

Les différents mécanismes à l'origine de la diversité des séismes, leur identification dans le Pliocène du Saïss de Fès et de Meknès (Maroc) et leur signification tectonique

Jean-Claude Plaziat & M'fedal Ahmamou

To cite this article: Jean-Claude Plaziat & M'fedal Ahmamou (1998) Les différents mécanismes à l'origine de la diversité des séismes, leur identification dans le Pliocène du Saïss de Fès et de Meknès (Maroc) et leur signification tectonique, *Geodinamica Acta*, 11:4, 183-203, DOI: [10.1080/09853111.1998.11105319](https://doi.org/10.1080/09853111.1998.11105319)

To link to this article: <https://doi.org/10.1080/09853111.1998.11105319>



Published online: 24 Mar 2015.



Submit your article to this journal [↗](#)



Article views: 664



View related articles [↗](#)

Les différents mécanismes à l'origine de la diversité des séismites, leur identification dans le Pliocène du Saïss de Fès et de Meknès (Maroc) et leur signification tectonique

Jean-Claude Plaziat^a, M'fedal Ahmamou^b

^a URA 723, Processus et archives sédimentaires, Action intégrée interuniversitaire 93/629, Chaîne rifaine, Laboratoire d'hydrologie, Université Paris-Sud, bât. 504, 91405 Orsay cedex, France

^b Action intégrée interuniversitaire 93/629, Chaîne rifaine, Université Mohammed-V, Faculté des sciences, Sciences de la Terre, av. Ibn-Batouta, BP. 1014, Rabat, Maroc

(Reçu le 7 février 1996 ; accepté le 7 janvier 1997)

Abstract – Mechanic processes active in seismites; their identification and tectonic significance in the Pliocene basin of the Saïss of Fes and Meknes (Morocco). Various synsedimentary structures (dish-structure, convolute bedding, load-cast, bedding dislocation and dissipation, sand intrusion) are interpreted as being due to seismic liquefaction and subsequent fluidization of marine and fluvial sands. Their diversity is compared to the various deformation processes of seismites and related to the local influence of granulometry, diagenesis and slope. The two seismite horizons are referred to the end of the Middle Pliocene and the Late Pliocene and associated with tectonics to the south of the Rif orogenic belt. © Elsevier, Paris

seimite / dish-structure / liquefaction / Pliocene / tectonic / Rif / Morocco

Résumé – Des structures synsédimentaires de type *dish-structure*, plis disharmoniques, figures de charge, dislocation et des destructions du litage et intrusions sableuses, observées dans le Saïss, sont interprétées comme des structures induites par une liquéfaction sismique de sables marins et fluviaux, parfois associée à des injections sableuses. La place de ces structures parmi les divers types de séismites est discutée par rapport à l'influence des caractéristiques de granulométrie, de diagenèse et de pente qui conditionnent les différents modes de déformation. Les deux niveaux déformés marocains sont replacés dans le déroulement de la tectonique pliocène au sud du Rif. © Elsevier, Paris

seimite / dish-structure / liquéfaction / Pliocène / tectonique / Rif / Maroc

1. Introduction

Parmi les nombreuses formes de déformations synsédimentaires (= post-dépôt, syndiagénétique, préolithification complète) il est maintenant admis qu'une grande partie résulte d'une déstabilisation à distance d'un ensemble de couches fraîchement déposées, sous l'influence des ondes sismiques créées par un tremblement de terre. Les séismites sont aujourd'hui à la mode mais on a rarement abordé les causes de leur diversité et bien des géologues excluent encore de cette catégorie certaines structures, comme les *dish-structures* et les *overturned cross-stratifications*, que l'analyse locale permet de rattacher à l'intervention de séismes.

Malgré une abondante littérature publiée sur ce sujet, dont les ouvrages synthétiques les plus récents [1, 2] donnent un aperçu impressionnant mais insuffisamment critique, il est encore indispensable de faire la preuve de cette origine sismique et de souligner les différences qui existent avec les déformations tectoniques directes et avec les déformations hydrodynamiques résultant de la mise en place des sédiments (*dewatering*). Nous ferons donc précéder l'analyse des séismites du Saïss de Fès et de Meknès par une brève revue de diverses formes (*figure 1*) prises par les déformations d'origine sismique, sous l'influence de facteurs locaux : caractéristiques granulométriques du sédiment, diagenèse et pentes. Cette revue est fondée sur l'expérience de terrain, publiée ou non, du premier auteur, ce qui explique un recours à l'auto-citation qui peut paraître excessif.

L'analyse des affleurements du Saïss comportant des séismites conduit à remarquer la coïncidence entre leur

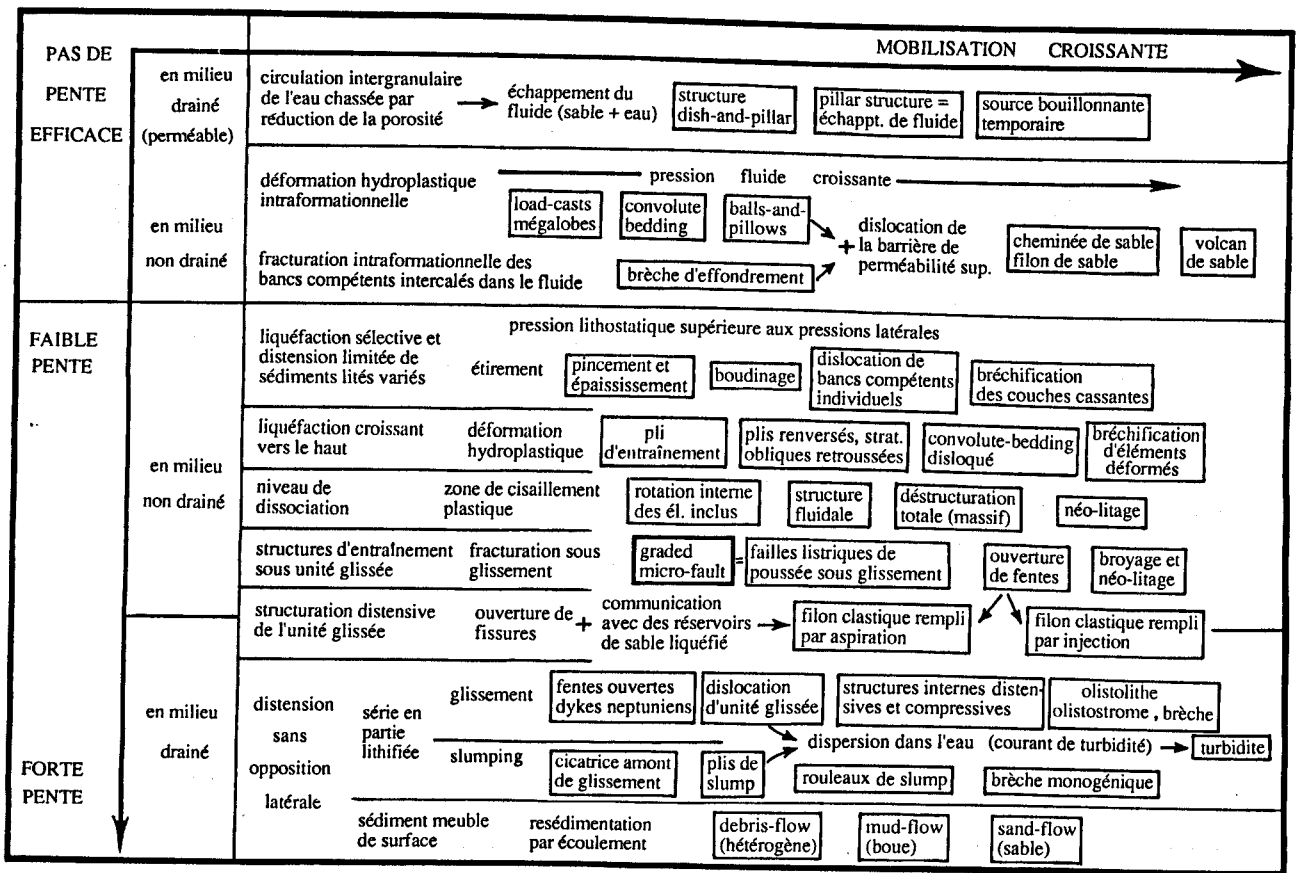


Figure 1. Diversité des structures de déformation et de resédimentation que l'on observe dans les séismites (encadrées) et qui résultent d'une liquéfaction au moins partielle. Les deux gradients explicités (mobilisation verticale et horizontale et pente originelle) ne sont pas les seuls facteurs : la granulométrie, la perméabilité de la couverture et l'état de diagenèse sont aussi pris en compte. La liquéfaction pouvant se produire en l'absence de séismes, ces structures sont à considérer comme de sérieux indices qui nécessitent confirmation par une analyse détaillée du contexte géologique. La structure prise initialement pour type des séismites [6] est signalée par un cadre épais.

Figure 1. Sedimentary structures that may be observed in seismites (framed) resulting from post-depositional liquefaction of at least part of water-saturated sediment. These structures are arranged into two important gradients: increasing slope and increasing lateral and vertical mobilisation. Influence of granulometry, cover permeability and diagenesis is implied, although not fully expressed. Because other causes may also induce liquefaction, these structures are only highly suggestive of seismic triggering, which needs corroboration by other analytic data from the outcrop study. The initial seismite structure-type [6] is underlined by a broad frame.

répartition et le voisinage d'accidents importants dont l'âge des rejeux tectoniques discontinus est en accord avec l'âge Pliocène moyen et supérieur de ces couches déformées.

2. Les mécanismes de déformation des sédiments et les critères d'une origine sismique

Avant de nous servir de ce type de déformation comme indice d'une activité tectonique, il nous semble nécessaire de préciser ici les principales caractéristiques

induites par une déstabilisation sismique des particules, à l'intérieur de dépôts réputés stables sans cette intervention extérieure. En effet, bien que la banalité des séismites soit maintenant largement acceptée, certaines de ces déformations résultant d'une liquéfaction sont encore attribuées à des phénomènes strictement sédimentaires (crués, mise en place brusque) et par conséquent ne sont pas mises à la disposition des géologues régionaux structuralistes.

L'intérêt de l'enregistrement sédimentaire des tremblements de terre de forte magnitude ($M \geq 5$) réside surtout dans le fait que ces manifestations sont clairement localisées dans le temps, au sein des séries sédimen-

taires, puisqu'elles n'affectent que les dépôts les plus récemment enfouis au moment du séisme. D'autre part, ces déformations liées à une liquéfaction dans la majorité des cas s'étendent loin au delà de l'épicentre (jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres cf. Guiraud et Plaziat [3], *figure 20*, et Galli et Ferrelì [4], *figure 7*) et fournissent par conséquent une information sur l'activité tectonique qui n'est pas limitée à l'observation du rejeu de la faille responsable du séisme et des déformations de la bordure de l'accident. Nous excluons donc toutes les déformations enregistrées au contact des failles actives comme celle de San Andreas [5].

Seilacher [6] a utilisé pour la première fois le nom de séismite (sur le modèle du terme "turbidite") pour une séquence décimétrique de couches de boue déformées, les plus élevées par liquéfaction et les plus basses par une fracturation dont le rejeu disparaît en profondeur en quelques centimètres (*figure 2*), et qu'il interprète comme résultant d'un tremblement de terre. Pour cet auteur il s'agissait d'une déformation proche de la surface, cassante (*fault-graded beds*), sous une boue liquéfiée par les vibrations sismiques. De nombreuses études de terrain nous ont permis de montrer que ce type de failles normales est en réalité induit par une dislocation intraformationnelle [7]. Le glissement au niveau du décollement qui résulte d'une liquéfaction sismique détermine dans les couches sous- et sus-jacentes des fracturations par entraînement (micro-failles du substratum, induites par entraînement sous une charge en mouvement) ou des dislocations complexes affectant les niveaux décollés, avec étirement et fragmentation des couches plus compétentes (fentes remplies de sédiment

fluidifié, brèche de collapse, plis déversés, failles inverses). Ces structures, surtout de type extensif au départ, sont suivies dans le temps par des figures de compression lorsque le glissement s'arrête ou lorsqu'il est freiné frontalement ou localement.

Les études de dépôts récents et anciens indéniablement déformés lors de séismes ont permis d'élargir l'acception de ce terme [8-13]. Le catalogue des structures qui caractérisent les séismites s'est encore accru récemment [3, 14-17]. Cependant, la plupart de ces déformations (slumps, convolutions, figures de charges, brèches intraformationnelles, structures d'"échappement d'eau") ont été initialement et sont encore le plus souvent interprétées comme résultant seulement d'une réorganisation de matériaux sédimentologiquement instables, sans intervention sismique [18-21]. Pour beaucoup de sédimentologues, puisque la liquéfaction de sédiments non cohésifs peut se produire sous le choc des vagues ou pendant une crue à forte turbulence et à fort courant tractif, ou encore pendant l'éroulement d'un matériel grenu le long d'une pente (*grain flow*), il est inutile – voire injustifié – de recourir à un déclenchement sismique. Les déformations observées peuvent résulter uniquement de la mobilisation, juste après le dépôt, d'un excès d'eau emprisonné au moment de la sédimentation (dépôt en masse, instantané). Les lobes (*load-casts*, pseudonodules) seraient simplement dus à un gradient inverse de densité engendré par la brusque mise en place de sable sur une vase riche en eau et les dislocations souples associées à des plis (étirement, *slump*, *convolute bedding*), à une pente excessive formée par une accumulation sédimentaire exceptionnelle

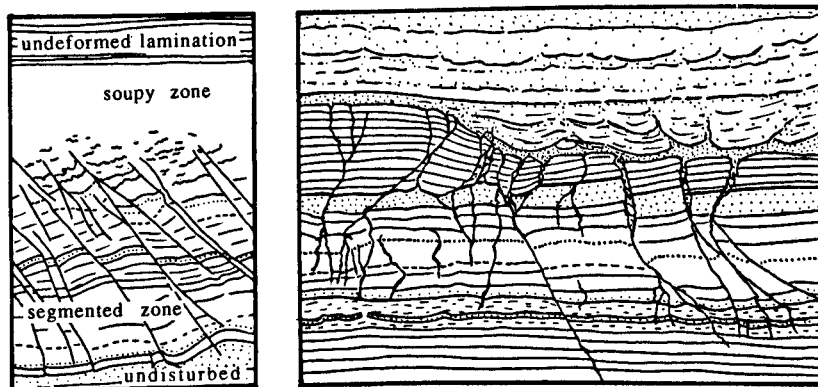
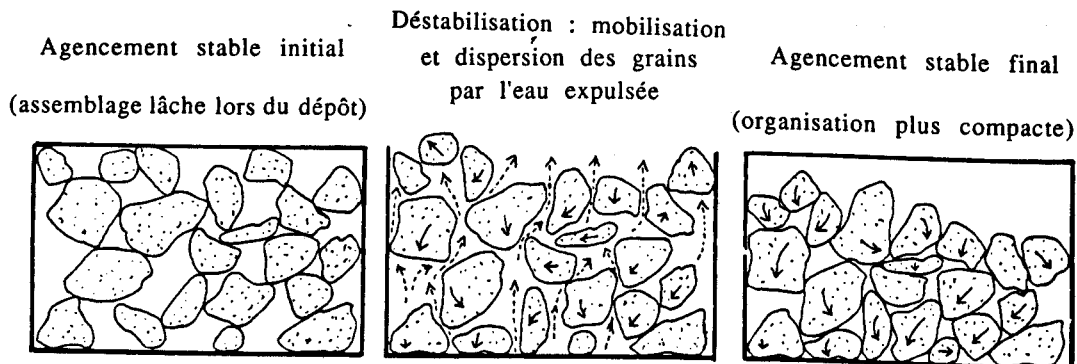


Figure 2. a. Schéma d'une des séismites figurées par Seilacher lors de la première publication de ce terme ([6], Pl. 1). **b.** Séismite d'un type comparable, du Miocène moyen de Jbel Abu Shaar (Égypte). Les failles normales sont associées à deux niveaux de désolidarisation : au sommet, les structures sédimentaires disparaissent dans une zone de cisaillement plastique comportant des niveaux liquéfiés ; à la base, le rejeu des failles listriques disparaît dans un jeu de glissement couche sur couche.

Figure 2. a. One of the eponymic seismites published by Seilacher ([6], Pl. 1). Schematic. **b.** A similar seismite from the middle Miocene of Jbel Abu Shaar (Egypt). The direct graded faulting is related to two dislocation levels: the uppermost is a plastic shear zone with liquefied layers, whereas the lower listric movements disappear in a bedding plane.

a - Réorganisation de l'assemblage de grains.



b - Les effets de la déstabilisation des grains dans une colonne de sédiment

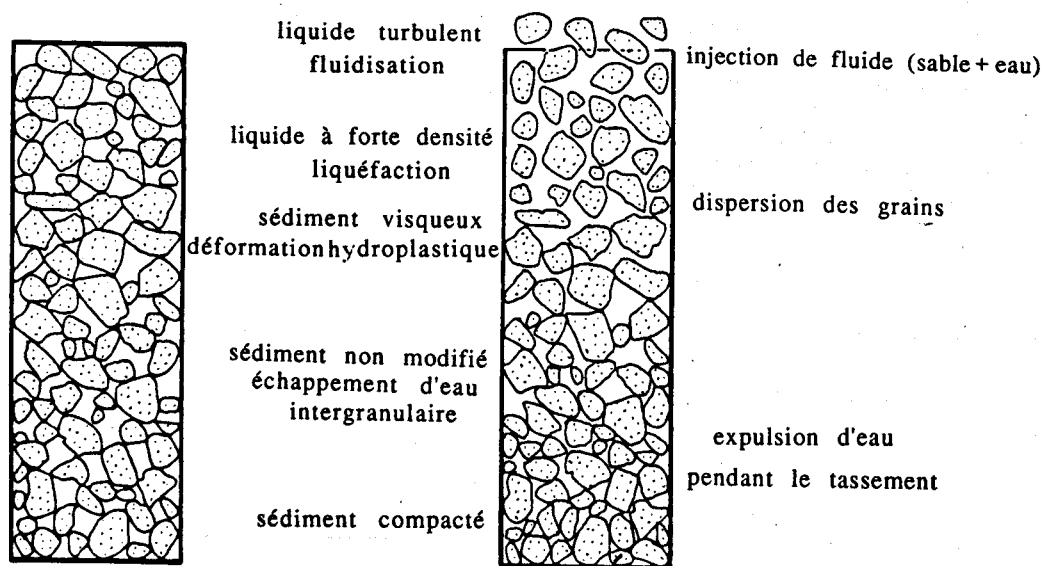


Figure 3. Modification dans l'assemblage des grains d'un sable bien trié, soumis à des secousses sismiques. Les effets de l'expulsion d'eau cumulée et les différentes rhéologies qui en résultent.

Figure 3. Improved packing of the grains of a well sorted sand under seismic cyclic pounding. The successive stages of cumulated water expulsion result in different rheologies according to the increasing upward water/sand ratio, fluid density and fluid turbulence.

en bordure d'un talus. Ces causes ne doivent pas être exclues sans discussion mais elles ne s'appliquent pas à la plupart des déformations observées (dépôts subhorizontaux ou sur faible pente, relativement lents, sable sur sable). Il est donc nécessaire de discuter l'origine des déformations dites "synsédimentaires" en fonction de leur contexte sédimentologique et de justifier leur interprétation sismique comme étant la plus probable si l'on prend en compte la fréquence des tremblements de terre

et la diversité des mécanismes induits par la liquéfaction, tels qu'ils sont mis en évidence lors des séismes actuels. Notons encore que les tremblements de terre de magnitude supérieure à 5, comme les "tempêtes du siècle" ou du millénaire, sont le quotidien de l'histoire géologique ; plus personne n'en doute.

Au moment de la déformation, les séismites sont toujours constituées de sédiments fraîchement déposés ou ayant conservé les propriétés mécaniques des sédiments

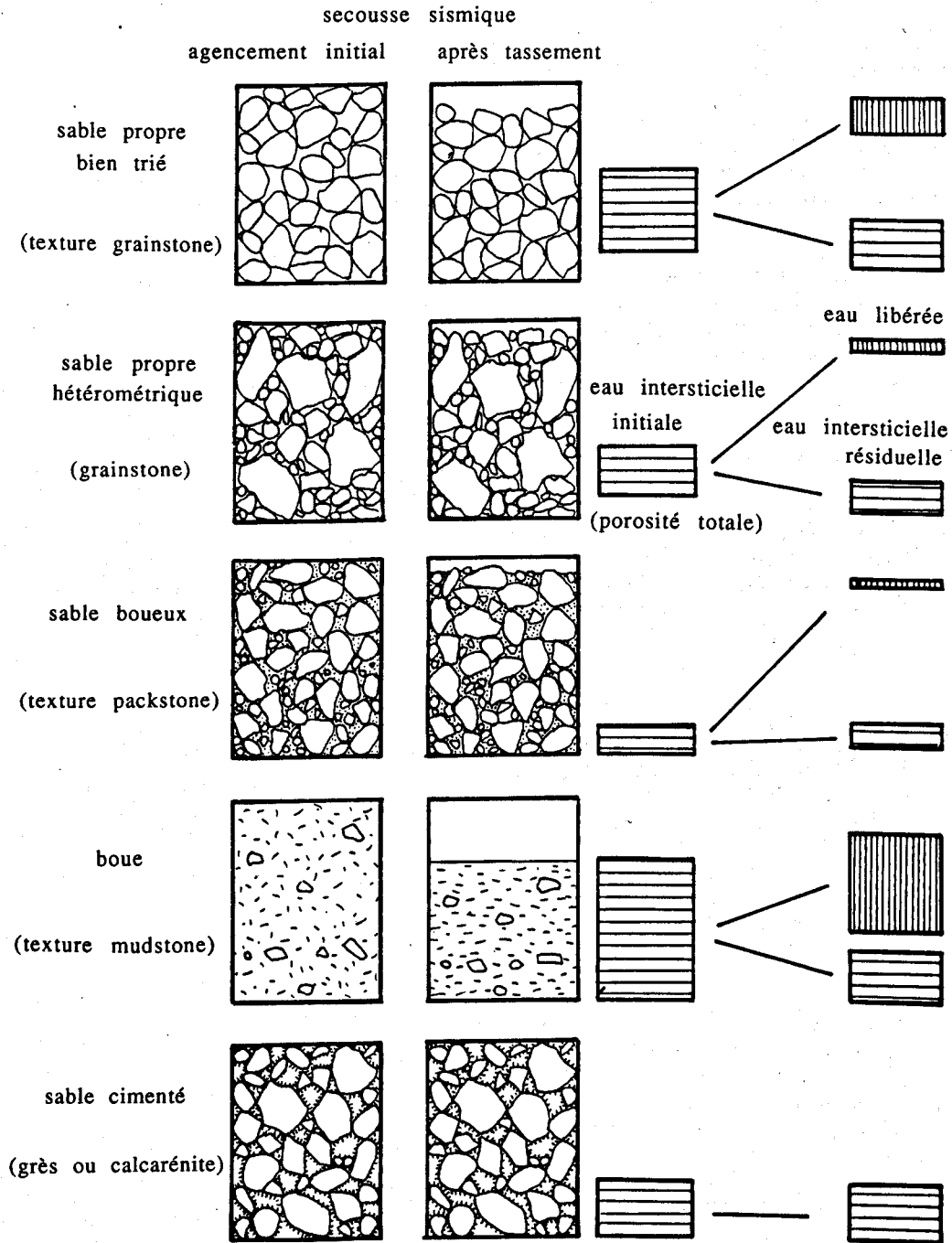


Figure 4. Influence de la granulométrie du sédiment sur le volume d'eau expulsé par tassement sismique.

Figure 4. Influence of the sediment granulometry on the volume of water expelled during a seismically-induced packing and the residual pore-water.

non compactés. En effet, la déformation ou la destruction complète du litage sédimentaire est conditionnée par la transformation d'une partie des couches, de l'état

solide à un état plus ou moins fluide, pâteux ou liquide. Ce changement d'état, comparable à ce qu'on appelle thixotropie pour les vases, ne peut se produire que dans

un milieu gorgé d'eau, c'est-à-dire dans un environnement phréatique ou subaquatique. A l'origine, les vibrations multidirectionnelles des ondes sismiques (*shaking*) déstabilisent les contacts intergranulaires. L'équilibre, jusqu'alors stable des grains, est rompu et le poids des particules provoque à lui seul un réarrangement plus compact. Les ondes compressives et distensives exercent aussi une action de mobilisation sur l'eau. La répétition cyclique de cette poussée transmise par le liquide intergranulaire (*cyclic pounding*, *cyclic loading* ou pulsations de mise en charge [22]) augmente progressivement la pression fluide qui tend aussi à écarter les grains. L'augmentation de la pression intergranulaire est fonction de la durée des secousses c'est-à-dire du nombre de cycles de stress qui est fonction lui-même de la magnitude [23]. Cette eau en surpression tend à s'échapper vers le haut, laissant les particules inférieures se redéposer [24]. Le résultat est une compaction sans surcharge c'est-à-dire un tassement provoquant l'expulsion d'une partie de l'eau qui occupait les vides intergranulaires (porosité). Le caractère cumulatif de l'expulsion d'eau fait que les quelques pour-cent d'eau expulsés en chaque point deviennent une part de plus en plus prépondérante du volume du fluide au sommet de la colonne de sédiment, faisant apparaître une plasticité (fluidité) croissante (*figure 3*).

Cependant, en profondeur et au niveau de certaines couches précocement lithifiées, une compaction antérieure ou une cimentation peuvent s'opposer à cette réorganisation des grains. La surpression s'accumule sous ces niveaux relativement imperméables [25]. D'autre part, les couches indurées ou lithifiées ont un comportement de solide (*brittle* = cassant) contrastant avec le comportement plastique, à l'échelle de temps de la minute, des matériaux meubles qui les encadrent. La transformation transitoire en fluide peut aller d'un état plastique, où le jeu intergranulaire est limité (le litage étant respecté durant la déformation, on parle alors d'état et de déformation hydroplastiques, Whitehead, 1946, *in* Schrock [26] ; [24]) à un état liquide dans lequel les grains sont mobilisés de façon si intense et si aléatoire que le sédiment se transforme en un fluide "sable + eau" plus ou moins turbulent. Lorsque son écoulement reste laminaire, on parle de liquéfaction. Lorsque l'excès d'eau permet un écoulement turbulent qui jaillit et déforme les épontes, on utilise le terme étonnant de « *fluidization* » [19, 24]. Ce fluide peut être injecté sous pression (diapirisme, intrusion hydraulique) ou par aspiration dans une fente qui s'ouvre.

Il est évident que la granulométrie du sédiment influence largement la remobilisation des grains et par conséquent le type de déformation (*figure 4*). L'opposition théorique entre matériaux cohésifs et non cohésifs n'est pas respectée. Les dépôts les plus susceptibles d'être liquéfiés sont, à la fois les sables bien triés, sans matrice vaseuse, fins, et les vases, en raison de leur forte teneur initiale en eau mobilisable non adsorbée à cause de leur texture (sable à forte porosité, de texture *grain-*

stone) ou leur fabrique (structure maillée de la vase). La compaction, les bioturbations et la pédogenèse, en réorganisant la texture des sédiments boueux de manière plus dense, réduisent rapidement leur teneur en eau tandis que les sables propres, à texture *grainstone* faiblement compactable, gardent beaucoup plus longtemps leur aptitude à la liquéfaction. Dans les séries sableuses les interbanes argileux précocement compactés (drainage de l'eau par les épontes sableuses) constituent donc souvent, paradoxalement, des niveaux non déformés ou fragmentés (comportement cassant) alors que les sables adjacents montrent les plus intenses déformations souples et, lorsqu'ils ont été complètement fluidifiés, alimentent des intrusions spectaculaires (filons clastiques ou *sand-dykes*, sills et diapirs sableux) (*figure 5*). En raison de ce contraste rhéologique, les niveaux restés solides ou même pâteux subissent cependant les effets de la liquéfaction sous-jacente ou adjacente : ils peuvent être déformés par entraînement (plissement, étirement), se fissurer (fentes dont le remplissage est un filon sableux ou graveleux) ou même donner des brèches de dislocation par perte du soutien de la couche sous-jacente (brèche de collapse, à ne pas confondre avec les brèches de dissolution d'évaporites qui portent le même nom).

Dans les ensembles de couches sableuses relativement épaisses (décimétriques à plurimétriques), puisque l'eau chassée par la diminution du volume des pores cherche à s'échapper vers le haut, la proportion d'eau expulsée tend à croître de bas en haut ; le sable inférieur se recompacte déjà, tandis que le sable supérieur tend à être de plus en plus décompacté par l'effet cumulé de l'eau qui tend à s'échapper d'entre les grains. Lorsque le sable sus-jacent est sec, cette eau d'origine phréatique peut être finalement absorbée par les pores remplis d'air de la zone vadose supérieure (cas des dunes [15]) mais si l'échappement est confiné sous un lit moins perméable, bloquant son ascension, il s'établit une surpression (pression hydraulique de confinement) qui s'exerce de bas en haut et tend à rompre la barrière (*figure 5*). C'est alors que se produisent des injections de fluide de forte densité profitant de toute dislocation ou fissure (*sand dykes*). Ces injections sableuses ou boueuses sont même susceptibles de se créer un passage par étirement de la couverture (mécanisme d'allure diapirique) affectant un encaissant resté à l'état hydroplastique ou même solide. Cependant il nous paraît peu probable que cette pression hydraulique soit capable de créer des fissures par elle-même (fracturation hydraulique). Il faut alors parler de structures d'échappement de fluide (et non d'eau) caractérisées par le caractère sécant et massif de l'intrusion. Lorsqu'on peut étudier correctement leur couverture, la plupart des déformations en plis disharmoniques (*convolute bedding*) se révèlent être aussi intrasédimentaires (déformation de la couverture, injections), même lorsqu'elles sont proches du sommet de la séismite. En revanche, certaines des intrusions (remplissage de fentes *-dykes-* ou de conduits cylindriques *-pipes*) peuvent

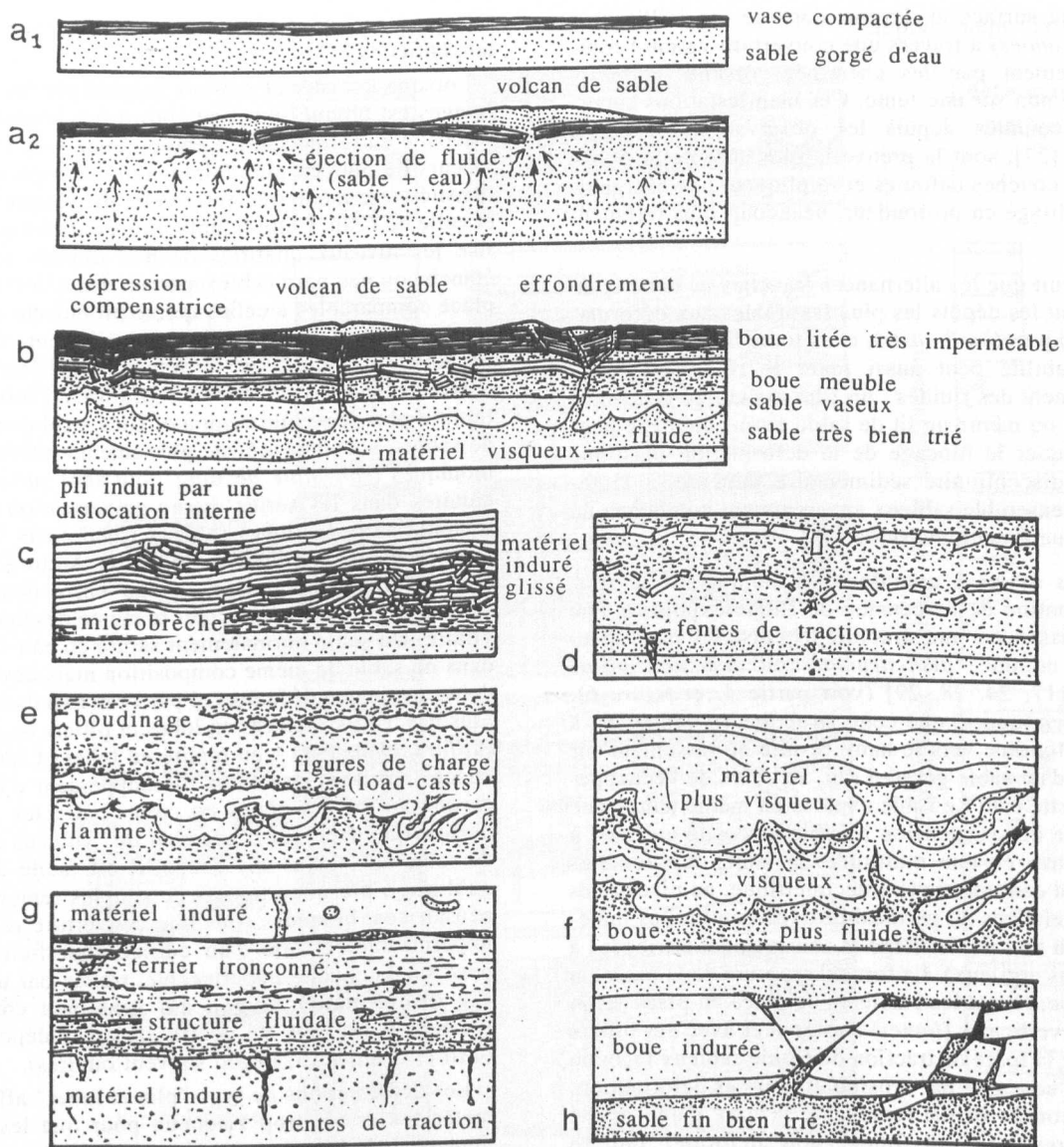


Figure 5. Influence des contrastes lithologiques sur le type de déformation, à l'intérieur d'une série hétérogène (avec ou sans effet de pente). **a.** Formation de volcans de sable. **b.** Alternance de matériaux dont la susceptibilité à la liquéfaction est fortement contrastée. **c.** Brèches de glissement dans un matériel fragile (cassant). **d.** Brèches de distension : les couches liquéfiées ne soutiennent plus les fragments de niveaux compétents (flambage), rompus par étirement. Les fentes verticales ouvertes puis refermées ont pincé le matériel sus-jacent. **e.** Boudinage et "figures de charge" de matériaux plastiques à fort contraste de viscosité. Déformation statique. **f.** "Figure de charge" multilobée. La déformation hydroplastique affecte trois niveaux de plasticité différente, créant des plis disharmoniques sans éjection ni rupture. **g.** Zone de cisaillement dans un niveau liquéfié. **h.** Brèche d'effondrement. La liquéfaction a favorisé une fracturation distensive de la couche compétente, dont les fragments s'enfoncent dès que le fluide sous-jacent peut être éjecté.

Figure 5. Influence of the contrasted lithologies within a heterogeneous sequence (with and without slope influence). **a.** Sand volcanoes resulting from a brittle mud cover on a liquefied sand. **b.** Contrasted susceptibilities to liquefaction. **c.** Sliding breccias in a fragile lithified laminitic unit. **d.** Collapse breccia related to a brief extensional stress. The broken competent layers sunk in the soupy (liquefied) underlying sediment and in open wedges, later on pinched during a compressive stage. **e.** Boudinage, pinch-and-swell, load casts in plastic layers with contrasting viscosities. static deformation. **f.** Multilobate load-casting. Three sandy layers with different rheological responses produce a disharmonic folding associated with stretching and bulging without any dislocation or injection (hydroplastic deformation). **g.** Shear zone produced by a liquefied layer. **h.** Collapse breccia. Liquefaction favoured sliding and the subsequent distensive cracks of the competent layer. Limited sinking is related to a difficult upwards ejection of the liquefied substrate.

atteindre la surface et devenir dans ce cas jaillissantes (*sand volcanoes*) à travers une couverture vaseuse rompue localement par des cheminées (événements = vents) alignés ou non sur une fente. Ces manifestations superficielles, connues depuis les observations les plus anciennes [27], sont la preuve la plus sûre de la liquéfaction de couches enfouies et impliquent une réorganisation du litage en profondeur, beaucoup plus rarement observée.

On conçoit que les alternances franches de boue et de sable soient les dépôts les plus favorables aux déformations sismiques (*load-casts*), mais toute barrière relative de perméabilité peut aussi jouer le rôle de frein à l'échappement des fluides : un film organique infra-millimétrique ou même un lit de sable moins bien trié peuvent expliquer le blocage de la déformation plastique sous une discontinuité sédimentaire mineure, à l'intérieur d'un ensemble sableux apparemment homogène du point de vue granulométrique [25].

Dans les sables à granulométrie homogène, le freinage discontinu de l'ascension du fluide expulsé donne parfois naissance à une structure très discrète mais spectaculaire, nommée *dish-structure* ou *dish and pillar structure* [17, 24, 28, 29] (voir partie 4. et figure 6). Lowe a bien montré que cette structure en coupelles, à concavité tournée vers le haut, résulte du tassement sur lui-même d'un sable gorgé d'eau, au cours de l'échappement de cette eau. Le sable expulsé en même temps que l'eau forme une suspension à faible viscosité qui tend à se concentrer en une multitude de lames horizontales d'extension centimétrique à décimétrique, au niveau des barrières relatives de perméabilité (discontinuités matérialisées ou non par le litage et abusivement attribuées à des lits plus argileux). La force de rupture de la pression hydraulique, rompt les barrières de place en place selon des fentes verticales (*lamés*) confondues avec des piliers (*pillars*) et la force de traction du fluide sableux façonne une forme concave, par érosion et non par déformation. La ligne courbe (*dish*) représente la base d'une masse sableuse respectée (à litage non déformé) qui se retrouve finalement quelques millimètres plus bas, en raison de l'expulsion d'une partie du sable sous-jacent. Cette ligne est donc la cicatrice d'une fente courbe refermée à la fin de l'échappement. Lowe, comme la plupart des sédimentologues, a privilégié une explication purement sédimentaire : l'eau interstitielle "excédentaire" serait due à une sédimentation "brutale" et son expulsion résulterait d'un tassement naturel, simplement favorisé par la surcharge des nouveaux apports. Dans les sables éoliens de l'Oligocène du Bassin de Paris [15], où un piégeage brutal d'eau est exclu, on a montré que le tassement sous forme de *dish-structures* est relativement tardif (il affecte souvent plusieurs mètres de sables à multiples stratifications obliques) et que la liquéfaction ne peut être due qu'à un séisme chassant l'eau de la nappe phréatique. Comme dans le cas des Sables Fauves étudié plus loin il s'agit indiscutablement de séismes

statiques, associées ou non à des plis et des dislocations tangentielles [17].

Lorsque le matériel sableux liquéfié par les ondes sismiques est bloqué sous une couverture imperméable, la viscosité du fluide sable + eau ou boue + eau atteint des valeurs de plus en plus faibles qui correspondent à des densités intermédiaires entre celle du sédiment originel et celle de l'eau. Cette liquéfaction confinée qui caractérise les niveaux qualifiés de non drainés (couverture étanche ou peu perméable), permet des déformations sur place comparables à celles qui se produisent entre deux liquides non miscibles de densité différente (instabilité de Raleigh-Taylor). Si le liquide supérieur est plus dense, il tend à s'enfoncer en gouttes ou lobes dans le liquide plus léger qui remonte. Cela explique les lobes de sables, accompagnés de plissements internes disharmoniques (*convolute bedding*), qui sont surtout spectaculaires dans les séries marno-gréseuses où la boue a remonté entre les lobes sableux (*load-casts, balls-and-pillows*, pseudo-nodules de Macar et Autun [30]). Mais une différence de teneur en eau entre deux niveaux sableux superposés peut créer le même déséquilibre gravitaire. Un sable normalement saturé en eau s'enfoncera dans un sable de même composition mais devenu moins dense parce que décompacté par l'eau expulsée venue de plus bas. Ces structures en lobes et piliers ou cheminées (*pillars, chimneys*) – en réalité en lobes et lames – sont encore appelées structures d'échappement d'eau (*water escape str.*) et les cônes ou crêtes entre les lobes sont parfois qualifiés incorrectement de "volcans de boue et de sable" [31]. Sur une coupe, il est facile de montrer qu'il s'agit presque toujours de simples remontées compensatrices, bloquées sous une couverture relativement imperméable, et non d'un édifice superficiel (volcan) posé sur la couche imperméable, trouée par une cheminée d'alimentation (*pipe*), qui sont bien connus dans l'Actuel et qui ont été décrits dans les dépôts anciens (Gill et Kuenen [32], trop souvent oubliés).

Les déformations de type "plis et lobes" affectent des matériaux restés trop visqueux pour que les grains se déplacent de manière turbulente en détruisant le litage originel. Il est donc inexact de qualifier de « *fluidization* » ou de *liquidized state* cet état de plasticité, intermédiaire entre solide-ductile et liquide. Celui-ci a été clairement nommé, il y a bien longtemps, état hydroplastique (Whitehead, 1946 in Schrock [26]). Ce terme a été repris par Lowe [24], mais disparaît malheureusement dans les travaux plus récents [1, 19, 20]. Le choix de ce mot est pourtant particulièrement heureux car il met en avant le rôle joué par l'eau. La déformation hydroplastique se reconnaît au respect du litage (figure 7) qui explique l'usage d'un vocabulaire descriptif emprunté aux tectoniciens : plis, failles, cisaillements, disharmonie [3].

Il existe également, dans les dépôts sableux, un type de déformation particulier qui associe une déformation pllicative à des intrusions ou des injections de matériel déstructuré (massif) parallèles au litage. On parle géné-

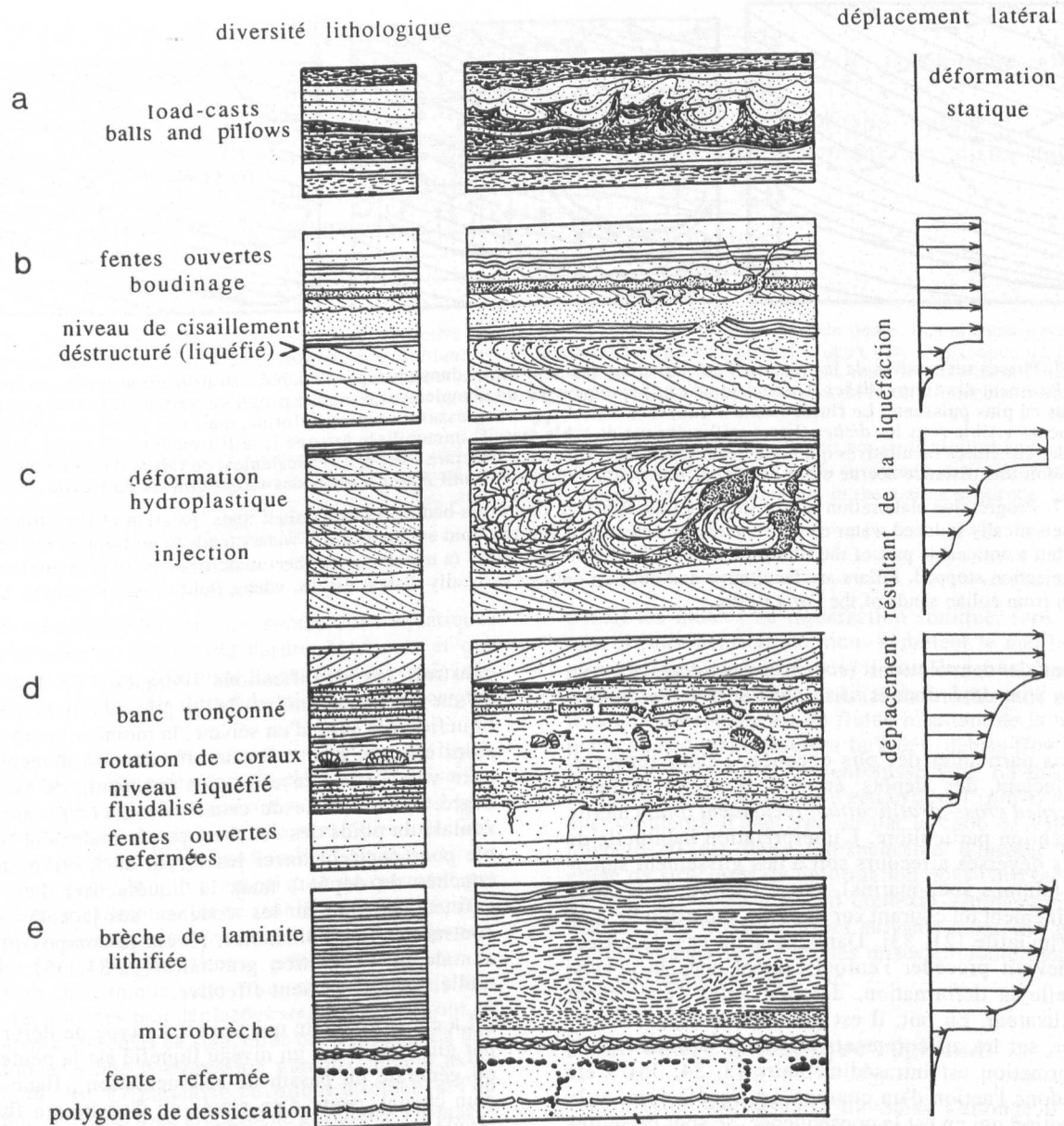


Figure 6. Déformations intraformationnelles d'origine sismique. Rôle de la pente la plus minime. **a.** Pente trop faible ou contrebutée : déformation statique de type *load-casts, balls and pillows*. **b.** Pente faible : boudinage, flammes, *overturned cross-stratification*. **c.** Pente forte locale : *convolute bedding* affectant une série de stratifications obliques, injection de sable massif dans les dislocations. **d.** Zone complexe plus ou moins étirée dans un cisaillement plastique : structure fluidale, banc tronçonné par étirement, éléments basculés par rotation, fentes ouvertes refermées et pliées. **e.** Bréchification intense à la base d'un glissement majeur. La base du niveau de microbrèche correspond au plan de dislocation principal mais les figures d'entraînement sous-jacentes (fentes ouvertes, rides déformées) et les plis et cisaillements inverses sus-jacents montrent un amortissement progressif de la déformation dans les niveaux moins plastiques.

Figure 6. Slope influence in selected intraformational deformations of seismic origin. **a.** Static (in situ) deformation of load-cast and balls-and pillows types. **b.** Low gradient slope inducing pinch-and-swell, boudinage, flames, overturned cross-stratification. **c.** Local steep slope generating convolute-bedding in a sequence of cross-bedded sets, dislocated and intruded by massive sand injections. **d.** Plastic shear zone with a fluidal structure, stretched layers, rotated items, pinching and bended wedges. **e.** Intense brecciation at the bottom of a major slide. The basal microbreccia points out the main dislocation level but underlying drag features (open wedges, deformed ripples), and overlying folds and thrusts demonstrate a progressive decrease of the deformation within the less ductile layers.

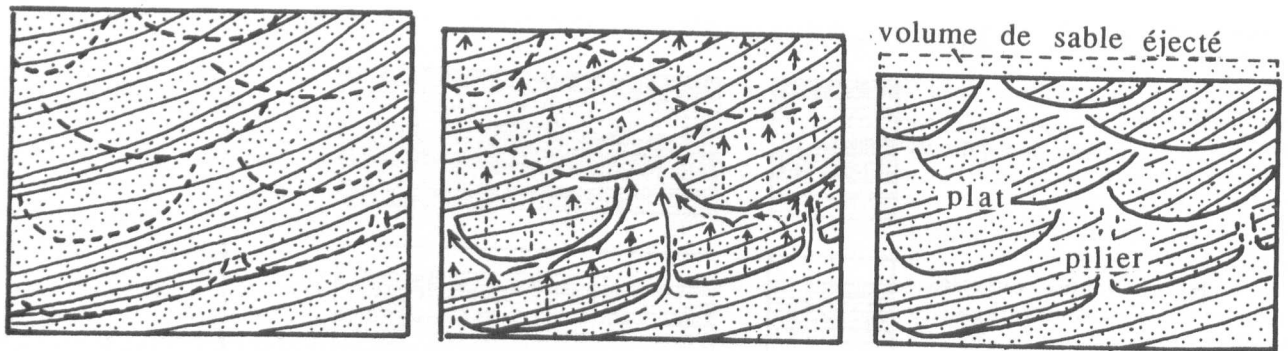


Figure 7. Phases successives de la création d'une structure *dish-and-pillar* dans un dépôt de sable à stratifications obliques. En tireté : l'emplacement des futurs *dishes*. L'expulsion d'eau provoquée par un ébranlement sismique progresse vers le haut, tout en devenant de plus en plus puissante. Le fluide (sable + eau) tend à s'échapper au-dessus du niveau déformé, mais une partie du sable mobilisé est encore visible sous les *dishes* (liseré millimétrique de sable massif) immobilisée lorsque le jaillissement s'est arrêté. Les piliers sont des structures facultatives qui ne se développent que lorsque la structure s'allonge verticalement en raison d'un flux plus intense qui induit une distance accrue entre les *dishes* successifs. Schéma évolutif établi à partir des sables éoliens du Bassin de Paris.

Figure 7. Progressive elaboration of a dish-and-pillar structure in a cross-bedded sand. Dashed lines: location of the future dishes. The seismically induced water ejection increases upwards. A limited fluid escape (sand + water) tends to go through the deformed level but a noticeable part of the fluidized sand settled below the dishes (a massive sand sheet underlines every dish line) when the fluid ejection stopped. Pillars are facultative and develop only in vertically distant dishes, where fluid escape increases. Diagram drawn from eolian sands of the Paris Basin.

ralement de convolutions (*convolute bedding*) lorsque ces plis sont désordonnés, disloqués et très dissymétriques.

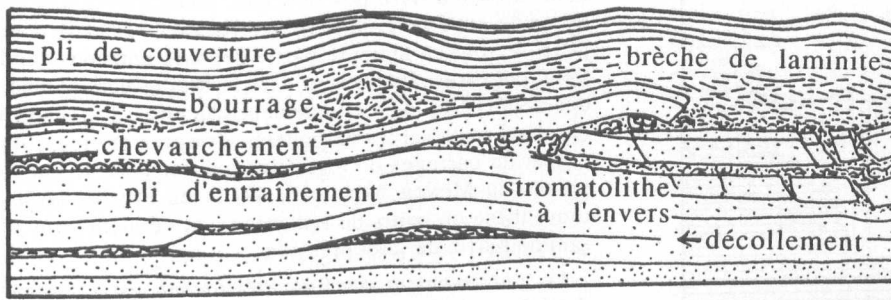
Le cas particulier des plis couchés, à flanc renversé, qui affectent des dépôts en stratifications obliques (*overturned cross-stratification, recumbent folds*) mérite une attention particulière. L'interprétation habituelle de tels plis déversés a recours soit à des glissement superficiels (*slumps* sous-marins), soit à l'action de la force d'entraînement du courant sur la partie superficielle d'un dépôt fluviatile [21, 33]. Dans les deux cas, le plissement devrait précéder l'enfouissement sous la couche qui scelle la déformation, déposée après l'événement déstabilisateur. En fait, il est généralement possible de montrer, sur les affleurements d'étendue suffisante, que la déformation est intrasédimentaire [3, 34, 35]. Cela exclut donc l'action d'un courant. La liquéfaction, et la déformation qui en est la conséquence, se sont produites à faible profondeur mais sous un certain nombre de couches déposées avant l'événement déstabilisateur. Les couches déformées constituent un niveau de décollement visqueux sur lequel des couches peu affectées ont glissé. La meilleure preuve du caractère intraformationnel de la déformation est, encore une fois, l'observation de la montée des effets secondaires de la déformation (cisaillements, plis, injections de sable) à travers plusieurs des couches sus-jacentes, comme dans les rampes-et-paliers tectoniques, traversant localement la limite supérieure du niveau déformé principal (*figure 8*).

Comment expliquer la dissymétrie des plis, dont l'orientation est relativement constante à l'échelle locale et souvent comparable à la direction du courant qui a

construit les stratifications obliques ? Si l'on admet qu'une partie au moins de la pile sédimentaire a été liquéfiée à la suite d'un séisme, la moindre pente devient assez efficace pour créer un effet de cisaillement gravitaire vers l'aval. En effet, sur une pente de l'ordre du degré, la contrainte de cisaillement, composante horizontale du poids des couches, est normalement trop faible pour contrebalancer les forces de friction entre les couches du dépôt ; mais la liquéfaction d'un niveau enfoui, en libérant les couches sus-jacentes de ces contraintes immobilisantes, révèle la composante horizontale de l'attraction gravitaire [3, 34, 35] ; de virtuelle, celle-ci devient effective.

La cause concrète qui oriente ce type de déformation par glissement sur un niveau liquéfié est la pente locale ou générale du bassin de sédimentation : flanc ou axe d'un chenal, pente d'un glacier ou d'un bassin fluviatile révélé par les directions d'écoulement du courant, talus périphériques de plate-forme sous-marine, front de delta.

Parmi ces pentes, les plus fortes peuvent être affectées de glissements sédimentaires qui ne nécessitent pas l'intervention d'un séisme. C'est le cas lors d'injections d'eau d'origine externe (glissement de terrain dû aux pluies) ou interne (prisme d'accrétion océanique), ou encore par érosion de la base d'un talus sous-aquatique (rétro-écoulement) ; mais, bien entendu, les effets de la liquéfaction sismique sur les dépôts en bordure d'une forte pente y sont particulièrement efficaces. Il serait donc particulièrement naïf d'exclure l'action des séismes sur les talus sous-marins, sous prétexte que leur déstabilisation ne nécessite pas absolument une telle interven-



série laminitique glissée

brèche basale

brèche de distension

Figure 8. Relations complexes entre l'influence respective de lithologies contrastées et d'un effet de pente. Les niveaux devenus les plus plastiques (fluides) sont un niveau stromatolithique et les laminites bréchifiées. Dans les deux cas, la présence de films de matière organique a pu jouer un rôle. Plusieurs niveaux de déchollement favorisent les dislocations, mais le glissement a induit des plis, aussi bien dans le haut de la formation que dans la série marine sous-jacente. Schéma inspiré de la série miocène d'Abu Shaar (Égypte).

Figure 8. Complex interaction of contrasted lithology and slope influences. The more plastic levels are stromatolites and carbonate laminites. In both units, organic matter may have played an active role. Several detachment levels favoured a dislocation while the main dislocation induced a more or less gentle folding above, in the laminites, as well as beneath, in the marine sequence. From the Miocene Jbel Abu Shaar sequence (Egypt).

tion. En revanche, lorsque les pentes sous-aquatiques sont extrêmement faibles (de l'ordre du degré) et que l'on peut exclure les injections d'eau, il nous paraît infiniment probable que les déstabilisations soient d'origine sismiques.

Le glissement d'une couverture sur une couche liquéfiée s'exprime parfois par une simple zone de "cisaillement", dans laquelle les structures sédimentaires sont étirées, aplaties ou dissipées totalement (structure fluidale ou simple faux diasthème feuilleté ou massif). La déformation peut alors être enregistrée uniquement par les couches encadrantes, où se manifestent des structures d'entraînement : plis, fentes de traction (responsables de beaucoup de filons gréseux), brèches de dislocation mécanique, etc. La couverture glissée, comme les couches non déplacées sous-jacentes, sont en effet souvent affectées de structures correspondant à une distension et à une compression paradoxalement associées [7, 14, 36]. Ce paradoxe s'explique aisément si l'on admet que, comme tout glissement gravitaire en masse (loupe de glissement, coulée de boue,...), le début du glissement correspond à une extension (étirements, boudinage, ouverture de fentes), sauf au niveau du front, suivie par une compression au moment de l'arrêt du mouvement ou même de tout freinage local (plis, failles inverses). Seules les parties les plus en amont ont des chances de conserver des fentes ouvertes et susceptibles d'être comblées passivement (dykes neptuniens ou fentes à remplissage de spéléothèmes).

Quoiqu'il en soit, il faut finalement garder à l'esprit que toutes ces structures d'origine le plus souvent sismique ont leurs homologues dans les glissements purement gravitaires. Il faudra donc traiter séparément les effets mécaniques du mouvement et les causes de la liquéfaction. En domaine subaquatique (ou phréatique) subhor-

zontal les indices de liquéfaction statique, sans important déplacement latéral, nous semblent le meilleur critère d'origine sismique mais il faut être très vigilant et rechercher obstinément les caractères distinctifs par rapport aux échappements de fluide résultant de la mise en place du sédiment (coulées turbides, débris-flow évolutif, etc.), c'est-à-dire pré-enfouissement, ou dus à une déstabilisation par apport d'eau excessif (pluie, source), par turbulence d'une crue ou par le choc de vagues de tempête. Il est donc indispensable d'insérer chaque étude de structures de déformation dont l'origine sismique est suspectée dans un contexte sédimentaire bien analysé. Les deux exemples suivants montrent que l'on réduit aisément les légitimes mises en doute théoriques [37] par une étude concrète.

3. Le cadre géologique régional

Le bassin sédimentaire du Saïss s'allonge d'Est en Ouest, entre Fès et l'ouest de Meknès, sur 80 km de long entre la Chaîne Rifaine et le Moyen Atlas (*figure 9*). Il est comblé par une série marine puis continentale, du Miocène supérieur et du Pliocène, fortement tectonisée sur la bordure septentrionale. Sur cette bordure pré-rifaine, la déformation récente a été datée par le redressement des couches du Pliocène supérieur et du Quaternaire ancien, qui sont localement renversées et faillées [38, 39, 40, 41, 42].

Le cadre du bassin est donc formé, au Sud, par le Causse Jurassique du Moyen Atlas et au Nord, par les reliefs également mésozoïques des Rides sud-rifaines et par les marnes miocènes du Pré-Rif. La série du Saïss débute par un Tortonien-Messinien marin, surtout marneux, suivi par les Sables Fauves, également marins,

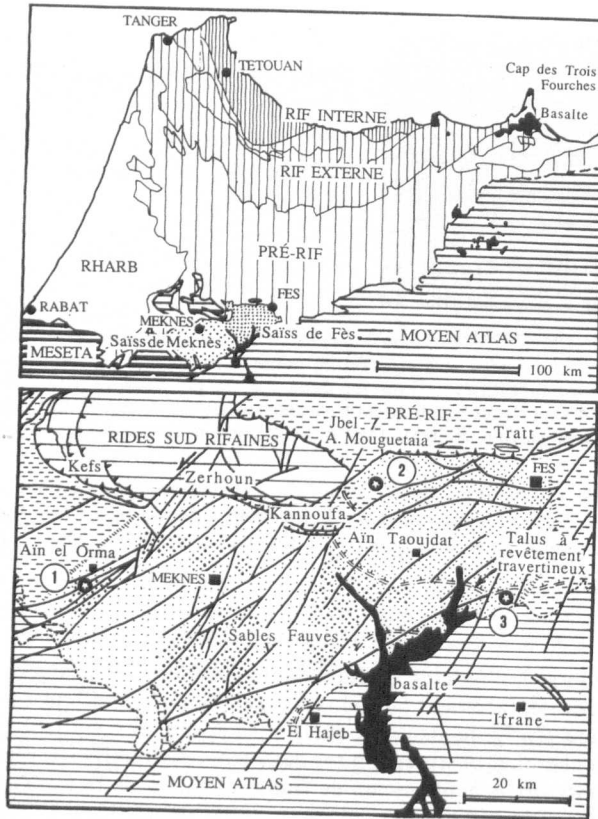


Figure 9. Localisation du Saïss entre le Moyen Atlas et le Pré-Rif. Le cadre structural du bassin pliocène du Saïss est extrait de Morel [42]. Les Sables Fauves (gros points) sont limités pour l'essentiel au Saïss de Meknès. Le site d'Aïn El Orma (1) est proche de la limite occidentale du Pliocène (points) et du Miocène supérieur marneux (tirets). Le site de l'oued M'Kès (2) se situe dans le Pliocène supérieur (points plus fins), comme celui d'Aïn Chagag (3).

Figure 9. Location of the Saïss basin, between the Moyen Atlas and the Pré-Rif structural zones. The tectonic framework is derived from Morel [42]. The Sables Fauves outcrops (coarse dots) extend mainly in the Saïss of Meknès. Ain El Orma seismites site (1) is a locality close to the western limit between Pliocene (dots) and Late Miocene (broken lines). The seismites of oued M'Kès (2) and Ain Chagag (3) sites are located in Late Pliocene fluvial deposits.

que l'on peut attribuer au Pliocène inférieur à moyen [43]. L'émersion médio-pliocène est marquée spectaculairement par la pédogenèse qui affecte le sommet des Sables Fauves (d'ailleurs longtemps considérés comme un faciès continental) avant le dépôt des calcaires continentaux généralement nommés Calcaires lacustres du Saïss, qui couronnent la série. En réalité, seule une partie des calcaires est réellement lacustre, limitée à la dépression septentrionale du Saïss de Fès. Ces calcaires,

dont la base a livré des restes de mammifères datés du Pliocène supérieur (Jaeger *in*: Martin [44] et *in* Cirac [45]) se sont en majeure partie déposés dans des conditions palustres. Ils passent vers le Sud et vers l'Ouest à des dépôts fluviaux également calcaires, formés principalement de sables carbonatés d'origine stromatolithique et de barrages de travertins qui couvrent le bas des pentes du Moyen Atlas [46, 47] et du Pré-Rif (Ahmamou, thèse en cours de rédaction), et s'étalent dans une grande partie de la dépression.

Le redressement du Plio-Pléistocène est clairement d'origine tectonique mais la cause de l'émersion des Sables Fauves et la chronologie des indices d'instabilité restaient à étudier plus précisément. Les déformations synsédimentaires que nous avons observées dans le Pliocène moyen (Sables Fauves à *dish-structures*) à l'Ouest de Meknès et dans le Pliocène supérieur fluvial du Nord-Ouest (oued M'Kès) et du Sud-Est (sud de la ville de Fès) sont dues, selon nous, à des séismes majeurs qui constituent les indices d'une activité tectonique pendant la sédimentation du Pliocène. La répartition géographique des déformations et la chronologie de ces événements permettent de mieux insérer les données sédimentaires dans l'histoire géodynamique régionale.

4. Les *dish-structures* du sommet des Sables fauves du Saïss de Meknès

Les Sables Fauves sont maintenant considérés comme entièrement marins [43, 48]. Leur émersion a été suivie de dépôts lacustres conservés sur le plateau occidental (S d'Aïn El Orma - S de Meknès) alors qu'une érosion anté-Pliocène supérieure les a fait disparaître à l'est du talus qui sépare le Saïss de Meknès de celui de Fès : dans le bassin de l'oued M'Kès et à l'Est d'El Gart (S d'Aïn Taoujdat) les Sables fauves sont profondément altérés, rubéfiés par pédogenèse ou ont été déblayés avant le dépôt du Pliocène supérieur travertineux [47]. Le sommet des Sables Fauves n'affleure donc correctement que dans le Saïss de Meknès où des *dish-structures* ont été signalées pour la première fois par Boumir [48]. La localité étudiée est la carrière dite d'Aïn Mira, à 1 km au sud d'Aïn El Orma. Le niveau déformé se situe près du sommet des sables, dans l'Unité II de Boumir, entre 4,5 et 1 m de profondeur sous les marnes lacustres (figure 9). Il s'agit de sables fins et moyens qui reposent sur des grès plus grossiers, à stratifications entrecroisées (unité I), visibles sur plus de 5 m d'épaisseur. Les sables grossiers comportent des lits à graviers et montrent des structures de bancs de remplissage de chenaux qui suggèrent une très faible profondeur, à quelques mètres sous le niveau des basses mers (*middle shoreface* à barres pré littorales). Les sables fins, bien triés, à *dish-structures*, montrent des stratifications entrecroisées très peu inclinées, qui suggèrent des dépôts de bas de plage (zone de déferlement à rides très surbaissées), en accord avec la proximité de l'émersion dont les indices (rhizo-

lithes calcaires) sont tronqués par un dépôt lacustre de marne prismée blanchâtre suivie d'une marne plus tendre, gris-vert.

Les *dish-structures* sont très peu apparentes sur les affleurements trop anciens ou trop frais. Il a donc été nécessaire de rafraîchir l'affleurement puis de mettre en évidence le litage et les cicatrices (*dishes*) par déflation (laisser sécher puis souffler sur le sable...) (figure 10). Les figures sont très classiques : les plus longues, peu pentées, sont parallèles au litage faiblement oblique, ou sécantes ; les plus petites sont plus concaves. La cicatrice s'arrête presque toujours à quelques millimètres en dessous de celle qui lui succède vers le haut. Toutes ces figures se groupent souvent en essaims ou en lignes continues ondulées comme des rides d'oscillation de longueur d'onde irrégulière, mais le litage plan originel est respecté à l'intérieur des cuvettes, sauf torsion locale dans les *dishes* les plus creux (figure 10c). L'échappement de fluide semble donc avoir été modeste mais le litage interne, parfois courbé vers le haut, indique que le sable recoupé par les *dishes* était localement devenu assez plastique pour être déformé par entraînement (état hydroplastique).

Les sables fins à *dishes* se sont déposés en unités entrecroisées dont l'alternance répétée de dépôt et d'érosion, sur plus de 4 m d'épaisseur indique une assez longue durée de sédimentation littorale : l'échappement de fluide, par fluidification limitée aux coupelles des

dishes très homogènes et répartis uniformément, ne s'est produit qu'après le dépôt de ces 4 m de sable. Dans cet exemple, il est, une fois de plus, impossible de relier la formation de *dish-structures* à un type de sédimentation brutale ayant piégé un excès d'eau. L'épaisseur du niveau à *dishes* exclut aussi les effets d'une tempête unique. Le brusque réarrangement des grains qui a chassé l'excès d'eau sur plusieurs mètres d'épaisseur est donc dû, selon toute vraisemblance, aux vibrations déclenchées par un séisme unique dont l'épicentre était proche : d'ailleurs aucun autre indice de liquéfaction n'a été signalé latéralement dans ce niveau des Sables Fauves.

Les traces de racines sont clairement *post-dishes*, car elles recoupent ceux-ci sans affecter leur forme ou leur groupement, ce qui ne serait pas le cas si une telle hétérogénéité préexistait (effet de drain).

La coïncidence de cet événement avec l'émergence de la région suggère une relation de cause à effet. La secousse tectonique pourrait être une manifestation du soulèvement brutal, coséismique, qui s'exprime ici par un contraste sédimentaire saisissant : les sables marins, émergés de plusieurs mètres (traces de racines profondes), ont été recouverts sans transition par une boue lacustre massive. Aïn El Orma se situe sur le tracé d'une série de failles normales majeures affectant l'avant-pays rifain (figure 9), qui est considérée par Faugères [39] comme ancienne (Jurassique-Tertiaire) et périodiquement réactivée. Il reste à envisager les causes de la réactivation de telles failles majeures, postérieurement à la mise en place des grandes unités allochtones rifaines et pré-rifaines. Selon Morel [42], la compression subméridienne plio-quadernaire se combine avec un jeu décrochant des accidents du Nord du Saïss. Il est donc logique que les grandes failles NE-SO aient rejoué au Pliocène moyen.

5. Les déformations hydroplastiques des sables fluviatiles pliocènes - Vallée de l'oued M'Kès, NW du Saïss de Fès

Au Pliocène supérieur, c'est-à-dire avant la réactivation des accidents qui la limite au Nord, la dépression du Saïss de Fès remontait progressivement sur les reliefs septentrionaux, mésozoïques et miocènes du domaine pré-rifain. Les collines de Jurassique des Rides sud-rifaines ont fourni la plupart des galets de conglomérats du nord d'Aïn Taoujdat et de Fès (Ahmamou, inédit) mais une grande partie du matériel sableux s'est formée sur les pentes et dans le bassin ; les grains de sable carbonatés sont des micro-oncolithes (comparable à des oolithes) ou des grains détritiques (désagrégation d'encroûtements travertineux de nature stromatolithique) formés dans des ruisseaux cascades et revêtant d'une carapace de travertins les pentes du Pré-Rif.

Lors du dépôt dans les chenaux fluviatiles, les propriétés rhéologiques du sédiment étaient celles de sables

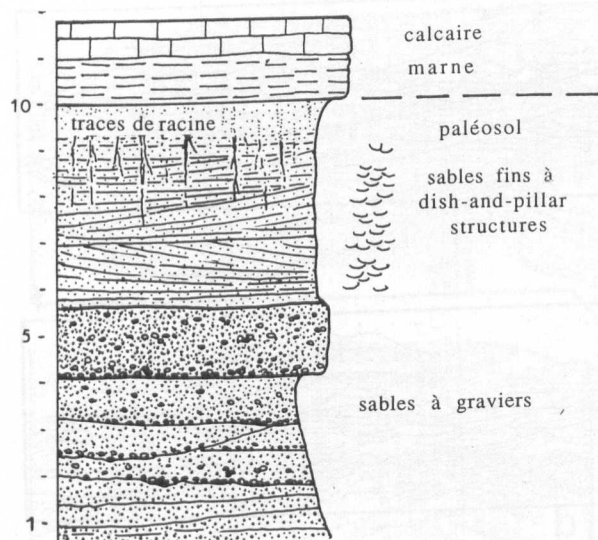


Figure 10. Position des sables marins littoraux à *dish-structures* dans le sommet des Sables Fauves (Pliocène moyen) d'Aïn Mira, S. de Aïn El Orma, Saïss de Meknès.

Figure 10. Location of the sands with *dish-structures* in the marine shoreface, upper Sables Fauves (middle Pliocene) at Aïn Mira, South of Aïn El Orma, Saïss of Meknes.

fins ou grossiers, généralement très propres et bien triés. Leur forte porosité était donc favorable à une haute teneur en eau.

Deux affleurements de ces calcarénites de chenaux, distants de 2 km, comportent des déformations synsédimentaires spectaculaires. Une corrélation stratigraphique précise entre ces deux sites serait illusoire mais on peut envisager qu'ils soient synchrones ou au moins très proches dans le temps.

L'affleurement le plus septentrional (rive droite de l'Oued M'Kès) montre la superposition de deux chenaux à déformations hydroplastiques, séparés par 4 m de limon de plaine d'inondation. Le remplissage du chenal inférieur (figure 11a) est modérément plissé, sauf localement où le bourrage d'un pli aigu est associé à une forte dislocation en brèche sableuse.

La barre gréseuse supérieure, épaisse de 4 m, est bien visible sur 50 m de long. Elle correspond à un remplissage de chenal polyphasé ayant subi une déformation unique (figure 16a). Les structures observées illustrent différents comportements d'un matériel sableux plus ou moins liquéfié. Les plis plus ou moins dysharmoniques, avec ruptures de flancs, montrent un faible raccourcissement et un déversement vers l'Ouest alors que les stratifications obliques indiquent des courants vers le Nord, l'Est et le Nord-Est. Les niveaux les plus grossiers ont été paradoxalement les plus remobilisés : ils forment des intrusions massives en lames (figure 12c) qui recourent et rebrousse les sables lités plus fins. Les sables grossiers ont donc été liquéfiés et injectés dans les dislocations de sables fins qui sont restés au stade hydroplastique et forment des plis et des lobes. Les mêmes

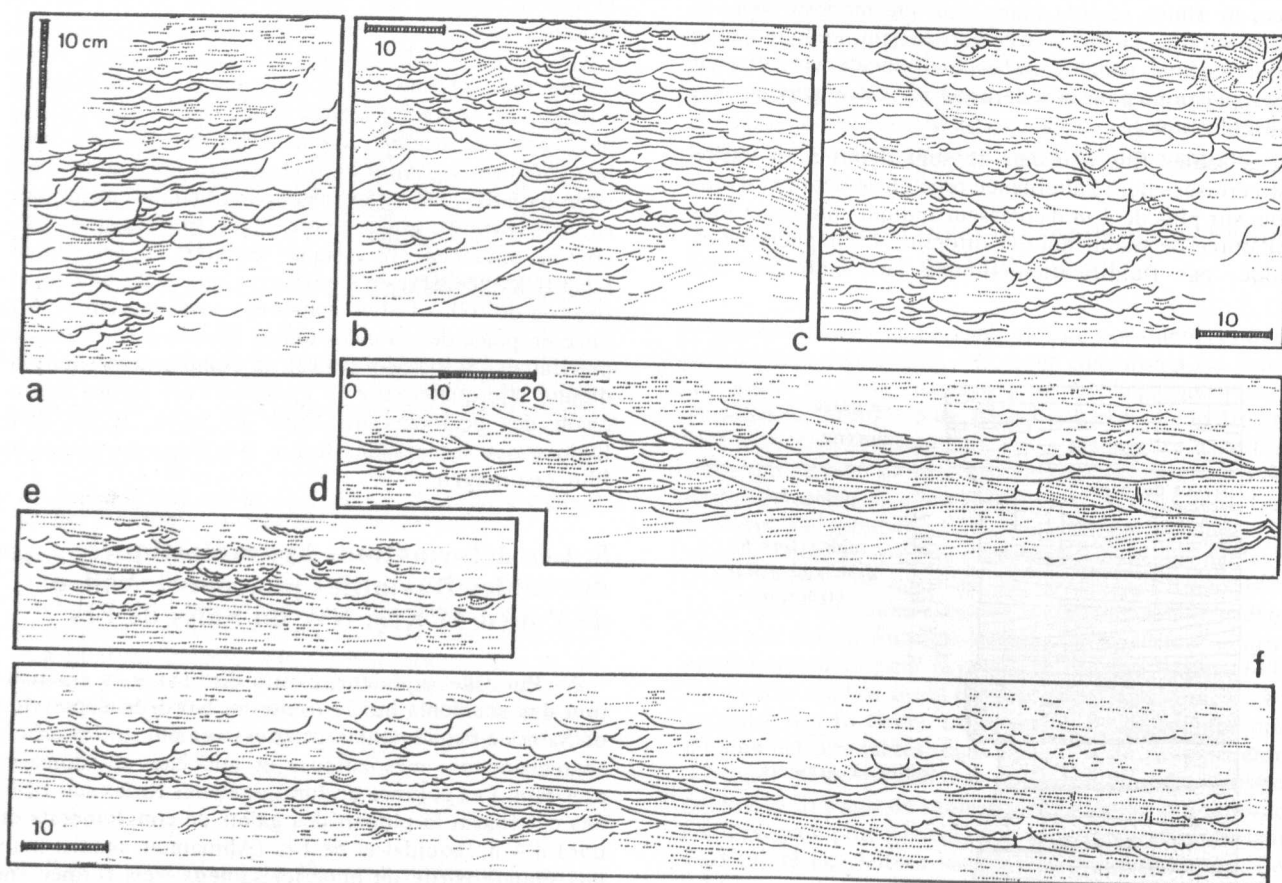


Figure 11. Ain El Orma. Organisation des *dish-structures* par rapport au litage du sable en stratifications faiblement obliques (pointillés). Les déformations (torsions) du litage indiquent une plasticité localement élevée des sables recoupés par les injections (en lames) de sable liquéfié des *dishes*. On se situe alors à la limite entre l'état hydroplastique (litage déformé) et l'état solide (injection sécante), transition réalisée pendant le fonctionnement des *dishes* puisque la déformation est induite par l'ascension du fluide sable + eau.

Figure 11. Relations between the dish-structures and the cross-bedded sands of Ain El Orma. The limited bending of sand layers suggests a local higher plasticity. A transition between a solid behaviour (cross-cutting injection) and a hydroplastic state (bended layering) took place during the dishes activity as the deformation expresses the upwards fluid drag during injection.

sables lités ont cependant un comportement cassant au coeur des plis les plus aigus (*figure 13b*). Cette bréchification en éléments centimétriques n'affecte pas seulement les bourrages anticlinaux mais aussi certains bancs horizontaux dont le litage, apparemment préservé, est en réalité fragmenté en plaquettes localement tordues ou désagrégées en granules peu distincts (*figure 13, c, d*). Brèches et plis sont aussi intimement associés dans des structures de raccourcissement aiguës (*figure 13e*) qu'il ne faut pas confondre avec des figures d'échappement de fluide. A plus grande échelle, les stratifications obliques sont déformées en larges ondulations qui passent localement à des renversements sommitaux (*overturned cross-stratification*) (*figure 12d*, à dr, et *13a*). L'association avec des déformations hydroplastiques jusqu'à plus d'un mètre en profondeur montre qu'il s'agit d'une déformation intrasédimentaire par entraînement sous le glisse-

ment d'un niveau décollé, non déformé. Le décollement a été permis par une liquéfaction de la portion la plus élevée des strates obliques : l'eau expulsée s'est accumulée sous la discontinuité sédimentaire sommitale formant barrière relative de perméabilité. L'ensemble de la barre a été remobilisé mais les déformations sont très variées, d'importance croissant vers le haut : cela va de plis disharmoniques marqués (*figure 13a*) à de vagues ondulations apparemment tronquées (*figure 12b*). Les intrusions de sable (*figure 12c*) et les stratifications obliques retournées (*figure 12d*) correspondent au stade ultime de déstructuration du litage, la liquéfaction. L'asymétrie des déformations indique un cisaillement vers le secteur nord en accord avec la pente du bassin sédimentaire à l'époque de son remplissage fluvio-lacustre.

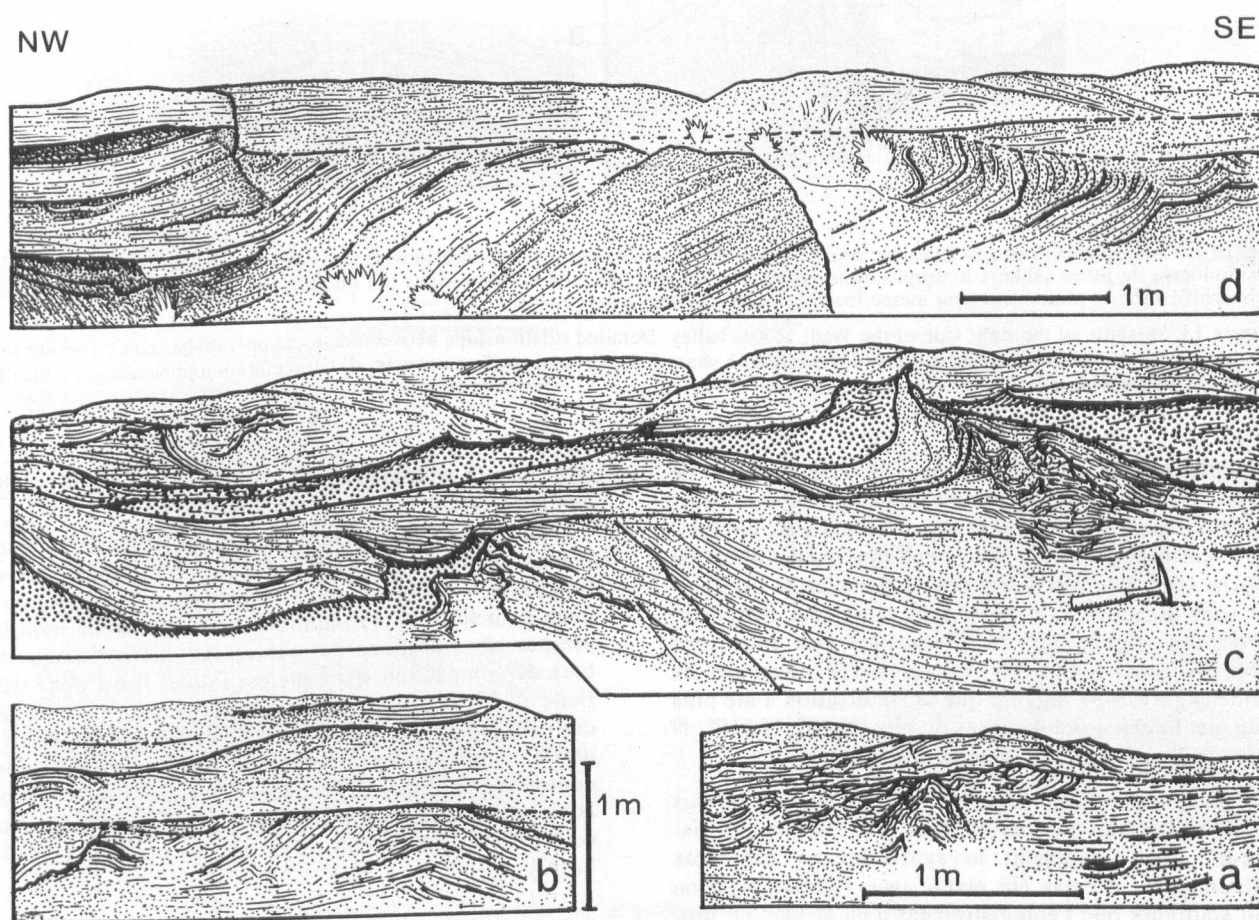


Figure 12. Séismite de l'oued M'Kès, rive gauche. Plis disharmoniques (a, b), dislocations et intrusion de sable grossier (c), *overturned cross-stratification* (d). L'ensemble des déformations respecte le litage, il s'agit donc d'une déformation hydroplastique comportant de rares injections de sable liquéfié (pointillé grossier) et une bréchification limitée.

Figure 12. Seismite of the left side of the Wadi M'Kes valley. Disharmonic folding (a, b), dislocations and intrusion of coarse sand (c), *overturned cross-stratification* (d). The general preservation of bedding is diagnostic for a hydroplastic deformation with minor fluidized sand injections (coarser dots) and brecciation.

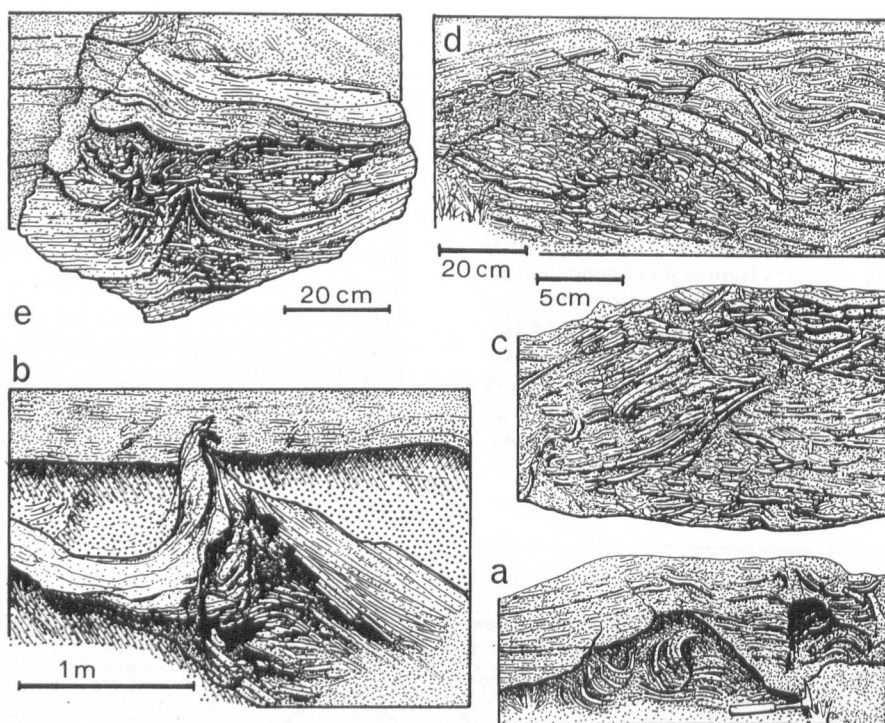


Figure 13. Séismite de l'oued M'Kès, rive droite. Détail des relations entre les dislocations, les plis disharmoniques (a), la formation simultanée de lobes sableux hydroplastiques et de brèches dans les plis les plus aigus (b) ou dans des zones de bourrage (c, d). Bréchification et plissement sont même localement intimement associés (e).

Figure 13. Seismite of the right side of the Wadi M'Kes valley. Detailed relationships between dislocations, disharmonic folding (a), concurrent hydroplastic sand lobation and brecciation in sharp folds (b) and stuffing cores (c, d). Brecciation and bending are locally intimately associated (e).

L'affleurement méridional, sur la rive gauche de l'Oued M'Kès, est discontinu mais les pointements rocheux étudiés montrent des déformations complexes, correspondant à une extrême remobilisation (figure 14b). Les discontinuités sédimentaires originelles sont difficiles à corréliser tant elles sont fortement déformées (figure 14a). La fréquence des intrusions sableuses massives et des structures d'échappement de fluide (figure 14b) suggère que la fluidisation a été plus poussée. Le désordre des axes de plis (N 40°, N 110°, N 130°) indique aussi une grande désorganisation.

À partir d'observations aussi discontinues il n'est pas possible d'établir une chronologie des événements sismiques. Non seulement le synchronisme des deux affleurements n'a pas été établi avec rigueur mais on doit souligner que l'enregistrement d'un séisme en profondeur dépend de l'existence d'un matériel sédimentaire favorable, assez proche de la surface et suffisamment gorgé d'eau. Il est possible que les remplissages sableux de chenaux contemporains ou enfouis, sollicités par les mêmes ondes sismiques, n'aient pas tous été remobilisés (liquéfiés, injectés) au point de se

déformer *in situ* ou par glissement sur les pentes sédimentaires locales.

D'autre part, la compaction d'un sable sous plusieurs mètres de limon peut être suffisante pour empêcher sa liquéfaction sauf si le corps sableux est assez volumineux pour libérer une importante quantité d'eau mobilisée par les pulsations des vibrations, même lorsque le taux de compaction sismique est faible. Il est donc difficile d'affirmer – mais impossible d'exclure – que les deux déformations superposées de l'affleurement de rive droite correspondent au même séisme. Nous nous contenterons donc de rattacher les déformations de l'oued M'Kès à un ou plusieurs séismes majeurs (efficaces, c'est-à-dire avec $M \geq 5$) sur la bordure NW du bassin.

6. Les déformations d'un calcaire fluvial à Aïn Chegag, au sud de Fès

Elles affectent un calcaire à grain fin, apparemment massif, qui fait partie de la formation calcaire en barres subhorizontales recoupée par le ravin actuel, immédia-

tement en aval de la place du marché. Ce calcaire appartient au revêtement travertineux fluvial du glacier du Moyen Atlas [47] et doit être interprété comme le remplissage d'un bief entre deux barrages. Sa finesse est telle que l'on est tenté de parler de boue micritique mais le caractère grenu (sable fin et silts lités) apparaît en lame mince (*figure 15a*). La déformation affecte plusieurs niveaux, montrant la superposition de plis disharmoniques, de structures d'entraînement par glissement couche sur couche et le long de dislocations horizontales (faux *overturned cross-stratification*) et des injections de sédiment massif (*figure 15b*). A l'échelle de la lame mince, les festons centimétriques correspondent à des lobes au litage courbé et étiré le long de dislocations obliques injectées de sédiment liquéfié. Cette déformation complexe implique donc, à la fois, un état hydroplastique (litage respecté mais replié) et un état liquide

(déstructuration et injection turbulente) qui dépend principalement de la granulométrie des lits sédimentaires.

On peut mettre ces déformations à petite échelle en relation avec une série de grandes dislocations subverticales (failles à regard Nord) qui ont fait pivoter des panneaux de plusieurs dizaines de mètres de large, en blocs basculés (pendage local vers le Sud, d'une série en pente vers le Nord) (*figure 16c*). Ce glissement à grande échelle ne peut évidemment pas être la cause des déformations mineures correspondant à une liquéfaction partielle. Il paraît être tout à fait unique sur le glacier méridional, ce qui nous semble exclure le jeu d'un système de failles profondes. Nous considérons donc que les différentes formes de cette déformation distensive dérivent d'une liquéfaction locale des niveaux non lithifiés (cela exclut les barrages), qui a été déclenchée par

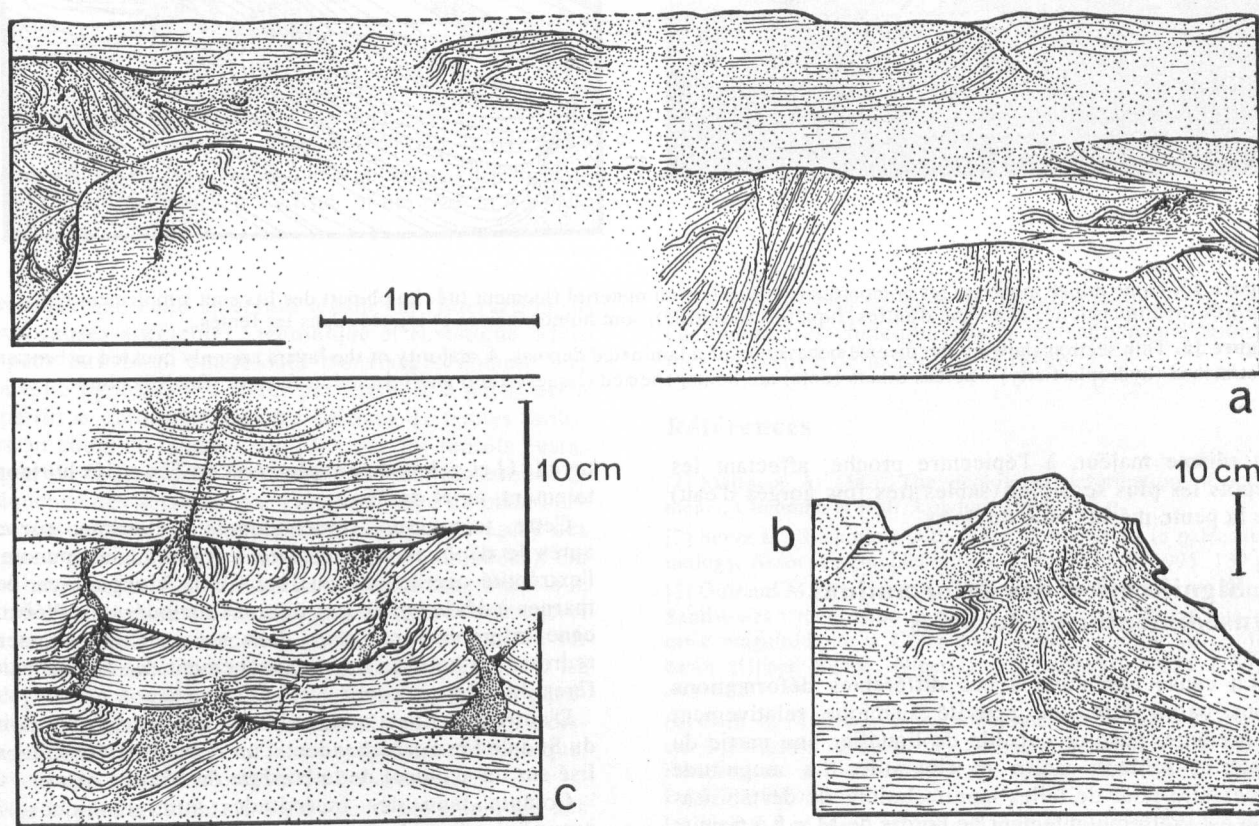


Figure 14. a, b. Séismite de l'oued M'Kès, rive gauche. Les structures de déformation hydroplastique ne sont pas visibles de façon complète (sol à couvert végétal). Des intrusions de matériel homogénéisé montrent le passage local à une fluidification. c. Séismite d'Aïn Chegag. Plis disharmoniques, lobes et plis d'entraînement analogue à une *overturned cross-stratification* (au milieu), injection de sédiment massif (pointillé plus dense) montrent la complexité extrême de la déformation.

Figure 14. a, b. Seismite on the left side of the Wadi M'Kes valley. The relations between outcrops with hydroplastic deformation are not completely displayed but massive sand intrusions demonstrate a general and local fluidization. c. Seismite of Ain Chegag. A local complex deformation: disharmonic folding, lobes, drag folds similar to *overturned cross-stratification* (middle), massive sand injections (denser dots).

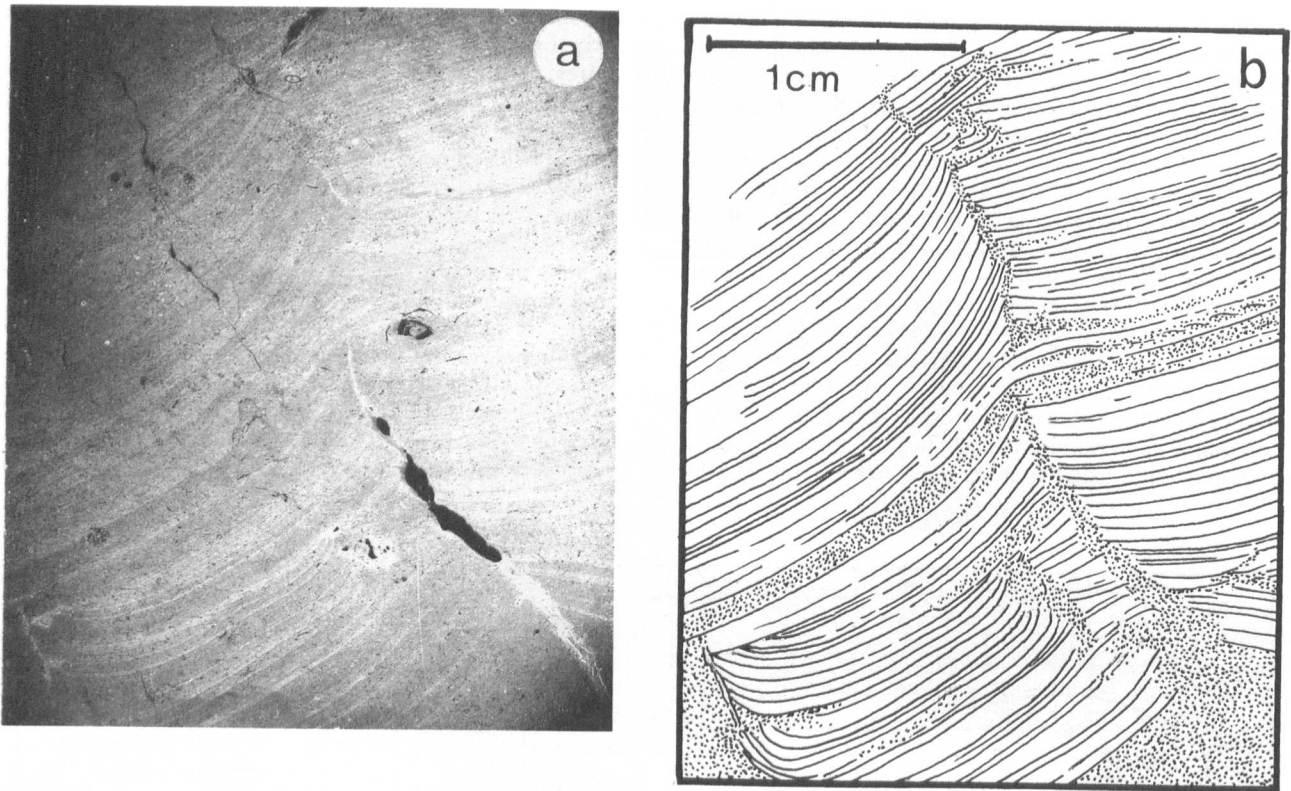


Figure 15. Lame mince montrant les comportements variés d'un matériel finement lité. La plupart des lits sont simplement repliés et étirés (hydroplasticité) alors que d'autres, liquéfiés (pointillés), sont homogénéisés et injectés dans les fentes.

Figure 15. Thin section showing the diverse behaviours of a laminated deposit. A majority of the layers are only buckled or bent and stretched (hydroplasticity) whereas others (dots) are homogenized (liquefaction) and injected in fissures (fluidification).

un séisme majeur, à l'épicentre proche, affectant les dépôts les plus sensibles (sables très fins gorgés d'eau) de la pente méridionale du Saïss.

7. Signification des déformations synsédimentaires du Saïss

La cause commune à ces différentes déformations nous paraît être une activité sismique relativement importante, puisque capable de liquéfier une partie du matériel sableux marin et fluvial. La magnitude nécessaire pour de telles manifestations de déstabilisation est vraisemblablement de l'ordre de $M = 5$ à 6 puisque chaque ensemble de déformations est resté très localisé à l'intérieur du bassin (voir une synthèse des données dans Guiraud et Plaziat [3], figure 20). La répartition de ces déformations suggère que ce sont les accidents de bordure du Nord du Bassin qui ont joué le plus grand rôle.

Cela rejoint les indices de la tectonique pliocène synsédimentaire déjà mis en évidence sur cette bordure : failles cachetées des calcaires du Jbel Aïcha Mougue-

taya [41] et galets du conglomérat de Fès striés horizontalement, au N de Fès.

Cette tectonique septentrionale s'exprime encore après le dépôt du Quaternaire le plus ancien puisqu'à l'extrémité occidentale du Jbel Aïcha Mouguetaya, des marnes à *Melanopsis* non dissous attribuées au Pléistocène inférieur sont prises dans un crochon fortement redressé en bordure du chevauchement des argiles salifères du Trias prérfain.

D'autre part, il est vraisemblable que les déformations du Sud de Fès correspondent à un séisme différent, localisé sur un accident de la bordure du Moyen Atlas.

Compte tenu des incertitudes stratigraphiques, il serait hasardeux de proposer un calendrier précis mais il est évident que ces séismes ne sont pas sans relations avec l'évolution géomorphologique de la région : ils correspondent à son émergence finale au milieu du Pliocène (Aïn El Orma) puis marquent la fin de la sédimentation fluviale carbonatée pliocène (Oued M'Kès, Aïn Chegag).

Une baisse mondiale du niveau marin paraît coïncider avec l'émergence de la région de Meknès c'est-à-dire avec le séisme enregistré par les Sables Fauves. On peut donc

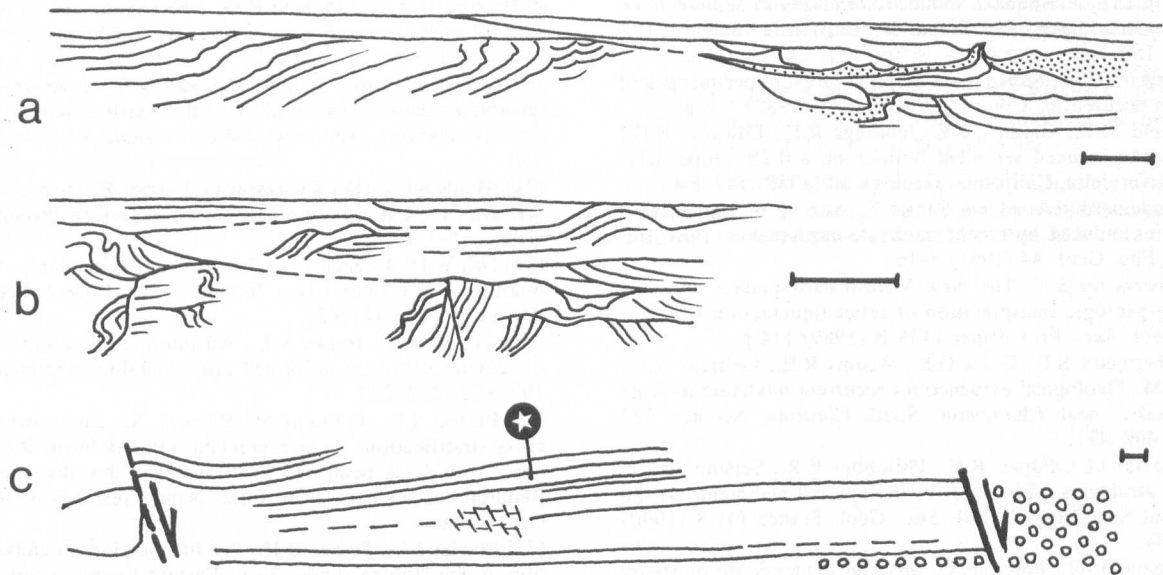


Figure 16. Schémas synthétiques des relations entre les dépôts déformés dans les sites du Bassin de Fès (Pliocène supérieur fluvialite). **a.** Oued M'Kès, rive droite. **b.** Oued M'Kès, rive gauche. **c.** Ain Chegag. Échelle graphique : 1 m.

Figure 16. Schematic organization of the studied deformed deposits within the Fes basin (fluvialite Late Pliocene). **a.** Right side of the Wadi M'Kes valley. **b.** Left side of the Wadi M'Kes valley. **c.** Ain Chegag. Scale bar: 1 m.

envisager que cette émergence résulte de l'interaction de deux causes différentes : tectonique et eustatique. Mais il peut être aussi intéressant d'envisager comme une nouvelle hypothèse (à tester par exemple à partir de la répartition chronologique des séismes de hautes latitudes au cours du Quaternaire [49]) que les retraits eustatiques de la mer aient une influence déterminante sur la fréquence des séismes, par l'intermédiaire de phénomènes isostatiques (soulagement excessivement rapide des régions précédemment englacées [50] ou inondées). On attribue en effet des séismes de moyenne magnitude à la surcharge de mise en eau des grands lacs de barrage et on a même mis en évidence l'influence des marées sur le déclenchement des séismes périocéaniques [51]. Le Néogène du domaine méditerranéen semble aussi particulièrement favorable à un tel type d'étude tendant à distinguer, à côté des séismes d'origine tectonique, d'éventuels séismes d'origine eustatique [7].

Sur le plan régional, la localisation géographique des déformations suggère cependant que le facteur tectonique a été déterminant, l'avant-pays rifain étant particulièrement actif pendant la période plio-quaternaire. Les déformations du Pliocène supérieur fluvialite confirment cette activité tectonique.

Remerciements

Les auteurs ont bénéficié d'un financement des missions de terrains et de stages en France dans le cadre de l'Action intégrée. La mise en forme de cette note a beau-

coup bénéficié de l'aide de M. Helmer. Nous remercions également très chaleureusement les rapporteurs anonymes du comité de lecture de la revue.

Références

- [1] Maltman A. (éd.), The geological deformation of sediments, Chapman et Hall, London, 1994, 362 p.
- [2] Serva L., Slemmons D.B. (éds), Perspectives in paleoseismology, Assoc. Engin. Geologists, Spec. Publ. 6, 1995, 139 p.
- [3] Guiraud M., Plaziat J.-C., Seismites in the fluvialite Bima Sandstones : identification of paleoseisms and discussion of their magnitude in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria), Tectonophysics 225 (1993) 493-522.
- [4] Galli P., Ferrelly L., A methodological approach for historical liquefaction research, in : Serna L., Semmons D.B. (éd.), Perspectives in Paleoseismology, Assoc. Eng. Geol., Spec. Publ. 6 (1995) 35-48.
- [5] Sieh K.E., Lateral offsets and revised dates of large prehistoric earthquakes at Pallet Creek, Southern California, J. Geophys. Res. 89 (1984) 7641-7670.
- [6] Seilacher A., Fault-graded beds interpreted as seismites, Sedimentology 13 (1969) 155-159.
- [7] Plaziat J.-C., Purser B.H., The tectonic significance of seismic sedimentary deformations within the syn- and post-rift deposits of the north-western (Egyptian) Red Sea coast and Gulf of Suez, in : Purser B.H., Bosence D.W.J. (éds), Sedimentation and tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden, Chapman and Hall, London, 1998, pp. 347-366, 21 fig.

- [8] Sims J.D., Earthquake induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California, *Science* 182 (1973) 160-163.
- [9] Schwarz H.U., Subaqueous slope failures. Experiments and modern occurrences. *Contrib. to Sedim.* 11 (1982) 116 p.
- [10] Field M.E., Gardner J.V., Jennings R.E., Edwards B.D., Earthquake induced sediment failures on a 0.25° slope, Klamath River delta, California, *Geology* 10 (1982) 542-546.
- [11] Audemard F.A. et De Santis F., Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes, *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.* 44 (1991) 5-16.
- [12] Obermeier S.F., The New Madrid earthquakes: an engineering-geologic interpretation of relict liquefaction features, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 1136-B (1989) 114 p.
- [13] Obermeier S.F., Gohn G.S., Weems R.E., Gelinias R.L., Rubin M., Geological evidence for recurrent moderate to large earthquakes near Charleston, South Carolina, *Science* 227 (1985) 408-411.
- [14] Plaziat J.C., Purser B.H., Philobos E.R., Seismic deformation structures (seismites) in the syn-rift sediments of the NW Red Sea (Egypt), *Bull. Soc. Géol. France* (4) 8 (1990) 419-434.
- [15] Plaziat J.-C., Poisson A., Mise en évidence de plusieurs séismes majeurs dans le Stampien supérieur continental au Sud de Paris : enregistrements sédimentaires de la tectonique oligocène, *Bull. Soc. Géol. Fr.* 163 (1995) 541-551.
- [16] Roep T.B., Everts A.J., Pillow-beds : a new type of seismites ? An example from an Oligocene turbidite fan complex, Alicante, Spain, *Sedimentology* 39 (1992) 711-724.
- [17] Plaziat J.C., From aeolian sand deposits to deep-sea fan gravity flows, dish and pillar structure characterizes seismites, 14th Internat. Sedimentological Congress, Recife, 1994, F 13-14.
- [18] Allen J.R.L., Sedimentary structures, *Developments in Sedimentology* 30, Elsevier, Amsterdam, 1984, 593 + 663 p.
- [19] Owen G., Deformation processes in unconsolidated sands, in : Jones M.E., Preston R.M.F. (éds), *Deformation in sediments and sedimentary rocks*, *Geol. Soc. Spec. Publ. Oxford London* 29 (1987) 11-24.
- [20] Owen G., Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples, *Sedimentology* 43 (2) (1996) 279-293.
- [21] Collinson J., Sedimentary deformational structures, in : Maltman A. (éd.), *The geological deformation of sediments* (1994) 95-125.
- [22] Seed H.B., Lee K.L., Liquefaction of saturated sands during cyclic loading. *Amer. Soc. of Civil Engineers Proc., J. Soil Mechanisms and Foundation Division* 92 (1966) 105-134.
- [23] Seed H.B., Martin P.P., Lysmer J., Pore water pressure changes during soil liquefaction, *Am. Soc. Civil Engineers Proc., J. Geotechn. Engin. Division* 102 (1976) 323-346.
- [24] Lowe D.R., Water escape structures in coarse-grained sediments, *Sedimentology* 22 (1975) 157-204.
- [25] Plaziat J.C., Ahmed E.A., Diversity of the sedimentary expressions of major earthquakes : an example from the Pliocene sandy seismites of the Egyptian Red Sea coast. *Geol. Soc. Egypt., Spec. Publ.* 1 (1993) 277-294.
- [26] Shrock R.R., *Sequence in layered rocks*, Mc Graw Hill, New York (1948) 507 p.
- [27] Montessus de Ballore F. de, *La science séismologique*, Armand Colin, Paris (1907) 579 p.
- [28] Wentworth C.M., Dish structure, a primary sedimentary structure in coarse turbidites, *A. A. P. G. Bull.* 51 (1967) 458.
- [29] Lowe D.R., Lo Piccolo R.D., The characteristics and origins of dish and pillar structures, *J. Sediment. Petrol.* 44 (1974) 481-501.
- [30] Macar P., Autun P., Pseudo-nodules et glissements sous-aquatiques dans l'Emsien inférieur de l'Oesling (Grand Duché de Luxembourg), *Ann. Soc. Géol. Belgique* 73 (1950) 121-150.
- [31] Montenat C., Ott d'Estevou P., Barrier P., Paturel D., Les seismites : essai de typologie génétique, *Géochronique* 46 (1993) 15-17.
- [32] Gill W.D., Kuenen P.H., Sand volcanoes on slumps in Carboniferous of County Clare, Ireland, *Quart. J. Geol. Soc. London* 113 (1958) 441-457.
- [33] Allen J.R.L., Banks N.L., An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding, *Sedimentology* 19 (1972) 257-283.
- [34] Plaziat J.C., Guiraud M., Poisson A., Les « overturned cross stratifications » correspondant à une déformation sismique : rôle de la pente sur la dissymétrie des structures, 15^e Réunion des sciences de la Terre, Nancy, résumés p. 36, *Soc. Géol. France*
- [35] Plaziat J.C., Purser B.H., Pre-lithification recumbent-folding in the Nubian sandstone of Eastern Egypt: seismic versus current drag deformation. *Rift Sediment and Tectonics in the Red Sea - Gulf of Aden Region, Sanaa* (1995) 50-51.
- [36] Purser B.H., Plaziat J.-C., Philobos E.R., Stratiform breccias and associated deformation structures recording Neogene earthquakes in syn-rift sediments of the Egyptian Red Sea coast, *Geol. Soc. Egypt, Spec. Publ.* 1 (1994) 189-204.
- [37] Ricci Lucchi F., Sedimentological indicators of paleoseismicity, in : Serva L. et Slemmons D.B. (éds), *Perspectives in Paleoseismology, Spec. Publ.* 6, Assoc. of Engin. geologists (1995) 7-17.
- [38] Taltasse P., Recherches géologiques et hydrogéologiques dans le bassin lacustre de Fès-Meknès, *Notes et Mém. Serv. Géol. du Maroc* 115 (1953) 300 p.
- [39] Faugeres J.C., Les rides sud-rifaines. Evolution sédimentaire et structurale d'un bassin atlantico-mésogéen de la marge africaine. *Thèse Bordeaux I* (1978) 780 p.
- [40] Aït Brahim L., Étude de la déformation du Néogène à l'Actuel sur la bordure sud-rifaine dans le contexte du rapprochement des plaques Afrique-Europe (bassin du Saïss, rides pré-rifaines, bassins post-nappes du Rif central), *Thèse 3^e cycle, Univ. Mohamed-V, Rabat* (1983) 178 p.
- [41] Ahmamou M., Chalouan A., Mise en évidence d'une tectonique synsédimentaire plio-quadernaire et d'une rotation antihoraire des contraintes au Quaternaire ancien, sur la bordure nord du bassin du Saïss (Maroc), *Bull. Inst. Scient. Rabat* 12 (1989) 72-80.
- [42] Morel J.L., Évolution récente de l'orogène rifain et de son avant pays depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif, Maroc), *Thèse Orsay*, 1988, *Mém. Géodiffusion* 4 (1990) 584 p.
- [43] Wernli R., Micropaléontologie du Néogène post-nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques, notes et mém. service géologique, Rabat, Maroc, 33, 266 p.
- [44] Martin J., Le Moyen Atlas central, Étude géomorphologique, *Notes et Mém. du Serv. Géol. du Maroc* 258 bis (1981) 445 p.
- [45] Cirac P., Le bassin sud-rifain occidental au Néogène supérieur. Évolution de la dynamique sédimentaire et de la paléogéographie au cours d'une phase de comblement. *Thèse Univ. Bordeaux I, Mém. IGBA* 21 (1985) 287 p.

[46] Ahmamou M., Étude sédimentologique des calcaires lacustres saïssiens (Plio-Quaternaire) du bassin de Fès-Meknès (Maroc). Thèse 3^e cycle, Aix-Marseille III (1987) 175 p.

[47] Ahmamou M., Conrad G., Plaziat J.C., Réinterprétation des conditions de dépôt des calcaires fluviatiles, lacustres et palustres du bassin Plio-quaternaire du Saïss de Fès (Maroc), Méditerranée 68 (2-3) (1989) 41-49.

[48] Boumir K., Paléoenvironnements de dépôts et transformations post-sédimentaires des Sables fauves du Saïss (Maroc), Thèse Nancy (1990) 176 p.

[49] Wu P., Hasegawa H.S., Induced stresses and fault potential in eastern Canada due to a disc load : a preliminary analysis, Geophys. J. Int. 125 (1996) 415-430.

[50] Spada G., Sabadini R., Yuen D.A., Ricard Y., Effects of post-glacial rebound from the hard rheology in the transition zone, Geophys. J. Int. 109 (1992) 683-700.

[51] Tsuruoka H., Ohtake M., Sato H., Statistical test of the tidal triggering of earthquakes : contribution of the ocean tide loading effect, Geophys. J. Int. 122 (1995) 183-194.