

TP de Minéralogie L3

Les roches de la lithosphère océanique.

- Gabbro isotrope (Tur5) ; texture grenue ; Amphibole verte (ouralite), Plagioclases, Olivine + serpentine, Epidote, minéraux opaques.
- Gabbro lité (?) ; Texture grenue ; Plagioclases, Augite, Amphibole brune.
- Péridotite, Lherzolite (33M) ; Texture grenue ; Olivine, opx (enstatite), cpx (augite), spinelle (ou picotite : oxyde de chrome).
- Micaschiste rétro-morphosé (2C) ; Quartz, Phengite (muscovite), Chlorite, Grenat, feldspaths potassiques.
- Micaschistes (TD126) ; Quartz, Phengite (muscovite), Biotite, Grenat, Staurotide, Minéraux opaques.
- Amphibolite (312-G7) ; Hornblende verte, Quartz, Plagioclases, Sphènes, Minéraux opaques.
- Eclogite (TdFH4C) ; Initialement, on a des Grenats et de l'Omphacite (pyroxène). Par rétro-morphose, on obtient : Grenats avec couronnes de plagioclases (coronitiques), l'Omphacite donne de l'amphibole brune, Quartz, Minéraux opaques.
- Glaucophanite (?) ; Glaucophane, Epidote, Phengite (muscovite), Grenat, Quartz, Minéraux opaques.
- Prasinite (?) ; Relique du faciès des schistes bleus : grenat → Epidote (pistachite) ; Rétro-morphose dans le faciès schistes verts : Chlorite, Albite, Calcite.
- Dolérite (Tur7) ; Texture doléritique ; Plagioclases très calciques, Amphiboles vertes, Minéraux opaques.
- Basaltes en coussins (Tur2) ; Texture microlithique porphyrique ; Phénocristaux : Plagioclases, Augite, Chlorite, Minéraux opaques. Microlithes. Verre.
- Pélite et Radiolarite : pas de lame.
- Harzburgite (OM2) ; Olivine et pyroxène (opx et cpx rares), Grains opaques.

Les roches du magmatisme orogénique.

- Granodiorite à amphibole (?) ; Texture grenue normale ; Quartz, Plagioclases, Microclines, Hornblende verte, Chlorite (altération de la HV), Biotite.
- Ignimbrite (SD33) ; Plagioclases, Quartz, Fragments de ponce (qui donnent du quartz), Calcite d'altération de plagioclases, Pyroxène, Minéraux opaques.
- Rhyolite (L68) ; Texture hyaline fluidale ; Rares cristaux de Sanidine, quelques Quartz, quelques Plagioclases.
- Trachy-andésite (EtG) ; Texture microlithique porphyrique ; Phénocristaux : Plagioclases, Augite, Olivine, Minéraux opaques. Microlithes : Plagioclases, Augite, Minéraux opaques. Verre.
- Granodiorite (14M) ; Texture grenue normale ; Quartz, Plagioclases, Feldspaths alcalins perthitiques (Microcline), Biotite à zircon localement transformé en diorite.
- Téphrite à leucite (42M) ; Texture microlithique porphyrique ; Leucite, Plagioclases, Pyroxènes, Microlithes, Verre.
- Granite (JD13) ; Texture grenue normale ; Quartz, Plagioclases, Microcline (feldspaths potassiques), Biotite + Chlorite, Zircon, Minéraux opaques.

- Tonalite ou Quartz-diorite (grande lame sans numéro) ; Texture grenue ; Quartz, Plagioclases, Microclines (peu), Biotite, Zircon, Chlorite, Hornblende verte, Minéraux opaques.
- Andésite (GR2) ; Texture microlithique porphyrique ; Verre, Amphibole verte, Biotite, Augite, Minéraux opaques, Microlithes de plagioclases.
- Dacite (JD108) ; Texture microlithique porphyrique ; Phénocristaux : Quartz, Plagioclases (altération en calcite), Hornblende verte, Biotite, Chlorite. Microcristaux : Quartz. Verre.
- Granite porphyroïde (11M) ; Texture porphyroïde ; Quartz, Orthose, Plagioclases, Biotite + Zircon, Muscovite.

Sommaire du cours de TP de Minéralogie.

Chapitre 1 : Généralités.

Page 1.

Chapitre 2 : La lithosphère océanique.

Page 17.

Chapitre 3 : Le magmatisme orogénique.

Page 23.

Chapitre 4 : Extension.

Page 31.

Chapitre 5 : Les roches sédimentaires détritiques.

Page 33.

Chapitre 6 : Les roches carbonées.

Page 40.

Chapitre 7 : Les roches sédimentaires carbonatées.

Page 43.

Chapitre 8 : Les altérites.

Page 47.

Chapitre 9 : Les roches salines.

Page 53.

Minéralogie.

I\ Les minéraux et la lumière.

A\ Propagation de la lumière.

A travers des milieux transparents, les rayons lumineux se propagent de façon rectiligne.

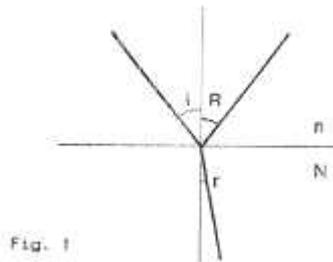
Loi de Fresnel : $\lambda = V \times T$ (λ est la longueur d'onde ; V est la vitesse ; T est la période)

La lumière blanche est constituée de toutes les longueurs d'onde du spectre visible.

B\ Indice et relief.

A l'interface entre deux milieux, le rayon lumineux incident subit des réflexions et des réfractions conformément aux lois de Descartes.

$m \times \sin(i) = N \times \sin(R)$ (cf. fig. 1)



L'indice d'un milieu est $I = C/V$ (C est la vitesse de la lumière dans le vide ; V est la vitesse de la lumière dans le milieu). $I_{\text{air}} = 1$; $I_{\text{eau}} = 1,33$; $I_{\text{quartz}} = 1,55$.

C\ Couleur et pléochroïsme.

Les minéraux seront sous lame mince de $25\mu\text{m}$ d'épaisseur. Certains minéraux seront de couleur, d'autres seront incolores et les derniers seront opaques.

Si la lumière est polarisée, il peut se produire que la couleur du minéral ne soit pas constante au cours d'une rotation de la platine du microscope. L'orientation du minéral change alors par rapport au polariseur. \rightarrow C'est le pléochroïsme. On parle des minéraux pléochroïques.

D\ Monoréfringence et biréfringence.

La lumière qui traverse un milieu comme l'air, comme le verre, se propage à la même vitesse quelque soit sa direction : ce sont des milieux isotropes ou monoréfringents puisqu'un seul indice les caractérise.

Avec un cristal de calcite, sur une feuille écrite, le texte apparaît en double : le cristal est traversé par deux rayons réfractés et donne donc deux images (cf. fig.3).

La lumière se propage plus vite pour un rayon que pour l'autre : on a deux indices de valeur différente pour ce cristal.

→ La calcite est dite biréfringente ou anisotrope.

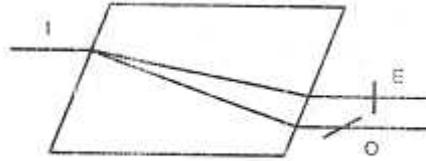


Fig. 3

Beaucoup de minéraux sont biréfringents mais nécessitent l'utilisation d'un microscope polarisé pour être mis en évidence.

E\ Les ellipsoïdes des indices.

1\ La sphère.

Dans un corps isotrope, on a un seul indice. Cela se représente par une sphère. Tous les minéraux cubiques sont isotropes (par exemple : le grenat).

2\ Ellipsoïde uniaxe.

Dans tous les corps anisotropes, la lumière se dédouble et se propage à vitesse différente. En étudiant la répartition dans l'espace de ces vitesses (donc les indices), on montre qu'à la sphère des milieux isotropes correspond un ellipsoïde dans les milieux anisotropes.

Le plus simple de ces ellipsoïdes est de révolution : il possède une symétrie de révolution autour d'un axe unique appelé axe optique (cf. fig.4). exemple : un ballon de rugby.

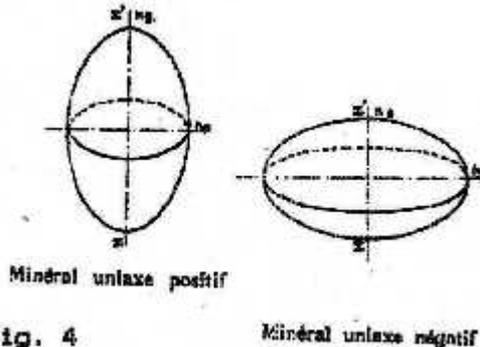


Fig. 4

Si cet axe correspond à la plus grande valeur d'indice du minéral (N_g), l'ellipsoïde est uniaxe positif. Si cet axe correspond à la petite valeur d'indice du minéral (N_p), cet uniaxe est négatif.

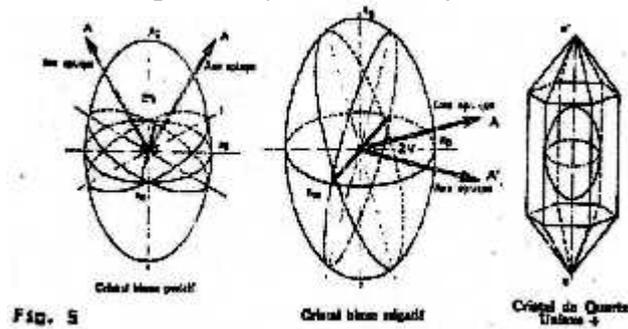
Une section orthogonale à cet axe optique est circulaire (ou cyclique).

Un minérale taillé orthogonalement à l'axe optique de son ellipsoïde se comportera comme un corps isotrope. Selon cette section, tous les indices sont identiques.

3\ Ellipsoïde biaxe.

Tous les ellipsoïdes ne sont pas de révolution. Certains ont une forme quelconque et sont définis par leur grand axe (N_g), leur petit axe (N_p) et par leur axe intermédiaire (N_m). Les trois indices sont perpendiculaires.

Ces ellipsoïdes n'admettent plus une section cyclique mais deux : avec un axe optique orthogonal à chacune d'elles. (Cf. fig.5). On qualifie ces ellipsoïdes de biaxe.



Lorsque N_g est bissectrice de l'angle aigu des axes optiques, l'ellipsoïde est positif. Quand N_p est bissectrice de l'angle aigu formé par les axes optiques, l'ellipsoïde est dit négatif.

F\ Les ellipsoïdes dans les minéraux.

Les systèmes cristallins qui admettent un axe de symétrie d'ordre supérieur à 2 (systèmes hexagonal, quadratique, rhomboédrique) possèdent des ellipsoïdes uniaxes. L'axe optique coïncide avec l'axe de symétrie principal du minéral (cf. fig.6).

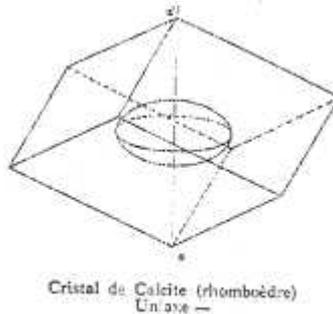
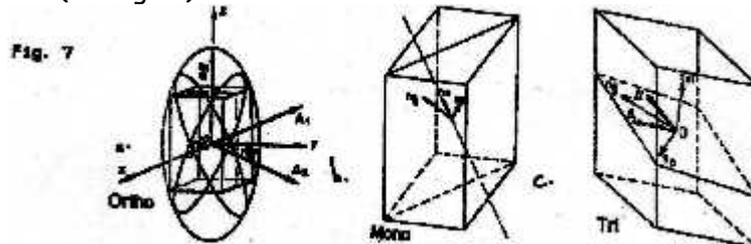


Fig. 6

Les autres systèmes cristallins (orthorhombique, monoclinique, triclinique) possèdent des ellipsoïdes biaxes. Leur position dans le minéral est bien définie que dans le cas de l'uniaxe.

Pour le système orthorhombique : à chacun des trois axes d'ordre 2 correspond un indice principal. N_g , N_p , N_m . (Cf. fig.7a).



Pour le système monoclinique (un seul axe d'ordre 2) : la position d'un seul indice est fixée (1 des 3).

Pour le système triclinique (seulement un axe de symétrie) : l'ellipsoïde a une position quelconque.

G\ Les indices dans les sections de lames minces.

Pendant la confection de la lame, on peut imaginer que le plan recoupe l'ellipsoïde (fig.8). La section la plus générale est l'ellipse. Cette section possède un grand axe (N'g) et un petit axe (N'p) qui sont orthogonaux.

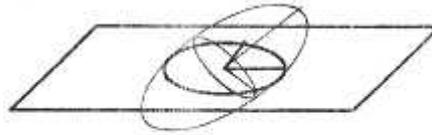


Fig. 8

Ces deux axes seront le grand et le petit indice de la section. Leur valeurs seront intermédiaires entre le N_g et le N_p du minéral.

On trouve aussi le cas où la section comprend un axe principal (N_g , N_p , N_m).

Dans le cas où la section est perpendiculaire à l'axe optique : on obtient une section circulaire (cyclique). Le minéral ne présente qu'un indice : on parle alors de « corps monoréfringent ».

II\ Les minéraux observés au microscope polarisant.

A\ Le microscope (cf. fig.9).

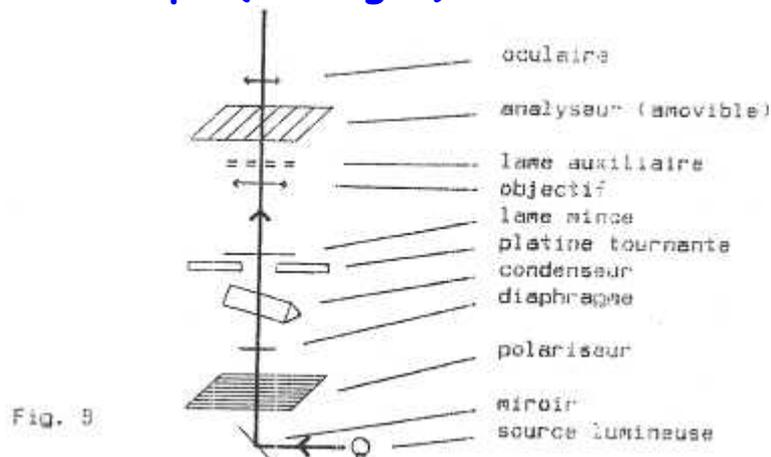


Fig. 9

Un microscope polarisant est un microscope normal avec trois particularités : - une platine tournante ; - deux lentilles supplémentaires (un polariseur dessous et un analyseur dessus).

B\ Observation en lumière naturelle.

C'est une expression impropre mais consacrée par l'usage. Cette lumière passe par le polariseur, arrive sur la lame... C'est simplement une observation sans analyseur.

Elle permet :

- d'observer des minéraux opaques, colorés, pléochroïques,
- d'apprécier le relief des minéraux,
- d'observer l'organisation des minéraux entre eux : la texture de la roche.

C\ Observation en lumière polarisée.

L'observation en lumière polarisée se fait par ajout de l'analyseur : grâce à la lumière polarisée et analysée.

L'analyseur est placé tel que son plan de polarisation soit disposé orthogonalement par rapport à celui du polariseur : aucune lumière ne peut passer dans cette situation.

Seul un minéral anisotrope est capable de rétablir la lumière mais les teintes observées seront différentes des teintes naturelles.

1\ La position d'extinction.

En une rotation complète de la platine, on constate que les minéraux s'éteignent quatre fois. Certains sont éteints en permanence : ce sont des minéraux cubiques et perpendiculaires à l'axe optique, ou des minéraux qui se comportent comme des corps isotropes.

Figure 10 : Après le polariseur, la lumière est dans un plan. Dans chaque minéral anisotrope, la lumière se divise en deux rayons orthogonaux l'un à l'autre. La traversée de l'analyseur permet de récupérer les deux rayons qui vibrent en sens opposés. Les vecteurs s'annulant, on ne devrait pas observer de lumière mais comme les deux rayons n'ont pas la même vitesse (l'un d'eux est en retard par rapport à l'autre), il n'y a pas vraiment opposition de phase → un peu de lumière monochromatique est rétablie.

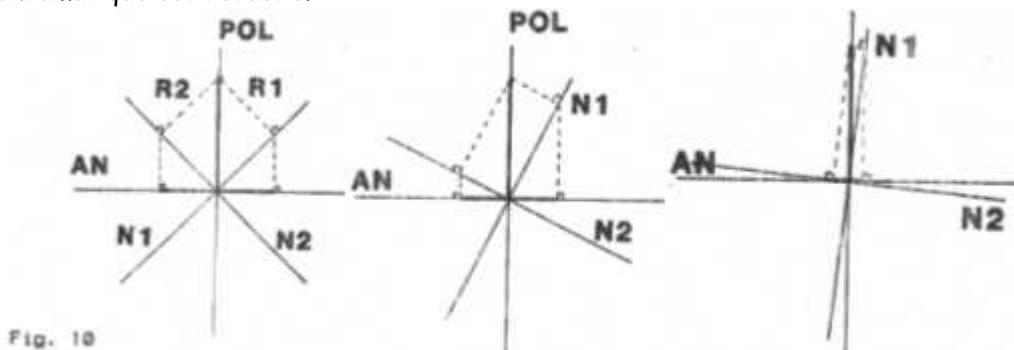
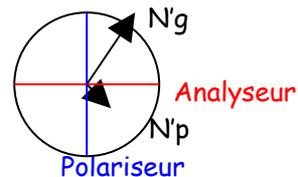


Fig. 10

On constate qu'un maximum de lumière est récupéré lorsque N_g et N_p de la section sont disposés à 45° des plans du polariseur et de l'analyseur.



Aucune lumière ne passe lorsque N_g et N_p sont superposés aux plans du polariseur et de l'analyseur : on parle alors de minéral « éteint ».

2\ Les teintes de polarisation.

Si on observe la lame en lumière blanche, des retards de phase pourront se produire pour toutes les longueurs d'onde. Ils sont fonction de la différence entre les indices de la section et l'épaisseur de la lame mince. → $d = (N_g - N_p) \times e$ (e est l'épaisseur)

3\ Echelle des teintes de Newton.

Considérons un cristal dont l'épaisseur varie :

Quand on glisse ce cristal dans le microscope, son épaisseur va augmenter tout comme les retards de phase. Il apparaît de la lumière grise, blanche, jaune orangée, rouge, violet... et cela est répété plusieurs fois, définissant ainsi des ordres de teintes.

4\ L'angle d'extinction.

Cf. TP.

5\ signe d'allongement.

Cf. TP.

III\ La croissance cristalline.

Les minéraux sont des corps « purs » constitués d'atomes disposés en réseau. La métallurgie nous apprend qu'un minéral ne se constitue pas en un seul temps, mais ponctuellement sous forme d'un germe qui s'allonge atome par atome par un processus de nucléation.

A\ Les deux types de transformations.

1\ Transformation liquide-solide.

Cette transformation se fait d'autant plus vite que la température est élevée et que la solution est sursaturée : c'est le cas des roches magmatiques.

2\ Transformation solide-solide.

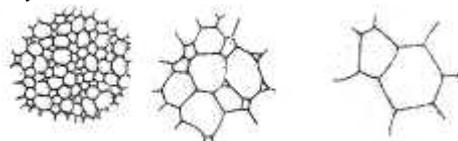
C'est le cas des roches métamorphiques. Les processus de croissance sont plus complexes dépendent de :

- condition de température et de pression,
- composition chimique des phases,
- présence de fluide interstitiel (H_2O , CO_2),
- porosité du milieu,
- orientation des bordures entre minéraux,
- le temps.

La croissance cristalline a pour tendance générale de diminuer l'énergie de surface jusqu'à disparition des minéraux qui ont moins de 6 faces et d'augmenter la taille des autres.

→ diminution du nombre de grains. Ceux qui restent présentent des faces courbes et des jonctions en point triple (→ cf. fig.14).

Fig. 14



B\ Les transferts de matière.

1\ Transformation liquide-solide.

Dans ce cas, les composants du système se déplacent vers les phases les plus stables (cristaux). Pendant le refroidissement du magma, la diminution de température est susceptible de déplacer certains équilibres au cours de la cristallisation.

Figure 15 : La série isomorphique des plagioclases (le système Albite(Ab)/Anortite(An)).

Les plagioclases constituent une série continue du terme albite (sodique) à l'anortite (terme calcique). Dans cette série, on trouve : oligoclase, andésine, labrador, bitownite.

Etude d'un mélange à 30% d'An et 70% d'Ab.

A 1500°C, tout est liquide.

A 1380°C, le premier cristal a une composition à 75% d'An.

La descente se fait ensuite selon la courbe du liquidus.

A 1300°C, les cristaux sont composés de 60% d'An et de 40% d'Ab.

→ on assiste à un rééquilibrage permanent.

A 1180°C, la création s'arrête quand les derniers cristaux sont formés → on obtient la composition de départ.

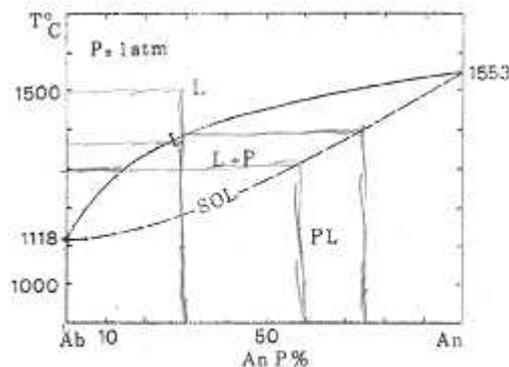


Fig. 15

Si la réaction va trop vite (volcanisme), les plagioclases sont zonés avec une zonation successive concentrique.

Les analyses montrent que le cristal le plus riche en An est au centre (au cœur) et que progressivement, en allant vers la périphérie, la concentration en anortite diminue.

2\ Transfert solide-solide.

Les cas de diffusion sèche sont extrêmement lents et ne peuvent seuls expliquer les transferts de matières. Il faut faire appel à une phase fluide intergranulaire.

De nombreuses roches métamorphiques sont d'origine sédimentaire. De plus, de nombreuses transformations métamorphiques sont progrades (partent d'une température faible qui augmente et d'une pression faible qui s'accroît lentement). L'action prograde est une réaction de déshydratation qui enrichit la phase fluide et qui facilite le processus de diffusion vers le liquide interstitiel.

3\ Pression-dissolution.

Les roches métamorphiques sont soumises à l'état de pressions anisotropes. La dissolution des minéraux est facilitée dans les points où il y a concentration de ces forces.

Figure 15 : transport de matière vers une zone de moindre pression. La matière dissoute recrystallise dans les zones protégées. C'est le cas des minéraux participant à la formation des litages : schistosité et foliation (chez les roches métamorphiques).

C\ La forme des cristaux.

Les cristaux néoformés dans une roche magmatique et métamorphique peuvent être :

- automorphes : ils possèdent une forme caractéristique du système cristallin auquel ils appartiennent.
- Xénomorphes : ils ont une forme quelconque

La forme dépend de l'interaction de plusieurs mécanismes :

- Croissance libre : les cristaux se développent sans une matière liquide ou solide qui n'entrave pas leur croissance.
- Croissance contrariée : les cristaux sont gênés par les cristaux à développement synchrone ou antérieur.
- Corrosion : on observe des restes de minéraux dans un contexte où ils tendent à diminuer car ils ne sont plus en équilibre dans les conditions du milieu.
- Déformations : cassures dues au froid, déformation plastique chaude.

D\ La taille des cristaux.

Selon la taille, les minéraux sont dotés d'un titre distinctif.

- Les porphyrocristaux (dans les roches magmatiques) : les minéraux ont plusieurs centimètres de longueur.
- Les porphyroblastes : ce sont des minéraux néoformés dans les roches métamorphiques.
- Les porphyroclastes : ce sont des minéraux anciens appartenant à la roche avant le métamorphisme.
- Les phénocristaux sont visibles à l'œil nu.
- Les microcristaux sont invisibles à l'œil nu.

1\ Taille des cristaux dans les roches magmatiques.

Si la vitesse de refroidissement est lente, les minéraux ont le temps de se développer : on a alors des phénocristaux.

Si le refroidissement est rapide, on aura alors, des microcristaux.

Quand le refroidissement est brutal, ou instantané, on obtient une pâte (un verre) amorphe non cristallisée.

2\ Les minéraux dans les roches métamorphiques.

On distingue :

- Les clastes (de grande taille) : comme les feldspaths dans les orthogneiss.
- Les minéraux issus de la recrystallisation : les recuits qui donnent une polygonisation des minéraux (angle de 120° ; point triple).
- Les blastes : minéraux provoqués par le métamorphisme pouvant atteindre une grande taille (exemples : grenat, andalousite).

IV\ Ordre de cristallisation.

Généralement, un minéral 1, partiellement ou totalement inclus dans un minéral 2 est donné comme antérieur.

Réaction prograde : elle transforme un minéral a en un minéral d.

A\ Ordre de cristallisation dans les roches magmatiques.

La composition chimique, pression, température sont les paramètres principaux qui définissent les ordres de cristallisation.

1\ Figure 18 : système quartz/albite.

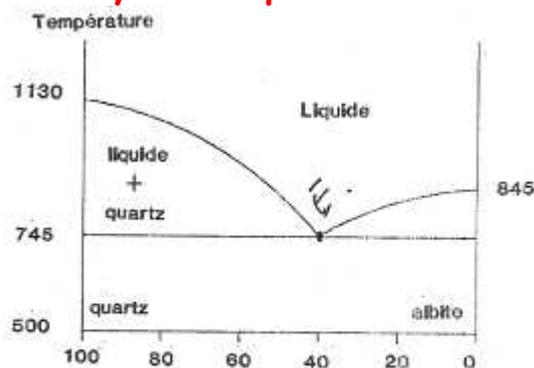


Fig. 18

Selon la composition chimique du liquide, il y aura cristallisation de quartz (si le liquide est riche en quartz).

1 : plus de quartz.

Il n'y a cristallisation que de quartz jusqu'à E (l'eutectique) puis cristallisation simultanée de quartz et d'albite.

2 : plus d'albite.

Quand la température diminue, les premiers cristaux formés sont des cristaux d'albite.

La température continue à diminuer et seule l'albite se forme jusqu'à l'eutectique. Une fois l'eutectique atteint, il y a cristallisation simultanée de quartz et d'albite.

L'ordre de cristallisation n'est pas immuable ; il dépend de la chimie du magma.

Les premiers cristaux formés sont automorphes. Les derniers seront xénomorphes.

Cas du métamorphisme (de fusion) : le premier liquide produit aura la composition de l'eutectique.

2\ Système binaire avec minimum. Albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) - Orthose (KAlSi_3O_8).

L'albite et l'orthose constituent un système avec solution solide, mais, là, il existe un minimum (M) au niveau duquel le liquidus et le solidus se rencontrent.

Remarque : c'est un système formé de deux courbes semblables à celle de la figure 15.

Ce diagramme fonctionne comme deux diagrammes de plagioclases. Quel que soit le mélange initial, on observe après cristallisation totale, un seul feldspath ayant la composition du liquide initial. Mais en refroidissant, il y aura séparation des deux phases feldspathiques en dessous d'une courbe (le solvus).

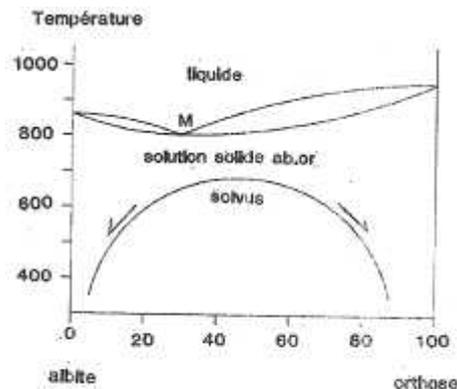


Fig. 15

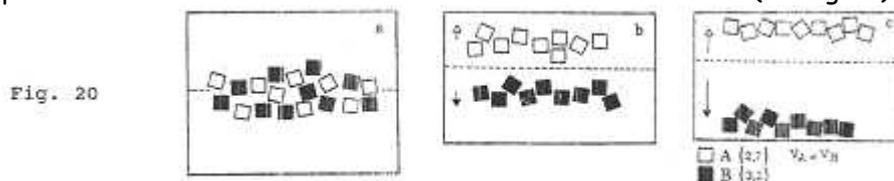
Cette séparation à l'état solide est une exsolution et elle forme des perthites qui correspondent à des filets d'albite dans l'orthose. Ces inclusions sont présentes alors que les deux cristaux ont cristallisé en même temps.

→ Ces granit à feldspaths perthitiques sont dits, « granit hypersolvus ».

3\ Les cumulas.

Lorsque les minéraux qui se forment ont des densités supérieures à celle du liquide, ils chutent vers le fond du réservoir. S'ils sont moins denses, ils vont flotter dans la partie supérieure.

Ainsi, peuvent se former des concentrations en certains minéraux (cf. fig.20).



Cette séparation entraîne l'appauvrissement du liquide en certains éléments. On a deux conséquences :

- Les déséquilibres entre phases peuvent être déplacés (minéraux stables ne le seront plus).
- La composition globale du magma a changé et peut conduire à la mise en place de roches qui ne se seraient pas formées dans le magma initial.

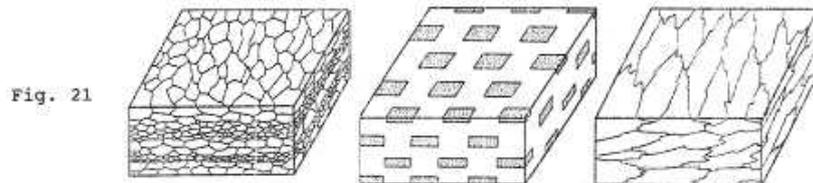
→ C'est le mécanisme de la différenciation magmatique : les plus denses sont les ferromagnésiens.

B\ Ordre de cristallisation dans les roches métamorphiques.

Si le métamorphisme de contact est essentiellement le fruit d'une augmentation thermique, le métamorphisme général est lié aux orogènes et de ce fait indissociable d'une déformation pendant la différenciation → effet de la température et de la pression.

Les premiers résultats sont une apparition d'une schistosité ou d'une foliation qui réutilise une anisotropie pré-existante telle que la stratification sédimentaire ou un litage d'origine magmatique ou tectonique.

On parle de foliation quand la cristallisation a permis le développement de minéraux plans (ex : mica) donnant à la roche une structure foliée mais aussi quand apparaissent des lits constitués de minéraux de tailles différentes (cf. fig.21).



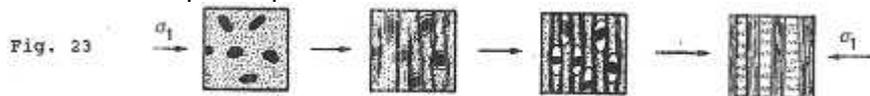
La figure de déformation la plus représentée est le pli. Il utilise la foliation et contribue à l'entretenir.

C\ La pression-dissolution.

Ce phénomène de pression-dissolution est également responsable de la formation de foliation car elle permet le transfert de matière.

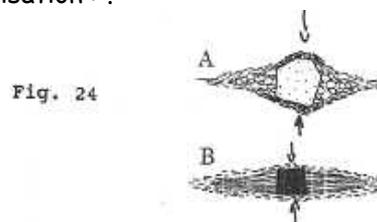
C'est dans ce contexte que sont réutilisés les minéraux déjà en place (clastes) ou qu'apparaissent les nouveaux minéraux (blastés) (cf. fig.23).

Les clastes vont finir par disparaître et donner des feuilletés.



1\ Les minéraux anticinématiques.

Ces minéraux sont souvent moulés par des schistes ou inclus dans des minéraux moulés par la pression-dissolution. Autour d'eux peuvent se former des ombres de pression dans lesquelles sont venus se cristalliser des éléments dissous sous forme de grains ou fibres (cf. fig.24). On parle aussi de « queue de cristallisation ».

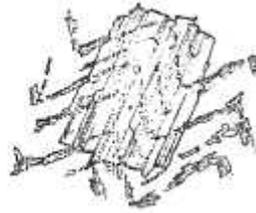


Dans certains cas, ces queues peuvent être déformées car la déformation se poursuit. Par exemple, le quartz : déformé de façon souple, plastique, il montre une extinction dite roulante car le cristal ne s'éteint pas partout en même temps.

2\ Minéraux post cinématiques.

Ces minéraux se développent statiquement, dans des conditions de pression isotropes. Ils englobent sans modification, la schistosité (ils sont pœcilitiques) et ne sont pas nommés pareil (cf. fig.25).

Fig. 25



3\ Les minéraux syncinématiques.

La cristallisation est liée à la déformation de la roche : on a alors une rotation des minéraux trapus qui figent en grossissant la schistosité dans sa position de l'instant.

Ils prennent ainsi une forme hélicitique. (Cf. fig.26 : sens de cisaillement imprimé dans le minéral).

V\ Texture de roches magmatiques et métamorphiques.

A\ Textures des roches magmatiques.

La texture de ces roches reflète l'agencement des minéraux constitutifs selon leur grandeur et leur forme (refroidissement lent ou rapide du magma).

1\ Roches à textures grenues.

Tous les minéraux sont des grains visibles à l'œil nu ou à la loupe. Il y a absence de matière vitreuse, ce qui traduit un refroidissement lent du magma. Selon la taille des grains, on distingue :

- Texture pognatitique : texture à très gros grains. (diamètre > 3cm).
- Texture à gros grains (1cm < grain < 3cm).
- Texture à grains moyens (1mm < grain < 1cm).
- Texture aplitique : texture à grains fins (grain < 1mm).
- Texture grenue porphyroïde : on a des phénocristaux dispersés dans des cristaux plus petits mais visibles à l'œil nu.
- Texture porphyrique : on a des phénocristaux au sein d'une pâte aphanitique (faite de micro-cristaux).

2\ Roche à texture microgrenue.

- Texture microcristalline : on a de nombreux microcristaux, mais pas de verre → refroidissement rapide du magma mais pas trop.
- Texture microporphyrique : nombreux microcristaux + des phénocristaux résultant d'un refroidissement lent en profondeur.

3\ Roche à texture microlithique.

- Texture microlithique : les microcristaux sont en forme de baguette associés à du verre : refroidissement rapide.
- Texture microlithique porphyrique : on trouve des microlithes, du verre et des phénocristaux épars.
- Texture aphanitique : on ne trouve que des microlithes et du verre.
- Texture spinifex (en peigne) : on a un enchevêtrement de cristaux d'olivine et de pyroxènes squelettiques, creux et très allongés ; comme la texture des roches komatiites.

4\ Texture doléritique.

Les microlithes sont visibles à l'œil nu mais les roches qui les portent sont sur la croûte océanique.

5\ Texture vitreuse.

On a peu ou pas de cristaux. La viscosité du magma bloque la nucléation et il se forme un verre (obsidienne) toujours instable qui a tendance à cristalliser pour donner naissance à des sphérolithes (sphéroradiées).

B\ Les roches métamorphiques.

1\ Les roches sans orientation minéralogique préférentielle.

- Texture granoblastique : les grains viennent du métamorphisme.

2\ Roche à foliation.

- Texture lépidoblastique : ces roches sont constituées par des feuillets (ex : micaschiste).
- Texture nématoblastique : ces roches sont constituées par des minéraux en aiguille (amphibolite).
- Texture porphyroblastique : cette texture est spécifique des roches à gros cristaux (pœciloblastes).
- Texture granolépidoblastique : on a une alternance de minéraux en grain et de minéraux en plan (c'est typique de gneiss).

3\ Les roches intensément déformées.

On parle, dans ce cas, de texture mylonitique. Ces roches sont constituées par des clastes fragmentés dans une matrice recristallisée, foliée ou rubanée.

VI\ Les classifications.

A\ Les roches magmatiques.

1\ La classification de Streckeisen.

Cette classification permet de diviser les roches magmatiques en trois ordres hiérarchiques.

La classe = (minéraux blancs ou noirs)/(somme des minéraux).

On obtient alors deux classes : noir ou blanc. Limite à 90% pour les blancs ; de 90% à 100% pour les noirs (ou roches mafitiques).

α \ Les roches à minéraux blancs (classe A).

On considère 4 minéraux cardinaux placés au sommet d'un losange. (les feldspathoïdes sont déficitaires en Si)

L'ordre = (Qz)/(somme des éléments blancs) (P + A + Quartz)

L'ordre = (Foïdes)/(somme des éléments blancs) (foïdes + plagioclases + feldspaths alcalins)

Le groupe : (plagioclases)/(somme des feldspaths)

β \ Les roches mafitiques (classe B).



2\ Les données géochimiques et les différentes séries magmatiques.

α \ Les éléments majeurs.

Ces éléments permettent d'identifier les principales séries magmatiques par leur différence pondérale $(Na_2O \text{ et } K_2O)/(Silice)$.

On a des distinctions entre les roches ultrabasiques, basiques, intermédiaires et acides.

Ces roches sont recoupées entre alcalines et subalcalines.

β\ Les éléments en trace.

Ce sont des éléments mineurs, considérés en fonction de leur répartition dans la phase liquide et cristalline.

Ils sont exprimés par un coefficient qui montre la concentration des éléments en trace dans un minéral sur la concentration dans le liquide.

$d = \frac{\text{concentration dans le minéral}}{\text{concentration dans le liquide}}$.

Les éléments dont $d < 1$ sont désignés comme incompatibles et sont essentiellement concentrés dans le liquide. Ces éléments sont : K, Na, Rb, Sr, Zr, Ba, Th, pour les plus courants ainsi que des terres rares légères comme La, Ce, Nd.

Les éléments compatibles ont un $d > 1$: ils sont retenus dans les résidus solides (minéraux) des fusions partielles du manteau. Ils cristallisent les premiers lors des cristallisations fractionnées. On trouve des éléments comme : Ni, Co, Cr..

B\ Les roches métamorphiques.

On a deux principaux types de métamorphisme.

1\ Métamorphisme thermique (de contact).

Ce type de métamorphisme se développe localement, en profondeur. Les transformations sont dues à l'augmentation locale de la température sans déformation notable. → On obtient des roches cornéennes qui se disposent en auréoles concentriques centrées sur l'intrusion magmatique.

Du centre vers la périphérie, on a : des cornéennes à pyroxène, des cornéennes à hornblende et enfin des cornéennes à albite et épidote.

Au niveau des schistes tachetés, après les cornéennes, il n'apparaît que des débuts de cristallisation d'andalousite ou de cordiérite.

2\ Métamorphisme général ou régional.

Il consiste en quatre principaux types de gradients progrades qui sont caractérisés par des paragenèses (associations) minérales stables aux conditions du lieu (température et pression).

α\ Le gradient d'Abukama.

C'est un métamorphisme haute température, basse pression (HT, BP). Il est caractérisé par une transition prograde andalousite → Silimanite (n'a lieu que sur des roches appartenant à la séquence pélitique : des argiles).

β\ Le gradient Dalradien (Barrowien).

C'est un métamorphisme haute température. On trouve une transition prograde : disthène → Silimanite (transformation uniquement sur des roches silico-alumineuses).

γ\ Le gradient Franciscain.

C'est un métamorphisme basse température, haute pression. Ce gradient est caractérisé par un assemblage de minéralogie de schistes à glaucophane (bleus) comme la lawsonite, la jadéite (pyroxène) et par le faciès des éclogites (roches caractérisées par la présence de grenat [disthène, omphacite]).

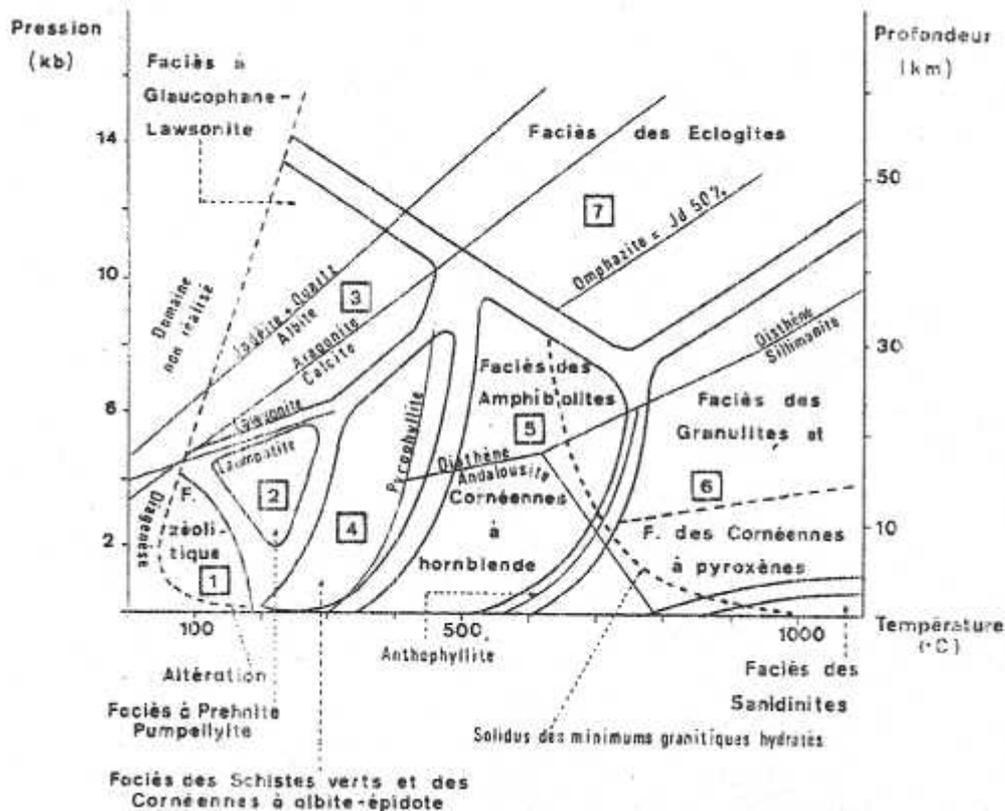
Cette transformation n'est possible que sur des roches ferro-magnésiennes de la séquence basique (de la lithosphère océanique). → on a donc un métamorphisme de subduction de la lithosphère océanique.

ε\ Le gradient très haute pression.

Il est caractérisé par un assemblage de minéraux contenant :

- de la coésite (quartz monoclinique de très haute pression), trouvée seulement dans les impacts météoritiques.
- Du disthène.
- De la phengite (mica de très haute température)

Une unité de croûte continentale (silico-alumineuse) a été transportée en profondeur (100km) sous la forme d'écaïlle dans la lithosphère océanique en subduction.



La lithosphère océanique et son devenir.

I\ La lithosphère océanique.

A\ Origine des magmas.

1\ Formation de la lithosphère océanique.

La lithosphère océanique se développe à partir des dorsales médio-océaniques qui s'édifient entre deux plaques en s'écartant par des courants de convections.

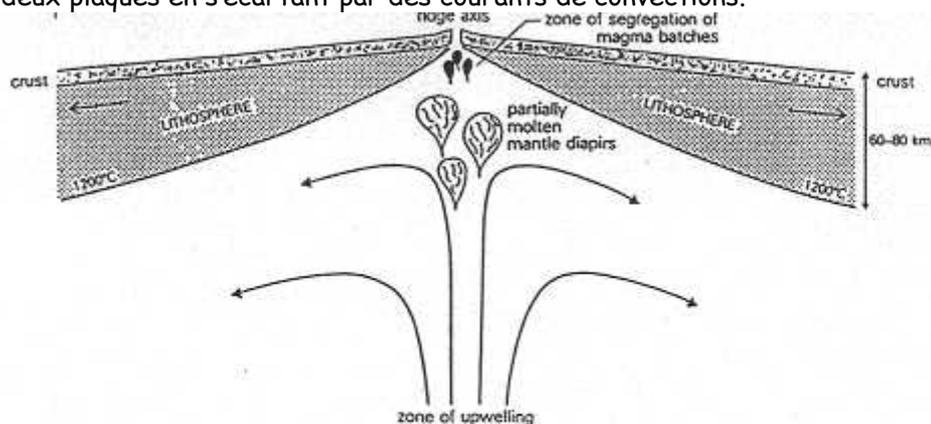


Figure 1 Schematic cross section of a constructive plate margin and its relation to the zone of upwelling of deep-mantle material. The oceanic lithosphere (crust + mantle) is generated at the ridge axis and increases progressively in thickness away from the ridge. The base of the lithosphere is represented as a thermal boundary layer (1200°C isotherm)

(d'après Wilson, 1994)

La croûte est générée par la fusion partielle de manteau lherzolitique (péridots), provoquée par la décompression adiabatique (sans perte de chaleur) du matériel mantellique en cours d'ascension.

→ On obtient des magmas basaltiques de type MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) qui sont injectés par une fissure étroite dans l'axe et on a un résidu d'harzburgite correspondant à de la lherzolite appauvrie en éléments incompatibles et enrichie en éléments compatibles par extraction dans le liquide magmatique (→ péridotites résiduelles de l'harzburgite).

Sous l'action de courants de convection, la lithosphère océanique se développe en permanence (1cm à 15cm par an). Cette lithosphère océanique est chaude et se refroidit et donne un épaissement par accrétion de péridotites asthénosphériques son augmentation de densité au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de la dorsale.

2\ Le manteau primitif.

Le manteau actuel est appauvri par rapport au manteau primitif. La composition de ce dernier est recherchée dans les météorites, la lune et le manteau archéen (4,5 à 2,5 GA), dans les komatiites.

Les roches mantelliques primitives sont riches en Mg (30%) et pauvres en terres rares : le taux de fusion du manteau impliqué dans leur genèse devait avoisiner 50% contre les 25% actuels.

Les températures d'épanchement de ces roches étaient de l'ordre de 1700°C, soit, 400°C de plus qu'aujourd'hui. Ces températures élevées s'expliqueraient par la présence d'isotopes radioactifs de période courte en désintégration.

B\ La nature de la lithosphère océanique.

La lithosphère océanique a été échantillonnée par des insubmersibles dans l'atlantique et dans le pacifique. Elle est constituée :

- D'un litage composé d'une alternance d'un lit de pyroxène et d'un de plagioclases.
- De péridotites litées.
- De péridotites foliées (avec aussi de la déformation tectonique).

Cette lithosphère océanique est de composition voisine à celle des séries ophiolitiques observées dans les montagnes comme les Alpes : → ces séries, malgré quelques différences sont des lithosphères océaniques remontées par obduction. Les différences observées sont dues à un métamorphisme (hydrothermal, faciès zéolithes [basaltes], faciès schistes verts, faciès amphibolites[gabbros]).

C\ Géochimie.

1\ Les éléments majeurs.

- Les basaltes MORB et les ophiolites ont une même composition de type tholéitique, à quartz virtuel car il est sous forme de verre mais qui constitue 33% de la roche.

Dans ces basaltes, on va trouver :

- Olivine + Spinel (CrMg)
- Olivine + Spinel + Plagioclases.
- Olivine + Plagioclases + Pyroxène.

- Les Gabbros.

Ils sont composés de plagioclases calciques + de clinopyroxènes (cpx) + d'orthopyroxènes (opx) + d'olivine. On trouve des amphiboles primaires rares qui sont obtenues par altération hydrominérale (ou ralites : hornblende verte + actinote)

- Les Péridotites.

Selon les régions, on trouve :

- Des harzburgites : olivine + opx + spinel
- Des lherzolites : roches pauvres en SiO_2 (< 45%), riches en MgO ($\cong 42\%$) et en FeO ($\cong 9\%$). Les minéraux participant sont : l'olivine, les cpx, les opx, et, selon la profondeur : plagioclase (faible), spinel (forte : entre 25 et 70 km) et des grenats ($p > 70\text{km}$).

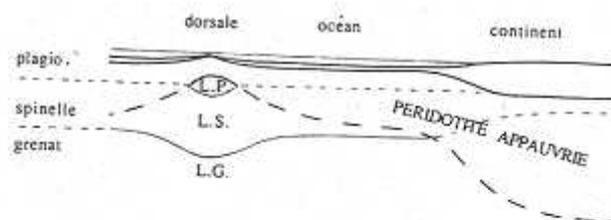


Fig. 3 Composition de la lithosphère et fusion partielle du manteau. Répartition schématisique de différents types de péridotites dans la lithosphère et l'asthénosphère (d'après Brown et Mussett).
L.P. : lherzolite à plagioclase.
L.S. : lherzolite à spinelle.
L.G. : lherzolite à grenat.

2\ Les éléments en trace.

La plupart des MORB ont des teneurs faibles en gros ions de faible valence (K, Sr, Ba, Pl, Ca).

3\ Les isotopes radioactifs.

Pour mettre en présence les isotopes radioactifs, on utilise le rapport $(\text{Sr}^{87})/(\text{Sr}^{86})$ qui est de l'ordre de 0,702.

II\ Le devenir de la lithosphère océanique : le métamorphisme HP-BT ou gradient franciscain.

La lithosphère océanique est en perpétuelle formation. Il faut donc un moyen pour la faire disparaître : c'est la subduction qui assure sa disparition.

L'essentiel de ces roches, disparues par enfouissement dans le manteau, sont en très faible quantité, exhumées par la collision qui fait suite.

A cause de sa forte densité (3 à 3,3) plus forte que la densité de la croûte continentale (2,8 à 2,9), la lithosphère océanique rentre facilement en subduction avec le continent : elle va alors subir un « métamorphisme HP-BT de gradient prograde » ou « Franciscain ».

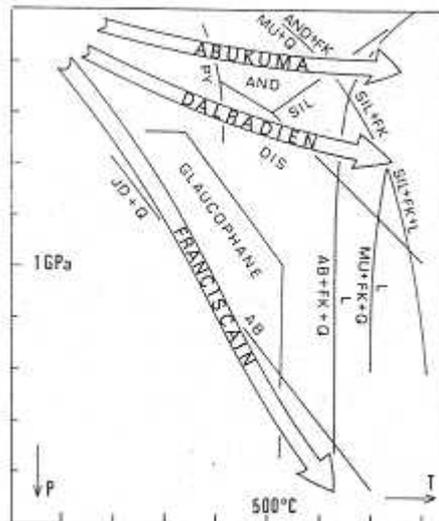


Fig. 5 - Les 3 principaux types de gradients progrades du métamorphisme régional (selon Miyashiro, 1961 ; in : Kornprobst, 1996).

Pour les vitesses de subduction actuelles (1cm/an), la plaque s'enfonce plus vite qu'elle ne se réchauffe → on a alors une dépression des isothermes.

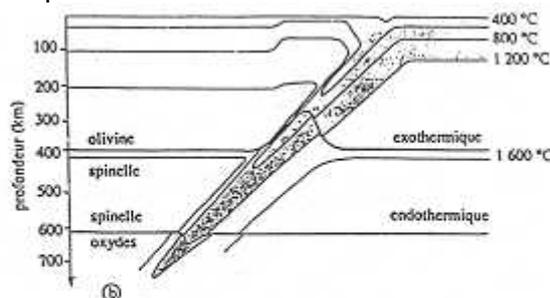


Fig. 6 - Anomalies thermiques des zones de subduction (d'après Caron et al., 1992).

Ce retard à l'échauffement explique que la plaque plongeante garde au sein de l'asthénosphère une identité thermique (donc mécanique) jusqu'à des profondeurs de plusieurs centaines de kilomètres et pendant plusieurs millions d'années.

A cause de ces températures trop basses pour les pressions locales, la courbe du solidus n'est pas atteinte : la lithosphère océanique plongeante n'entre pas en fusion si ce n'est exceptionnellement. Les minéraux des Gabbros, basaltes cessent d'être stables et forment un assemblage plus dense.

A\ subduction et réactions progrades.

1\ Paragenèse dans les metabasides (métaophiolites).

Dans ces cas là, les minéraux obtenus sont des sphénites et des pumpfélytes. On trouve ensuite de l'albite, de la lawsonite et de la chlorite. La série suivante comporte du glaucophane (bleu), de la lawsonite et de l'omphacite. La dernière série comprend des grenats et du disthène (silicate d'alumine).

2\ Paragenèse des métapélithes (roches acides → argiles).

C'est le type de paragenèse caractéristique des prismes d'accrétion.

Le premier stade présente de la phengite (muscovite HP), de la chlorite et du quartz.

Le second et dernier stade comprend les trois minéraux précédents ainsi que du disthène et des grenats.

→ Le gradient franciscain n'est pas constant en tous points de la plaque plongeante :

- A cause de l'épaisseur : pression plus élevée à son plancher qu'à son toit (différence de 2kBar).
- A cause d'un cisaillement lié au plan de subduction et localisé au sommet de la croûte : chaleur dans la partie supérieure à cause des frottements.

→ La disposition du faciès n'est pas liée qu'à la vitesse de plongement mais aussi à la disposition des matériaux dans l'unité plongeante.

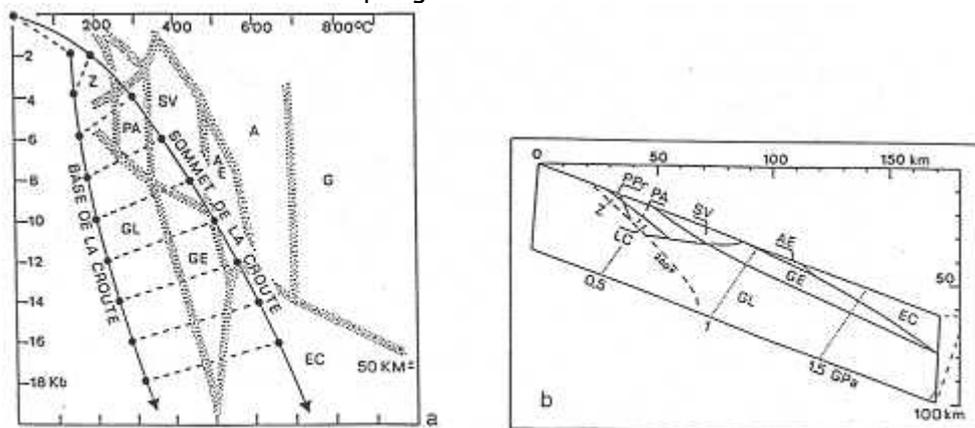


Fig. 7 - Gradients progrades et diversité des faciès métamorphiques dans la subduction (d'après Peacock, 1993 ; in : Kornprobst, 1996).

B\ Collisions et réactions rétrogrades.

Ces deux mécanismes provoquent des réactions rétrogrades avec des trajectoires inverses.

1\ Exhumation par écaillage tectonique.

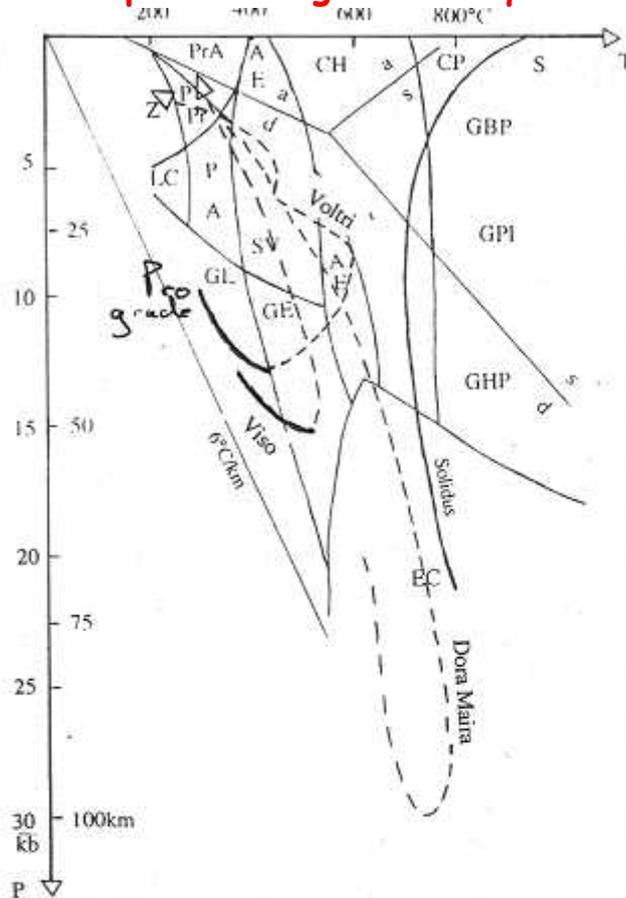


Fig. 8 - Les gradients métamorphiques progrades et rétrogrades dans les Alpes occidentales (d'après Kornprobst, 1996)
(a : andalousite ; s : sillimanite ; d : disthène). Z : faciès des zéolites ;
PrA : préhnite et actinote ; PPr : préhnite et pumpellyite ;
LC : lawsonite et chlorite ; pumpellyite et actinote ; GL : schistes à glaucophane et lawsonite ; GE : schistes à glaucophane et épidote ;
EC : écloïtes ; AE : cornéennes albite et épidote ; CH : cornéennes

Les gradients rétrogrades ont été observés dans les Alpes.

La trajectoire tendue du métamorphisme au Mont Viso dénote une exhumation très rapide dans un environnement à faible chaleur.

A Voltri, le gradient rétrograde a traversé des domaines de températures relativement élevées. Cela suggère une ascension lente vers la surface qui a facilité une ré-équilibration thermique partielle sous l'effet du flux thermique régional.

A Dora Maira, ce sont des roches du prisme de subduction qui sont remontées. Elles ont recristallisé dans le faciès des écloïtes à coésites et grenats. → Il y a donc eu enfouissement à très grande profondeur (+ de 100km).

La ré-équilibration par l'érosion n'aurait pas offert une décompression assez rapide pour rendre compte des gradients rétrogrades. Seule une tectonique en raccourcissement autorise les vitesses de remontées du même ordre que celles de subduction.

2\ Exhumation par obduction.

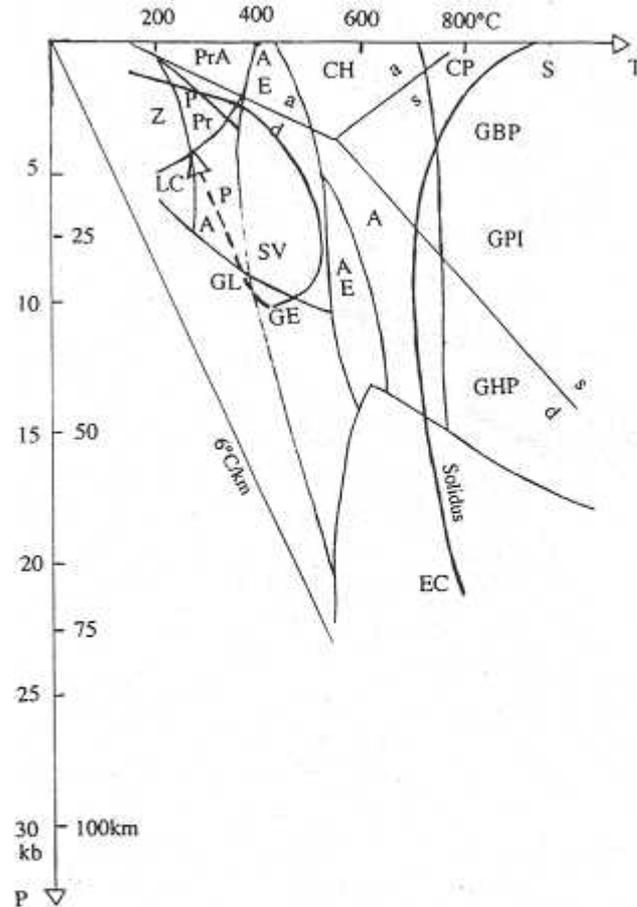


Fig. 9 - Évolution prograde et rétrograde des unités dalradiennes du Massif central français (d'après Kornprobst, 1996)

à hornblende ; CP : cornéennes à pyroxène ; S : sanidinites ;
 SV : schistes verts ; AE : amphibolites à épidote ; A : amphibolites
 GBP : granulites de basse pression ; GPI : granulites de pression
 intermédiaire ; GHP : granulites de haute pression.

L'évolution des gradients est inverse des précédents.

Les paragenèses les plus précoces se sont développées dans le temps vers des assemblages inverses (HP-BT).

Le magmatisme orogénique.

I\ Dans les arcs insulaires.

Une lithosphère océanique froide plonge dans le manteau sous une autre lithosphère océanique (moins froide).

Cette lithosphère océanique subductée comprend :

- Un manteau (lherzolithe déprimée : celle qui a subi une fusion : harzburgite).
- Une croûte océanique (basalte + gabbro).
- Des basaltes serpentinisés.
- Des sédiments océaniques.

Le gradient géothermique est faible en avant (près de la fosse) et augmente en allant vers la zone de volcanisme.

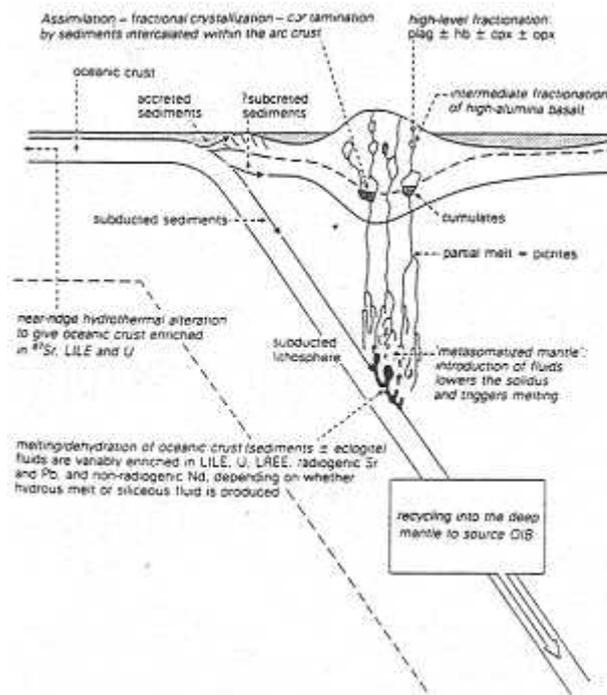


Figure 6.49 Summary of the magma generation processes in an ocean-ocean collision zone (after Davidson 1984).

A\ Origine des magmas.

La plaque subduite, soumise à un métamorphisme prograde et une déshydratation qui procure de l'eau et des minéraux aux parties situées au-dessus. Elle peut éventuellement subir une fusion partielle.

Les sources potentielles de magma sont :

- Point de manteau au-dessus de la plaque subduite.
 - Croûte océanique plongeante
 - Eau de mer libérée par le métamorphisme.
- Le dégagement d'eau est responsable de la fusion.

L'arrivée d'eau dans le point de manteau de la plaque plongeante entraîne une fusion partielle de ce manteau. On obtient alors des andésites et des dacites mais aussi des basaltes.

B\ Nature des magmas.

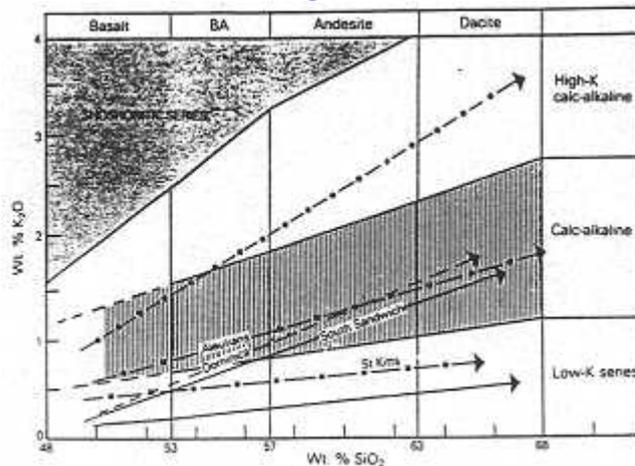


Figure 6.15 Plot of wt. % K₂O versus wt. % SiO₂ showing the major subdivisions of the island-arc volcanic rock suites. Individual trend lines are discussed in Section 6.11.1. Data sources: Aleutians, Marsh (1982); Dominica, Wills (1974); St Kitts, Smith et al. (1980); South Sandwich, Luff (1982). (Alter Basaltic Volcanism Study Project 1981, Fig. 1.2.7.1., p. 193)

Ce diagramme permet de distinguer les différentes séries calco-alkalines entre elles, avec :

- Série faiblement alcaline.
- Série calco-alkaline.
- Série alcaline.
- Série shoshonolithique.

Ces séries sont riches en andésine (plagioclase) et en pyroxène : la roche est de l'andésite. Ces types de magmas sont visqueux, riches en éléments volatils, en micas et amphiboles. La texture est le plus souvent porphyrique. Le volcanisme est de type explosif (meurtrier).

La différenciation du magma en profondeur permet d'obtenir différentes roches grâce à une évolution au cours du temps.

On a une évolution spatiale car en s'éloignant de la fosse, les magmas sont tholéitiques et deviendront calco-alkalins en allant vers le centre puis alcalins en s'éloignant de la fosse.

Près de la fosse, la croûte est mince à traverser et ne permet que peu de différenciation. Plus on s'éloigne, plus il y a d'assimilation car il y a plus de croûte à traverser.

C\ Géochimie.

Les éléments majeurs : K₂O montre la plus grande variabilité dans la série alcaline. On a une grande richesse en volatils : H₂O, CO, CO₂, H₂S, SO₂.

Ces laves contiennent du Be¹⁰ fabriqué dans la haute atmosphère. Il est absent des roches mantelliques et sa présence dans les magmas des arcs insulaires ne peut s'expliquer que par la participation des sédiments à la fusion partielle.

II\ Les marges actives continentales.

Le modèle utilisé est la chaîne des Andes car la convergence dure depuis 250 millions d'années. La lithosphère océanique passe sous la croûte continentale dont certains éléments sont du précambrien. Toutes les séries calco-alkalines sont présentes.

La différence avec les arcs insulaires est la présence de laves acides (dacites, rhyolithes) car la lithosphère océanique plonge sous un continent : ce phénomène conduit à des variations de la composition chimique des laves par rapport aux arcs insulaires.

Il existe des concentrations élevées en K, Sr, Rb, Ba, Th, Ur. On explique ces variations par une plus large assimilation crustale par les laves de ce type de volcanisme.

Ces magmas forment dans les Andes, un volume important de plutons : le volume de plutons est dix fois supérieur au volume de roches volcaniques. Par exemple, le bathoïde du Pérou fait environ 1600km de long.

Les roches plutoniques que l'on trouve sont des diorites, des quartz-diorites, des granodiorites et des granites (granites cordillérains).

A\ Origine des magmas.

La grande différence vient de la grande épaisseur de lithosphère à traverser pour les magmas (140km contre 70km pour les arcs) dont 50km de croûte alors qu'il n'y en a de 10 dans les arcs.

→ Il y a donc contamination et différenciation importante des magmas. De plus, ces magmas peuvent avoir trois origines différentes :

- Fusion partielle du manteau qui n'est pas déprimé car il est attaché depuis longtemps à la croûte du dessus.
- Fusion de la base de la croûte.
- Fusion de la plaque en subduction (lithosphère océanique) qui est riche en ferro-magnésiens (rares).

B\ Nature des magmas.

Les produits de fusion sont à l'origine de basaltes mais la cristallisation fractionnée comme la contamination dans les chambres magmatiques font rapidement apparaître des termes plus acides.

On rencontre toutes les séries calco-alkalines mais les potassiques sont les plus fréquentes. Elles constituent des plutons allant des gabbros aux granites. Les éléments majeurs sont : les plagioclases, les feldspaths potassiques (microcline et orthose), quartz, pyroxène, amphibole (riche en eau) et biotite.

C\ Géochimie.

Les éléments majeurs sont : - SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - FeO - MnO - MgO - CaO - Na_2O - K_2O - H_2O .

Les éléments rares sont :

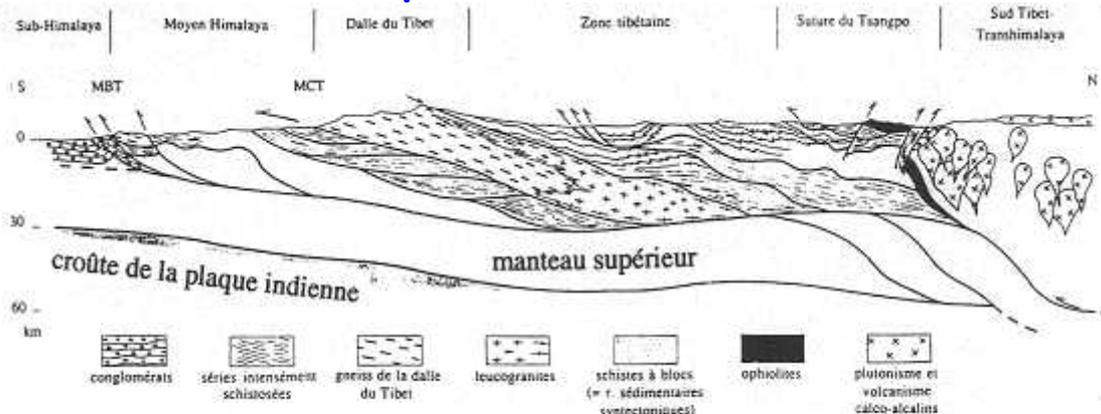
- enrichissement en : Sr, K, Ba
- appauvrissement en Ta, Nb, Ce, Zn, Hf.

Ces modifications d'éléments sont attribuées à l'étasomatisme de ce manteau par des effluves échappées de la plaque plongeante.

Ce magmatisme orogénique est du à l'apport d'eau par la plaque plongeante.

III\ Collisions des continents.

Le cas de l'Himalaya.



MBT : Main Boudary Thrust ou chevauchement limite principal
MCT / Main Central Thrust ou chevauchement central principal

Fig.1 - Coupe synthétique de l'Himalaya sur la transversale de l'Everest (d'après Brunel et d'après Burg, extrait de Caron et al . 1992).

On a un épaissement de la croûte à l'endroit de la collision et des déformations importantes des matériaux. → on obtient une organisation en foliation métamorphique.

Selon la pression et la température, certains minéraux vont pouvoir apparaître.

La remontée de la partie épaisse va provoquer un relief important mais aussi une forte érosion. Il y a alors disparition d'une grande partie des matériaux.

Le système va perdre de l'épaisseur, remonter un peu plus, se faire à nouveau éroder, perdre de l'épaisseur, remonter encore... jusqu'à ce que la croûte retrouve son épaisseur standard et qu'il ne reste qu'une cicatrice de la collision.

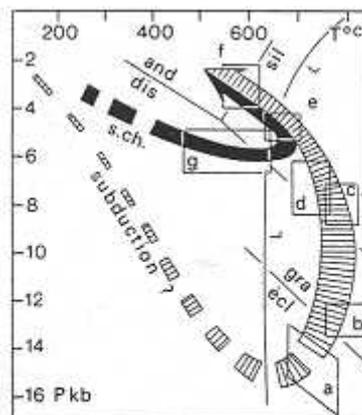
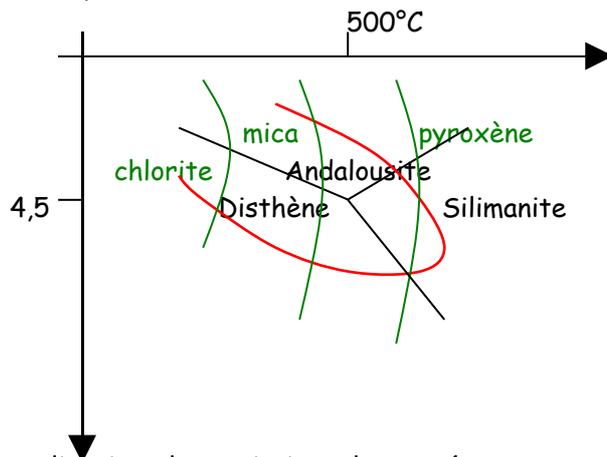


Fig.5 - Évolution prograde et rétrograde des unités dalradiennes du Massif Central français (d'après Kornprobst et al. 1996).

Les modifications des minéraux permettent d'avoir une idée du métamorphisme.

A\ Métamorphisme de pression intermédiaire (Dalradien).

Ce métamorphisme a été décrit sur des roches détritiques. La pression est le facteur le plus rapide à se manifester. La température est longue à s'exprimer (car les roches sont de bons isolants thermiques).

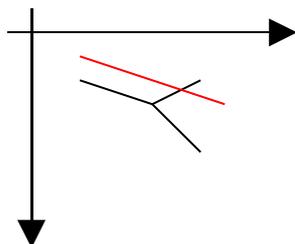


Ici, on lit mieux les variations de température que de pression. A haute pression, on pourra obtenir des grenats.

On trouve les associations : grenat-cordiérite ; cordiérite-silimanite ; cordiérite-andalousite.

C'est parce que l'on voit des minéraux apparaître et/ou disparaître que l'on peut donner le cheminement de la roche.

B\ Gradient haute température (d'Abukuma de Riocke).



Ce gradient existe dans le Massif Central, dans la chaîne des Pyrénées. C'est un métamorphisme chaud limité dans l'espace.

On y trouve : des séricites (schistes à chlorite), des micaschistes à muscovite et biotite et des micaschistes à biotite et andalousite.

On a les séries :

- Séricite-chlorite.
- Muscovite-biotite.
- Muscovite-biotite-andalousite.
- Cordiérite-andalousite.
- Andalousite-grenat-muscovite-biotite

- Grenat-silimanite.

Quand le réchauffement est important, même la croûte continentale se met à fondre et il y a apparition de plutons.

Leucogranite : granites clairs, avec peu de ferromagnésiens (ce qui est normal, car c'est le manteau qui est riche en fer).

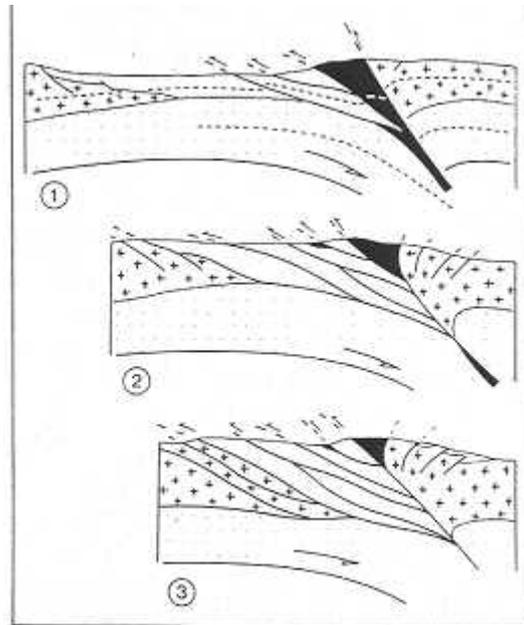


Fig.2 - Représentation schématique du développement d'un gradient prograde de pression intermédiaire ("dalradien"), d'après Kornprobst (1996).

1 : on a une succession des différents chevauchements qui met en place une ceinture ophiolitique qui est la cicatrice de la disparition d'un océan.

3 : on obtient un système d'écaillés qui permet un épaissement de la croûte.

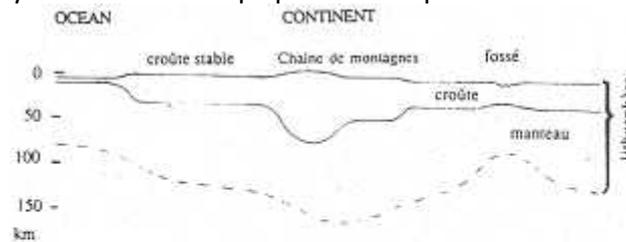


Fig.3 - Coupe schématique de la lithosphère continentale (d'après Caron et al. 1992).

Zone de collision avec épaissement.

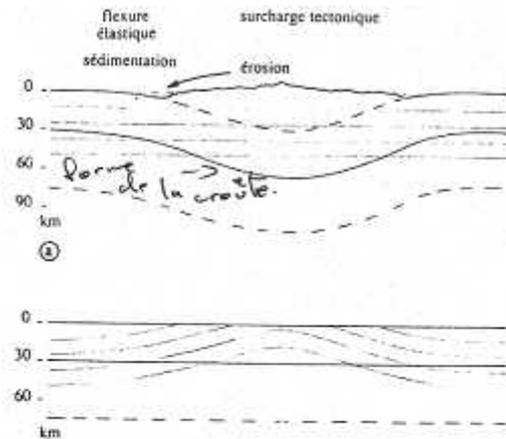
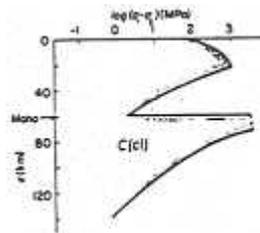


Fig.4 - Épaississement crustal et isostasie (d'après Caron et al. 1992).

- a. La surcharge due à l'épaississement est équilibrée en profondeur par des "racines" crustales, ainsi que par une flexion de la lithosphère élastique. Le déséquilibre morphologique tend à être nivelé par l'érosion et la sédimentation.
- b. Après érosion, il y a retour à une croûte d'épaisseur normale. Cela entraîne la déformation des anciennes surfaces horizontales (lignes bleues). Du matériel porté à 35 km de profondeur pourra ainsi venir à l'affleurement.

La croûte s'est épaissie et l'érosion supprime ce qui est superficiel en faisant apparaître ce qui est profond et qui a été modifié.

C\ Extension post-collision.

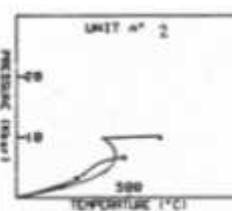
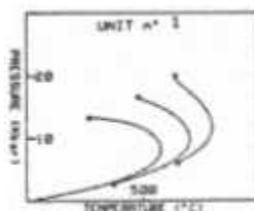
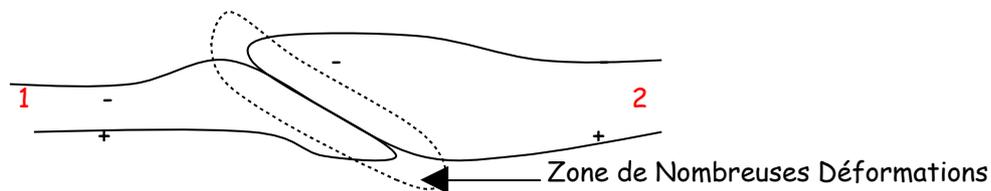


La résistance mécanique est fonction de la profondeur : R augmente avec un accroissement de pression.

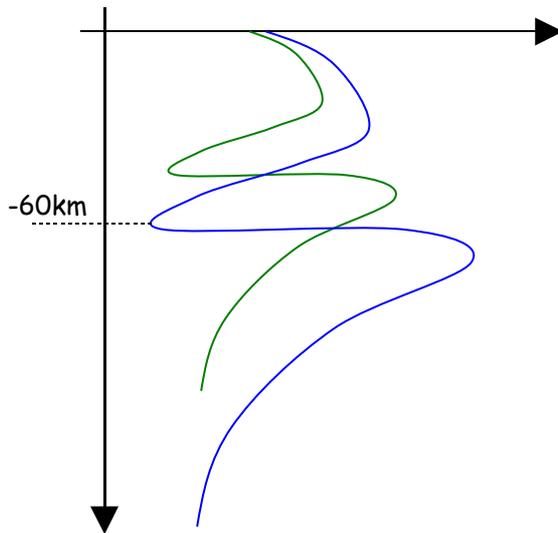
A 350°C, on a une diminution de la résistance à cause du quartz qui se ramollie, jusqu'au Moho. A cette limite, la résistance ré-augmente fortement. A partir de 700-800°C, l'olivine va se ramollir et entraîner une diminution de la résistance.

C'est un exemple valable pour les cas standards.

Dans ce cas :



La température diminue immédiatement car on ajoute dessous un sommet d'écaïlles froid.
On a d'abord une augmentation de température, le froid se met sous la couche chaude (possibilité de fusion partielle).



On obtient un domaine instable qui est dégradé par l'érosion et par un écoulement latéral.

Les déformations tardives. Elles arrivent dans les matériaux chauds, mais à cause de l'écoulement, s'étalent sous leur poids.

Au bout d'un moment, le système se retrouve de taille normale mais avec des cicatrices.

Extension.

I\ Les rifts continentaux.

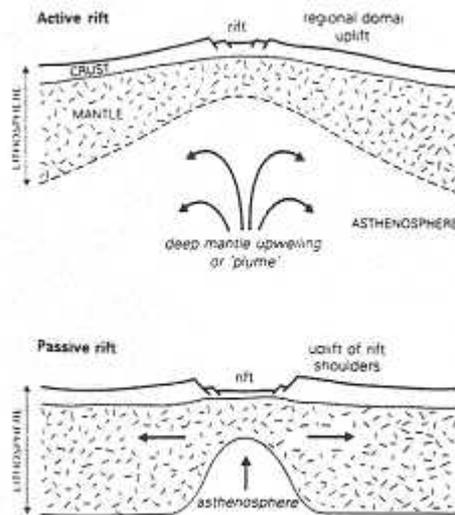
A\ Les magmas alcalins.

La lithosphère océanique est trop haute (épaisse) pour donner facilement naissance à un rift ; l'extension se fait donc dans les continents.

On trouve des rifts continentaux en Afrique (est) et près de Clermont (Limagnes).

On peut observer deux types de rifts :

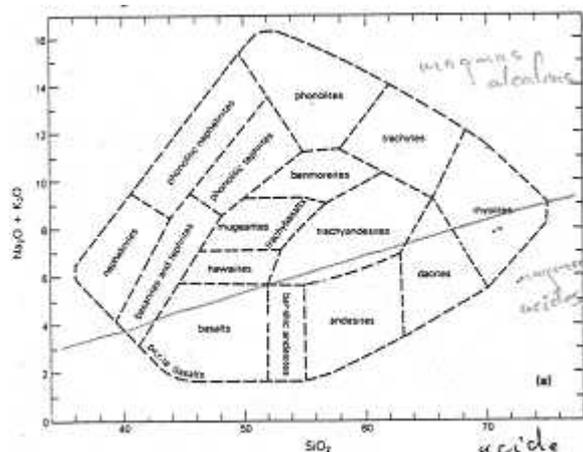
- Les actifs : remontée de manteau.
- Les passifs : déchirure puis remontée asthénosphérique.



A température constante et diminution de pression, il y a entrée en fusion et le manteau laisse échapper les magmas.

B\ Nature.

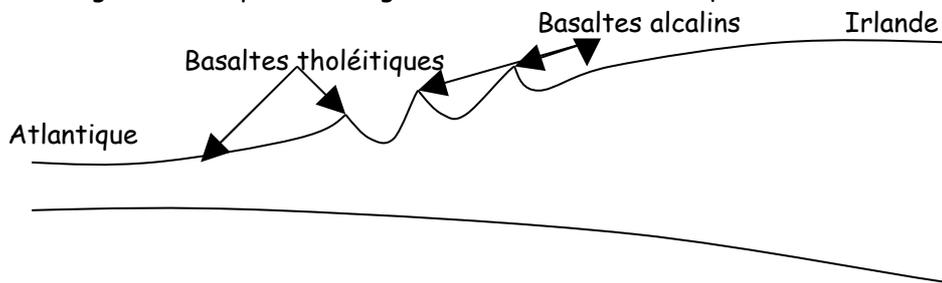
Quand le manteau subit la fusion, les éléments alcalins passent dans les magmas et donnent des magmas alcalins.



Toutefois, les roches n'arrivent pas toutes en surface car le chemin est long et laisse et/ou incorpore des éléments. C'est le cas de magmas très différenciés, où, en profondeur, des plutons sont piégés.

Les magmas sont alcalins et donnent de la Siennites.

Les magmas émis après les magmas alcalins sont tholéitiques.



II\ Le volcanisme intra-océanique.

Ces volcans correspondent à des ponts chauds qui viennent percer la plaque océanique.

Les types de magmas.

On a un brassage du manteau à un ou deux étages → Brassage complexe.

Vraisemblablement, on voit apparaître des morceaux de croûtes disparues dans les zones de subduction.

Au bout d'un moment, elles créent des instabilités et essaient de ressortir. On retrouve alors par endroit, des rapports isotopiques qui sont ceux de la croûte.

Exemple : $Zr/Nb < 10$: normal dans les OIB (hot spot)

$Zr/Nb \gg 30$: typique des MORB

Quand on trouve ces deux rapports ensemble, on sait que les réservoirs sont différents.

Les OIB sont alcalins, sous-saturés en SiO_2 , riches en olivine.

La convection peut commencer avec les éléments de la partie supérieure, puis, ce sera au tour des éléments du fond. Le brassage est plus efficace dans la partie supérieure.

C'est un volcanisme qui ne présente pas de danger. On assiste à des « torrents » de lave sans aucune explosion.

Les roches sédimentaires détritiques.

Les roches sédimentaires détritiques sont constituées d'éléments apportés et re-sédimentés. Il existait avant une roche ayant fourni ces éléments par altération chimique, climatique... Ces éléments libérés vont être transportés avant la sédimentation.

On distingue deux parties dans ces roches :

- La partie héritée : c'est ce qui a été transporté.
- Le liant : c'est ce qui lie la partie transportée.

I\ Les textures.

Les caractères de ces roches sont exprimés quand les éléments se déposent : quand le transporteur s'arrête ou diminue et n'est plus capable de transporter les éléments → C'est un tri naturel sélectif.

A\ Granulométrie.

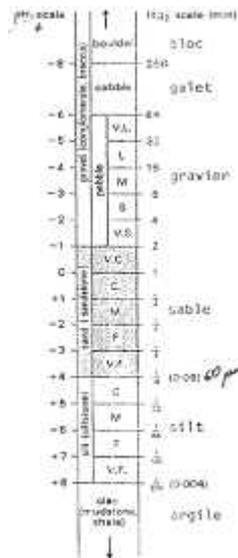


Fig. 1 - Classification par tailles et nomenclature des éléments des roches détritiques.

Quand on a étudié un sédiment, on réalise des courbes de fréquence.

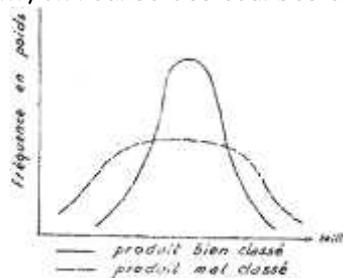


Fig. 2 - Degré de classement d'un sable.

On a deux cas :

- Le sédiment est homogène : on dit que le sédiment est bien classé.
- Le sédiment est hétérogène : on dit qu'il est mal classé.

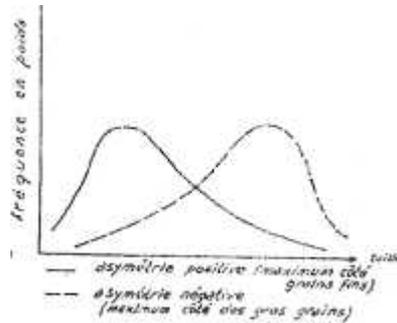


Fig. 3 - Asymétrie d'un sable.

C'est une courbe bimodale : on mélange deux types d'apports. Par exemple, quand un fleuve calme est rejoint par un torrent violent ; après le confluent, on observe deux types de sédiments distincts.

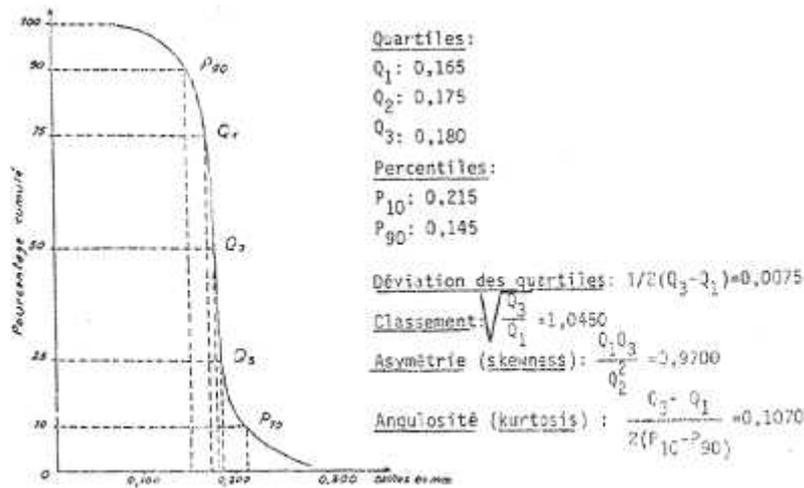
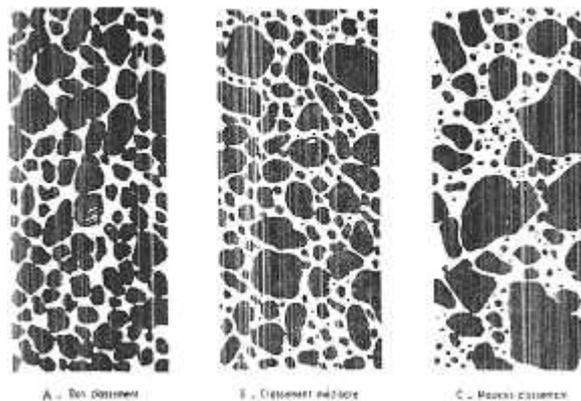


Fig. 4 - Position des quartiles sur la courbe cumulative du même sable.

Courbe de fréquence cumulée.

Fig. 5 - CLASSEMENT

(d'après Bertrand J.P. 1949) (1950)



Chartes visuelles pour des classements à l'œil nu.

→ Le classement le meilleur est obtenu pour un transport long par un transporteur régulier au cours du temps.

B\ Morphologie.

1\ Morphoscopie.

La morphoscopie, c'est regarder l'aspect extérieur des différents éléments. Par exemple, dans le sable, on trouve de nombreux grains de quartz qui résistent à l'érosion.

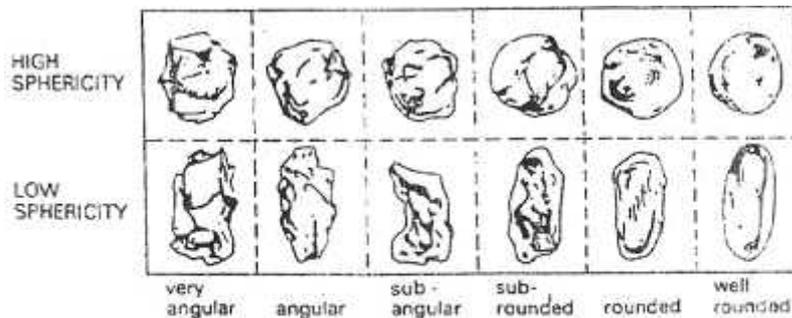


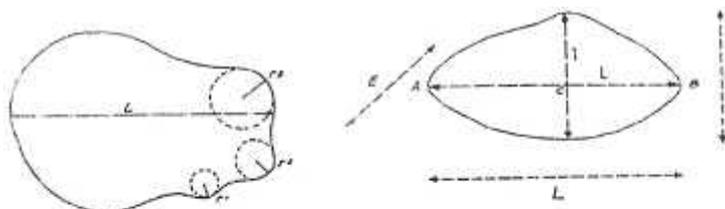
Fig. 17 - Charte visuelle permettant l'estimation de la sphéricité et de l'éroussé des graviers et des sables, selon Powers 1953.

Les grains de sable anguleux expriment un transport court, sans usure mécanique (torrent ou glacier). Les glaciers sont typiques d'un transport long, sans usure de ce qui est porté mais de ce qui est dessous.

Les grains émoussés et luisants sont typiques de transports fluviaux et maritimes.

Les grains ronds et mats sont transportés par le vent.

2\ Morphométrie.



Arrondi

Soient : r^1 le plus petit rayon de courbure, r^2 le suivant, etc.

On a : indice d'arrondi de premier ordre = $2 r^1/L$;

indice d'arrondi de deuxième ordre = $2 r^2/L$, etc.

Aplatissement

L : longueur;

l : la plus grande dimension mesurable perpendiculaire à AB ;

E : la plus grande dimension perpendiculaire au plan LI .

On a :

$$\frac{(L + l)}{2E}$$

Fig. 16 - Définition et mesure de l'arrondi et de l'aplatissement.

La morphométrie s'applique aux galets et aux sables. On mesure la longueur, la largeur et les rayons de courbure de l'aplatissement. Le but est de chiffrer le galet pour trouver quel a été son transport et la durée de ce transport.

Toutefois, les galets sont de nature rocheuse différente, les résultats ne s'appliquent pas pareil pour ces diverses roches.

Les sables sont majoritairement faits de quartz : il y a homogénéité dans leur constitution et donne des résultats plus homogènes.

C\ Nature des grains.

On distingue trois éléments :

- Le quartz : c'est un minéral dur, souvent présent, inaltérable et qui reste à la fin de l'histoire de la roche.
- Les feldspaths sont relativement altérables. S'ils sont présents, c'est que leur transport n'a pas été long, avec des conditions d'altération peu sévères.
- Les lithiques : ils sont de natures diverses. Le fait de retrouver un élément ou un autre de cette famille renseigne sur la nature et le type de transport.

La molasse de Carcassonne a ses constituants venant des Pyrénées. C'est une formation récente.

Les formations les plus vieilles ne présentent pas d'éléments rocheux : en étudiant les constituants, on est capable d'avoir des informations sur la date de la formation de montagnes, et donc du relief.

La muscovite est comme le quartz, inaltérable. Quand ce minéral et le quartz sont seuls présents, c'est que le transport a été court mais avec une très forte altération.

D\ Le liant.

Le liant peut être une matrice ou un ciment.

La matrice : Ce sont les éléments de plus petite taille qui soudent les gros éléments entre eux. Ce phénomène a lieu pendant le dépôt. Il y a un rapport entre les grains et la matrice qui donne la maturation du sédiment. Quand la maturité est importante, il y a peu de matrice.

Le ciment : Le ciment vient postérieurement et soude les grains entre eux : formation diagénétique. Ce ciment peut être de même nature que les grains ou de nature différente.

Pour les sables cimentés, le processus est très long (les grès des Vosges ont plus de 200 millions d'années). Il y a donc empilement de sphères de taille égale. Le volume est alors d'une qualité de 40%. Après compaction, il reste seulement 1 à 2% de pores. Les grains rentrent donc en contact et se dissolvent puis recristallisent dans les zones vides : c'est la cimentation de même nature.

Quand de l'eau circule entre les grains, il peut y avoir du quartz cristallisé dans de la calcite.

E\ Diagenèse.

C'est le passage du sédiment à la roche. Ils se déroulent des phénomènes de compaction. On trouve une alternance de bancs durs et de bancs mous, et ceci, plusieurs fois d'affilé.

II\ Structure.

A\ Stratification, Litage.

1\ Disposition en couches parallèles.

Quand l'épaisseur de la couche est inférieure à 3cm, on parle de « lamine ». Dans ce cas, le dépôt résulte de la gravité, avec parfois, des avalanches sous-marines.

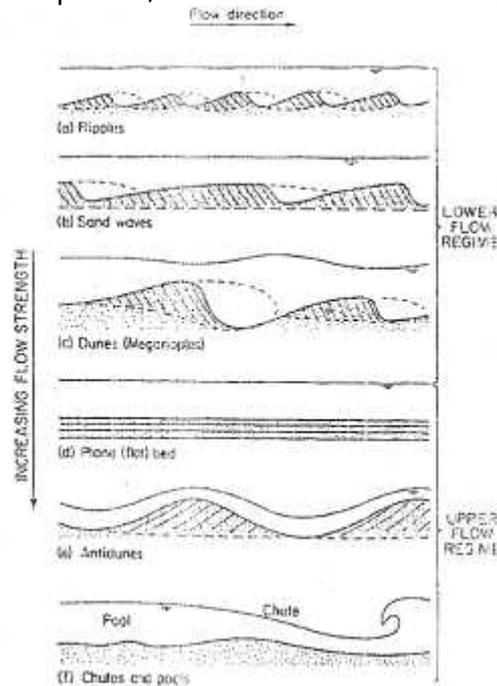


Fig. 20 Types of bed forms in quasi-equilibrium unidirectional flows. Dashed lines indicate zones of flow separation. Not to scale.

2\ Les dépôts dus à l'agent de transport.

Le courant déplace des grains vers l'avant en érodant l'arrière.

Les marées vont former des vagues de sable ; Les courants plus forts, par une sédimentation dans la partie protégée, donneront des dunes ; On peut aussi trouver des antidunes qui ont une évolution face au courant, à l'inverse des dunes.

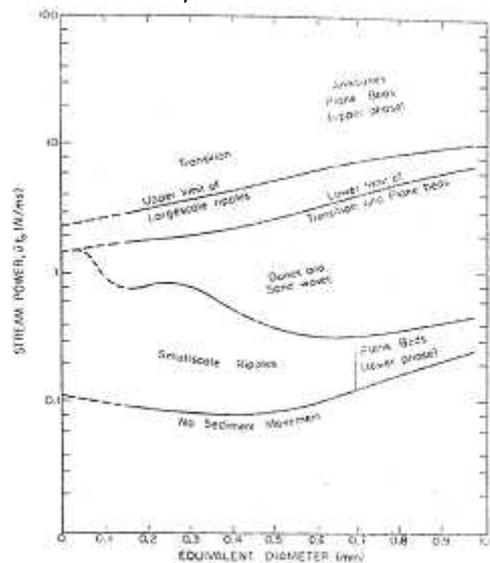


Fig. 21 Hydraulic criteria for bed forms based on stream power. (After Allen, 1962, using data of Simons and others.)

B\ Figures sédimentaires.

1\ Figures hydrodynamiques.

Les figures hydrodynamiques sont les marques du courant trouvées dans le sédiment par la mise en place du dépôt. Les particules les plus grosses tombent le plus vite et l'on obtient un grano-classement.

On trouve des traces de chenaux, de flûtes... Ces figures sont ensuite moulées par les sédiments arrivant par le dessus. Dans ce cas, on parle de « cast ». On trouve des objets roulés par le courant qui gravent les sédiments : les « toolcast ». Les objets qui rebondissent sur le fond sont appelés : « bouncecast ». Les objets qui se plantent sont les « prodcast ». Les figures provenant de l'évacuation d'eau (à cause de la compaction) sont les « loadcast ».

2\ Figures d'origine biologique.

Ces figures ont été réalisées par des gastéropodes, des vers...

C\ Classification.

La classification est généralement guidée par la taille.

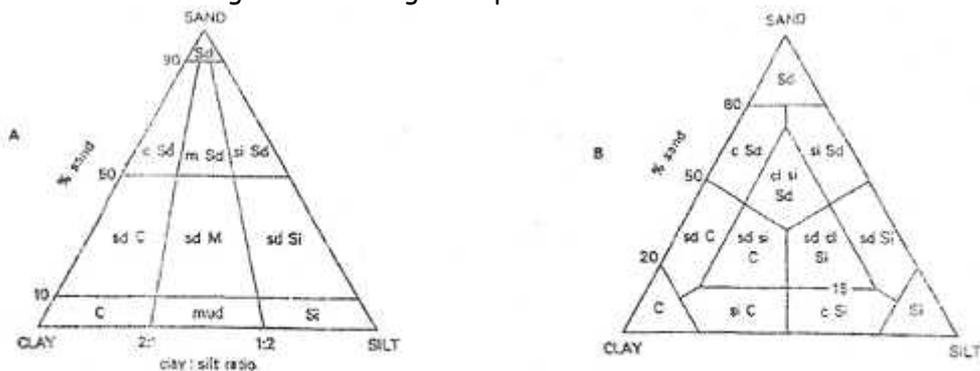


Fig.23 - End-member textural classifications for unconsolidated sediments based on: A percentage of sand and silt; clay ratio; and B grain size. Each apex represents 100 per cent of each of the three main constituents.

Classification pour le sable, les clay et les silt.

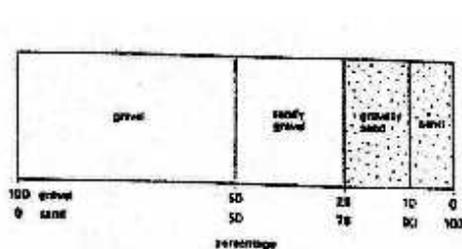


Fig.24 - Simple classification of gravel-sand mixtures.

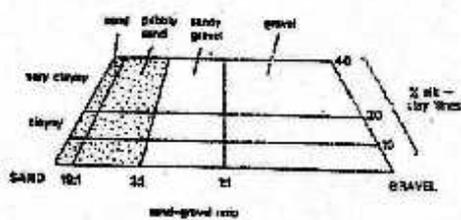


Fig.25 - Textural classification of gravel-bearing sediments.

Classification pour les arénites et les graviers.

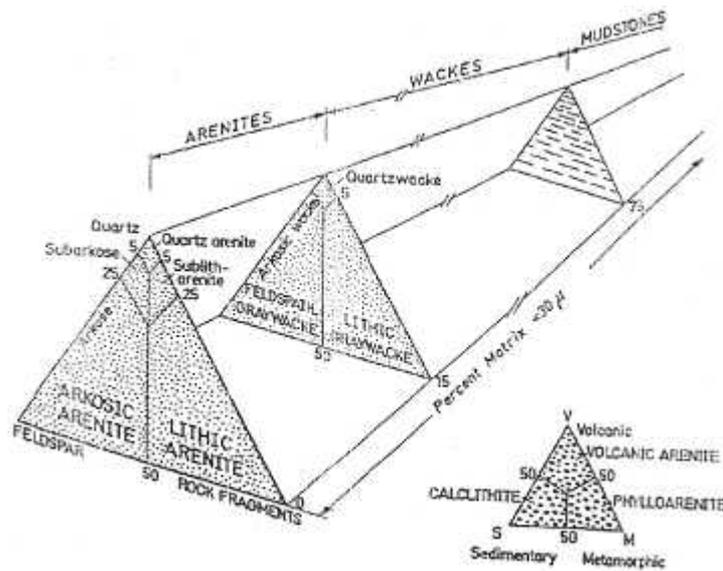


Fig. 26 - Classification of terrigenous sandstones (Modified from Dott, 1964, Fig. 7)

Classification de Petty John. Cette classification tient compte du quartz, des feldspaths, des éléments lithiques et de la proportion de boue.

Les roches carbonées.

I\ Le charbon.



On trouve des roches détritiques qui alternent avec des zones de charbon. Les charbons sont des roches constituées de végétaux continentaux fossiles.

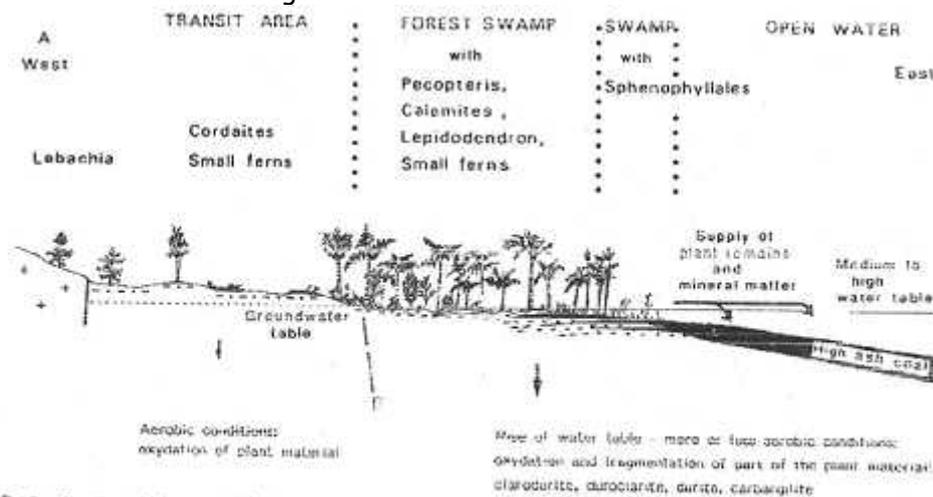


Fig. 9. - Genetic model for petrographic type III.
Fig. 9. - Modèle génétique du type pétrographique III.

Vue l'énorme masse de végétal utilisé, il a dû y avoir d'énormes forêts mises en jeu. On peut observer une zone continue (avant la tectonique des plaques) qui était sous l'équateur. On avait donc des forêts luxuriantes et épaisses.

Pour être transformés en charbon, les végétaux doivent être conservés sans être touchés par les organismes (ou micro organismes) : il y a besoin d'une forte sédimentation pour conserver ces végétaux.

La succession en Fig. 27 montre que la sédimentation n'était pas continue : il y a eu variation du niveau marin. Les forêts ont été submergées, ce qui a provoqué la mort de nombreux végétaux. Ils ont ensuite été transportés puis déposés dans des deltas marins.

→ On a eu des cycles qui se sont succédés avec une érosion forte et un important apport de végétal. Ces cycles se sont répétés de nombreuses fois. Actuellement, on peut voir ce phénomène en Amérique du sud.

→ C'est la diagenèse des végétaux : ils subissent la compaction et un réchauffement grâce à la compaction.

II\ Pétrole et gaz naturel.

Le pétrole et le gaz naturel sont différenciés en fonction du nombre de carbone de la chaîne.

- De C1 à C5, on a des gaz, associés à N_2 , H_2S , SO_2 , CO_2 .
- De C5 à C40, on a des hydrocarbures saturés.
- On trouve aussi des hydrocarbures aromatiques de type benzène.
- Et aussi des goudrons et bitumes.

Ces composés trouvent leur origine dans la transformation d'un produit naturel (le kérogène), qui est une substance insoluble venant de la matière organique contenue dans les sédiments.

Une partie du gaz (20%) provient des bactéries (méthane). Les 80% restant résultent de la transformation thermogénique de la matière organique (du plancton océanique).

Actuellement, la biomasse végétale est de 10^{12} tonnes de carbone, avec une production annuelle de 10^{11} tonnes de carbone (par an). Cette biomasse est équitablement répartie entre les océans et les continents.

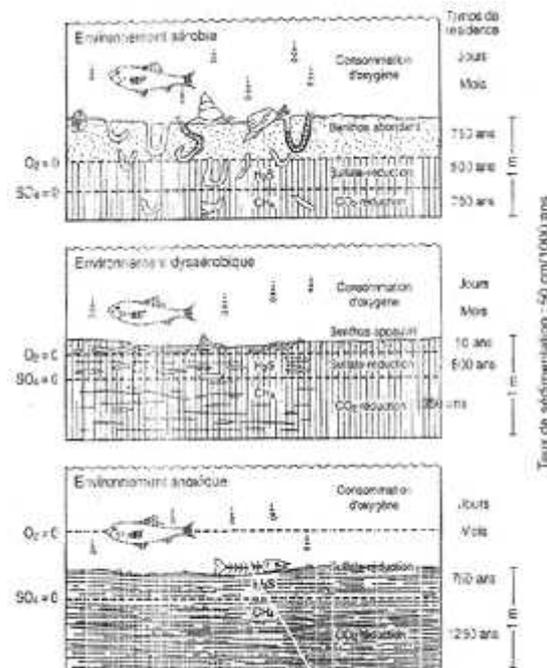


Fig. 6.15 Différents types d'environnements : aérobie, dysaérobie, anoxique (d'après Huc, 1985)

Si des organismes se développent sur le fond, il n'y a pas de matière organique conservée dans les sédiments (environnement aérobie).

Quand il y a un manque d'oxygène, le plancton est conservé (cas aujourd'hui de la mer rouge et de la mer noire). Il faut ensuite qu'il y ait enfouissement de la matière organique dans les sédiments : il faut un compromis entre les taux de sédimentation et d'accumulation.

La transformation de la matière organique est possible grâce à la chaleur apportée par l'enfoncement. Entre 100 et 150°C se forme l'huile ; entre 150 et 180°C, il y a formation d'huile et de gaz ; entre 180 et 220°C se forme uniquement du gaz. Cette température a pour rôle de casser les chaînes carbonées.

Au delà de 250°C, on se trouve dans des domaines de roches métamorphiques à schistosité : il n'y a plus de gaz.

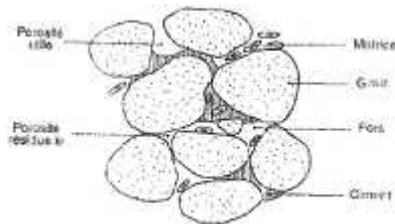


Fig. 5.40 L'espace poreux d'une roche.

On peut trouver un gisement de pétrole s'il s'est déplacé, après sa formation, dans des roches poreuses.

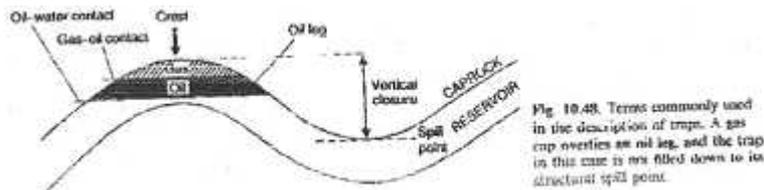


Fig. 10.48. Terms commonly used in the description of traps. A gas cap overlies an oil leg, and the trap in this case is not filled down to its structural spill point.

On observe la migration du pétrole vers la partie haute.

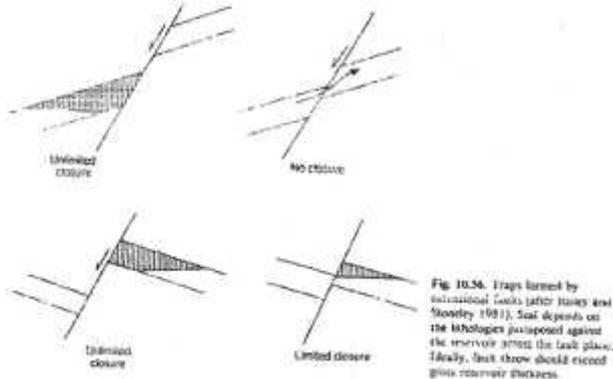


Fig. 10.56. Traps formed by occasional faults (after Isaacs and Stockley 1981). Seal depends on the lithologies juxtaposed against the reservoir across the fault plane; ideally, fault throw should exceed gross reservoir thickness.

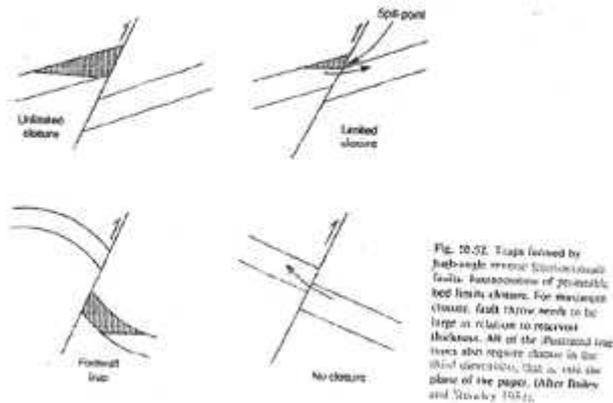


Fig. 10.52. Traps formed by fault-rough versus smooth-sloped faults. Discontinuities of permeable bed limits closure. For maximum closure, fault throw needs to be large in relation to reservoir thickness. All of the faulted trap types also require closure in the third dimension, that is, into the plane of the paper. (After Isaacs and Stockley 1981).

Il existe une série de pièges liés aux failles. Il existe des gisements naturels de pétrole.

Remarque : la notion de gisement d'hydrocarbures n'est pas géologique mais économique : en fonction du prix de revient.

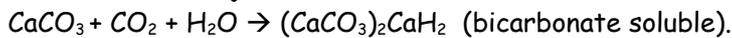
Les roches sédimentaires carbonatées.

Les roches sédimentaires carbonatées sont uniquement constituées de CaCO_3 et/ou de Mg (dolomie). Les processus de précipitation sont physico-chimiques ou biochimiques.

I\ Condition de précipitation des calcaires.

A\ Précipitation physico-chimique.

Ce type de précipitation se fait dans certaines conditions de température, de pression et de concentration et toujours selon la réaction :



Cette précipitation du CaCO_3 est favorisée par la diminution de la pression qui amène le CO_2 à se dégager. Une remontée de la pression interdira la précipitation du calcaire. A une certaine profondeur (sous la CCD : Calcite Compensation Depth \approx 4000 mètres) il n'y a plus de précipitation.

L'accroissement de la température permet au CO_2 de se dégager ($20\text{-}22^\circ\text{C}$) \rightarrow possible uniquement des zones intertropicales.

L'augmentation de la concentration en Ca^{2+} provoquée par une évaporation ou une congélation favorise la précipitation de calcaire.

B\ Précipitation biochimique.

Ce type de précipitation est réalisé par certains animaux pour synthétiser leur squelette en coquille. D'autres organismes comme les algues fixent le CO_2 dissout par leur fonction chlorophyllienne.

II\ Conditions de précipitation des dolomies.

Les sels de magnésium (Mg) sont beaucoup plus solubles dans l'eau que les sels de calcium. Ils sont généralement moins concentrés.

Les dolomies de précipitation primaire ne se font qu'accidentellement dans les lagunes, en association avec du gypse, de l'anhydrite et du sel.

La plupart des dolomies sont de vieux calcaires transformés au contact de sols magnésiens, postérieurement à leur dépôt :

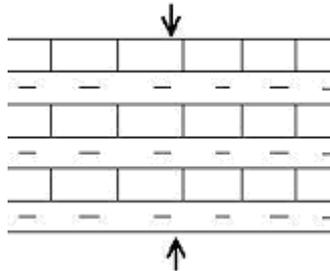
\rightarrow Dolomies secondaires (II).

III\ Approche macroscopique de l'étude des calcaires.

A\ Calcaires caractérisés par leur structure.

1\ Les calcaires noduleux (ou amygdalaires).

Ces calcaires résultent d'un processus de différenciation physico-chimique ou tectonique par boudinage.



Les bancs vont se casser et des argiles passent dans les fractures. On obtient alors des roches de forme ovale.

2\ Les calcaires oolithiques.

Ces calcaires sont formés par accumulation d'oolithes qui correspondent à la précipitation de calcite concentrique autour d'un fragment de sable ou de coquille. Ils sont caractéristiques des milieux de haute énergie.

La particule s'alourdit, tombe sur le fond. Sa dimension est celle d'une tête d'épingle.

3\ Les tuffs.

Les tuffs sont des précipitations de calcaires aux émergences des sources pétrifiantes sur les végétaux. La mort du végétal va donner une roche calcaire vacuolaire, perforée.

B\ Calcaires caractérisés par des organismes renfermés.

Voir cours de paléontologie.

C\ Calcaires caractérisés par leurs impuretés.

Parmi ce type de calcaires, on trouve :

- Calcaires glauconieux (argiles vertes, marines).
- Calcaires gréseux (avec quartz).
- Calcaires marneux (50% de calcaires, 50% d'argiles).
- Calcaires dolomitiques : ils contiennent du magnésium et vont donner la cargneule (éléments de calcaire séparés par de la dolomie).

IV\ Approche microscopique.

A\ Classification de Folk (1959).

CLASSIFICATION DE FOLK

CALCAIRES ALLOCHIMIQUES				CALCAIRES ORTHOCHIMIQUES (Ciment seul (00s à une précipitation chimique))	
INTRACLAITE	Intra sparite 	Intra micrite sparite	Intra micrite 	Micrite 	
OOÛTHES	Oolite 	Oolite sparite	Oolite micrite	Micrite 	
PELLETS	Pellicle 	Pellicle sparite	Pellicle micrite	Dinicrite (Vides comblés par un ciment aspartique) 	
BIOLASTES (Fragments de fossiles)	Bio sparite 	Bio micrite sparite	Bio micrite micrite	CALCAIRES CONSTRUITS AUTOCHTONES 	
ALLOCHÈMES (éléments)	Ciment de calcite spathique en mosaïque 	Ciment de calcite micro-cristalline	Ciment de calcite cryptocristalline 	Biolithite Squelettes d'organismes non remaniés (Polysiers, Strobiloporiés, etc...)	
* CEMENT	SPARITE grain de 30 μ à ∞	MICROMARITE 1 à 20 μ	MICRITE grain de 4 μ à ∞		

L'Université de Québec - Trois-Rivières

Cette classification compare les éléments calcaires aux roches détritiques en leur attribuant les types de transport. Une arénite calcaire va être caractéristique de la mise en place d'un dépôt de fort courant. Ces grains de grande taille ne sont pas jointifs. De la calcite cristalline pourra servir de liant : c'est la sparite.

Dans les endroits calmes, de la boue calcaire à petits grains précipite où le ciment est également de la boue : c'est la micrite.

On distingue deux parties dans les roches.

1\ Fraction héritée : les allochèmes.

- Les intraclastes. Ce sont des fragments de sédiments carbonatés, souvent incomplètement compactés quand ils sont arrachés : Ce sont des sédiments internes au bassin dont la taille varie du sable moyen (0,2mm) à 1-2cm.
- Les pellets. Ce sont des grains de roches micritiques, des galets arrondis sans structure interne, à taille inférieure à 0,2mm.
- Les bioclastes. Ce sont des débris coquillés cassés, remaniés et accumulés pour faire une roche.
- Les oolites. Ce sont des grains sphériques concentriques.

2\ Le liant.

Le liant va cimenter les éléments : les orthochèmes.

→ La sparite, de la calcite en cristaux visibles au microscope (taille supérieure à $63\mu\text{m}$). C'est la caractéristique des milieux agités qui favorisent la précipitation de calcite par dégagement du CO_2 .

→ La microsparite. Sa taille est comprise entre $20\mu\text{m}$ et $63\mu\text{m}$.

→ La micrite : c'est de la boue calcaire à fines particules. La taille est inférieure à $20\mu\text{m}$. Elle est invisible au microscope optique normal car elle donne un fond uniforme gris.

→ La dismicrite : calcaire contenant en même temps de la micrite et de la sparite.

Si le ciment est dolomitique, on parle de dolomicrite ou de dolosparite.

Les calcaires construits par les polypiers sont appelés bilitithes.

Toutes les roches sédimentaires carbonatées à nom composite ont comme préfixe le nom des éléments figurés et comme suffixe le nom du ciment.

B\ Classification de Dunham (1962).

CLASSIFICATION DE DUNHAM

- Tient compte de l'arrangement des composants de la roche, lors du dépôt.

. Composants de la roche :

- boue carbonatée (e < 20%)
* grains : e > 20%

. Arrangement : disposition jointive - non jointive des grains.

GRAINS		BOUE	SANS BOUE (ciment = calcite)	Calcaires construits BOUNDSTONE
Jointifs	> 10%	 Packstone	 Grainstone	
Non		 Wackestone		
Jointifs	< 10%	 Mudstone		

Cette classification concerne la disposition des composants de la roche, reflétant ainsi l'arrangement lors du dépôt et donnant ainsi l'énergie du milieu de dépôt. On distingue trois critères essentiels :

- Présence ou absence de boue carbonatée (boue < $20\mu\text{m}$).
- Proportion de grains présents dans la roche (> $20\mu\text{m}$).
- Caractère jointif ou non-jointif des grains.

Cette classification distingue quatre principales catégories :

- Mudstone.
- Wackestone.
- Packstone.
- Grainstone.
- On trouve aussi les Boundstones (calcaires construits) et les carbonates cristallins.

Les altérites

(ou roches résiduelles).

Les altérites sont des roches formées par évolution sur place de formation plus anciennes : elles constituent des sols résultant du départ de matière par dégradation de la roche mère.

I\ La dégradation.

A\ Dégradation mécanique.

La dégradation mécanique résulte des écarts de température (jour/nuit) et thermoclasticité : il y a une absorption inégale des radiations par les différents minéraux (noirs et blancs) → dilatation différentielle et éclatement des roches.

Cette dégradation peut aussi provenir de la pénétration des eaux dans les roches poreuses : la tension importante autour des minéraux va provoquer l'éclatement.

Gel et dégel vont aussi provoquer cet éclatement. Les grès sont des formations ayant subi ces gels et dégels successifs durant le quaternaire.

L'action des organismes, la pesanteur (chute de pierres), le choc des vagues et les particules portées par le vent vont aussi participer à la dégradation mécanique.

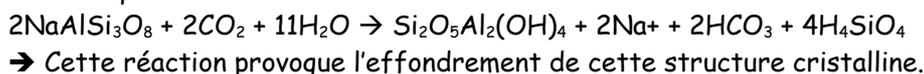
Cette désagrégation agit insidieusement en augmentant la surface de contact entre la matière minérale et l'altérateur (→ préparation et/ou augmentation de l'altération chimique).

B\ altération chimique.

L'altération chimique est essentiellement due aux eaux et peut se résumer à quatre grands types de réaction.

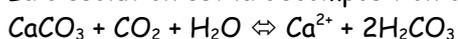
1\ Hydrolyse.

L'hydrolyse est le phénomène le plus dévastateur. Elle est provoquée par la réaction de l'acide carbonique sur les minéraux riches en cations.



2\ Dissolution.

La dissolution est la décomposition d'un minéral en ses ions constitutifs.



Ce phénomène est différent de l'hydrolyse par l'absence d'insolubles des les éléments finaux.

3\ Oxydation.

L'oxydation correspond à la perte d'électrons pendant la formation d'un nouveau corps.
 $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+} + e^{-}$

4\ Hydratation - Déshydratation.

Hydratation et déshydratation correspondent à la perte ou au gain d'eau.
 $2FeOOH \Leftrightarrow Fe_2O_3 + H_2O$

→ Ces mouvements d'ions entraînent un déficit chimique global par rapport à la roche initiale et la genèse de minéraux secondaires.

II\ Les minéraux secondaires.

A\ Nature.

Les minéraux secondaires sont principalement des phyllosilicates.

1\ Les phyllosilicates.

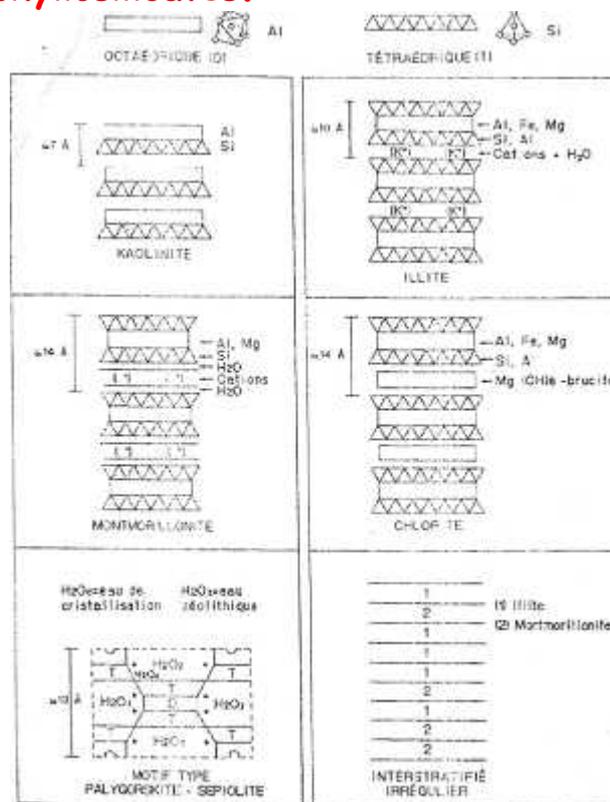


Fig. 1 - Terminologie et structure des principaux minéraux argileux (extrait de Cojoc & Renard, 1997).

On trouve quatre types de phyllosilicates :

- Les phyllosilicates en deux couches, type 1/1. Exemple : la Kaolinite.

- Les phyllosilicates en trois couches, type 2/2. Exemple : Illite, Smectite.
- Les phyllosilicates en quatre couches. Exemple : la Chlorite.
- Les phyllosilicates en feuillets : se sont des argiles en fibres ou en rubans, comme la sépiolite ou la polygerskite.

2\ Les oxydes et hydroxydes de fer et d'alumine.

On trouve la goethite : FeOOH , l'hématite : Fe_2O_3 , la gypsite : $\text{Al}(\text{OH})_3$.

B\ Formation.

1\ La bissiallisation.

Dans ce processus, le silicium et les cations basiques ne sont pas totalement lessivés et donnent des argiles de type 2/1.



2\ La monosiallisation.

La monosiallisation est une hydrolyse plus poussée. Les cations basiques sont tous éliminés et une partie plus importante de silicium est entraînée pour conduire à la formation d'argile de type Kaolinite (1/1).



3\ L'allitisation.

Il y a hydrolyse totale. Le silicium et les cations échangeables sont emmenés. L'alumine précipite sur place.

III\ Les sols.

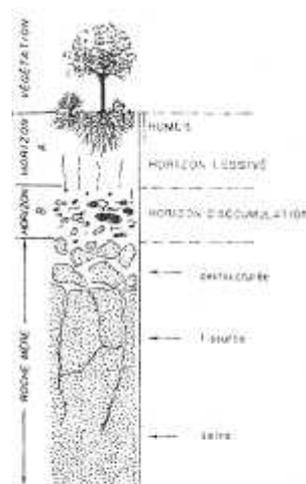


Fig. 2 - Profil typique d'un sol en région tempérée (extrait de Cojean & Renard, 1997).

- *L'horizon supérieur A*. Il est divisé en deux zones :
 - Une zone où s'accumule l'humus.
 - Un horizon lessivé. La pluie intervient dans ce lessivage du sol en amenant les cations plus bas.
- *L'horizon B* ou *horizon d'accumulation*. C'est un niveau blanc, de calcaire dissout et re-précipité où s'accumulent les cations de l'horizon lessivé.
- *La roche mère*.

IV\ rôle du climat.

Le degré de destruction de minéraux primaires et la composition du complexe d'altération dépendent surtout du climat, à condition que le sol soit bien drainé. S'il ne l'est pas ou s'il est trop jeune, les effets du climat ne sont pas discernables.

A\ Les sols de climat froid ou chaud et sec.

C'est le cas des déserts et des régions polaires. L'altération y est nulle ou presque.

B\ Les sols de climat atlantique tempéré et humide.

L'hydrolyse se fait sentir mais n'est pas très efficace car la température moyenne (8-13°C), la pluviométrie (500 à 1000mm par an) et le contraste saisonnier ne sont pas assez élevés : on obtient des argiles de décarbonation.

Les roches calcaires, soumises à des pluies chargées en CO₂, acides humiques et NO₃, perdent la quasi-totalité du carbonate à la surface du sol.

Les altérites restantes sont des insolubles initialement présentes dans les roches calcaires ainsi que quelques nouveaux minéraux ou des minéraux détritiques.

Exemple des argiles à silex. Ces argiles sont observées en Champagne. La décarbonation des craies entraîne la formation d'argiles bariolées où les silex restent pour donner les argiles à silex.

C\ Les sols de climat méditerranéen ou nord tropical.

L'hydrolyse est favorisée par de plus hautes températures (13-20°C), par des saisons plus contrastées et une pluviométrie plus importante (supérieure à 1000mm près des tropiques).

La saison humide favorise l'hydrolyse et l'oxydation du fer alors que la saison sèche favorise la destruction de la matière organique.

C'est l'Illite qui subsiste quand le sol n'est pas assez évolué. La kaolinite subit une altération plus poussée et un bon drainage.

→ Ce sont des sols dits « fersiallitiques ».

D\ Les sols des climats de la zone intertropicale.

L'hydrolyse est ici très performante grâce à de fortes pluies et une haute température moyenne (20-30°C). Les quartz sont alors partiellement dissous. Seuls restent Fe et Al qui constituent des sesquioxydes sous la forme de goéthite, hématite, gypsite et kaolinite.

Ce sont des sols rouges auxquels sont associés des cuirassements ferreux : les latérites.

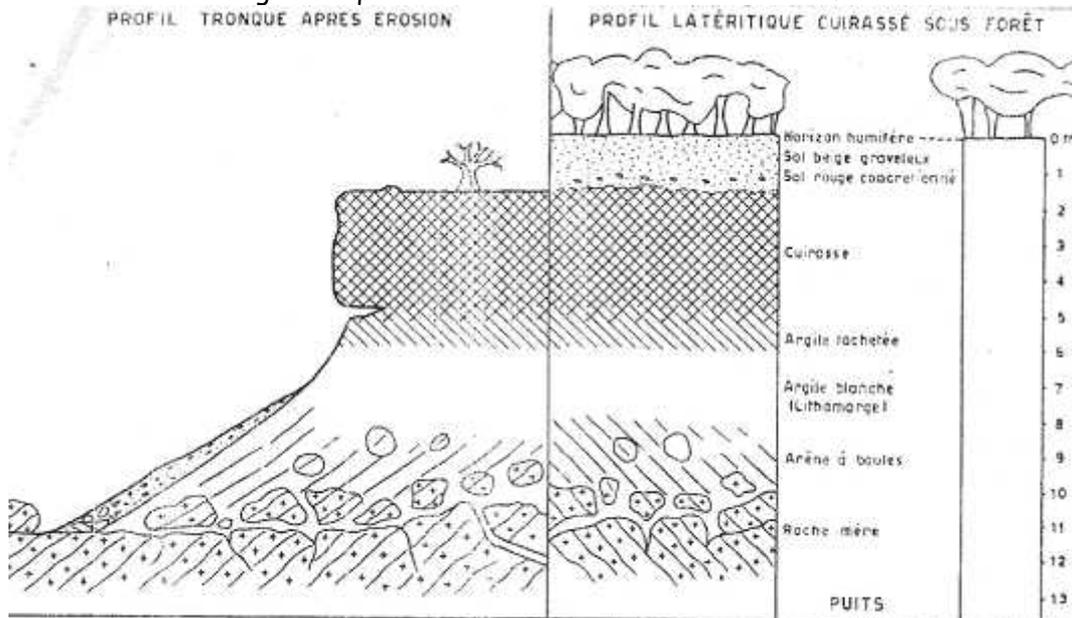


Fig. 4 - Profil latéritique cuirassé sous la forêt ombrophile et son équivalent tronqué par érosion, en région soudanaise (extrait de Millot, 1964).

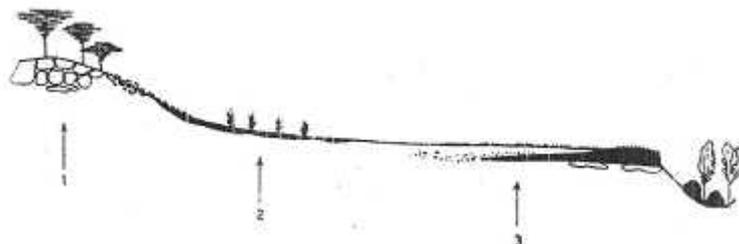
E\ Les sols de climat équatorial.

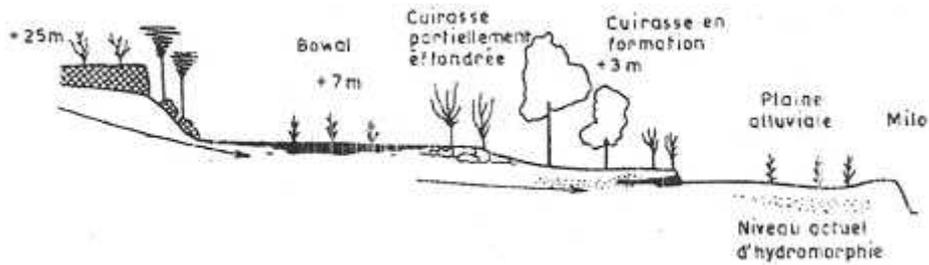
On a un profil d'altération en milieu humide. Il tombe 6 à 8 mètres d'eau par an et la saison sèche est très courte. Cela favorise un lessivage intense.

Ces sols sont dominés par la kaolinite : ils sont faiblement ferralithiques. Selon la roche mère, on distingue :

- Sur les roches basiques (basaltes, gabbros) riches en magnésium, on a les argiles rouges équatoriales.
- Sur les roches acides (granites...), on obtient les argiles jaunes équatoriales.

V\ Les chaînes de cuirasses.





Les cuirasses sont éphémères à cause de la déforestation. A l'affleurement, elles subissent l'érosion mécanique et forment alors des éboulis en bas de la pente. Sur ces éboulis, la végétation va reprendre et il se forme de nouveaux sols qui produisent de la matière organique qui est réductrice et complexante ($+Fe_2O_3 + Fe_2OH$).

Le lessivage des oxydes ne se fait pas à la même vitesse : le manganèse et le fer partent en premier et il reste l'aluminium (à mobilité restreinte).

- Il y a appauvrissement de ce sol en manganèse et fer.
- Il y a alors formation de bauxites (minerais d'aluminium).

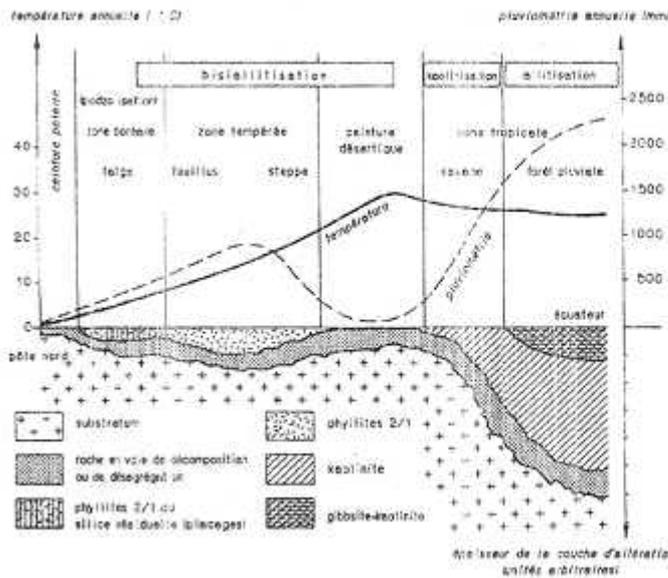


Fig.3 - Représentation schématique de l'épaisseur et de la nature minéralogique de la zone d'altération en fonction de la latitude (d'après Pedro, 1975 ; extrait de Cojean & Renard, 1997).

On observe que l'épaisseur du sol augmente quand la quantité de pluie augmente.

Les roches salines (ou évaporites).

Les évaporites sont des sels précipités par évaporation ou concentration à partir de fluides variés dans des complexes géodynamiques continentaux ou marins. Ces roches salines sont très diverses :

- Gypse $\rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.
- Anhydrite $\rightarrow \text{CaSO}_4$.
- Halite (sel de gemme) $\rightarrow \text{NaCl}$.
- Sylvine ou Sylvite $\rightarrow \text{KCl}$.

I\ Précipitation des roches salines.

La précipitation de ces roches se fait au dépend de solutions sur-saturées. Les sels dissous se déposent en ordre inverse à leur solubilité. Lors de l'évaporation d'une colonne d'eau de mer, on obtient :

- Dépôt de gypse à 1/3 d'eau restante.
- Dépôt de NaCl à 1/10^{ème} d'eau restante.
- Dépôt de sels de magnésium et de potassium à 1/20^{ème} d'eau restante.

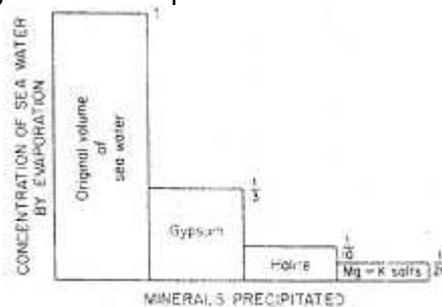


Fig. 2 - Ordre de formation des minéraux lors de l'évaporation de l'eau de mer (extrait de Blatt et al., 1980).

Les conditions requises pour qu'il y ait dépôt sont rencontrées dans les zones chaudes et à faible pluviométrie. En arctique et en antarctique, la transformation d'eau en glace concentrerait les saumures jusqu'à précipiter du gypse.

II\ Les évaporites marines.

On connaît deux types de précipitation des évaporites :

- Précipitation subaquatique : lagunes, bassins intracratoniques, rifts continentaux.
- Précipitation subaérienne : elle a lieu à l'intérieur des sédiments comme dans les sebkhas ou dans les marais salants.

A\ Précipitation subaquatique.

1\ Les bassins peu profonds.

On trouve deux cas de bassins peu profonds :

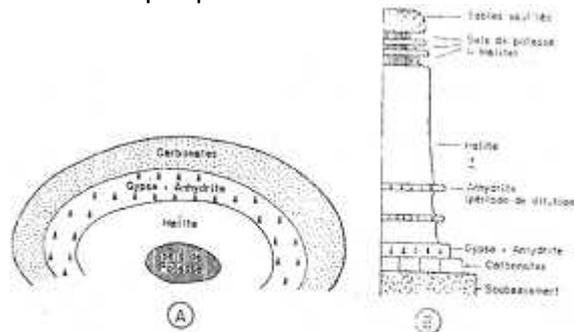


Fig.3 - Répartition des faciès (A) et séquence évaporitique type (B) dans le cas d'un bassin marin fermé (d'après Einsele, 1992 ; extrait Cojean & Renard 1997).

- Les bassins fermés (en œil) : les sels les moins solubles (carbonates) précipitent à la périphérie et les plus solubles au centre.

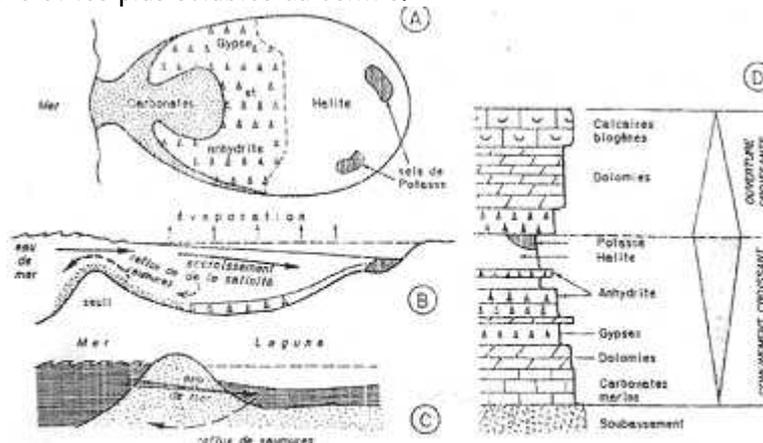


Fig.4 - Répartition des faciès en carte (A) et en coupe (B) et séquence évaporitique type (D) dans le cas d'un bassin marin à seuil (d'après Einsele, 1992). Variante du modèle dans le cas d'une alimentation par infiltration d'eau de mer (C). (extrait de Cojean & Renard, 1997).

- Les bassins en goutte d'eau. Ces bassins gardent une connexion avec la mer. Le faciès est organisé suivant une polarité centrée sur la passe qui relie le bassin à la mer. Les sels les moins solubles sont au voisinage de la passe et les plus solubles à l'opposé (au fond de la lagune).

2\ Les bassins profonds.

α\ Les bassins structurellement profonds d'eau profonde.

Ces bassins fonctionnent par évaporation. Les eaux de surface deviennent plus denses et plus salées. Elles sont donc plus lourdes et descendent : le sel (halite et gypse) précipite sur le fond. C'est le cas de la mer rouge au miocène.

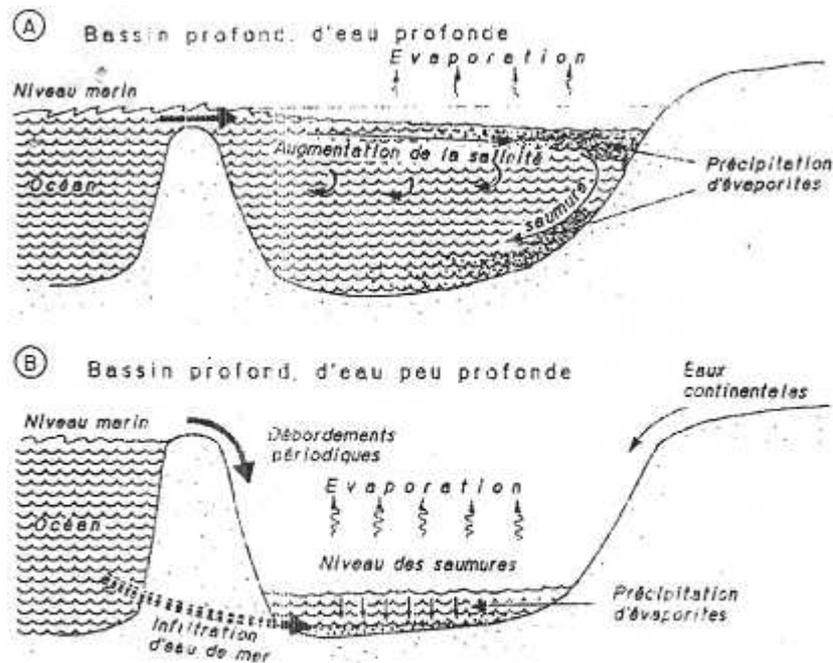


Fig.5 - Les bassins évaporitiques profonds.
 A : bassin « structurellement profond d'eau profonde.
 B : bassin structurellement profond d'eau peu profonde
 (extrait de Cojean & Renard, 1997).

β\ Les bassins structurellement profonds d'eau peu profonde.

Ces bassins sont totalement isolés par un seuil (fermeture d'un détroit), comme la méditerranée au miocène. Il y a un assèchement qui conduit à la précipitation d'évaporites d'eau peu profondes.

La recharge du bassin est possible par un débordement au-dessus du seuil ou par des infiltrations au-dessous.

Remarque : il y a accumulation de beaucoup de gypse en méditerranée pendant le miocène.

B\ La précipitation subaérienne.

La précipitation subaérienne est le processus principal de formation d'évaporites marines au niveau de plaines, dans l'environnement de sebkhas : les évaporites sont mélangées à des dépôts ptérygènes (apportés par le vent).

III\ Les évaporites continentales.

Les évaporites continentales sont observées dans les chocs et les playas. Les sièges de sédimentation ptérygène et d'évaporation permettent la formation d'évaporites : de gypse et d'une croûte de sel (halite). Dans les régions arides, quand l'évaporation est plus importante que la pluviométrie, il y a formation de roses des sables.

Les précipitations carbonatées donnent de la calcite.

IV \ Le cycle : gypse ⇔ anhydrite.

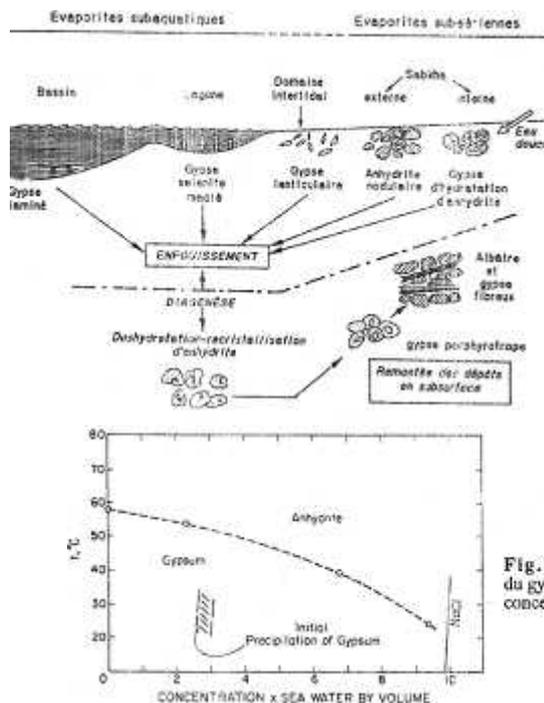


Fig. 7 - Les environnements de dépôts et de diagenèse des différents types de gypse et d'anhydrite (d'après Tucker, 1995 ; extrait de Cojean & Renard, 1997).

Fig. 8 - Diagramme montrant les domaines de stabilité du gypse et de l'anhydrite en fonction de la T° et de la concentration (extrait de Blatt et al., 1980).

L'anhydrite a rarement une formation primaire ; généralement, sa formation est secondaire et vient du gypse. La transformation se fait par un enfouissement (augmentation de température) qui provoque la perte d'eau.

Cette transformation est réalisée avec 38% de perte de volume, si bien qu'il se crée un vide qui conduit par tassement, à la brêchification des roches sus-jacentes.

Cette brêchification a pour résultat la formation de cargneule (roche composée d'éléments calcaires séparés par des cloisons de dolomie).

V \ Conclusion.

Les évaporites ont un rôle important dans trois domaines :

A \ Domaine économique.

8 kilos de sel sont consommés par personne et par an. Celui-ci sert aussi au sablage des routes : très forte consommation.

Le gypse va servir à l'élaboration de plâtre et la sylvite à celle de la potasse.

Les évaporites, de par leur capacité, permettent de piéger les hydrocarbures.

B \ Tectonique.

A cause de leurs structures particulières, générées par leur faible densité : tectonique salifère halocinèse. Leur plasticité les met en jeu dans les plis, les décollements, les chevauchements et les charriages.

C \ Paléontologie.

Les évaporites aident à la paléogéographie par leur utilisation comme marqueurs climatiques.