenbergite	Hd	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	
	johannsenite	Jo	$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$	
	fassaite	Fas	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$	
Olivine	larnite	Ln	Ca_2SiO_4	monticellite
	forsterite	Fo	Mg_2SiO_4	
	fayalite	Fa	Fe_2SiO_4	knebelite
	tephroite	Tp	Mn_2SiO_4	
Pyroxenoid	ferrosilite	Fs	FeSiO_3	pyroxemangite
	rhodonite	Rd	MnSiO_3	
	wollastonite	Wo	CaSiO_3	
Amphibole	tremolite	Tr	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	actinolite
	ferroactinolite	Ft	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	manganese actinolite	Ma	$\text{Ca}_2\text{Mn}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	sub-calcic amphibole
	hornblende	Hb	$\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	pargasite	Pg	$\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	cummingtonite	Cm	$\text{Mg}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	dannemorite	Dm	$\text{Mn}_2(\text{Fe,Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	grunerite	Gru	$\text{Fe}_2(\text{Fe,Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
Epidote	piemontite	Pm	$\text{Ca}_2(\text{Mn,Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	
	allanite	All	$(\text{Ca,REE})_2(\text{Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	
	epidote	Ep	$\text{Ca}_2(\text{Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	
	clinozoisite	Cz	$\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	
Plagioclase	anorthite	An	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	
Scapolite	marialite	Ml	$\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}(\text{Cl,CO}_3,\text{OH,SO}_4)$	
	meionite	Me	$\text{Ca}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3,\text{Cl,OH,SO}_4)$	
Axinite		Ax	$(\text{Ca,Mn,Fe,Mg})_3\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}(\text{OH})$	
Other	vesuvianite (idocrase)	Vs	$\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe,Mn})_2\text{Al}_4\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH,Cl,F})_4$	
	prehnite	Pr	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	

Table 1 : 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 économiquement.

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 manganifère, 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.

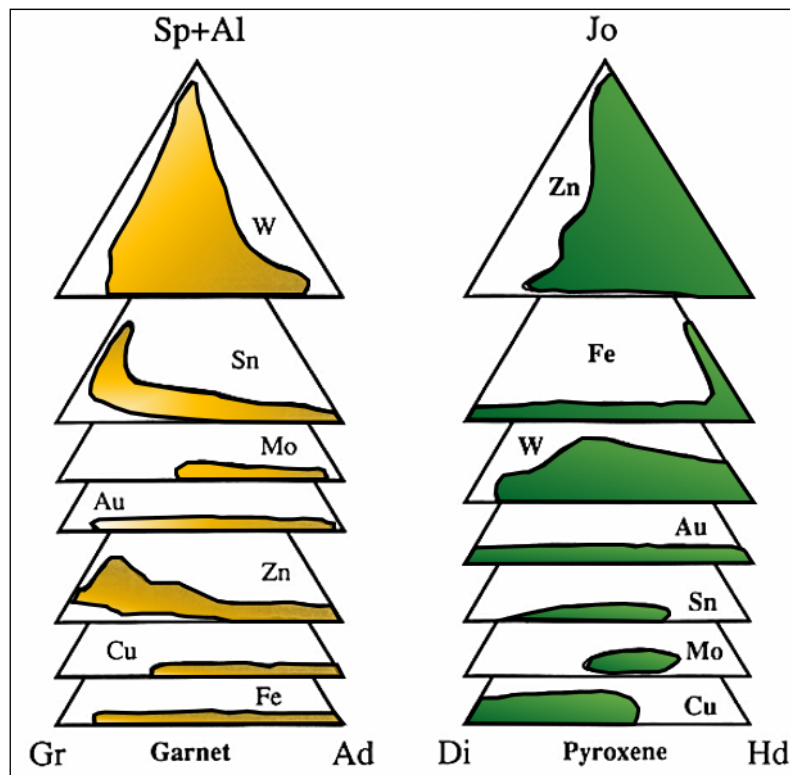


Figure 1 : Skarn : Compositions habituelles des ternaires grenats et pyroxènes
Einaudi et al (1981) et Meinert (1983,89)

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=Hedenbergite, 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 structurales et compositionnelles. Les principales différences entre les amphiboles dans les différents types de skarn sont

les variations de leur 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).

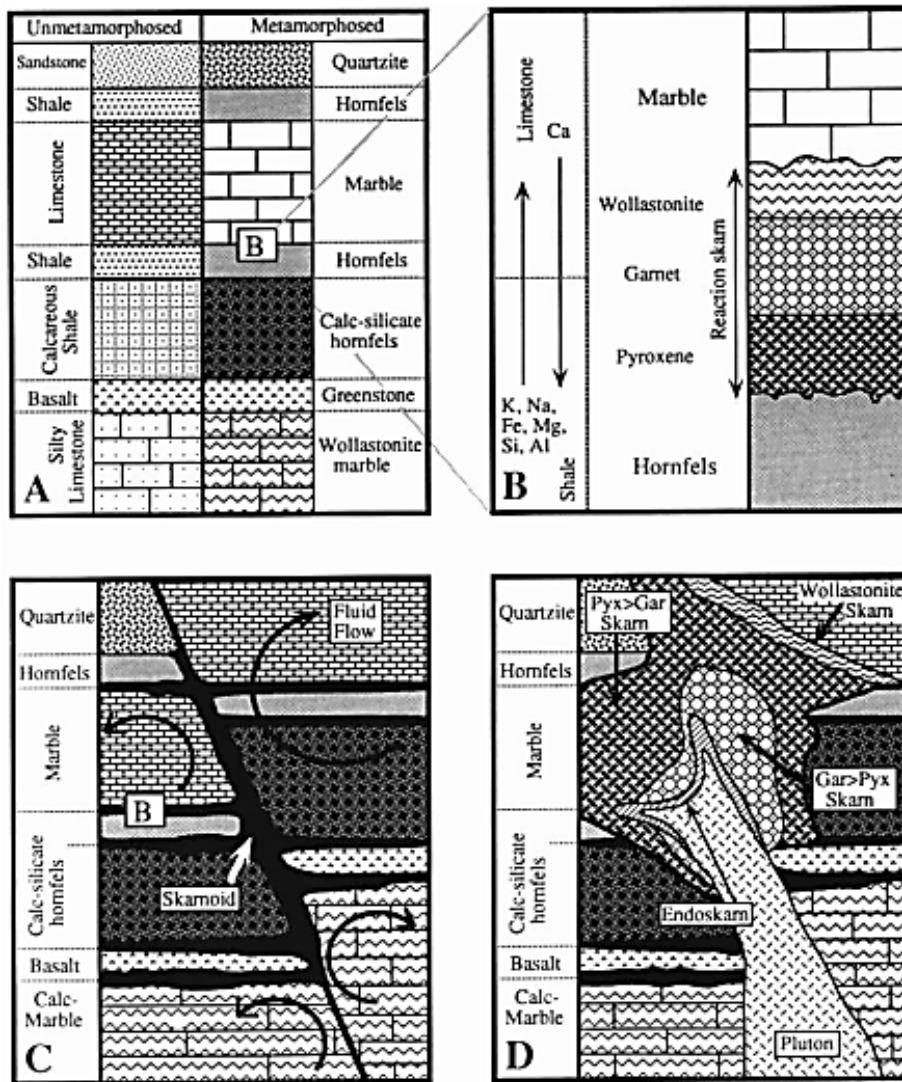


Figure 2 : Skarn : Différents types de formation des skarns

- 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 échelle (bimétasomatisme)
- C- Le skarnoïde est issu du métamorphisme de lithologies impures avec quelques transferts de matière causés par des mouvements de fluides à courte échelle

Skarn métasomatique typique à grains grossiers dû à des mouvements de fluides et qui ne reflète ni la composition, ni la texture du protolithe

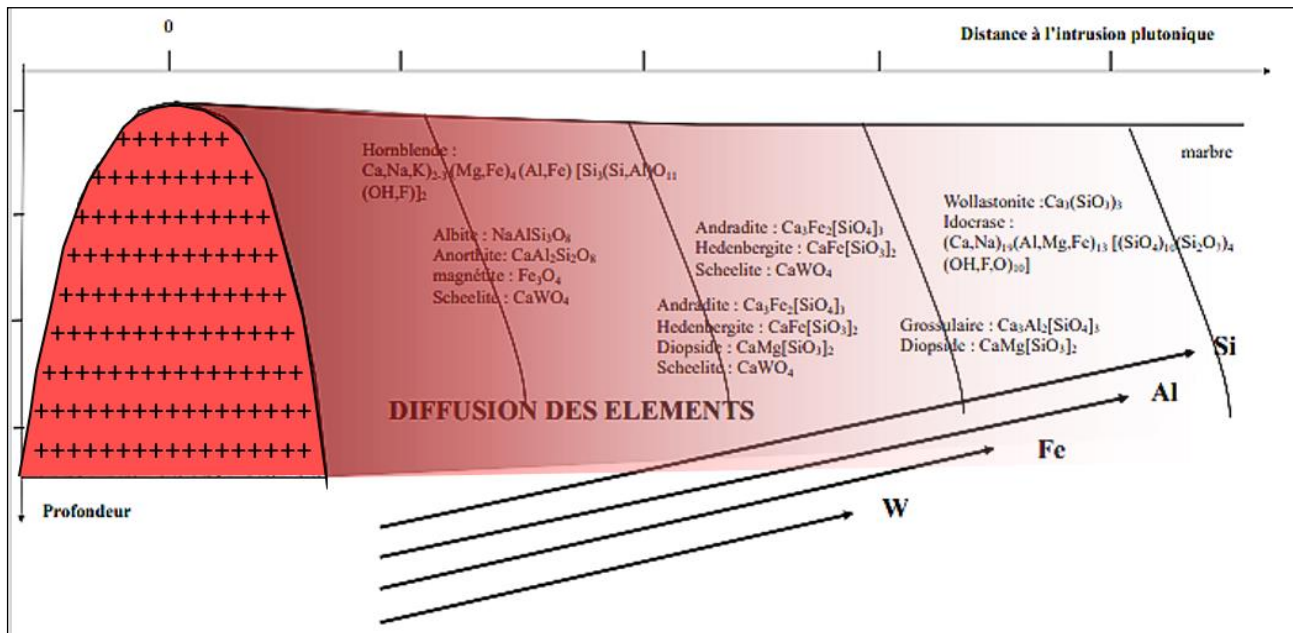


Figure 3 : Skarn : Migration des éléments métalliques au sein du protolithe
Et minéraux formés en fonction de la distance au pluton

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-hedenbergite et scheelélite
- skarn à pyroxène avec hedenbergite-diopside, plagioclase, magnétite et scheelélite
- skarn à hornblende adjacent à la granodiorite avec hornblende, plagioclase, microcline, magnétite et scheelélite
- granodiorite non transformée.

Les skarns sont progressivement déprimés en CaO et CO₂ et progressivement enrichis en SiO₂, Fe₂O₃ et FeO, MgO, MnO, Al₂O₃, K₂O, (et WO₃ dans ce cas).

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 dans 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 skarn 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 à plusieurs kilomètres). 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, forstérite 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.

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.

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.

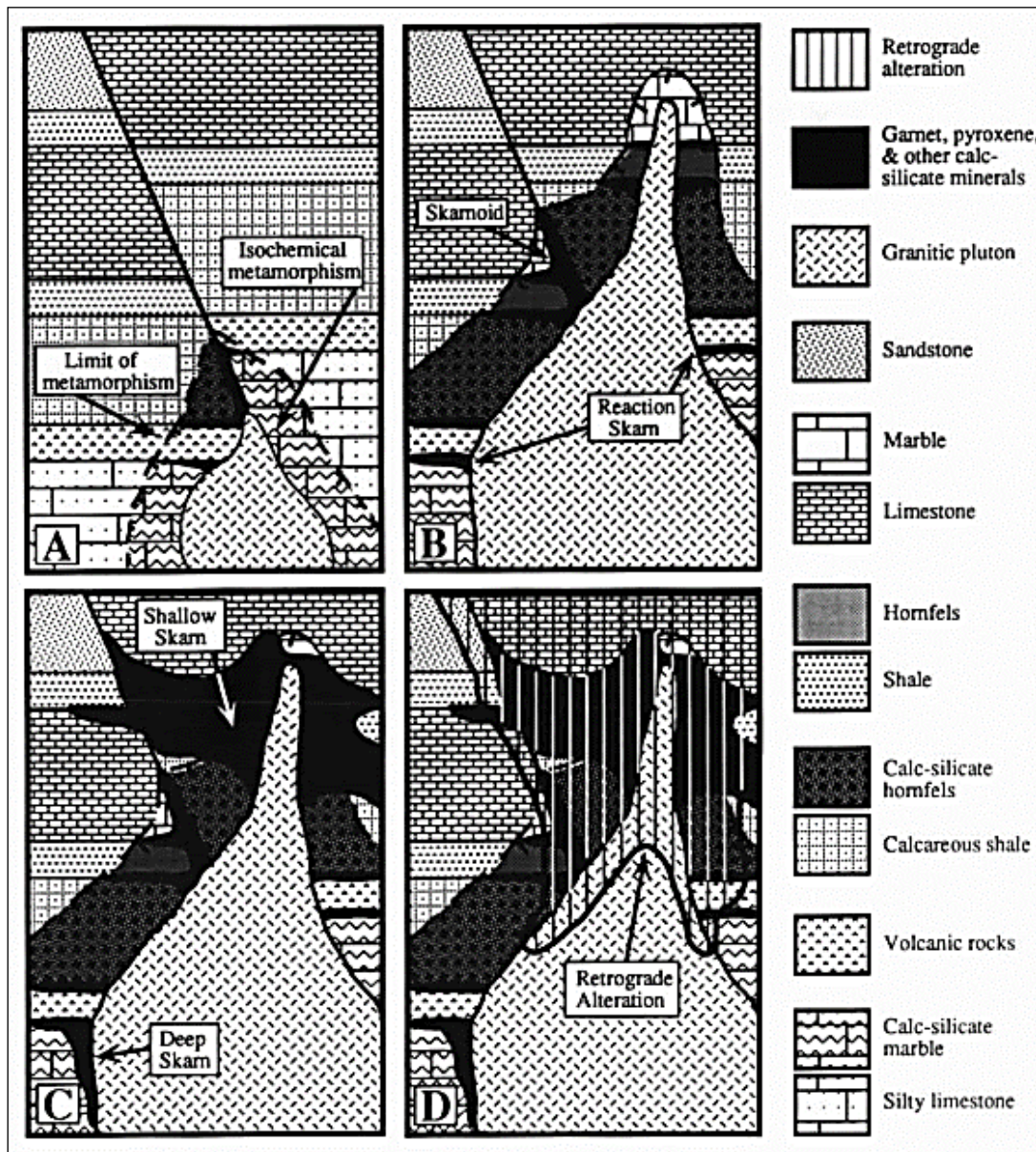


Figure 4 : Skarn : Etapes de l'évolution de gisements de skarns associés à un pluton

- 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.

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).

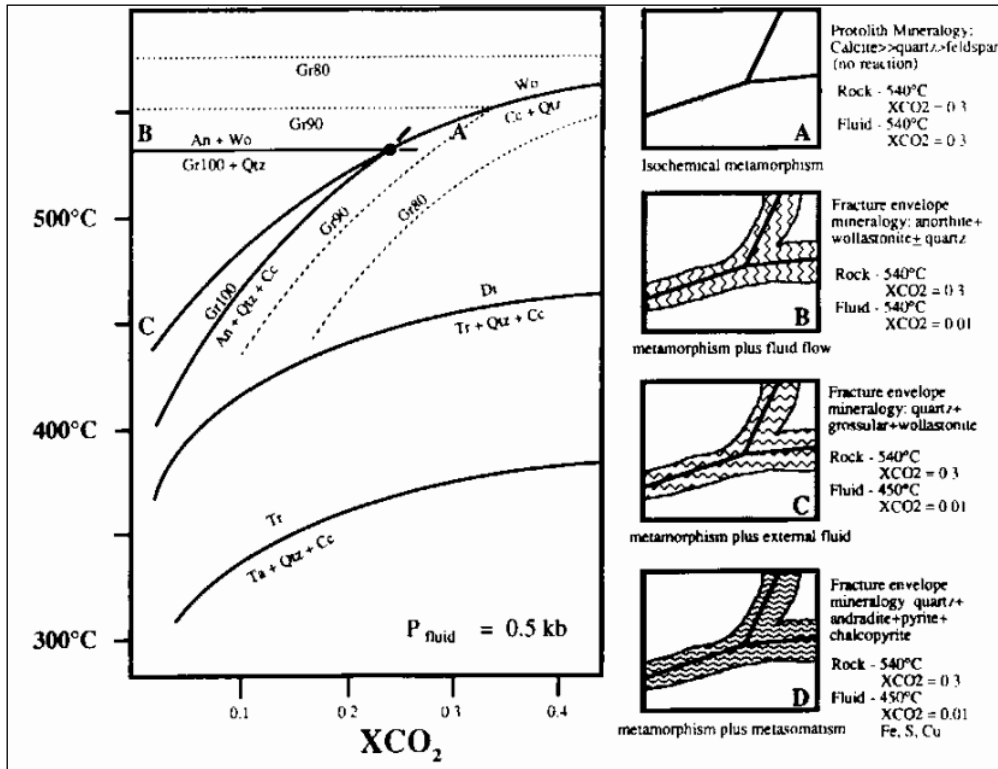


Figure 5 : Skarn : Illustration d'équilibre de phases méamorphique pour des réactions choisies dans le système Ca-Mg-Al-Si-H₂O-CO₂, modifié par Greenwood (1967) et Kerrick (1974). 4 exemples d'événements d'altération le long de fissures

- A- Fluide dans une fissure a la même température et la même composition que la roche environnante pour des teneurs XCO₂ élevées
- B- Le fluide dans la fissure a la même température que la roche environnante mais une partie du CO₂ a pu flasher hors du système
- C- Le fluide dans la fissure est plus froid que les roches environnantes et une partie du CO₂ 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

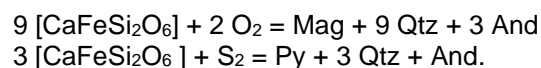
L'intensité à laquelle le stade d'altération se développe dans un skarn spécifique dépend de l'environnement géologique local de formation. Par exemple, le métamorphisme sera probablement plus étendu et plus intense autour d'un skarn formé à des profondeurs crustales qu'un autre formé dans des conditions 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

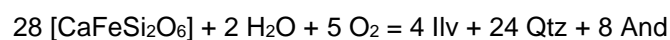
Les minéraux du tableau suivant sont stables sous différentes conditions de température, de pression et de fugacité des fluides volatils. Ces différences de stabilités des divers minéraux et associations de minéraux

minimum d'oxygène est celui déterminé par le graphite. Dans des conditions de basse température ou de CO₂ 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 CO₂ 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'ilvaite 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 CO₂ (généralement avec les zéolites).

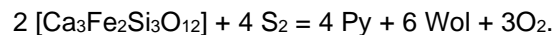
L'influence du fluor sur les faciès de skarn est intéressante, notamment en ce qui concerne la relation entre les skarns et les greisens. Si l'«opérateur d'échange» fictif F₂O₋₁ est utilisé (défini par la relation $\mu_{F_2O_{-1}} = 2 \mu_{HF} - \mu_{H_2O}$), les équilibres de skarn impliquant la calcite et le CO₂ sont presque entièrement échangeables contre des équilibres de greisen impliquant la fluorite et le F₂O₋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 CO₂ 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'O₂ et de S₂ à de faibles niveaux par des réactions telles que les suivantes:



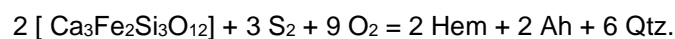
Si de l'eau est ajoutée, l'ilvaite peut participer à des réactions telles que:



Et le composant andradite des grenats est stable sur une gamme un peu plus large de conditions. Sous haut μ_{S_2} et bas μ_{O_2} , il se décompose en pyrite plus wollastonite:



Sous des conditions élevées de μ_{S_2} et μ_{O_2} , il se décompose en associations hématite (ou pyrite) -anhydrite-quartz



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.

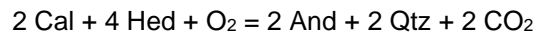
1.8.1. Zonage métasomatique

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 Ca-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 / hédénbergite / 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'hédénbergite 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 hédénbergite / marbre est un bon endroit pour rechercher de tels changements, une hédénbergite plus calcite peut devenir instable par des réactions telles que les suivantes :



Ont été découvertes des bandes locales millimétriques d'andradite au contact hédénbergite / 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 hédénbergitique 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'hédénbergite 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.

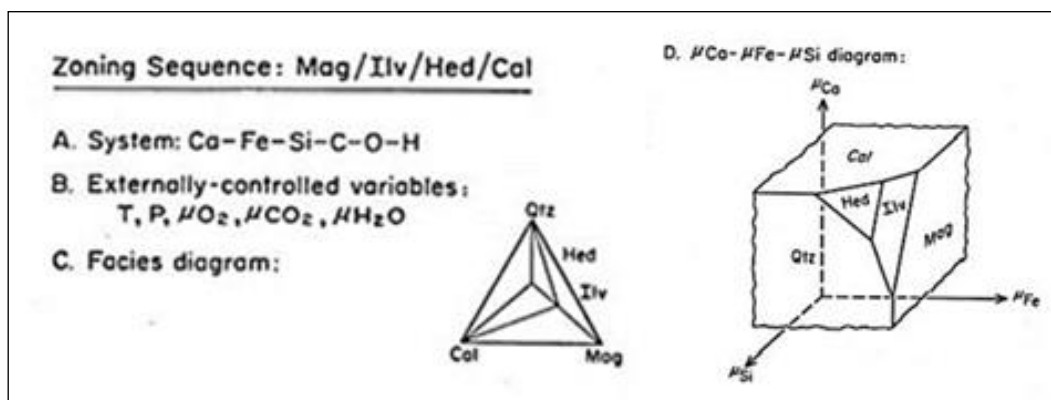


Figure 7 : Skarn : Diagrammes des potentiels chimiques et pour la séquence de zonation du skarn Magnétite/ilvaite/hédénbergite/marbre (d'après Burt, 1972 a)

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, (μO_2 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 (Fron del, 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 métagénétique 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'orogénèse 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 km² 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.

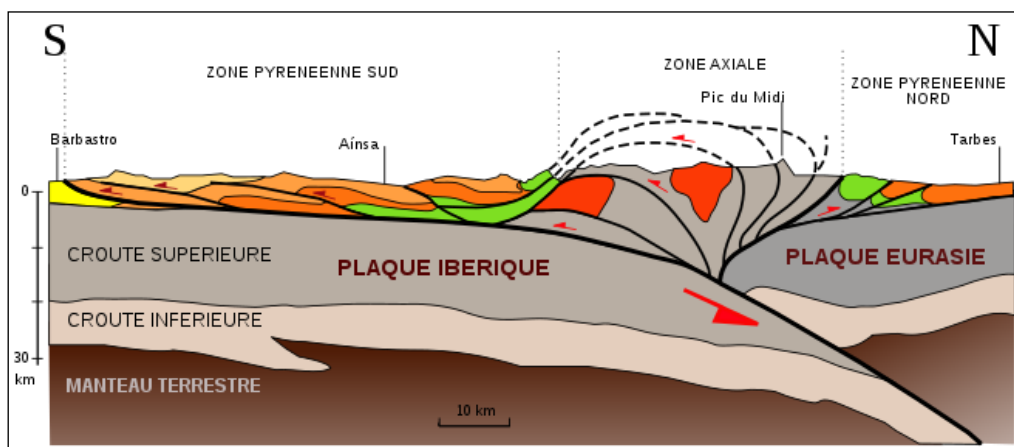


Figure 8 : Skarn : Coupe géologique des Pyrénées au niveau du massif du Néouvielle
la plaque ibérique à gauche passe sous la plaque continentale à droite, au centre les couches sont remontées et fortement plissées (traits et pointillés noirs). Puis l'érosion draine les roches des hauts sommets vers les 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 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 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.

3.1 Faciès géologiques

3.1.1. 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 décimétrique 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.

3.1.2. 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.

a. 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.

b. 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 décimétrique, 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 très active; les glaciers très chargés construisent des moraines volumineuses.



Figure 9 : Skarn : Tourmalet : Cartes géologiques et reliefs du Pic du Midi de Bigorre versant sud et versant nord
Différentes zones géologiques

c. 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 glaciaire aux environs 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.

3.1.3. Auréole de métamorphisme de contact

L'auréole affectée par le métamorphisme a une épaisseur de quelques centaines de mètres. Dans les terrains grésopélitiques, 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 grésopélitiques sont transformés en micaschistes à biotite, andalousite et sillimanite. Ces roches rappellent le Dévonien inférieur.

Des quartzophyllades au sein des migmatites proviendraient de roches grésocarbonatées ordoviciennes ou cambro-ordoviciennes.



Figure 10 : 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

3.2 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 définir 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 chalcopryrite CuFeS₂.

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).

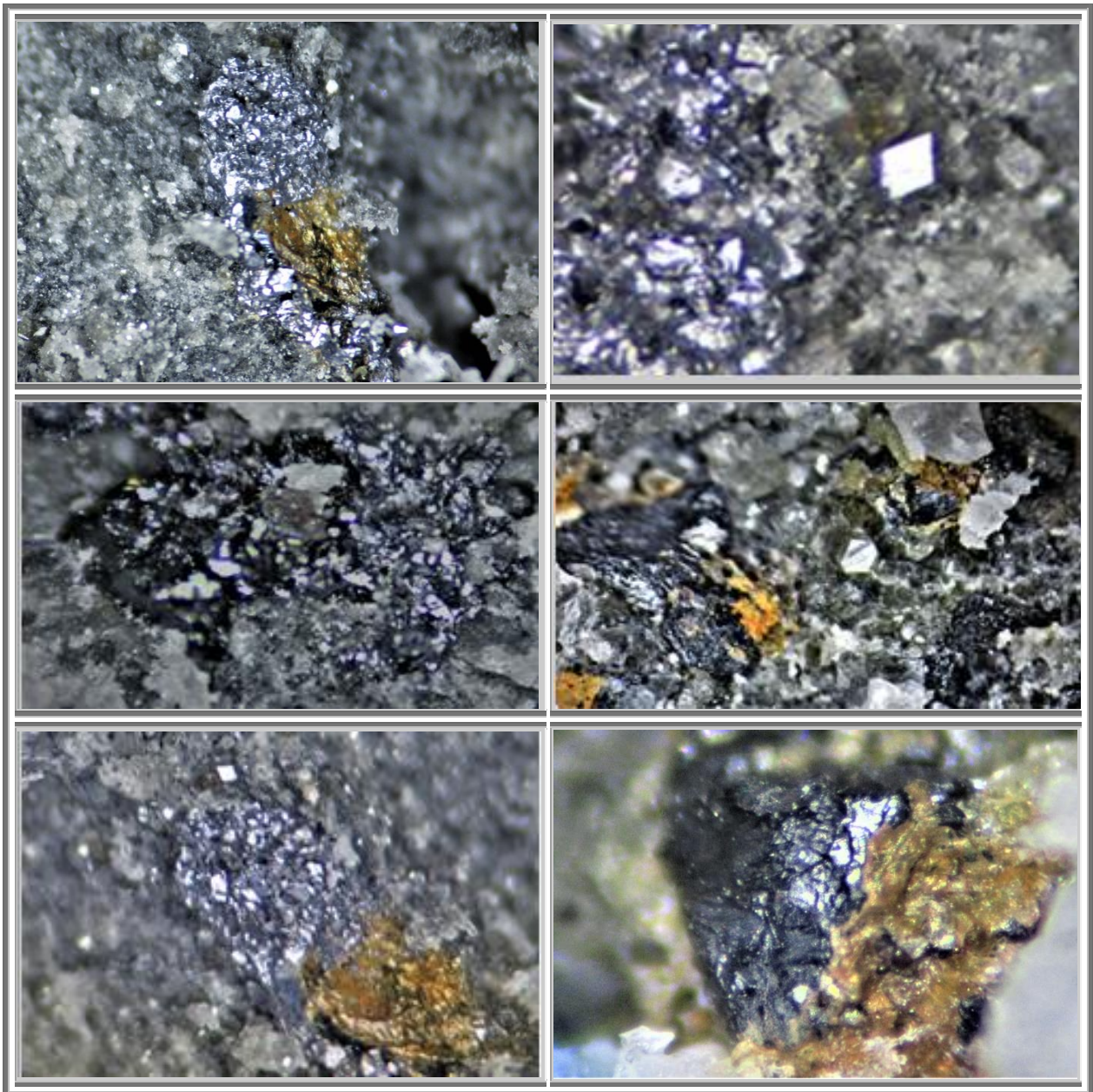


Figure 11 : Skarn : Barèges : Sulfures et sulfosels

3.3 Etudes antérieures des grenats

Mais revenons à l'essentiel, les grenats de la région du Tourmalet.

Les grenats y ont été répertoriés dès le XVIII^{ème} 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 transparents, 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 extrémité 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 dessèchement 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 brillants, 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 dégèrent 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.

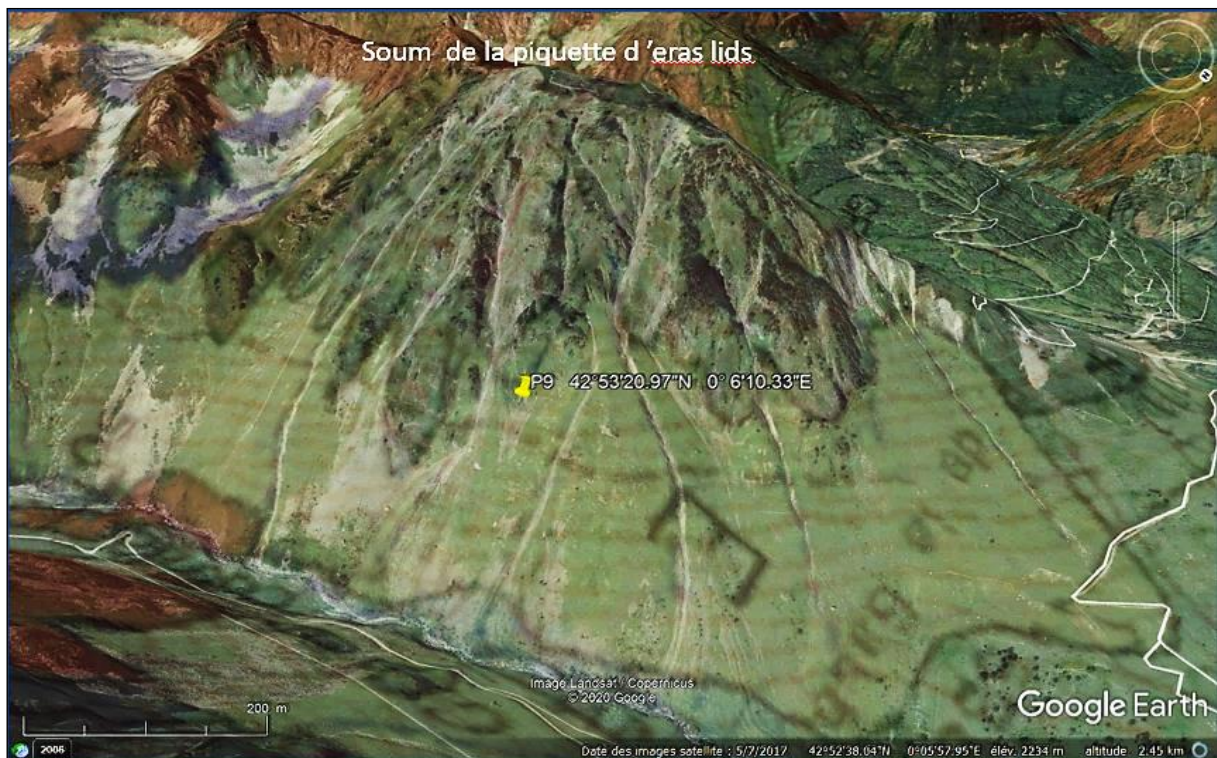
Les cristaux blancs fondent également en bouillonnant, et, sans doute, ils contiennent aussi de la terre calcaire. Ils produisent aussi un émail vert dont la couleur se fonce à proportion que le nombre des bulles diminue. Mais ce qu'il y a de remarquable, c'est *l'extrême fusibilité* de ces cristaux. 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 12 : Skarn : Barèges : Pic d'Eras-Lids : Grenats rouges et Grenats noirs
Grenats noirs andradite majoritaire et Grenats rouges : 50% grossulaire – 50% 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 huit 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 alcaline 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

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

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, pesait 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



Figure 13 : Skarn : Barèges : Pic d'Eras-Lids : Grenats rouges Grossulaire-Andradite
La transformation des résultats des analyses massiques en quantités molaires, conduit à une composition 50% grossulaire – 50% andradite

3.4 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.

3.4.1. 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'appellation 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.

3.4.2. 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 Pyrénéite 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 déras 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...

3.4.3. 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 "mélánite" [= 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 " mélánites " quelle que soit leur couleur... Actuellement, les mélánites sont les variétés noires du grenat andradite.



Figure 14 : Skarn : Tourmalet : Pyrénéites

**Andradite variété Pyrénéide dans le calcaire
Piquette Deras Lids, Barèges
50 mm
collection : otto lindenbrock, geoforum**



**Andradite variété Pyrénéite
Barèges
Cristaux 1-2 mm
Collection et photo : Mineral muséum**

3.5 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, hornotome, 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 (Mineraux-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.

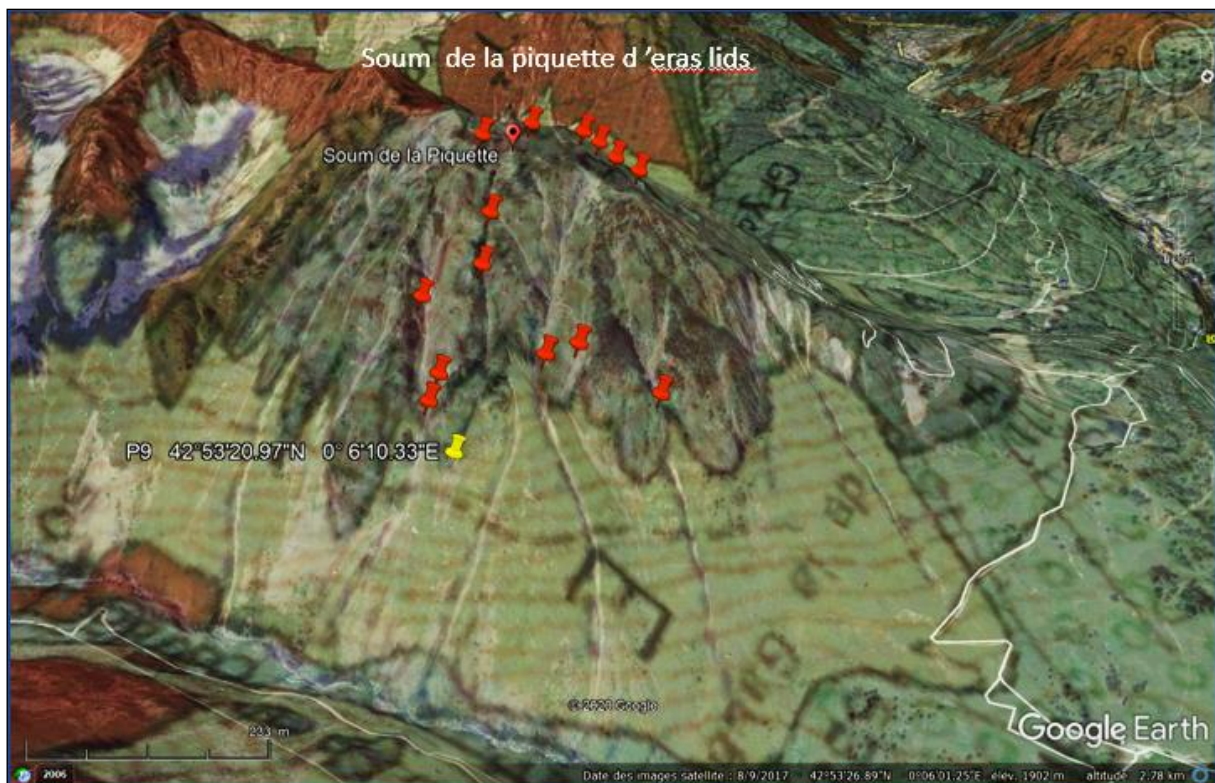


Figure 15 : Skarn : Soum de la Piquette d'Eras lids : Carte géologique et relief

En jaune, l'éboulis où les grenats rouges en photos ont été récoltés
En orange, les différents sites des autres minéraux



**Figure 16 : Skarn : Barèges : Grossulaire- Andradite
Soum de la Piquette d'Eras lids
Coll. Et photo : JPK**

3.6 **GRENATS DU LAC D’AOUBE (65)**

3.6.1. **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 » . Quelques 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 17 : Skarn : Barèges : Lac d’Aoube : Carte géologique et relief



**Figure 18 : Skarn : Barèges : Lac d'Aoube :
Grossulaires-Andradites, hédénbergites et axinites
Coll. et photo : Minéraux-pyreneen-jpk.fr**

3.7 GRENATS DE SAINTE MARIE DE CAMPAN



Figure 19 : Skarn : Tourmalet : Ste Marie de Campan : Carte géologique et relief

3.7.1. 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 ruisseau qui traverse la route sous un

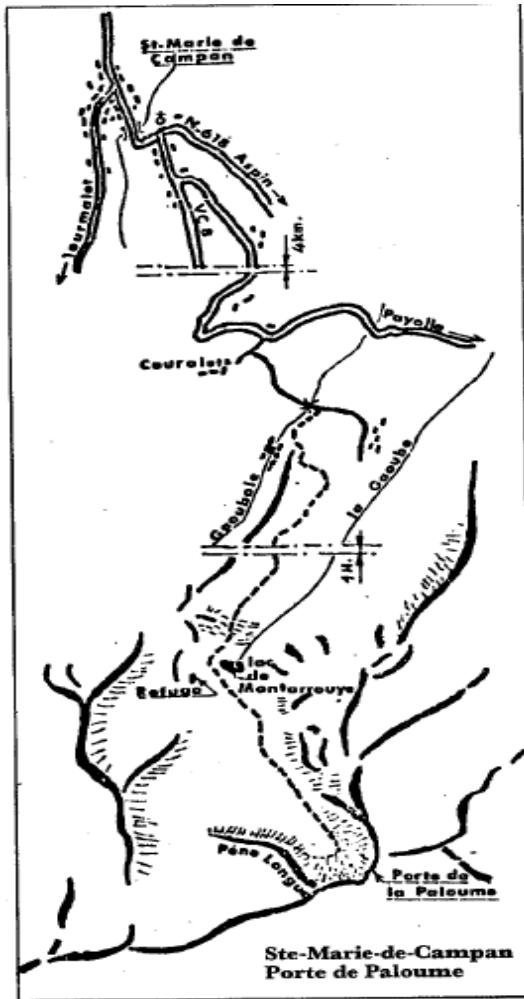


Figure 20 : Skarn : Ste Marie de Campan : Parcours

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.

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 Pène-Longue.

3.7.2. 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 Pène-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.

3.7.3. 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.

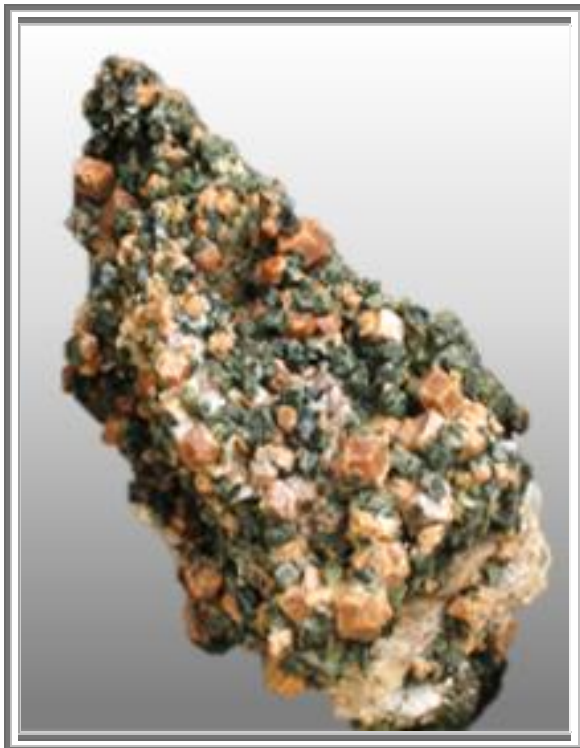


Figure 21 : Skarn : Ste Marie de Campan-Montarouye
Cristaux 5 mm max
collection : inconnu, geoforum

3.8 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.

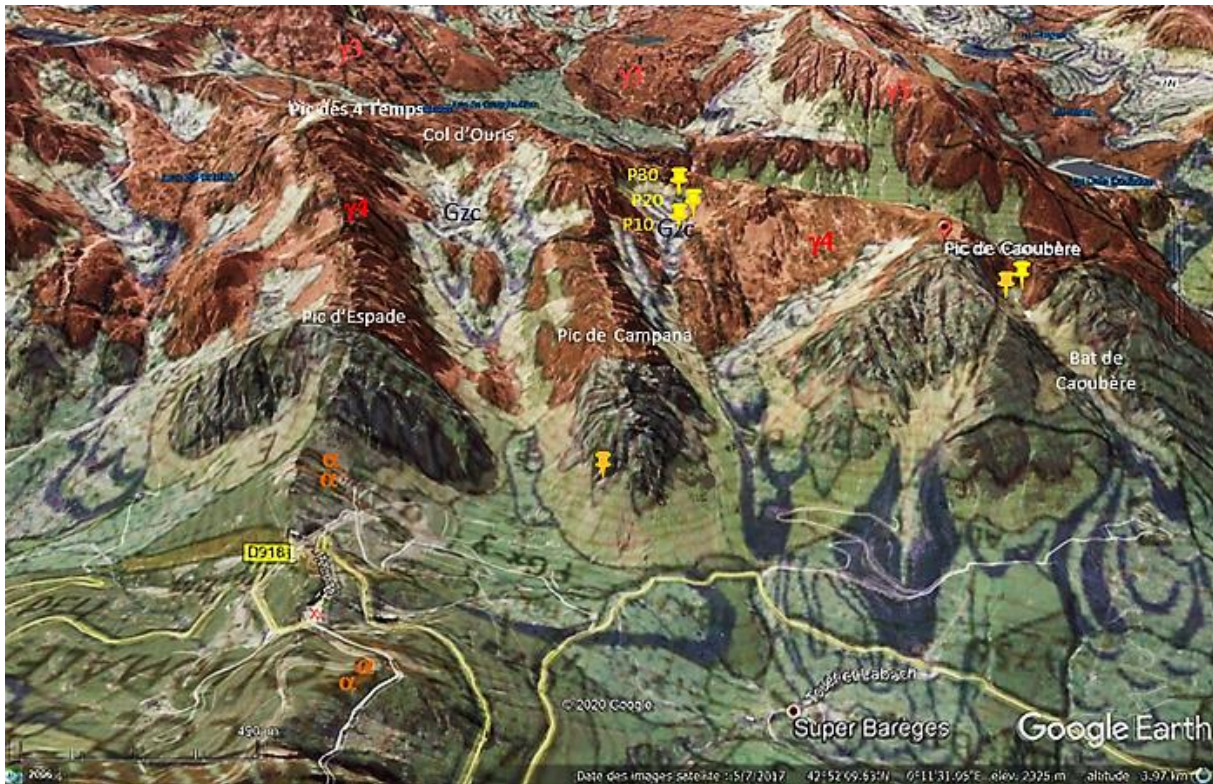


Figure 22 : Skarn : Tourmalet : Pics du versant sud : Carte géologique et relief

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 doit 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'épidote.
- **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 démantoides (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 ...



Grossulaire
Nord Tourmalet
Cristal 8 x 9 cm
collection : inconnu, geoforum

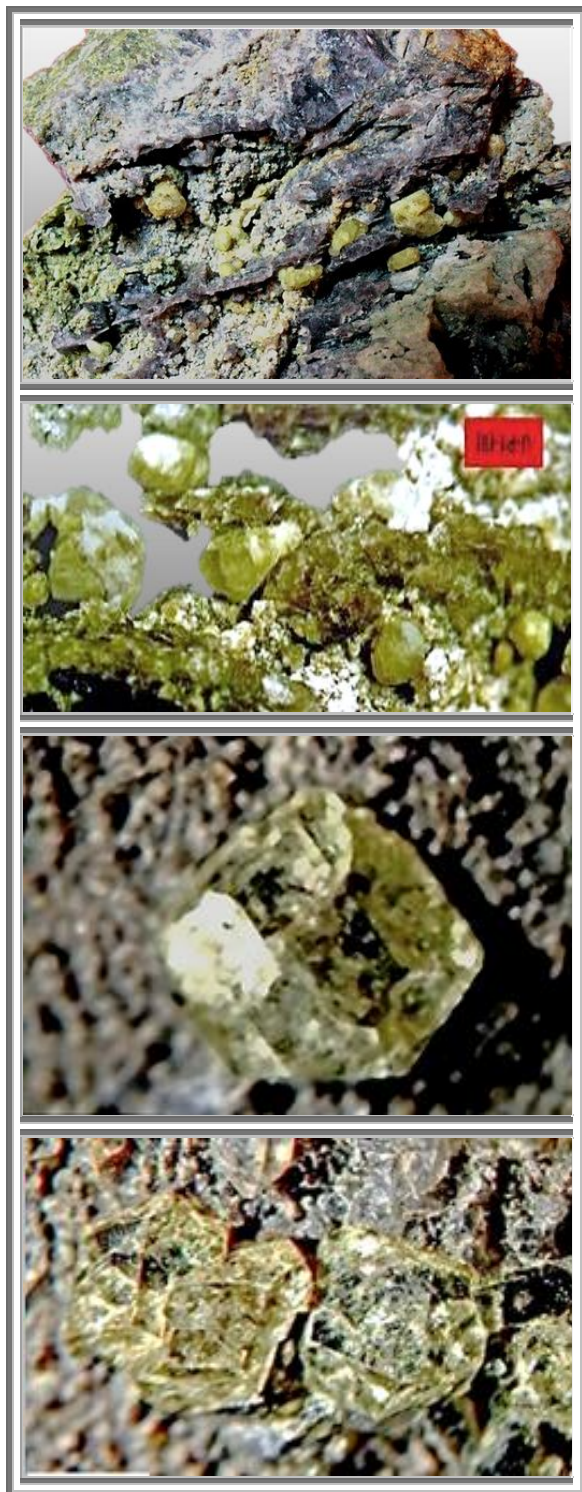


Grossulaire
Nord Tourmalet
Arête 4 cm
collection : inconnu, geoforum

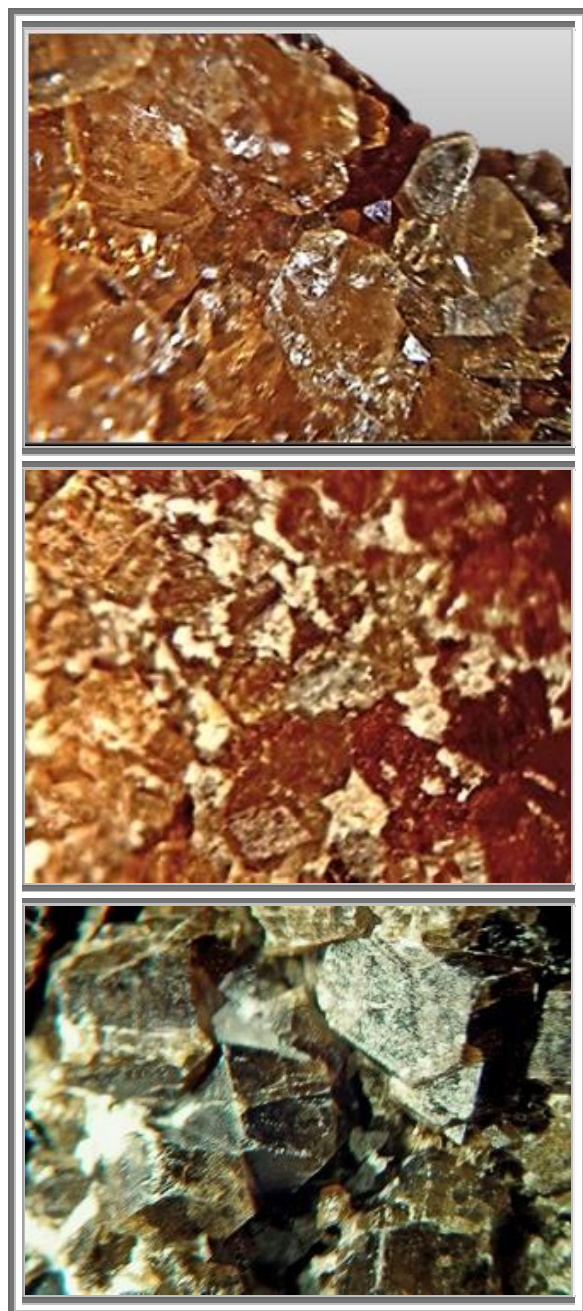


Grossulaire et Chlorite
Nord Tourmalet
collection : inconnu, geoforum

Figure 23 : Skarn : Tourmalet : Pic de Caoubère? : Grenats géants



**Figure 24 : Skarn : Barèges : Grossulaires jaunes
avec axinite et pyroxène ou épidote
Pic de Caoubère – face est
Coll. et photo : Minéraux-pyreneen-jpk.fr**



**Figure 25 : Skarn : Barèges : Grenats
Rouges Grossulaires-Andradites et Grenats noirs
Andradites
Pic de Caoubère – face est
Coll. et photo : Minéraux-pyreneen-jpk.fr**

3.9 GRENATS DU PIC D’ESPADE



**Figure 26 : Skarn : Barèges : Andradite
secteur Pic d'espade-Tourmalet
1 à 2 mn
Collection : Yves HERRIOU, geoforum**



**Figure 27 : Skarn : Tourmalet : Grossulaire-
Andradite
pic d'Espade dans un des vallons à gauche en
descendant sur Barèges
Cristaux 5 mm max
collection : Maurice, geoforum**

3.10 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.

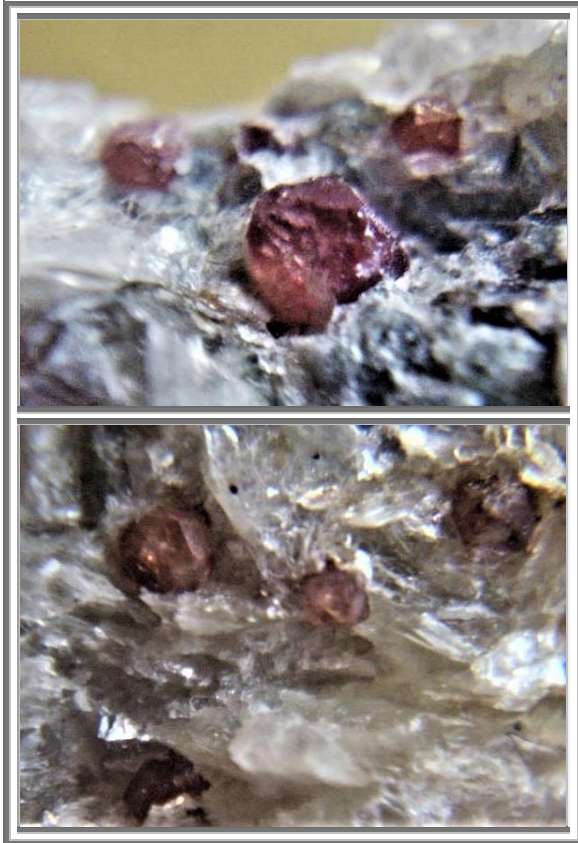


Figure 336 : Skarn : Grenats de Pegmatites
Lac d'Oncet
1 à 2 mm
Collection et photo : rives_3, geoforum

3.11 GRENATITES DU PIC DU MIDI

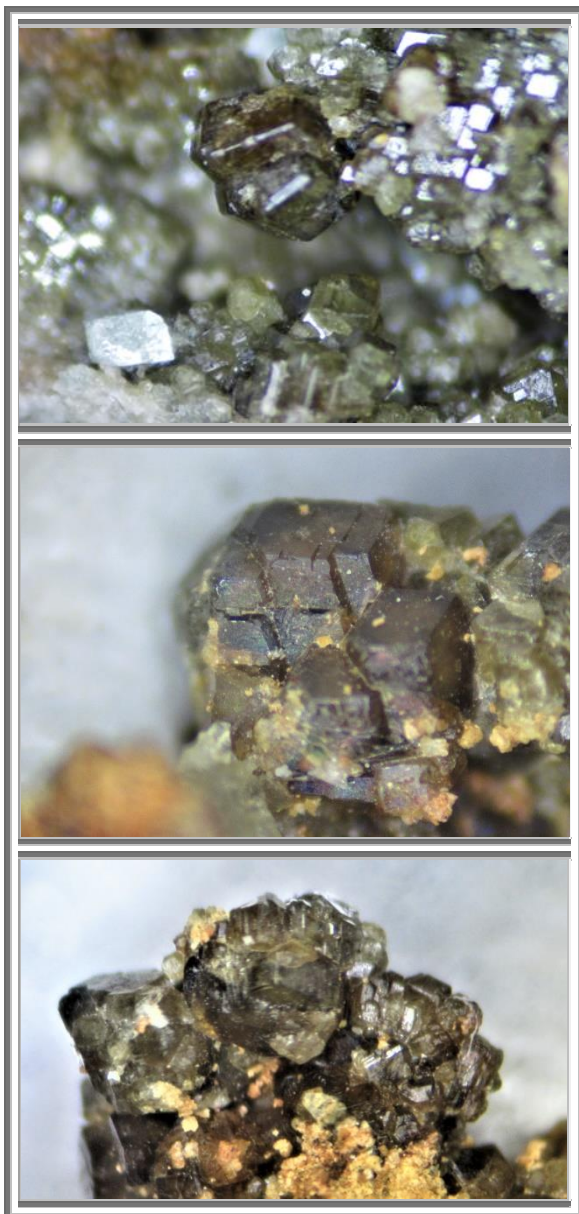
Dans un endroit que je ne connais pas, avec pour seule information "pic du midi", il y a des grenatites. Toutefois, il doit s'agir d'une zone à pegmatites, compte tenu de la petitesse des grenats de skarn et de la nucléation éparse de ces grenats du skarn de Barèges.



Figure 28 : Skarn : Pic du Midi : Grenatite
Probablement récoltée dans la pegmatite ?
90 x 60 m
Collection : perso n°560

3.12 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 particularité optique ne semble pas être due au maillage poysynthétique du grenat mais à de fines couches d'oxydes de fer en surface. Mais je ne connais pas le lieu exact de ces réolttes.



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.

Figure 29 : Skarn : La Mongie : Andradite

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 30 : Skarn : La Mongie : Andradite

Vésuvianite
La mongie
Collection et photo : JPK

Vésuvianite
La mongie
Collection et photo : JPK

Vésuvianite en étoile
La mongie
Collection et photo : JPK

3.13 AUTRES GRENATS DU TOURMALET-BAREGES

3.13.1. Lac d'Artouste vers le col d' Lac d'Artouste vers le col d'Arious

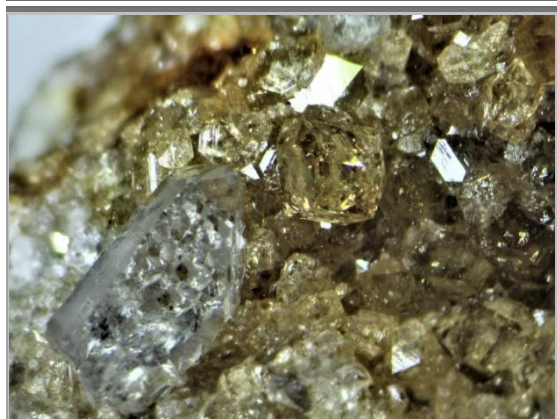
Juste sur la limite du Parc avant le col, ont été découverts des cristaux de grenat très verts de 1 à 4-5 mm
D'après Frédéric Bec (smocky sur geoforum)

3.13.2. 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.



**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**



Figure 31 : Skarn : Tourmalet : Andradites



Grossulaire-Andradite et Hédenbergite
Nord Tourmalet
collection : Maurice, geoforum



Grossulaire-Andradite et Hédenbergite
Nord Tourmalet
collection : Maurice, geoforum



Grossulaire
Nord Tourmalet
collection : Maurice, geoforum



Grossulaire
Nord Tourmalet
collection : Eric T, geoforum

Figure 32 : Skarn : Tourmalet : Grossulaires-Andradites



**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**

Figure 33 : Skarn : Tourmalet : Grossulaires et vésuvianites

REFERENCES SKARNS

- (1) Y. TERNET, P. BARRERE, E.J. DEBROAS, carte géologique de la France à 1/50 000, n°1071, CAMPAN
- (2) B. LAUMONIER, M. CALVET, B. LE BAYON, P. BARBEY, J.L. LENOBLE, carte géologique de la France à 1/50 000, n° 1099, PRATS-DE-MOLLO-LA-PRESTE
- (3) 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
- (4) Alfred LACROIX, Les calcaires à prehnite des contacts granitiques des Hautes-Pyrénées
- (5) Jane M. HAMMARSTROM, Boris B. KOTLYAR, Ted G. THEODORE, James E. ELLIOTT, David A. JOHN,
- (6) 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)
- (7) 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
- (8) Arifudin IDRUS, Lucas Donny SETIJADJI, Fenny TAMBA, et Ferrian ANGARRA, Geology and characteristics of Pb–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
- (9) Lawrence D. MEINERT, Skarn and skarn deposits, Geoscience Canada, vol 19, N°4
- (10) Donald M. BURT, MINERALOGY AND PETROLOGY OF SKARN DEPOSITS, RENDLCONTI Societd Italulna di Mineralogia e Petrologia, 33 (2),859-873 (1977)
- (11) 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)
- (12) Tous les généreux participants à Geoforum
- (13) Minéraux-pyreneeen-jpk.fr