

GÉOLOGIE

Chapitre 1 : Croûte terrestre : structure et composition.

I\ Généralités.

A\ Les enveloppes terrestres.

- 1\ L'organisation concentrique.
- 2\ Propriétés physiques.

B\ Structure sismologique de la Terre.

- 1\ Nature des ondes P, S et L.

II\ Composition de la croûte terrestre.

A\ Substances chimiques.

1\ Répartition naturelle.

- a\ Les huit éléments principaux.
- b\ Les autres éléments.

2\ Agencement de la matière minérale.

- a\ État amorphe
- b\ Matière en état ordonné.
- c\ Conséquences sur les propriétés de la matière.

3\ Logique de l'état cristallin.

- a\ Liaison de Na Cl.
- b\ Autres types de liaisons.

4\ Coordination.

- a\ Principe de la liaison.
- b\ Motifs ioniques élémentaires.

B\ Les cristaux.

1\ Cristallisation expérimentale.

- a\ Surconcentration de solution.
- b\ Refroidissement de liquide en fusion.

2\ Niveaux de cristallisation.

- a\ Notion de maille cristalline.
- b\ Réseaux cristallins.
- c\ Les 7 systèmes cristallins.

3\ Croissance du cristal.

- a\ Les cristaux automorphes de « forme primitive ».
- b\ Les cristaux automorphes dérivés par troncuture.
- c\ Les cristaux xénomorphes (de forme quelconque).

4\ Propriétés cristallines et réseaux.

- a\ Densité.
- b\ Dureté.
- c\ Éclat et couleur.
- d\ Luminescence.
- e\ Macle et épitaxie.

C\ Substances minérales.

1\ Les silicates.

- a\ Tétraèdre, SiO_4 , motif ionique élémentaire.
- b\ Modalités d'assemblage.

2\ Diversité des substances silicatées.

- a\ Isomorphisme. Exemple des péridots.
- b\ Polymorphisme. Exemple de la silice.
- c\ Substitution (Si par Al).

3\ Autres substances minérales

D\ Du minéral à la roche.

- 1\ Distinction minéral / roche.
- 2\ Assemblage des minéraux.

- a\ Grains néoformés
- b\ Les grains hérités.
- 3\ Notion de texture.
 - a\ Taille et dimension des grains : la granulométrie.
 - b\ Forme des grains.
 - c\ Relations mutuelles des grains entre eux.
 - d\ Structure fluidale.
 - e\ Historique.

II\ Conclusion.

Chapitre 2 : Processus géodynamique interne ; magmatisme, métamorphisme.

I\ Généralités.

- A\ Notions de thermodynamique.
 - 1\ Phases, Systèmes.
 - 2\ Notion de constituants indépendants.
 - 3\ Variable thermodynamique.
 - 4\ Équilibre thermodynamique.
 - 5\ Règles de phase.
- B\ Diagrammes expérimentaux.
 - 1\ Diagramme de concentration.
 - a\ Binaire (SiO_3Ca).
 - b\ Ternaire.
 - 2\ Diagramme température/pression.
 - 3\ Diagramme composition/température.
 - a\ Binaires.
 - b\ Ternaire.

II\ Magmatisme (volcanique et plutonique).

- A\ Caractéristiques des formations magmatiques.
 - 1\ Composition chimique et minéralogique.
 - 2\ Classification des roches magmatiques (Streckeisen).
 - 3\ Texture des roches magmatiques.
 - 4\ Structure des roches magmatiques.
 - a\ Les laves volcaniques.
 - b\ Les roches plutoniques.
 - 5\ Mode de gisement.
 - a\ Cas d'un volcan.
 - b\ Les plutons.
 - B\ La différenciation magmatique.
 - 1\ La cristallisation fractionnée.
 - 2\ Série réactionnelle de Bowen.
 - a\ Série discontinue (Fe/Mg).
 - b\ Série continue.
 - c\ Couplage des deux séries.
 - 3\ Différenciation gravitaire.
 - 4\ Assimilation.
 - C\ Magmas : origine et évolution.
 - 1\ Magma volcanique.
 - a\ Origine et évolution.
 - b\ Les magmas basaltiques.
 - c\ Le magma andésitique.
- Conclusion sur les magmas volcaniques.
- 2\ Les magmas plutoniques.

- a\ Origine et évolution.
- b\ Anatexie et magmatisme.
- c\ Intrusions granitiques.
- d\ Minéralisations tardives.

III\ Métamorphisme.

- A\ Les facteurs fondamentaux.
 - 1\ Température.
 - 2\ Pression.
 - 3\ Composition chimique.
- B\ Les transformations mécaniques.
 - 1\ Modifications structurales (figure K1).
 - 2\ Modification minéralogique (Figure M).
 - 3\ Faciès et zones métamorphiques.
 - a\ Zonéographie du métamorphisme.
 - b\ Faciès métamorphiques et minéraux index.
 - c\ Enchaînement de faciès.
- C\ Différents types de métamorphismes.
 - 1\ Diagenèse d'enfouissement.
 - 2\ Métamorphisme de subduction.
 - 3\ Métamorphisme de contact.
 - a\ Caractères généraux.
 - b\ Place sur le diagramme T° / P° .
 - 4\ Métamorphisme général ou régional.
 - a\ Place sur le diagramme T° / P° .
 - b\ Evaluation du gradient géothermique.
 - 5\ Migmatisation et anatexie.

CONCLUSION :

Chapitre 3 : Processus de la géodynamique externe. Altération / Transport / Sédimentation. Roches et environnement sédimentaire.

I\ Généralités.

- A\ Logique énergétique.
 - 1\ Energie thermique : interne et orogène.
 - 2\ Energie thermique externe.
 - a\ Cycle de l'eau.
 - b\ Altération d'un minéral : le feldspath.
 - c\ Altération d'une roche : le granite.
 - 3\ Energie gravitationnelle.
 - a\ Transports des éléments détritiques (solides).
 - b\ Transports en solution.
 - 4\ Cycle orogénique.
- B\ Sédimentation.
 - 1\ Facteurs impliqués.
 - a\ Climat et pédogenèse.
 - b\ Erosion et flux sédimentaires.
 - c\ Tectonique et subsidence.
 - d\ Variation du niveau de la mer (eustatisme).
 - e\ Notion d'espace disponible.
 - 2\ Du sédiment à la roche.
 - a\ Notion de diagenèse.
 - b\ Classification des roches sédimentaires
 - a\ Classification des roches sédimentaires.

- β\ Les roches biochimiques.
- γ\ Classement de Folk (B).
- δ\ Classification de Dunham (C).

II\ Les séries sédimentaires.

A\ Notion de séquence.

- 1\ Séquence et cycle sédimentaire.
 - a\ Les unités lithostratigraphiques.
 - b\ Notion de séquence.
 - c\ Notion de cycle sédimentaire.
- 2\ Discontinuités sédimentaires.

B\ Stratigraphie.

- 1\ Principe de la stratigraphie.
 - a\ Principe de superposition et de continuité latérale.
 - b\ Passage latéral de faciès.
 - c\ Principe de Walter.
- 2\ Biostratigraphie et chronostratigraphie.
 - a\ Les fossiles marqueurs.
 - b\ Corrélation stratigraphique.
 - c\ Echelle stratigraphique.

C\ Paléographie.

- 1\ Notion de faciès ou d'environnement sédimentaire.
- 2\ Les milieux de dépôts.
 - a\ Milieu continental.
 - b\ Milieu marin.
 - c\ Milieux intermédiaires.

III\ Etude de cas.

A\ Le milieu deltaïque.

- 1\ Morphologie.
- 2\ Nature des matériaux.
- 3\ Organisation séquentielle.
 - a\ Séquence b.s.g. (boue, sable, galet).
 - b\ Discontinuité.
 - c\ Progradation et rétrogradation.

B\ Milieu marin (plate-forme carbonatée).

- 1\ Précipitation de CaCO_3 .
- 2\ Morphologie.
- 3\ Nature des matériaux.
- 4\ Organisation séquentielle.

C\ Le milieu lagunaire.

- 1\ Evaporation de l'eau de mer.
- 2\ La morphologie.
- 3\ Organisation séquentielle.
 - a\ La séquence de dépôt.
 - b\ Discontinuités.
 - c\ Interprétation de l'évolution séquentielle.

III\ Conclusion.

Chapitre 4 : Dynamique globale. Tectonique des plaques.

I\ Les différentes croûtes terrestres.

A\ La croûte continentale.

- 1\ Exemple régional : l'Aquitaine.
 - a\ Formation métamorphique.

- b\ Formation volcanique (relativement récente).
- c\ Formations plutoniques.
- d\ Formations sédimentaires.

2\ Passage océan / continent (la marge continentale).

- a\ Morphologie.
- b\ Structure.

B\ La croûte océanique.

1\ Exemple régional de l'Atlantique.

- a\ Morphologie.
- b\ Fonctionnement de la dorsale.
- c\ Composition des fonds océaniques.

2\ Particularités du Pacifique.

- a\ Morphologie.
- b\ Subduction.
- c\ Arc insulaire.

II\ Expansion des fonds océaniques.

A\ Le paléomagnétisme.

B\ Les anomalies magnétiques

III\ La tectonique des plaques.

1\ Plaque lithosphérique.

- a\ Frontières et genèses.
- b\ Mouvements de plaques.

2\ Relief et chaînes de montagnes ?

- a\ chaîne de subduction.
- b\ chaîne de collision.
- c\ chaîne intraplaque.

IV\ Conclusion : le cycle de Wilson.

A\ Le modèle général.

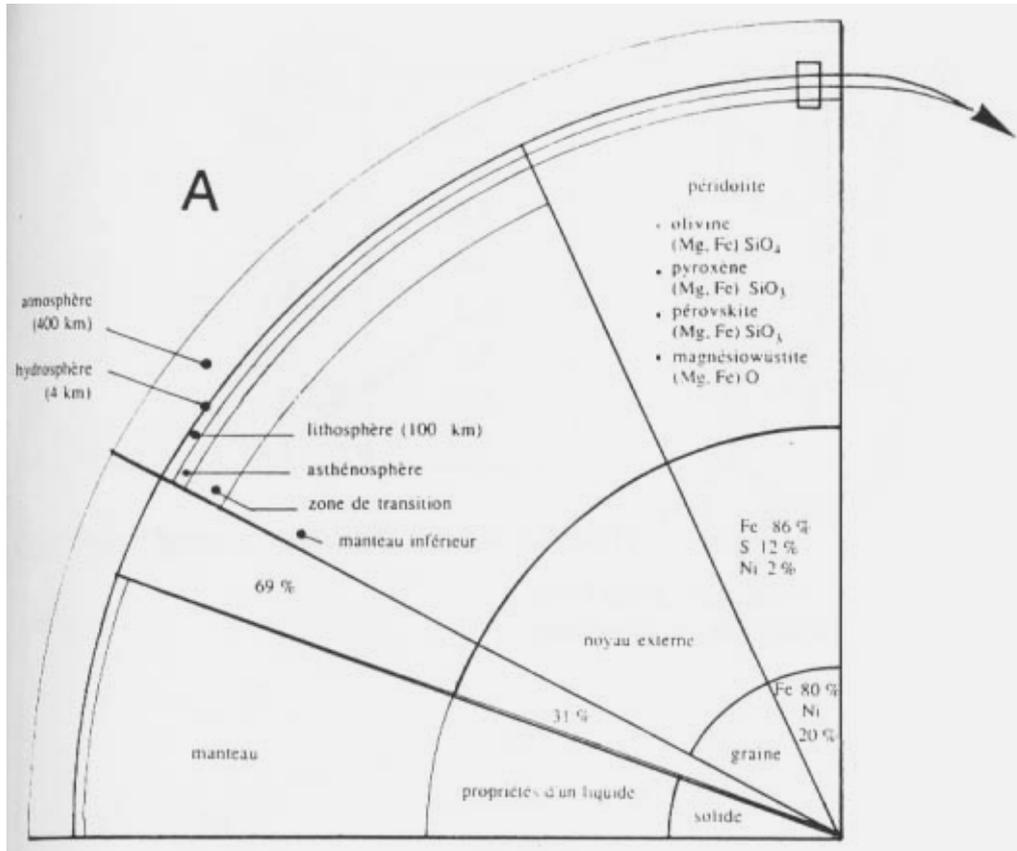
B\ Application à la Pangée. (Idée d'Alfred Wegner)

Chapitre 1 : Croûte terrestre : structure et composition.

I\ Généralités.

A\ Les enveloppes terrestres.

1\ L'organisation concentrique.



– A tmosphère : 400km d'épaisseur.

– H ydrosphère : environ 4km d'épaisseur, non continue.

– C route : environ 30km d'épaisseur. Constituée par : Si, O, Al. Densité de 2,7.

----- DISCONTINUITÉ DE MOHO -----

– M anteau : jusqu'à 2900km de profondeur. Densité d'environ 3,3. Constituée par Si, Al, Fe et Mg. Ces minéraux constituent essentiellement de l'olivine et du pyroxène ($MgFeSiO_3$) qui eux-mêmes constituent la pyrolite (à l'origine des magmas supérieurs). Les mailles se condensent avec la profondeur. Encore plus profond, présence de spinelle qui a des réseaux moins lâches que ceux de la pyrolite.

----- DISCONTINUITÉ DE GUTENBERG -----

– Noyau externe : Fe, S, Ni.

----- DISCONTINUITÉ DE LEHMAN -----

– Noyau interne (graine) : Fe (80%), Ni (20%).

Masse (croûte + manteau) : 69% de la Terre.

Masse (noyau) : 31% du total de la Terre.

2\ Propriétés physiques.

– *Pression (P°)* : essentiellement, une pression lithostatique (poids de la la colonne de roches au-dessus). 4×10^{11} Pa au centre de la Terre.

– *Densité (d)* : la densité augmente avec la profondeur et dépend de la nature chimique des matériaux. Il y a un premier palier vers 200km de profondeur. L'augmentation redevient régulière jusqu'à la limite manteau/noyau (-2900km) et reprend en s'accroissant au niveau de la discontinuité de Lehmann.

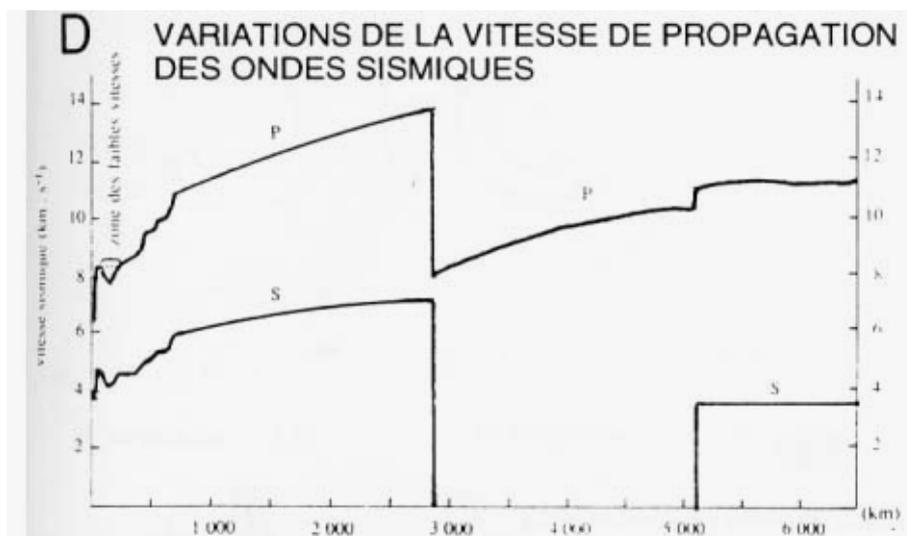
– *La force g (de gravite)* : elle est à peu près constante jusqu'au noyau et diminue jusqu'à 0 (jusqu'au centre).

B\ Structure sismologique de la Terre.

1\ Nature des ondes P, S et L.

Les ondes P se propagent dans tous les matériaux.

Les ondes S ne se propagent pas dans les liquides.



Les ondes P ont une augmentation régulière jusqu'au Moho puis marquent un palier. Elles restent constantes jusqu'à présenter une chute de leur vitesse : elles marquent ainsi la zone de faible vitesse (= LVZ : Low Velocity Zone).

Ces ondes marquent trois paliers :

- 1er palier au passage olivine + pyroxène / spinelle.
- 2eme palier au niveau de la discontinuité de Gutemberg ou la vitesse chute jusqu'a 8 km.s^{-1} (passage dans un corps semi-liquide) puis petite reaugmentation a -5100 km ou elles marquent le troisième palier.

Les ondes S : elles confirment ce qui est montré par les ondes P ; une augmentation de la vitesse, présence de la LVZ puis à nouveau trois paliers et enfin le manteau. Elles s'annulent dans le noyau externe et réapparaissent dans la graine.

Surface de la Terre.
↓
Centre de la Terre.

- Lithosphère (environ 100km)
- Asthénosphère : de -100 à -300km ; la vitesse diminue. 6% des matériaux y sont liquides. C'est une zone déformable.
- Mésosphère (le reste du manteau) : zone où la vitesse augmente.
- Noyau externe.
- Graine.

Le noyau externe est parcouru de courant électrique. La graine est comparée à du "fer doux". Elle fonctionne un peu comme une dynamo : elle provoque des champs magnétiques.

II\ Composition de la croûte terrestre.

A\ Substances chimiques.

	% en poids	% en volume
O	46,6	93,8
Si	27,7	0,8
Al	8,1	0,5
Fe	5,0	0,4
Ca	3,6	1,0
Na	2,8	1,3
K	2,6	1,8
Mg	2,1	0,3

COMPOSITION CHIMIQUE DE LA CROÛTE

1\ Répartition naturelle.

a\ Les huit éléments principaux.

Ces huit éléments comptent pour 98% du poids total de la croûte.

– Le plus abondant est l'oxygène, que ce soit en masse ou en volume. La croûte est aussi appelée oxysphère.

- Si : 27,7%
- Al : 8,1%
- Fe : 5,01%
- Mg : 2,1%
- K : 2,6%
- Ca : 3,63%
- Na : 2,85%.

b\ Les autres éléments.

– Quand le pourcentage est compris entre 0,1 et 1%, on appelle ces éléments des éléments mineurs : Ti, P, H.

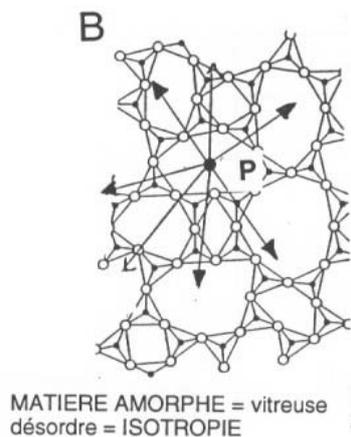
– Quand le pourcentage est inférieur à 0,1%, on appelle ces éléments des éléments en traces : Cu, Zn, Pb, Ag, Au.

→ **L'élément fondamental est le silicium (Si). Il permet la géochimie du Si et la formation du groupe des silicates.**

2\ Agencement de la matière minérale.

Présent sous deux aspects ordonnés (cristallise) et désordonné (amorphe).

a\ État amorphe

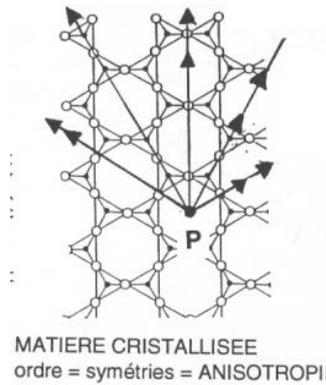


Exemple : Si dans les silex, dans l'agate.

Magma liquide constitué d'ions (mobiles et avec énergie) qui peuvent commencer à s'organiser : on va avoir des groupements mobiles les uns par rapport aux autres, qui vont se figer et leur énergie va baisser. On va obtenir un système stable qui atteindra un équilibre. Le résultat sera l'obtention d'une matière vitreuse.

Exemple : l'obsidienne, quand quelques cristaux sont apparus, on arrive au Pechstein.

b\ Matière en état ordonné.



Ici, on a un refroidissement lent ou l'énergie cinétique diminue jusqu'à disparaître. Le réseau est alors parfait et la matière est bien cristallisée.

c\ Conséquences sur les propriétés de la matière.

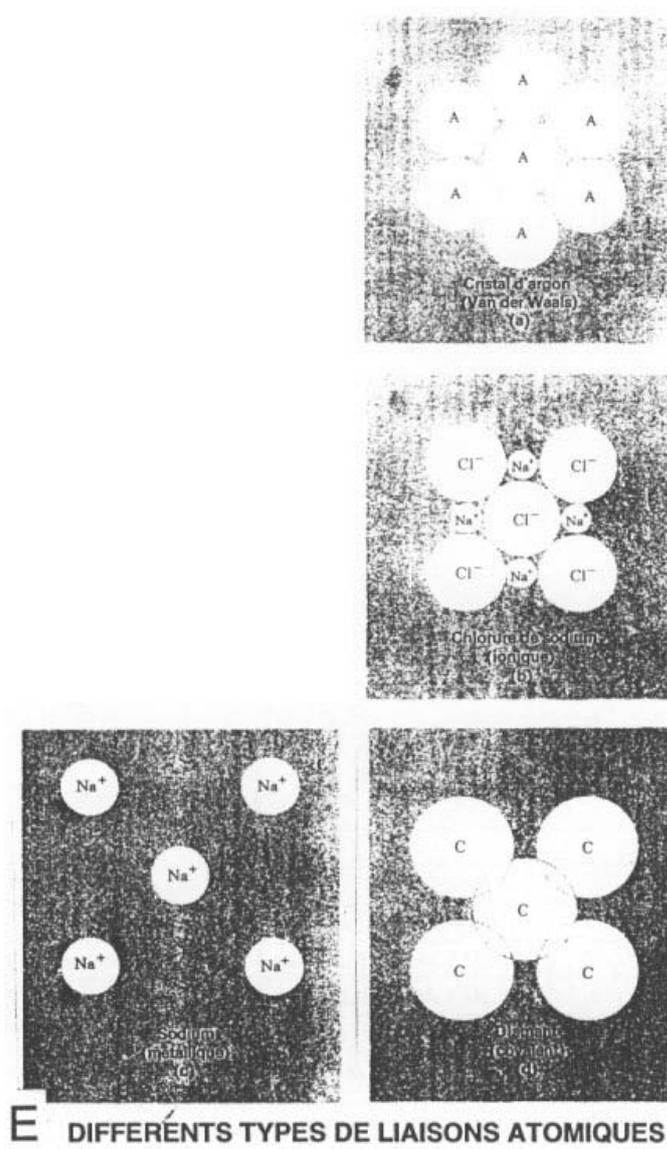
- La matière amorphe, isotrope. Les propriétés vectorielles sont identiques.
- La matière cristallisée est anisotrope : les propriétés vectorielles sont différentes dans la matière. Il y a une exception à ceci, quand les cristaux sont cubiques.
- Périodicité (répétition) avec des éléments de symétrie. Les ions se disposent de façon géométrique, selon un réseau à 3 dimensions : donc, les plans de densité ionique augmentent.
- Lorsque des plans de densité ionique sont faibles, il va y avoir apparition de faiblesse et donc de clivages (de cassures).
- Si la densité ionique est égale partout, il n'y a pas de cassure (comme par exemple, dans le quartz).

3\ Logique de l'état cristallin.

a\ Liaison de Na Cl.

Le sodium et le chlore sont liés par une liaison atomique.

b\ Autres types de liaisons.



Dans un minéral, il n'y a pas qu'un seul type de liaison. On peut trouver des liaisons : métalliques, covalentes, de Van Der Waals.

Dans le cas du diamant, tous les atomes de carbone (C) sont liés par liaison covalente. Ce sont ces liaisons qui permettent au diamant d'être un des plus durs minéraux au monde.

La liaison la plus répandue dans le monde minéral est la liaison ionique.

4\ Coordination.

a\ Principe de la liaison.

L'agencement géométrique des ions dans le minéral dépend de deux principaux facteurs :

- La taille des ions;
- La valence des ions (électronégativité).
- Na⁺ et K⁺ ne peuvent se substituer.
- Na⁺ et Ca²⁺ ne peuvent se substituer.
- Mg²⁺ et Fe²⁺ ne peuvent se substituer.
- Al et Si ne peuvent se substituer.

La taille définit la figure géométrique (sa forme).

b\ Motifs ioniques élémentaires.

Nombre de coordination	rapport-limite $\frac{r_C}{r_A}$	polyèdres	
3	0,155		
4	0,225		
6	0,414		
8	0,732		
	1,0		

B

1. [CO₃]²⁻ : triangle ; 2. [SiO₄]⁴⁻ : tétraèdre ;
3. [Na⁺Cl⁻] : octaèdre ; 4. [Cs⁺Cl⁻] : cube.

MOTIFS IONIQUES ELEMENTAIRES
(Règles de Pauling)

La règle de Pauling donne : R_c / R_a .

- Si $0,105 \leq R_c/R_a \leq 0,225$: la figure est triangulaire (polyèdre de coordination). Petit cation au centre.

Exemple : CO₃ : motif élémentaire.

- Si $0,225 \leq R_c/R_a \leq 0,414$: la figure est un tétraèdre. Le cation est au centre avec 4 anions autour (le nombre de coordination est 4). Exemple : SiO_4 , le motif élémentaire des silicates.
- Si $0,414 \leq R_c/R_a \leq 0,732$: la figure est un octaèdre. La cation est au centre, associée à 6 anions.
- Exemple, le Na Cl.
- Si $0,732 \leq R_c/R_a \leq 1$: la figure est un cube. On trouvera un cation pour 8 anions. Exemple : Cs^+Cl^- (chlorure de césium).

→ **Ces quatre formes sont des structures élémentaires.**

B\ Les cristaux.

Définition : Un cristal est un solide minéral, naturel, homogène, ordonné à l'échelle atomique et défini par une composition chimique précise. Ce cristal est limité par ses faces généralement planes, faisant entre elles des angles parfaitement définis. Les cristaux se forment à partir de liquides fondus et de vapeurs.

1\ Cristallisation expérimentale.

C'est une cristallisation à partir d'un liquide amorphe qui sera soit une solution d'ions soit un liquide en fusion haute température (HT). La cristallisation est l'apparition, dans un liquide amorphe, d'une phase ordonnée (cristalline).

Ce mécanisme comprend deux phases successives : la germination (ou nucléation) et la croissance. Les températures et la composition jouent un rôle prépondérant dans cette cristallisation (la pression est, elle, peu importante).

a\ Surconcentration de solution.

Le liquide amorphe est une solution d'éléments chimiques dissous dans l'eau. Si la solution est saturée, elle contient un grand nombre d'ions (son maximum). Un cristal placé dans une solution saturée ne peut ni croître ni se dissoudre (décroître).

La cristallisation d'une solution se produit s'il y a sursaturation (on « dépasse » le degré de dépassement).

Pour que celle-ci se produise, elle doit atteindre son entropie minimale (état stable). On obtient un résultat par évaporation et l'on a deux cas possibles :

- Si la surconcentration est faible, il y a peu de germes mais qui atteindront la taille critique (germe de grande taille). Présence de peu de cristaux mais de grande taille.
- Si la surconcentration est forte, il y aura de nombreux nucléés à la taille critique : on obtiendra au final des cristaux très petits et très nombreux.

b\ Refroidissement de liquide en fusion.

Il existe trois types de refroidissement :

- *brutal* : les ions et les éléments sont figés brutalement dans leur position. Il n'y a pas de cristallisation ;
- *rapide* : les ions s'organisent, les germes seront très petits et très nombreux;
- *lent* : les germes ont une grande taille, une taille critique. Les cristaux seront gros et peu nombreux.

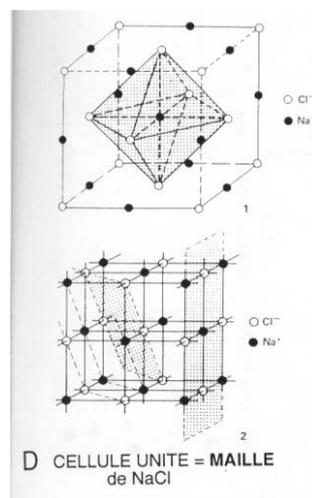
Les magmas qui arrivent en surface sont bien sûr passés d'abord en profondeur. Dans ces conditions, quelques gros cristaux se sont formés. Dans la remontée par la cheminée, il y a eu apparition de nombreux petits cristaux et lorsque ce magma atteint finalement en surface, il y a formation de verre.

2\ Niveaux de cristallisation.

a\ Notion de maille cristalline.

Une maille (cristalline) est la plus petite partie d'un minéral qui puisse exister. Elle forme une figure géométrique telle que sa répétition dans l'espace donne un cristal visible.

Exemple :

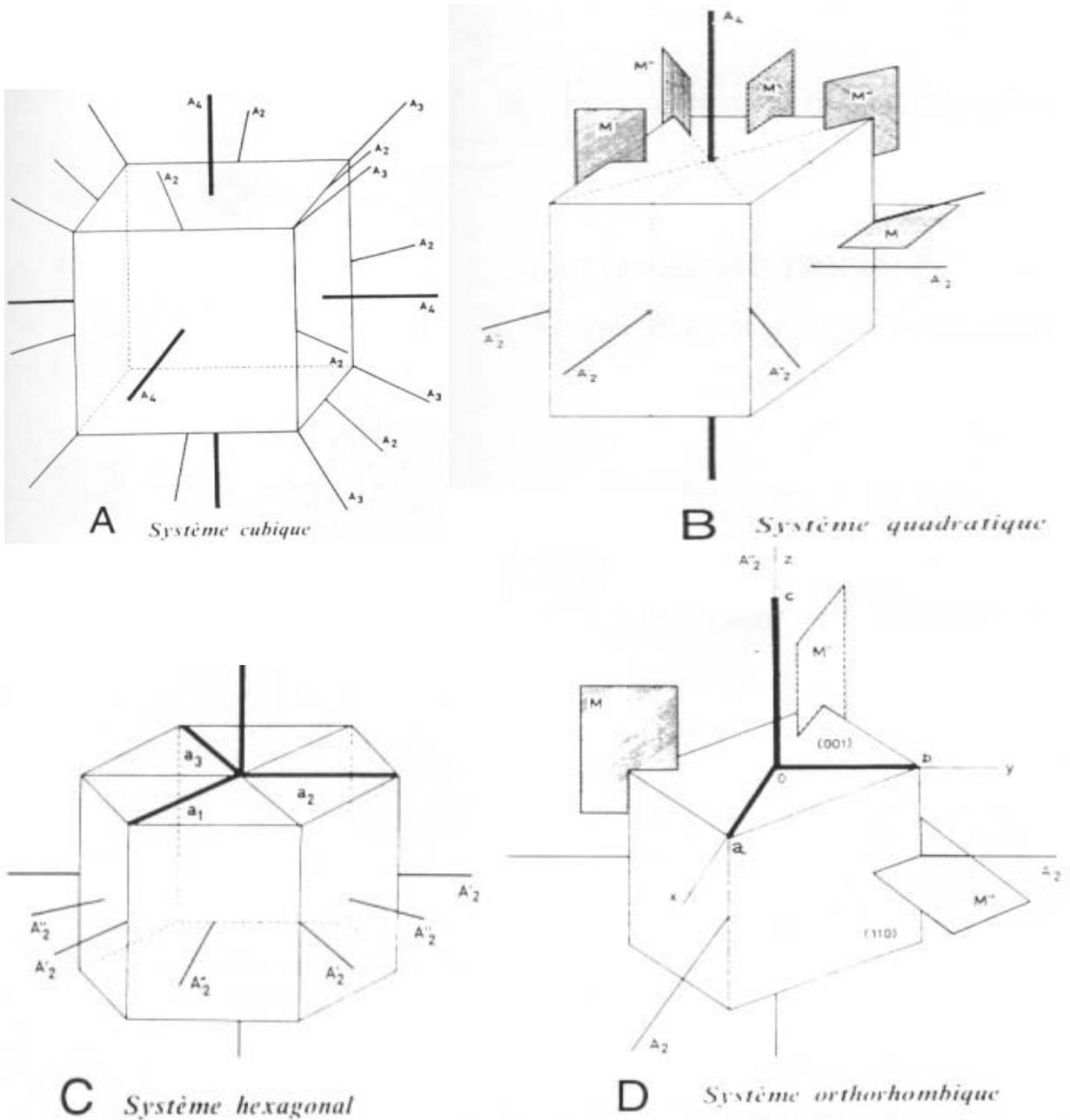


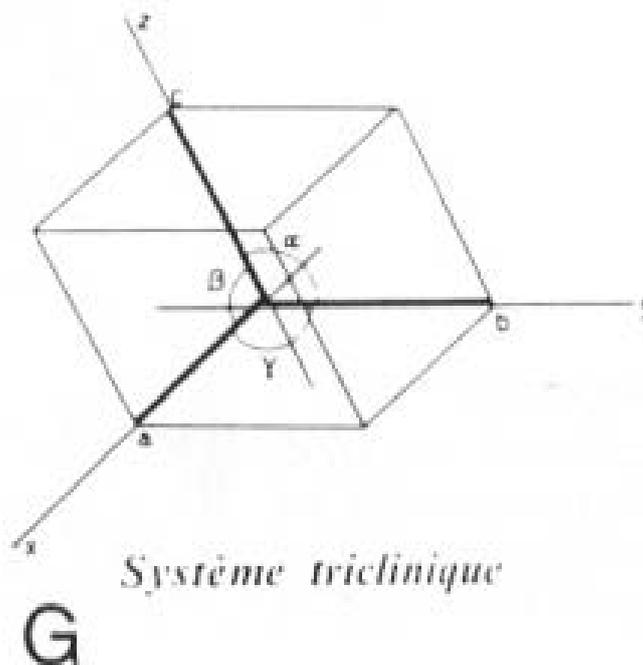
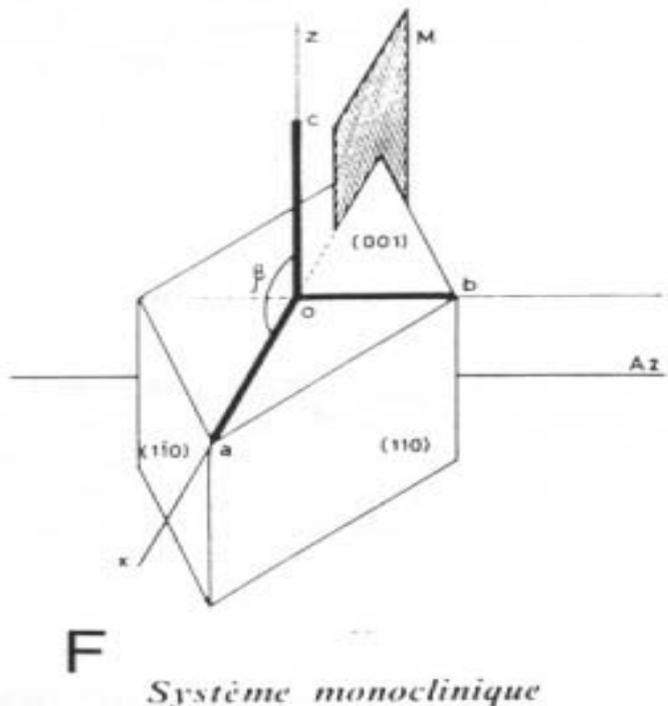
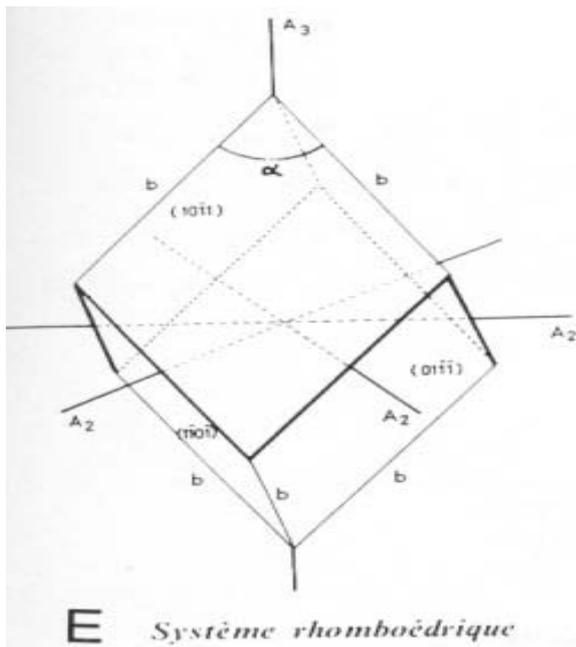
C'est la plus petite cristallisation cubique.

b) Réseaux cristallins.

Un réseau cristallin est constitué par la répétition dans l'espace de la cellule unité de la maille.

c) Les 7 systèmes cristallins.





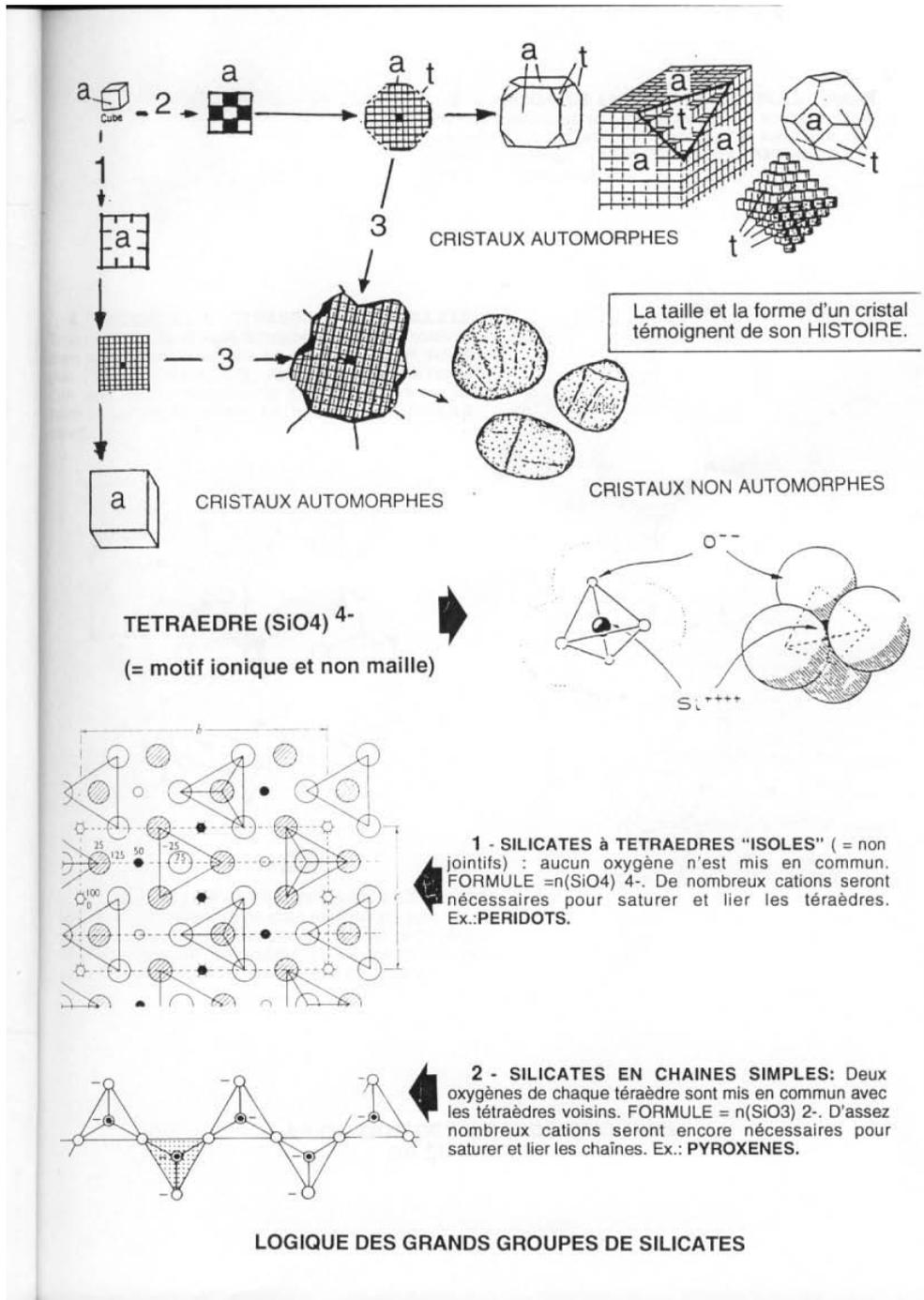
Toutes les mailles des minéraux se regroupent en 7 systèmes cristallins ; ce sont les 7 formes primitives.

- Le système cubique (ex : Na Cl).
- Le système quadratique : prisme droit a base carrée.
- Le système hexagonal : prisme droit a base hexagonale.
- Le système orthorhombique : prisme droit a base de losange.
- Le système monoclinique : prisme NON droit a base de losange.

- Le système rhomboédrique : prisme dont toutes les faces sont des losanges (ex : la calcite, CaCO_3).
- Le système triclinique : forme quelconque, inclinée dans trois directions.

Tous les systèmes cubiques dont la maille est cubique n'auront pas forcément une forme cubique. Ces sept systèmes sont divisés en 32 groupes de symétrie. Dans la calcite, il n'y a pas de plan de symétrie.

3\ Croissance du cristal.



a\ Les cristaux automorphes de « forme primitive ».

Leur sens est 1,1', 1". Dans chaque sens, on ajoute le même nombre de cube. On arrive à une croissance plus grande sur les sommets que sur les faces. On obtient donc, des cubes.

b\ Les cristaux automorphes dérivés par troncature.

La croissance de ces cristaux est identique vers les sommets et les faces. Les sommets sont ensuite tronqués (d'où le terme de troncature) de façon triangulaire. On obtient un cube avec 6 grandes faces et 8 petites. C'est le cas des minéraux cubiques et octaédriques.

c\ Les cristaux xénomorphes (de forme quelconque).

Ces cristaux peuvent résulter de deux phénomènes :

- Etre obtenus par érosion ;
- Le minéral, pendant sa croissance, prend la forme de la cavité qui l'entoure.

Les premiers cristaux qui se forment sont automorphes. Les derniers seront xénomorphes.

4\ Propriétés cristallines et réseaux.

a\ Densité.

La densité dépend de l'élément chimique, du degré de compaction. Plus le réseau est serré, plus il est dense.

b\ Dureté.

La dureté dépend du réseau. Un minéral tendre est par exemple le talc. Le plus dur est le diamant. Il existe une échelle qui dépend des liaisons (leur nombre, leur type). En général, il existe des plans de cassures :

- Cassures irrégulières, comme dans le quartz ;
- Cassures régulières, planes : on les appelle des plans de clivage, comme dans le cas des micas.

c\ Éclat et couleur.

L'éclat dépend de la face et des plans de clivage.

La couleur est due à l'absorption de minéraux, ce qui donne une couleur plus ou moins caractéristique.

Parmi les minéraux sombres, on trouve les pyroxènes et les amphiboles. Des minéraux clairs peuvent être des feldspaths, du quartz, de la calcite...

La couleur est liée aux inclusions d'autres éléments chimiques dans le minéral. Les propriétés optiques des minéraux sont basées sur la vitesse de propagation de la lumière dans le minéral (on compte trois axes de vitesse).

d\ Luminescence.

Selon l'éclairage, on observe différents phénomènes.

e\ Macle et épitaxie.

La macle : c'est l'association de deux ou plusieurs cristaux d'un même minéral selon une loi géométrique qui mettent en commun une face ou un élément de symétrie.

L'épitaxie : c'est l'association de cristaux appartenant à des espèces minérales différentes. Ces associations produisent des curiosités minéralogiques.

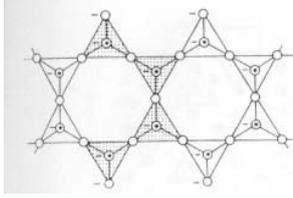
C\ Substances minérales.

Définition :

Un minéral est une substance naturelle de composition chimique et de structure atomique bien définie qui se présente souvent sous forme de cristaux. On connaît 1500 à 1800 espèces minérales. 200 sont relativement connues. On trouve dans ces minéraux 8 éléments chimiques fondamentaux, produisant des assemblages distincts.

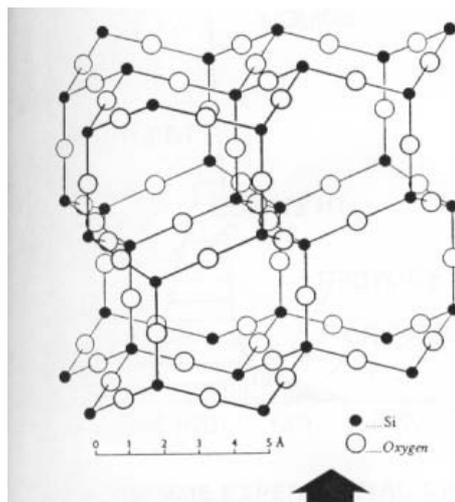
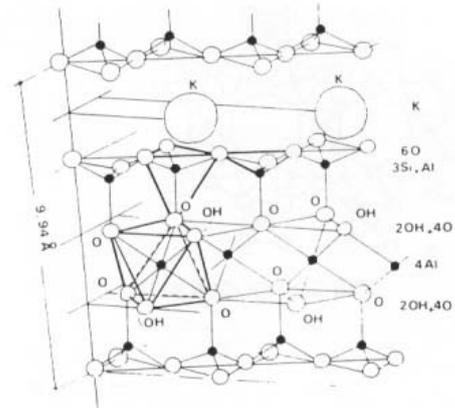
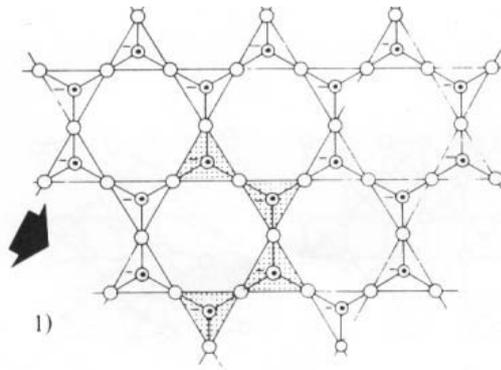
1\ Les silicates.

Revoir le document précédent.



3 - SILICATES EN CHAINES DOUBLES: Deux chaînes identiques aux précédentes se soudent. Des cations ainsi que l'anion OH⁻ assurent la saturation de l'édifice. FORMULE = $n(\text{Si}_4 \text{O}_{11})^{6-}$. Ex.: **AMPHIBOLES** (cristaux souvent allongés).

4 - SILICATES A TETRAEDRES EN FEUILLETS: Trois oxygènes de chaque tétraèdre sont mis en commun avec les tétraèdres voisins se situant dans un même plan. FORMULE = $n(\text{SiO}_5/2)^-$. Quelques cations et l'anion OH⁻ sont encore nécessaires pour saturer et lier les feuillets Ex.: **TALC, MICAS, ARGILES** (cristaux faciles à cliver).



5 - SILICATES A TETRAEDRES EN CHARPENTE: Les QUATRE oxygènes de chaque tétraèdre sont mis en commun avec quatre tétraèdres voisins. FORMULE: $n(\text{SiO}_2)$. Aucune saturation ni liaison n'est plus nécessaire. Ex.: **SILICE** (cristaux très résistants).

a\ **Tétraèdre, SiO₄, motif ionique élémentaire.**

Si est tetracoordonné et forme (SiO₄)⁻⁴. Ces tétraèdres ne peuvent s'assembler que par les sommets.

b\ **Modalités d'assemblage.**

Les tétraèdres isolés (néosilicates) : Cas des péridots (olivine). Ils ne s'assemblent pas et les charges sont saturées par Fe et/ou Mg. SiO₄Mg² = sforsterite (verte), SiO₄Fe² = fayalite (noire). Mg et Fe sont environ de la même taille. Ce sont des roches volcaniques. La formule est : SiO₄ (Mg, Fe)². Ils sont importants pour les phénomènes d'altération par la présence de deux cations. Grenat, zircon, topaze, sphène, andalousite, silimanite et disthène sont dans ce cas.

Les silicates en chaîne ou ruban : les Inosilicates

- Chaîne simple (pyroxène) : mise en commun de deux de leurs sommets : SiO₃⁻². La nature du cation détermine la couleur. Ils sont orthorhombiques ou monocliniques, vert sombre ou noirs et trapus.
- Ruban (amphibole), double chaîne : un tétraèdre sur deux met en commun trois de ses sommets. La formule est (Si₄O₁₁)⁻⁶. Dans l'hexagone, il y a presque toujours un ion OH⁻, ce qui donne (Si₄O₁₁OH)⁻⁷.
- Si on a Si₈O₂₂(OH)₂ Mg⁷, ceux-ci sont moins altérables que les "isolés". Ils forment une aiguille, il y a troncature sur deux angles, Ce sont des roches magmatiques et métamorphiques.

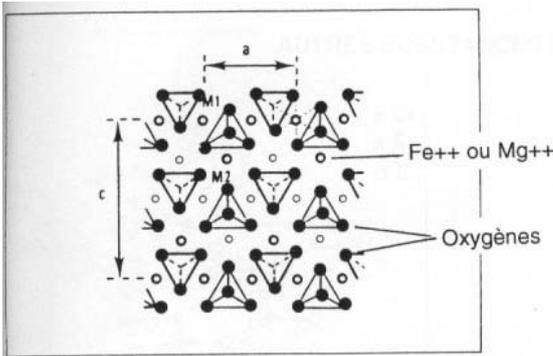
Tétraèdres en feuillets (phyllosilicates) : Ces tétraèdres mettent en commun trois sommets et dessinent des feuillets hexagonaux de tétraèdres. Leur formule de base est (Si₂O₅)⁻². Pour un hexagone (Si₆O₁₅)⁻⁶. Dans les phyllosilicates, il y a superposition des feuillets, Des exemples de minéraux de ce type sont le mica noir (biotite, Fe), le mica blanc (muscovite, K). L'aluminium se dispose pour être au centre d'un octaèdre. Les liaisons entre deux groupes se font grâce au K⁺ au lieu où le clivage est très facile à rompre. On trouve par exemple, le talc, les micas et les argiles.

Les silicates en charpente ou "tectosilicates" : Ces formes mettent en commun 4 sommets. Elles sont très dures. On retrouve, la silice, le feldspath, le quartz. La formule de base est : n(SiO₂).

2) Diversité des substances silicatées.

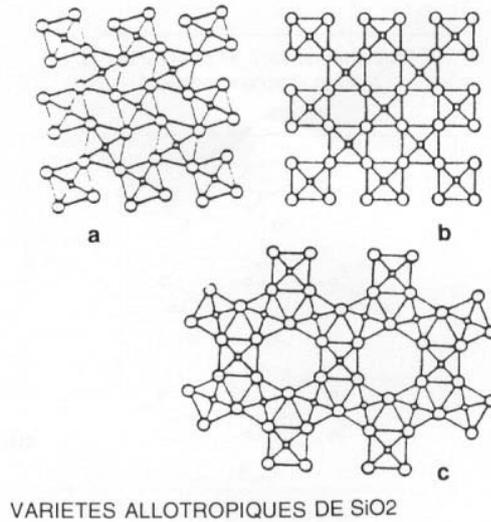
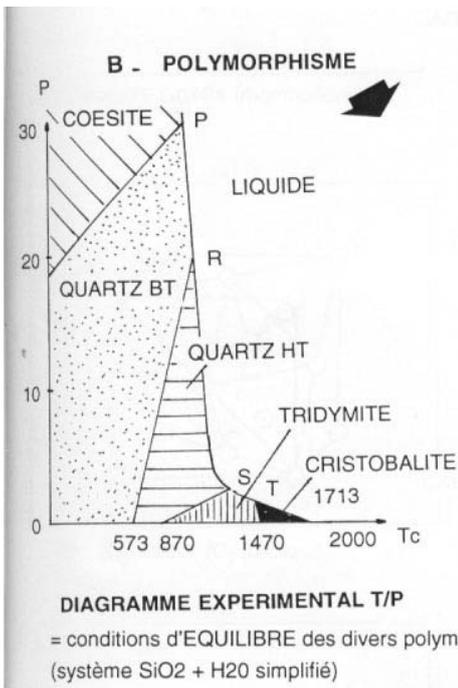
a) Isomorphisme. Exemple des péridots.

Définition : même forme mais composition différente. Mg et Fe se remplacent très bien car ils ont à peu près la même taille. Les péridots varient de :



A - ISOMORPHISME

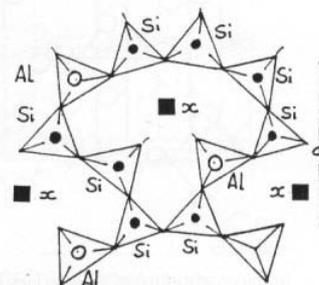
RESEAU (et maille)
D'UN PERIDOT
Si O4 (FE,Mg)2



C - SUBSTITUTION

dans un silicate à tétraèdres en charpente, **Al** se substitue à **Si** dans des proportions pouvant aller de 1/4 à 2/4. Les cations (X) apportent la ou les charges perdues dans la substitution.

- SiO2 SiO2 SiO2 AIO2 K Feldspath potassique
 - SiO2 SiO2 SiO2 AIO2 Na Feldspath sodique
 - SiO2 SiO2 AIO2 AIO2 Ca Feldspath calcique
- RESEAUX DES FELDSPATHS**



TRANSFORMATIONS DANS LES SUBSTANCES SILICATEES

b\ Polymorphisme. Exemple de la silice.

Définition : on retrouve dans ce cas la même composition mais une forme différente.

On peut citer le quartz BT (α) qui est rhomboédrique alors que le quartz HT (β) est hexagonal. Dans le cas de la tridymite, celle-ci est hexagonale alors que la cristobalite est cubique. La coésite est monoclinique.

Toutes les formes citées sont des formes naturelles.

On trouve six domaines de stabilité, séparés par une courbe de transformation (sur la courbe, passage de l'un à l'autre). Dans la limite des domaines, il y a deux degrés de liberté. Sur la courbe, on a les deux polymorphes et il n'y a plus qu'un seul degré de liberté. Les points P, R, S et T, dits invariants, n'ont aucun degré de liberté.

La règle de phase est : $v = c + 2 - \varphi$.

(C) : est ici pour $\text{SiO}_2 = 1$.

(2) : est un nombre paramètre pouvant changer

(φ) : est le nombre de phases de polymorphie.

Quand un polymorphe est dans une roche, on l'utilise comme baromètre et thermomètre géologique. Si on se trouve sur un point invariant, on aura "précisément" la température et la pression. La roche sera dite "roche index".

c\ Substitution (Si par Al).

Il existe trois règles.

- Pour que deux ions puissent se remplacer dans un cristal, il faut que leur rayon ionique soient différents de moins de 15%.
- Lorsque deux ions ont la même charge électrique et des rayons ioniques différents (comme Na^+ et K^+), c'est celui qui a le PLUS PETIT rayon qui sera incorporé.
- Quand deux ions ont le même rayon, c'est celui qui a la PLUS GRANDE charge qui est incorporé. Si : 0,38Å et Al : 0,45Å

• Les feldspaths alcalins (orthoclases).

On remplace un Si par un Al dans un tétraèdre sur 4.

→ $(\text{SiO}_2)_3\text{AlO}_2\text{K} \Rightarrow$ feldspath potassique, « orthose », « samidine ».

→ $(\text{SiO}_2)_3\text{AlO}_2\text{Na} \Rightarrow$ feldspath sodique, « Albite ».

A 1000°C, on peut avoir un cristal mixte (Na et K présents) mais Na : 0,97Å et K : 1,33Å (plus de 15%).

Quand la température devient inférieure à 600°C, ce cristal mixte ne peut plus exister et il va y avoir séparation de Na et de K : c'est le phénomène de demiction. Un cristal qui a subi une demiction est un cristal dans lequel des parties (taches) appartiennent à un autre cristal (mélange) : ce sont les perthites.

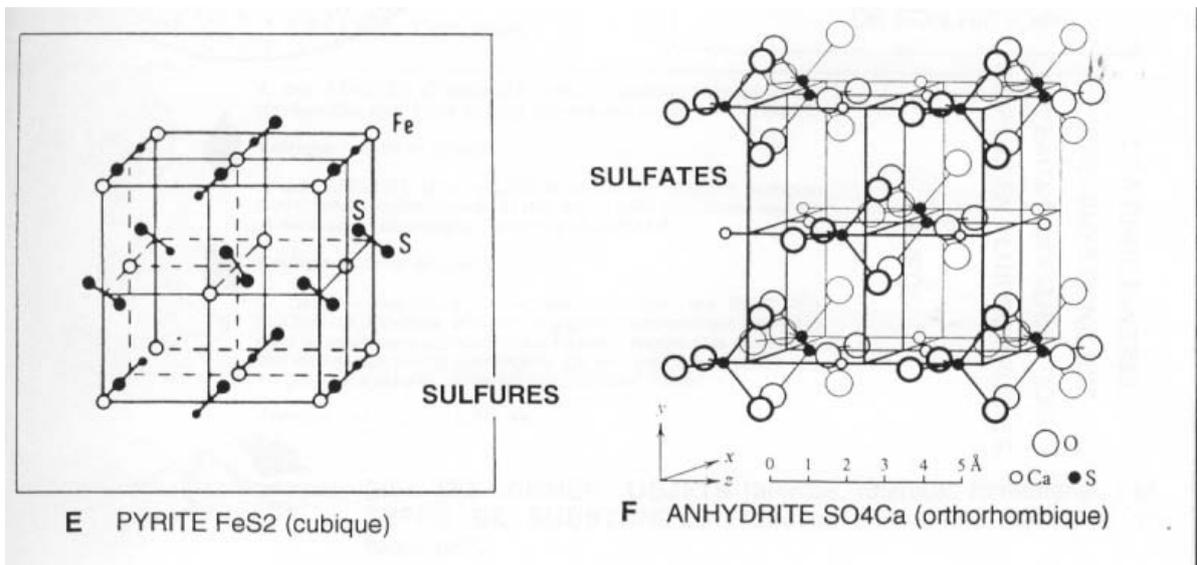
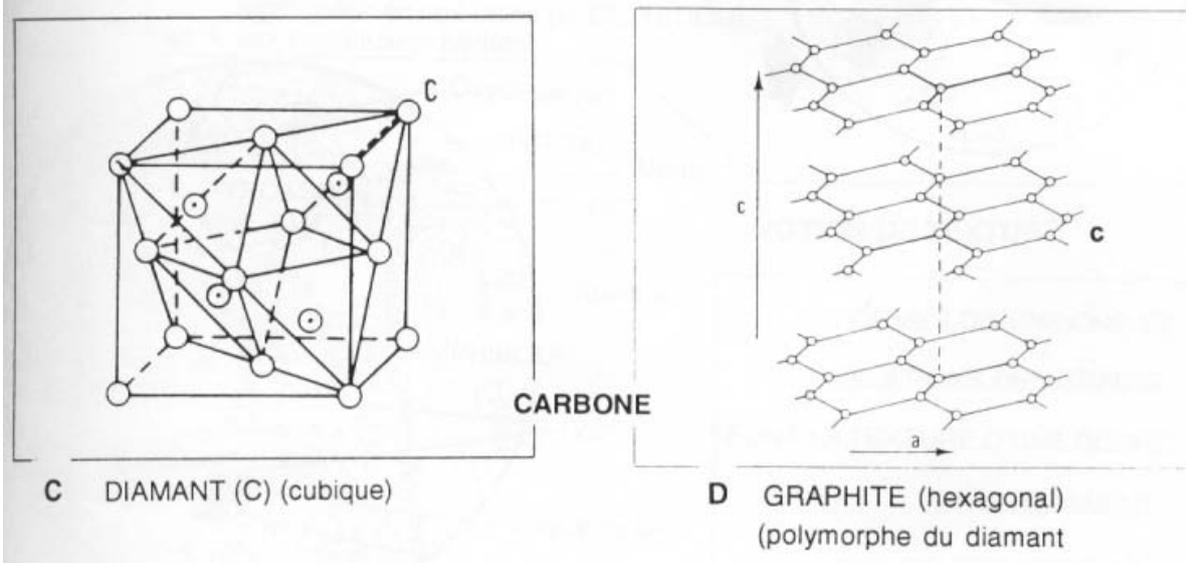
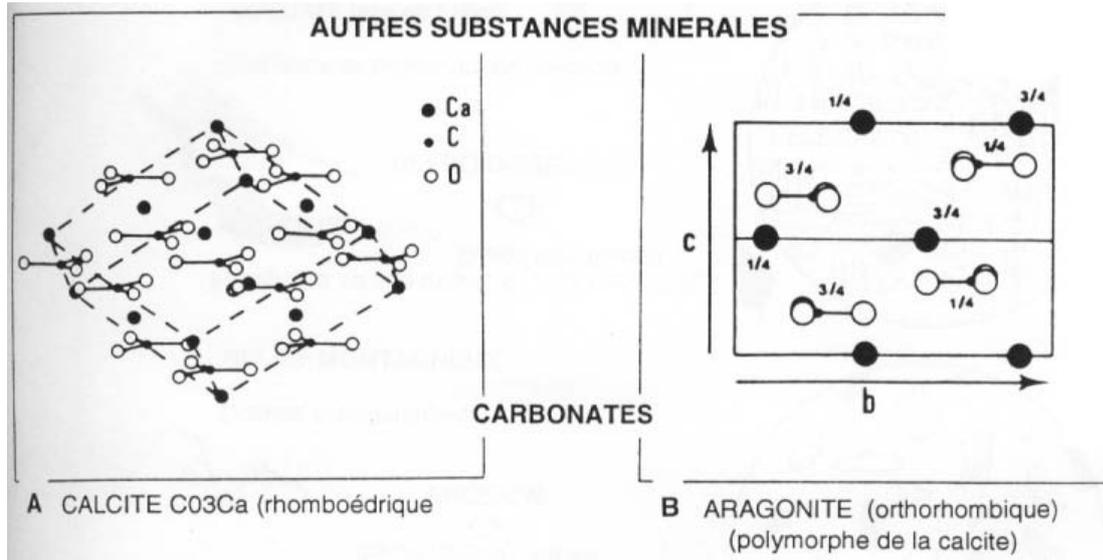
Les feldspaths calcosodiques (plagioclases).

- $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8\text{Ca}$: feldspath calcique dans les roches volcaniques : l'Anorthite.
- Les plagioclases sont dans certains cas, une série mixte avec du Ca et du Na à haute température. Ils ont une macle en alternance (bande noire, bande blanche observées en lumière polarisée analysée).

Les feldspathoïdes.

- Il y a remplacement d'un Si par un Al : $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_6\text{K}$ => la Leucite (retrouvée dans la lave du Vésuve).
 - SiAlO_4Na : la Néphéline (minéral blanc et complexe des roches volcaniques).
- Ces feldspathoïdes sont des roches à déficit en Si.

3\ Autres substances minérales



Les carbonates.

- La Calcite : rhomboédrique, stable, densité = 2,7.
- L'aragonite : orthorhombique, $d = 2,9$, instable et pourtant c'est la plus facile à réaliser. A basse température, elle donnera de la calcite. L'aragonite constitue la coquille des êtres vivants. Après leur mort, ce minéral donnera de la calcite.

Le carbone.

- Le diamant : très dur, cubique. Il est souvent sous forme d'octaèdre/ On le retrouve dans les milieux HT, HP (haute température, haute pression), dans les vieux volcanismes.
- Le graphite : il est très tendre, polymorphe du diamant. Les liaisons dans un feuillet sont très dures mais entre les feuillets, l'attraction est très faible et provoque donc une fragilité. Il est retrouvé dans les roches de HP.

Le sulfure.

On citera la pyrite, de couleur jaune d'or, qui est retrouvée dans les roches métamorphiques. FeS_2 est cubique.

Les sulfates (en SO_4Ca).

Généralement orthorhombiques, les liaisons sont réalisées grâce au Ca^{2+} ; se retrouve dans les évaporites.

Cette anhydrite peut s'hydrater pour donner du gypse. Quand ce dernier est déshydraté, il forme une poudre blanche qui réhydratée donne le plâtre. Le passage de l'anhydrite au gypse provoque une augmentation du volume ou les lamelles glissent les unes par rapport aux autres. Ceci provoque l'instabilité des sols ou elle est retrouvée.

D\ Du minéral à la roche.

1\ Distinction minéral / roche.

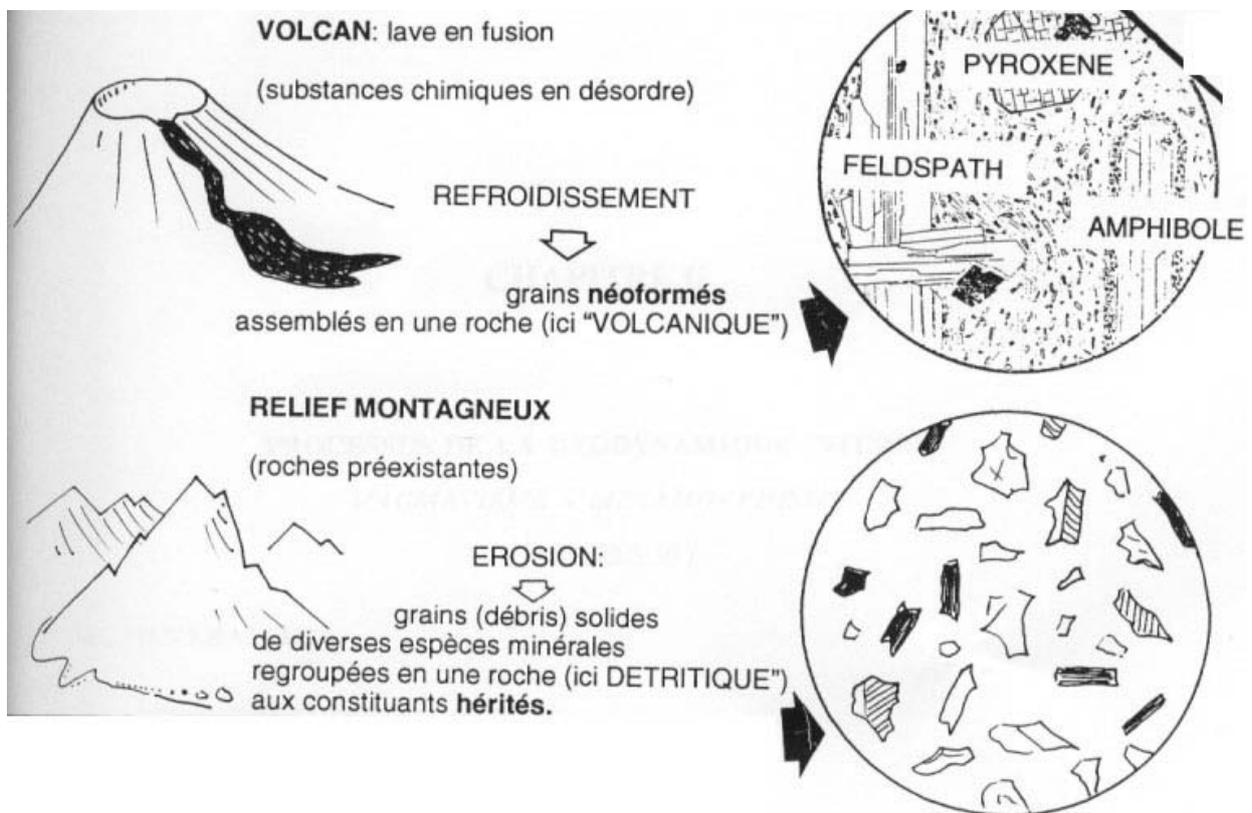
Les niveaux d'organisation des roches et des minéraux sont différents (différence entre cristal, minéral et roche). Une roche est constituée par la juxtaposition de grains minéraux (la même espèce de minéral ou des espèces différentes) présentes, eux-mêmes, sous forme de cristaux. Le cristal est un individu alors que le minéral est l'espèce à laquelle appartient l'individu. La roche est la population regroupant les différents individus appartenant à une ou plusieurs espèces.

2\ Assemblage des minéraux.

Deux éventualités pour expliquer l'origine des minéraux dans une roche :

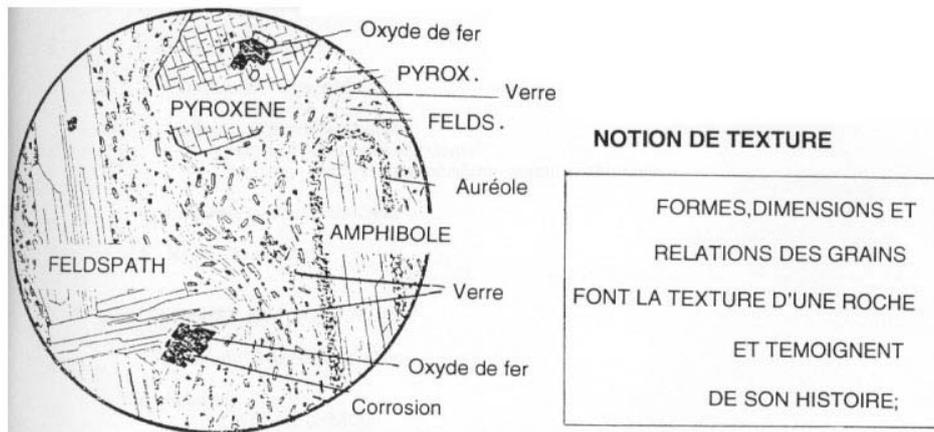
- Minéraux néoformés : les minéraux apparaissent par cristallisation au moment de la formation de la roche. Il y a mise en ordre d'éléments chimiques préexistant au moment de cette cristallisation.
- Minéraux hérités : les minéraux existaient en tant que tel au moment de la formation de la nouvelle roche.

a\ Grains néoformés



La lave, quand elle se refroidit va faire une mise en ordre des ions, selon les réseaux d'un certain nombre de cristaux. On retrouve deux types cristallins.

- Les gros cristaux : les phénocristaux.
- Le pyroxène : contour net, automorphe et présentant des cassures à 90°.
- L'amphibole : allongée, contours non nets, autour du cristal, présence d'une auréole réactionnelle.
- Les feldspaths (plagioclases) : présence de clivages fins, netteté moyenne. Les cristaux sont formés dans la cheminée ou dans la chambre magmatique.



- Les petits minéraux. Ils sont en forme de baguette (microlithes), souvent, ce sont des feldspaths plagioclases. Le refroidissement a été rapide, quand la lave a été émise).
- Entre gros et petits cristaux, on retrouve du verre (marqueur d'un refroidissement brutal).

b\ Les grains hérités.

Dans le sable, on peut observer une série de grains.

- Des grains transparents, le quartz.
- Des grains altèrent, non transparents : les feldspaths.
- Des grains bruns, le mica.

Le sable a une composition granitique : il forme une arène granitique. Dans les massifs granitiques, les grains sont néoformés. Dans le sable, les grains sont hérités.

Si le sable est compact, il donnera des grès, c'est une roche solide. Les grains de calcite seraient néoformés et les autres grains seraient des grains hérités.

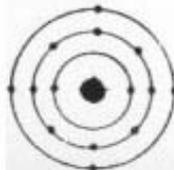
3\ Notion de texture.

**LE MONDE MINERAL
PRESENTE DONC DES
NIVEAUX D'ORGANISATION
DE PLUS EN PLUS COMPLEXES,**

AVEC:

A/ des **ESPECES CHIMIQUES** (silicium, sodium...) concrètement représentées sous forme d'objets élémentaires qui sont les **ATOMES**;

Exemple: l'atome de Silicium.



B/ des **ESPECES MINERALES** (le quartz, le feldspath sodique) concrètement représentées par des objets (plus complexes que les atomes qui les constituent). Ce sont les **CRISTAUX**.

Exemple: le cristal de quartz.



C/ des substances plus complexes encore, les **ESPECES ROCHEUSES** (la craie, le sable, le granite), concrètement présentes dans la croûte terrestre sous forme d'objets (encore plus complexes que les cristaux qui les composent). Ce sont les corps rocheux que les géologues appellent généralement "**FORMATIONS**".

Exemple: une formation calcaieuse.



**BIEN DISTINGUER OBJETS (atomes, cristaux, formations...) et
TYPES DE SUBSTANCES (espèces chimiques, minérales ou
rocheuses).**

La texture est définie par un certain nombre de caractéristiques : taille, forme, nature et relations mutuelles des grains. Cela est vrai pour les roches magmatiques, sédimentaires et métamorphiques.

a\ Taille et dimension des grains : la granulométrie.

Il y a des grands et des petits cristaux. Ces derniers sont témoins d'un refroidissement rapide alors que les gros sont témoins d'un refroidissement lent.

Lorsque les gros cristaux sont peu nombreux, les petits sont en quantité importante. L'inverse est vrai.

b\ Forme des grains.

Les automorphes ont une forme propre alors que les xenomorphes non (ils sont formés pendant le deuxième temps de cristallisation).

- Les gros cristaux sont automorphes : ils se sont développés librement dans le liquide.
- Les microlithes sont aussi automorphes, formées rapidement, sans contrainte.
- Si à la place du verre, on avait des cristaux en forme de trou, ce seraient des xenomorphes.

c\ Relations mutuelles des grains entre eux.

On peut trouver des inclusions ou des auréoles réactionnelles.

- Les inclusions : on en trouve dans les pyroxènes ou les feldspaths, sous forme de minéraux noirs en inclusion d'oxydes de fer : ils sont en inclusions dans les gros minéraux. Leur formation est antérieure à celle des gros cristaux. La cristallisation de l'oxyde de fer est terminée quand les gros cristaux commencent à cristalliser. Il n'y a pas de microlithes dans les gros cristaux. Elles se forment après.
- Les auréoles réactionnelles : ce sont des auréoles qui entourent le minéral et qui le protègent de réactions avec le liquide → elle constitue un "blindage". Dans un liquide A, il apparaît un minéral B qui réagit avec le liquide A pour donner un minéral C, qui protège le minéral B.
- Figure de corrosion. Un minéral formé tôt et qui réagit avec le liquide va être altéré (il apparaît des "trous"). Dans le pyroxène, l'oxyde de fer sera parfait. Dans les feldspaths, cet oxyde sera parfait d'un côté et attaque de l'autre.

d\ Structure fluidale.

La disposition géométrique des grains est liée à la mise en place de ces grains : cela entraîne une filialité (en fonction de l'écoulement des grains).

On pourra distinguer différentes textures : microlithiques (avec des microlithes), porphyriques (avec des gros cristaux) ou bien encore trachytiques (avec une orientation des cristaux).

e\ Historique.

Le magma est formé en profondeur. Dans la chambre magmatique et la cheminée volcanique, il y a un refroidissement lent : production de gros cristaux automorphes. Pendant l'éruption, il y a un refroidissement rapide qui permet aussi la production d'automorphes mais de petite taille. Enfin arrive le refroidissement brutal qui provoque la mise en place du verre.

II\ Conclusion.

Il y a une organisation logique du monde minéral. On trouve trois types d'espèces : chimique, minérale et rocheuse.

Les niveaux d'organisation sont de plus en plus complexes. Ces espèces sont représentées sous forme d'objet.

- **Espèce chimique** : l'atome.
- **Espèce minérale** : le cristal. L'organisation du cristal est un regroupement en réseau d'atomes.
- **Espèce rocheuse** : les roches et association de roches (formation géologiques). Par exemple, le sable est à l'origine de dunes. Mais la silice (Si) et l'oxygène (O) sont à l'origine du quartz qui lui-même est à l'origine du sable qui lui-même est à l'origine de ces dunes.

Chapitre 2 : Processus géodynamique interne ; magmatisme, métamorphisme.

Les roches magmatiques (plutoniques et volcaniques) et métamorphiques sont des roches dont la formation s'effectue dans l'écorce terrestre et dont l'origine est soit l'écorce, soit le manteau supérieur. Elles nous renseignent sur les conditions existantes à l'intérieur du globe.

I\ Généralités.

A\ Notions de thermodynamique.

1\ Phases, Systèmes.

Un minéral cristallin est un solide homogène et constitue en chimie physique une phase. Une roche est une association de minéraux (donc, une association de phases) et forme donc un Système.

Quand un système comporte plusieurs phases on le dit : hétérogène.

Un système peut subir des transformations internes ou bien, présenter des échanges avec l'extérieur. Un système est défini par son état qui est déterminé par des valeurs appelées « paramètres d'état ».

Un système est isolé quand il n'échange ni énergie ni matière avec l'extérieur.

Un système est fermé quand il échange de l'énergie avec l'extérieur mais qu'il n'échange pas de matière.

Un système est ouvert quand il échange de l'énergie et de la matière avec l'extérieur.

Quand au cours de la transformation, la composition chimique ne varie pas (système fermé), on parle de transformation iso chimique (-> topo chimique).

Quand la composition chimique évolue, le système varie durant les transformations. Ces transformations sont dites allo chimiques (= méta somatiques).

Le système peut associer plusieurs phases. Par exemple, dans le granit, on trouve trois phases : le quartz, le feldspath et le mica. L'eau pourrait être considérée comme une quatrième phase de ce système.

C'est un système hétérogène. Si on fondait ce granit, le liquide obtenu serait un système homogène.

2\ Notion de constituants indépendants.

Les phases sont constituées d'éléments chimiques qui sont des constituants élémentaires. Les constituants indépendants sont des groupements chimiques nécessaires pour représenter toutes les phases.

Dans la wollastonite, SiO_2 et CaO sont des constituants indépendants.

3\ Variable thermodynamique.

L'état est défini par des paramètres de deux types :

Intensifs, variable d'action : on y retrouve, la pression, la température, le potentiel chimique (μ) et les forces comme par exemple $g \rightarrow$ (vecteur g) (gravité).

Extensifs, variables de position : S , G et H qui mesurent les modifications produites.

4\ Équilibre thermodynamique.

Un système est en équilibre quand il n'y a plus de transformation. Les variables de position qui définissent le système sont fixes. Si des transformations naturelles interviennent, on atteindra un nouvel état d'équilibre.

Dans un système à l'équilibre, il n'y a pas d'échange d'énergie dans, ou, entre les phases : aucune transformation spontanée n'est possible. On dit que le système est stable.

Si les possibilités de transformation persistent alors, on parle de système métastable.

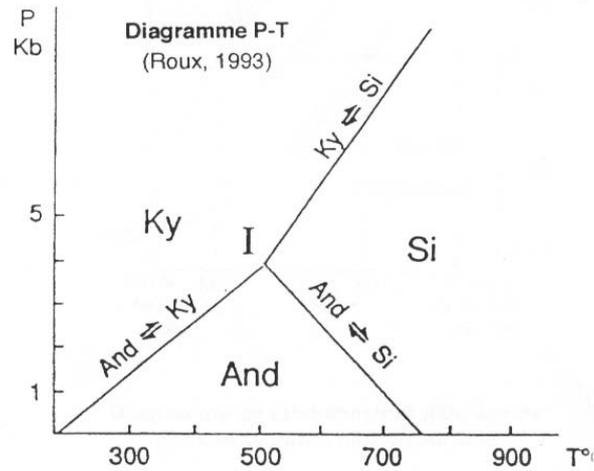
5\ Règles de phase.

L'état est défini par des paramètres. La définition dépend de la température et de la pression de chacune des phases et du potentiel chimique de chacun des constituants.

Le nombre total de variables indépendantes dans un système simple à l'équilibre est égal au nombre de constituants indépendants + 2 (quelque soit le nombre de phases) : $V = c + 2 - \varphi$.

V est la variance, le nombre maximal de variables d'action que l'on peut choisir.

Cette règle exprime une relation entre le nombre de phases (pour nous, le nombre d'espèces minérales), le nombre de constituants et les variables pour les roches à l'équilibre.



B

Il y a trois formes polymorphes de SiAl_2O_5 .

L'andalousite : BT, BP (Basse Température, Basse Pression).

La sillimanite : HT.

La kyanite (disthène) : HP.

L'andalousite et la sillimanite sont orthorhombiques. Le disthène est triclinique (plus dense).

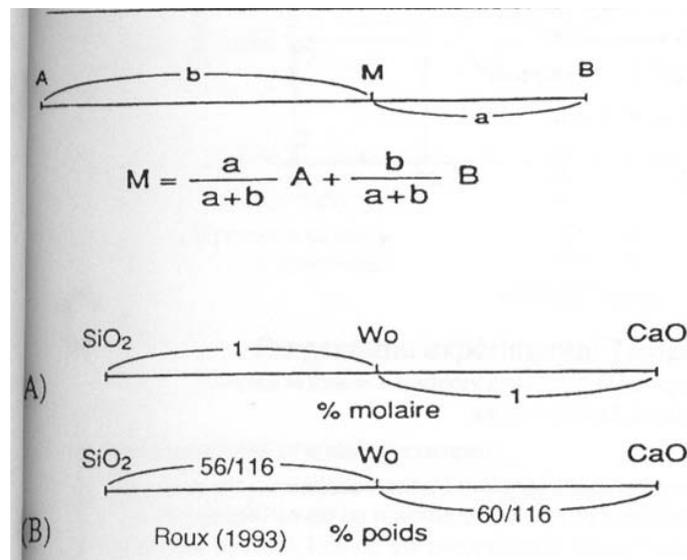
Pour le domaine de l'andalousite, $v = 1 + 2 - 1 = 2 \rightarrow$ Il y a deux variables.

Sur la courbe de transformation (andalousite \leftrightarrow kyanite) : $v = 1 + 2 - 2 = 1 \rightarrow$ Il n'y a qu'une variable.

Le point I : c'est le point où l'on retrouve les 3 phases ($v = 1 + 2 - 3 = 0$).

B\ Diagrammes expérimentaux.

1\ Diagramme de concentration.

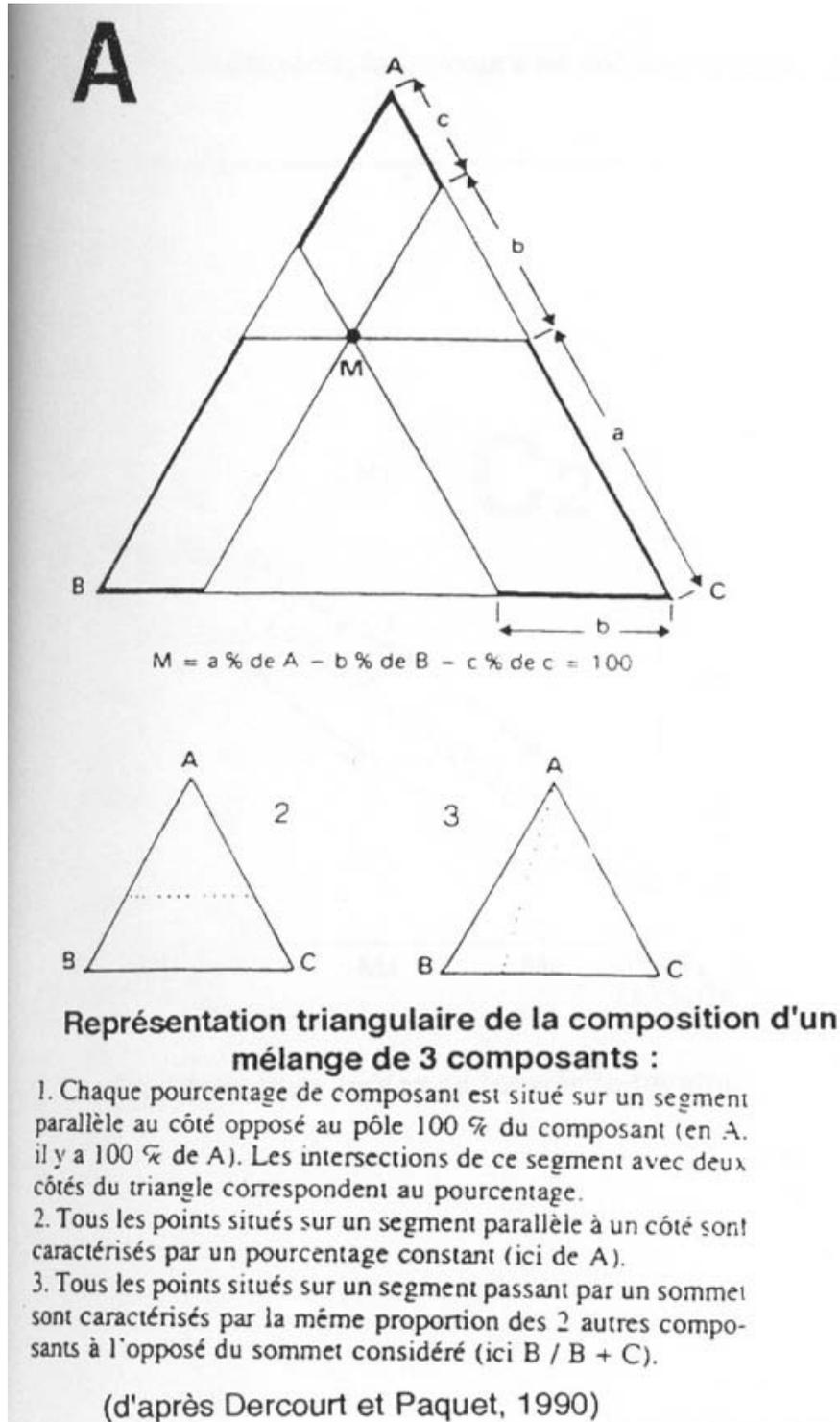


a\ Binaire (SiO₃Ca).

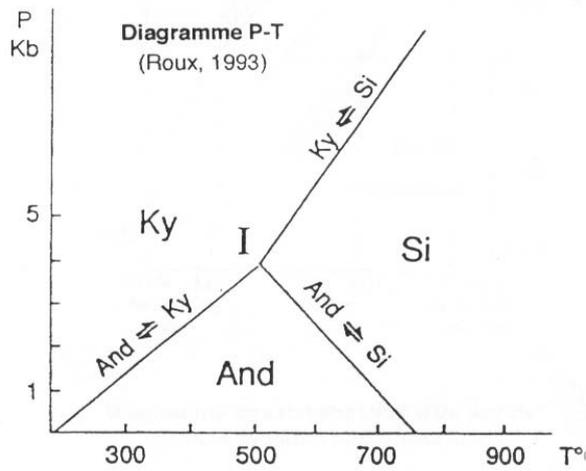


Il faut faire attention à respecter les paramètres de « molarité » (stœchiométrique) et de poids.

b\ Ternaire.



2\ Diagramme température/pression.

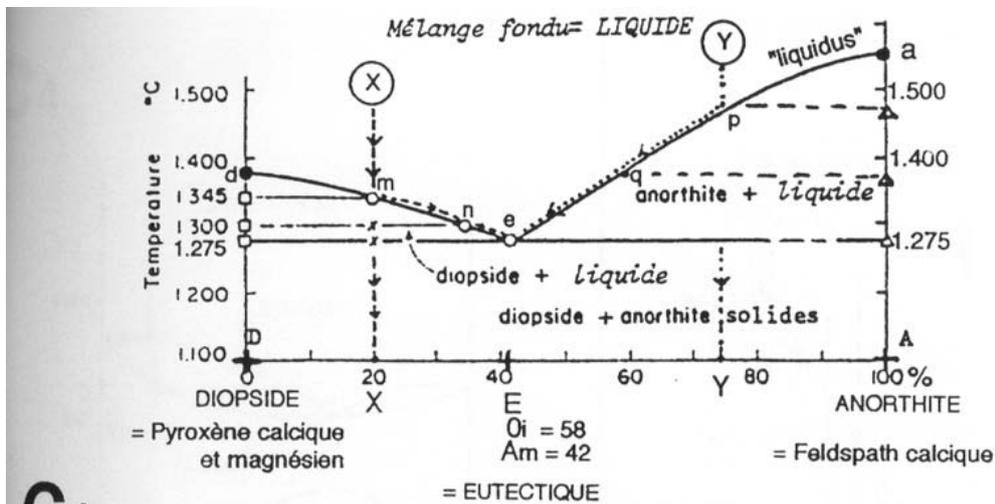


B

Al₂SiO₅.

Si on a de l'andalousite, c'est qu'il y a un métamorphisme grâce au magmatisme granitique (grande diffusion de chaleur, <700°C). Si on a de la sillimanite → métamorphisme HT.

3\ Diagramme composition/température.



C1

Diagramme expérimental Température / Composition

(Pression fixe = 1 bar) concernant un Mélange "binaire" Diopside / Anorthite (sans composé intermédiaire)

Règles générales (d'après cet exemple) :

Au cours du refroidissement du mélange magmatique :

- la **composition** de ce magma détermine la **température** de début de cristallisation ainsi que la **nature** des premiers cristaux formés qui (sauf dans le cas particulier d'une composition eutectique) relèvent d'une seule espèce minérale ;
- par voie de conséquence, la **composition du magma liquide** restant **se modifie** pour aboutir obligatoirement à la composition eutectique E, ceci à la température eutectique où s'achève la cristallisation.

Pour la fusion, le parcours se déroule rigoureusement dans l'ordre inverse.

a\ Binaires.

- On est dans le cas d'un refroidissement d'un mélange fondu de diopside / anorthite. La courbe du liquidus est avec le point E de l'eutectique. Cette courbe donne pour toutes les températures, la composition du liquide. La courbe du solidus donne pour toutes les températures, la composition du solide.
- Entre M et N, le diopside cristallise en premier. Entre N et E, cela continue. Au point E, on trouve donc des cristaux de diopside et du liquide. À ce moment-là, il y a cristallisation simultanée de diopside et d'anorthite. Pendant le refroidissement, le liquide change de composition.
- Le refroidissement de mélanges solides (cristaux mixtes).

Il y a en M1, 55% de Forstérite et 45% de Fayalite.

La température diminue, arrive sur la courbe du liquidus. Le premier cristal qui apparaît est riche en Mg (moins de 20% de fayalite). La température continue à baisser ; pendant la cristallisation, les cristaux réagissent avec le liquide pour réajuster la composition • les cristaux ont la même composition que le liquidus de départ (dans l'expérience).

Dans la lave basaltique, cela ne se passe pas pareil : les premiers cristaux sont riches en magnésium (à haute température, HT). Cela provoque un changement de composition du liquide car les premiers cristaux ne réagissent pas avec le liquide (ils sont mis « à part »). À la fin de la cristallisation, les cristaux obtenus seront très riches en Fe.

C₃

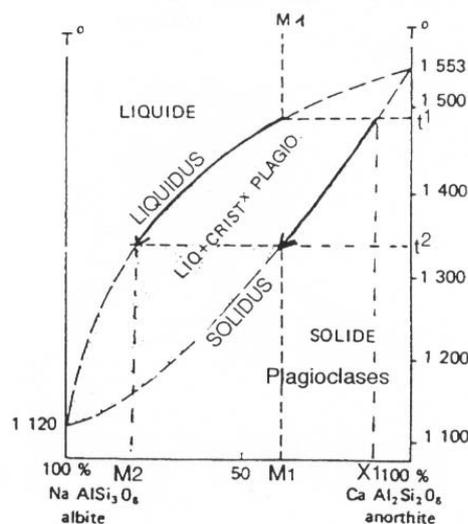


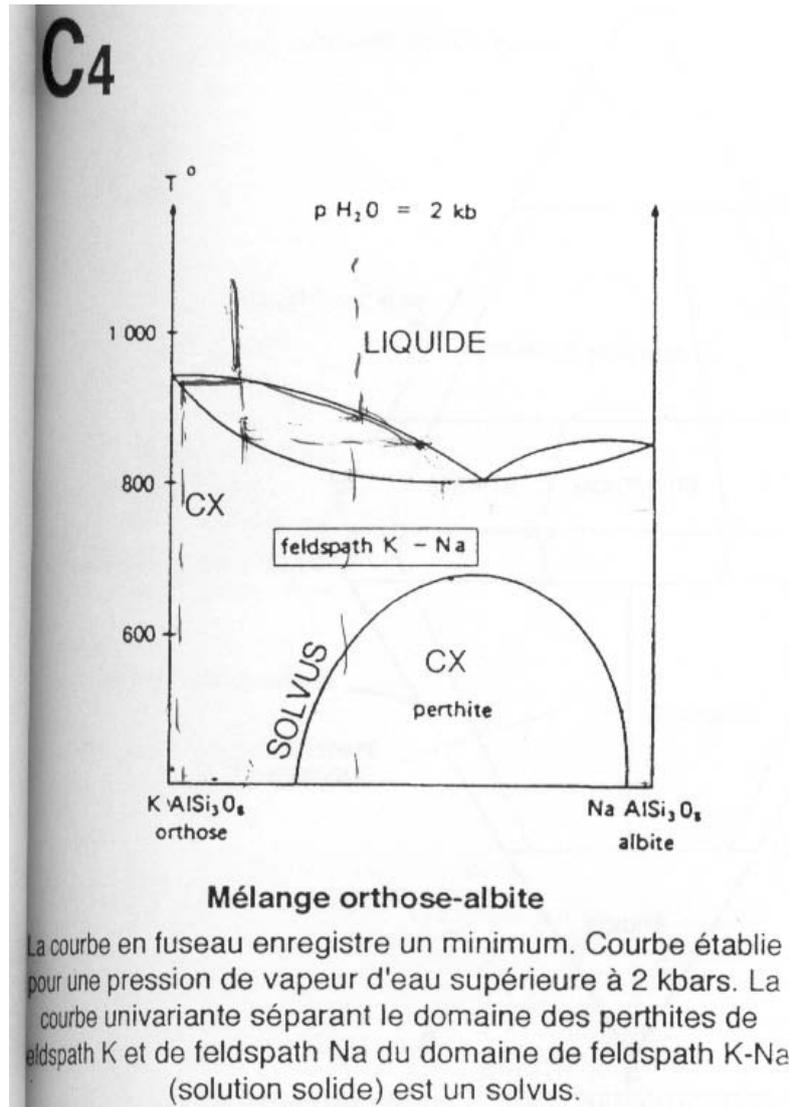
Diagramme de cristallisation d'un liquide dans le système albite-anorthite

C'est le même système que dans l'exemple précédent pour le refroidissement expérimental.

On obtient un cristal zoné (quand le refroidissement est rapide) avec un coeur calcique et une périphérie sodique.

Insérer document du cahier pour représentation de ce cristal zoné.

Dans le basalte, on retrouve des phénocristaux d'olivine (Mg) et de plagioclase (Ça) et des microlithes de plagioclases (NaCa) mais aussi des microcristaux de fer. C'est une cristallisation en, au moins, deux temps.



On est dans le cas des feldspaths alcalins (orthose / albite).

La zone du solvus est une zone dans laquelle les cristaux sont mixtes. C'est un mélange des deux cristaux.

Pour un liquide riche en K^+ , les premiers cristaux seront très riches en K. A la fin, il y aura peu de Na et encore beaucoup de K.

Si le liquide est riche en Na^+ , ce sera l'inverse : il restera beaucoup de Na et très peu de K.

Lorsque le mélange du solvus arrive à 620°C , le cristal mixte va se séparer en albite et en orthose : ce sont les perthites.

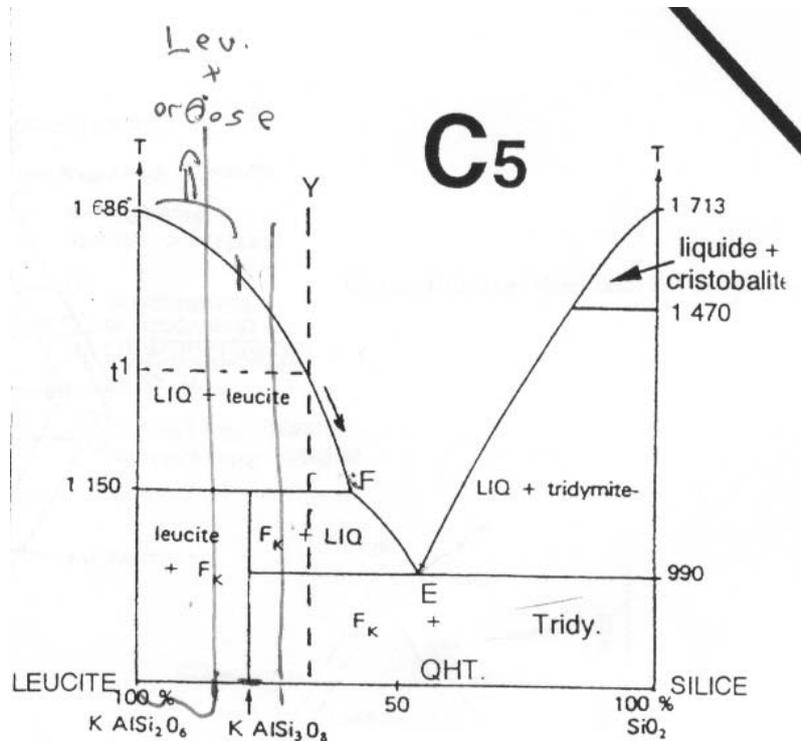


Diagramme de cristallisation des liquides dans le système $\text{KAISiO}_6\text{-SiO}_2$
 $\text{KAISi}_3\text{O}_8 = \text{ORTHOSE, SANIDINE}$

Mélange binaire avec composé intermédiaire. La fusion est incongruente. On trouve de la leucite et de la silice (la leucite est un feldspathoïde). Dans une roche où il y a du quartz on ne trouve jamais de feldspathoïde.

Par rapport à l'orthose, la leucite présente 1 SiO_2 de moins. Le composé intermédiaire est l'orthose.

Au point F, on est au préectique : la cristallisation commence en un point sur le liquidus et finie en E.

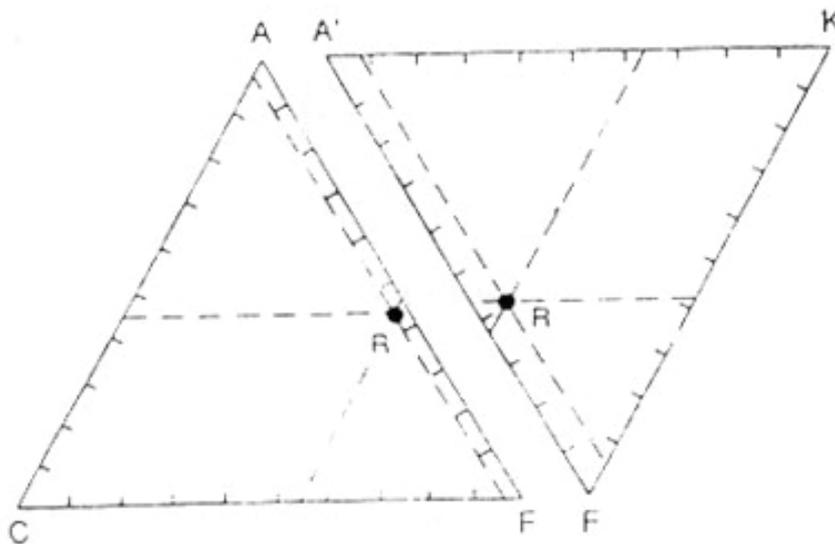
- S'il y a beaucoup de leucite, c'est celle-ci qui cristallise en premier. Au point F (1150°C), la leucite et l'orthose cristallisent en même temps. À l'arrivée au point E, on aura un mélange.
- Dans le cas d'un départ du point Y, le premier cristal à apparaître sera la leucite. Le liquide s'enrichit en SiO_2 . Au point F, il y aura un blocage et la leucite va se résorber. Il y aura alors cristallisation d'orthose. Au point E, la cristallisation sera pour la silice et l'orthose.

Si le départ est entre E et F, on obtiendra de l'orthose puis, à E, de l'orthose et de la silice.

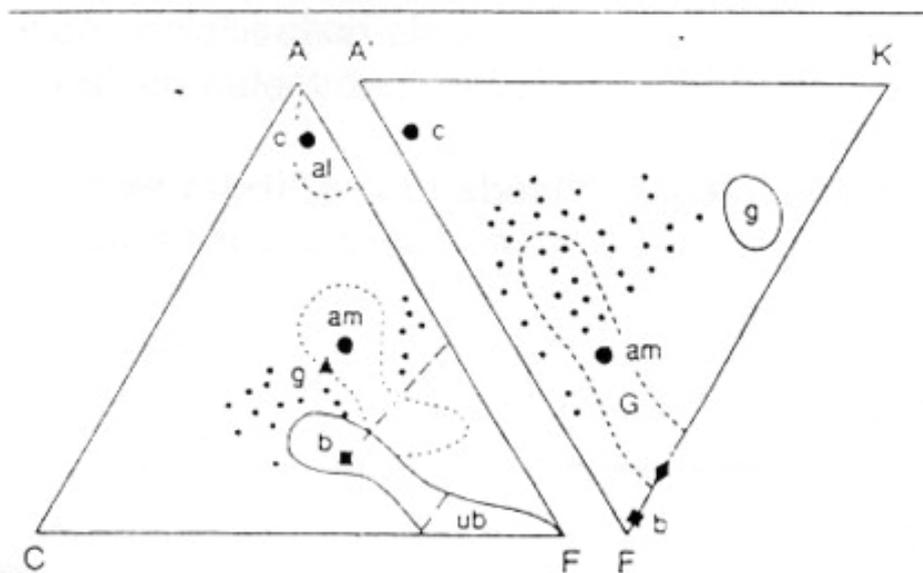
Si on démarre du côté de la silice, le SiO_2 va précipiter et au point E il y aura précipitation d'orthose et de silice.

→ Il y a incompatibilité feldspathoïdes / quartz, dans les roches magmatiques.

Diagramme ACF / A'KF

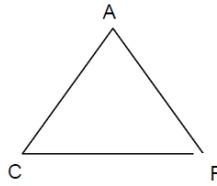


Diagrammes ACF et A'KF
(Roux 1993)



al, argiles alumineuses ; c, argiles continentales (régions tropicales) ; \bullet : domaine des argiles ; am, argiles marines ; g, greywackes ; b, domaine des basaltes et des andésites ; ub, domaine des roches ultrabasiqes ; g, domaine des granites.

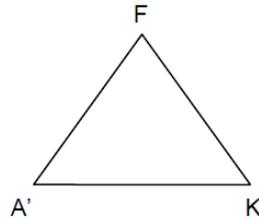
(d'après H.G.F. WINKLER in Petrogenesis of Metamorphic rocks)



Le pôle A : Al_3^+ / Fe_3^+ (alumineux)

Le pôle C : Ca_2^+ (et Na^+)

Le pôle F : Fe_2^+ / Mg_2^+ .



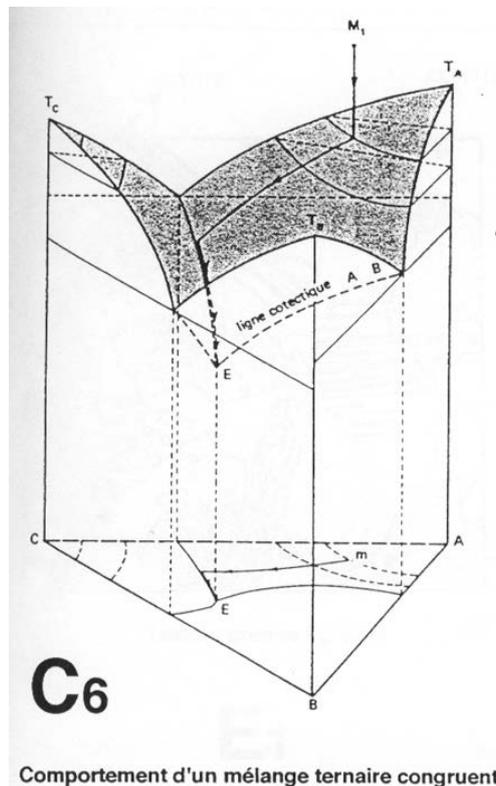
Le pôle A' : Al_3^+ / Fe_3^+

Le pôle F : Fe_2^+ / Mg_2^+

Le pôle K : K^+

→ Pour les roches métamorphiques, c'est un bon moyen de les reconnaître, mais qui n'est pas le meilleur.

b\ Ternaire.



E : point eutectique.

Il y a cristallisation de A ; à l'arrivée sur la ligne cotectique, il y a cristallisation de A et de C.

Quand on arrive en E, il y aura cristallisation de A, B et C.

II\ Magmatisme (volcanique et plutonique).

A\ Caractéristiques des formations magmatiques.

Le volcanisme est une formation en dessous de la surface avec une arrivée en surface.

Le plutonisme est une formation en dessous, mais qui reste en profondeur.

Ces roches se forment par fusion de « pains fondus ». Les cristallisations correspondent à certaines conditions de température et de pression. Les études de ces roches renseignent sur les conditions de température et de pression dans couches externes de la Terre.

1\ Composition chimique et minéralogique.

Les roches magmatiques sont essentiellement constituées de silicates : quartz, feldspaths, feldspathoïdes, minéraux colorés contenant du fer et du magnésium.

- Les roches plutoniques.

Ces roches sont généralement plus riches en silice que les roches volcaniques. En effet, la silice va s'associer à Al, K, Na. Les minéraux colorés (Fe, Mg) y sont relativement rares.

- Les roches volcaniques (généralement, les basaltes).

Ces roches sont riches en Ca, Fe et Mg. Elles sont fortement pourvues de minéraux colorés et pauvres en silicates (quartz, feldspaths...).

Les roches plutoniques sont plutôt claires et légères alors que les roches volcaniques sont plutôt sombres et lourdes.

2\ Classification des roches magmatiques (Streckeisen).

Principe : Les minéraux fondamentaux sont les feldspaths, le quartz et/ou les feldspathoïdes. Les minéraux secondaires sont l'olivine, le pyroxène et le mica.

On parle alors de roches quartzo feldspathiques / feldspathiques / feldspathoïdiques.

La classification : Il y a deux grandes classes de roches magmatiques : A et B.

Les roches A : elles ont des minéraux clairs comme les feldspaths, le quartz ou les feldspathoïdes.

Les roches B : elles ont peu de feldspathoïdes, plus de 90% de minéraux colorés (mafite), des péridots et des pyroxènes.

Les roches A sont des leucocrates, les B sont des mélanocrates. Selon la teneur en olivine et en pyroxène, on aura : des péridotites (plus d'olivine) ; pyroxénites (normal).

Rappel des abréviations :

Qz : quartz ; foïdes : feldspathoïdes ; feld : feldspaths.

Pour la classe A :

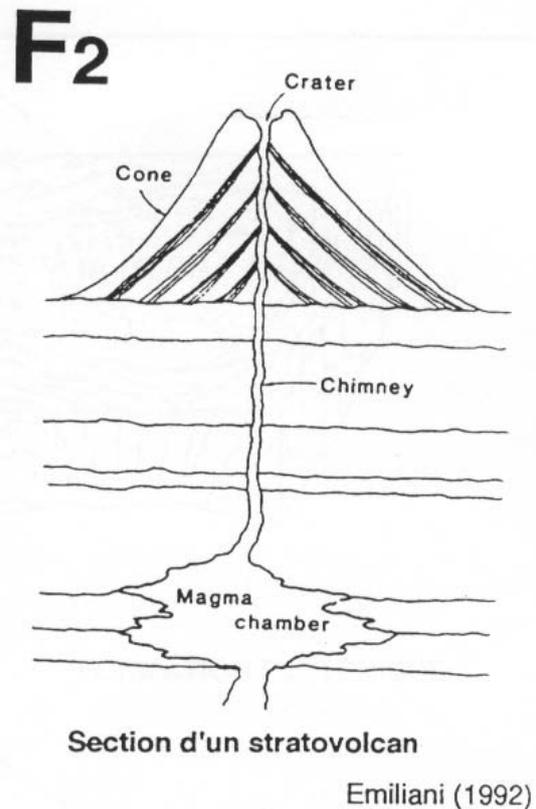
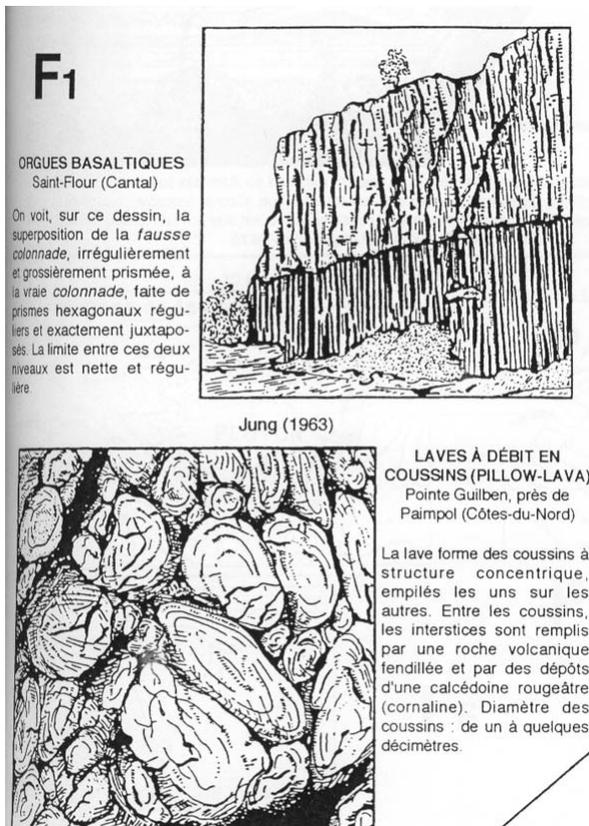
- l'ordre : % de (Qz ou foïdes) / [(Qz ou foïdes) + feld]

Il y a 5 sous-ordres :

- 1 : les roches hyperquartzzeuses (+ de 60% de Qz).
- 2 : les roches quartzofeldspathiques : $20\% < Qz < 60\%$
- 3 : les roches feldspathiques ; pour elles, il y a deux possibilités : $0\% < Qz < 20\%$ OU $0 < \text{foïdes} < 10\%$
- 4 : les roches feldspatho-feldspathoïdiques : $10\% < \text{foïdes} < 60\%$
- 5 : $60\% < \text{foïdes} < 100\%$: les roches feldspathoïdiques.

On peut aussi définir des groupes de roches. Pour cela, on utilise la formule suivante : % de (P) / [Fx (A+P)].

3\ Texture des roches magmatiques.



On a un pôle grenu (pour les roches plutoniques) et un pôle microlithique (roche volcanique).

○ Les roches volcaniques :

La lave arrive en surface et refroidie brutalement. Elle va se figer en un matériau vitreux (exemples : la pierre ponce, l'obsidienne, le pechtein du cantal). Quand le refroidissement est un peu plus lent, les cristaux ont le temps de se former et il apparaît des microlithes de plagioclase dans un fond (une matrice) vitreux : c'est la texture microlithique.

Le plus souvent, la cristallisation est commencée avant l'épanchement. Dans ce cas, il va y avoir des gros cristaux automorphes qui sont englobés dans un fond microlithique et vitreux : c'est une texture microlithique porphyrique (ce qui est différent de la texture trachytique).

Si le refroidissement est ménagé (long), c'est une texture trachytique qui sera observée.

○ Les roches plutoniques.

La cristallisation est complète, possible seulement en profondeur : on aura une texture grenue (les cristaux iront la taille d'un grain). Les cristaux de quartz sont xénomorphes (ils bouchent les trous).

Quand la taille des cristaux est grande (supérieure à 1 centimètre), on parle de structure grenue porphyrique.

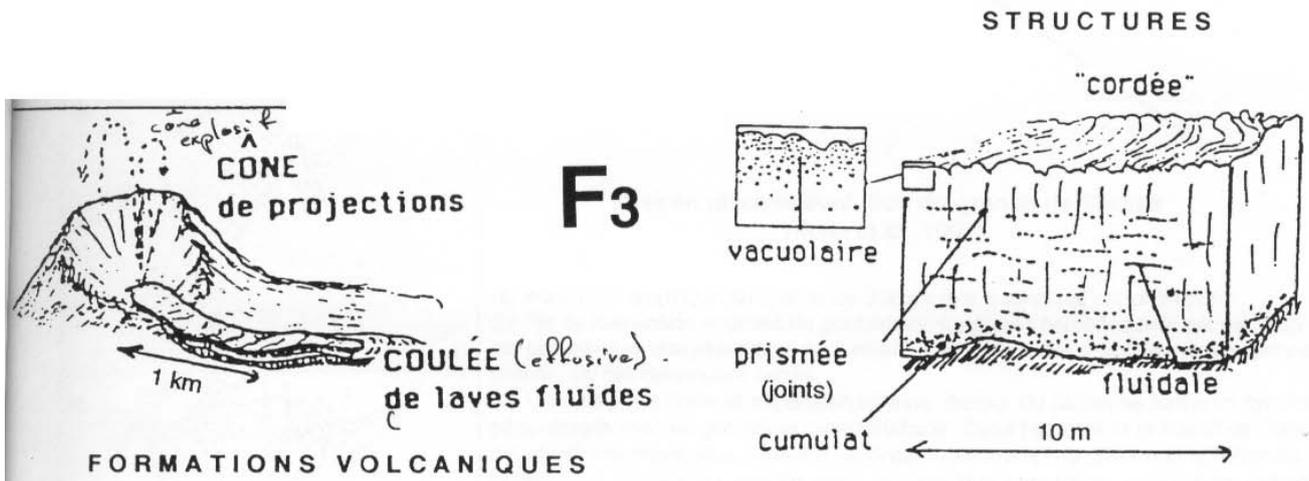
La texture grenue à grains fins est dite texture aplitique.

La texture grenue à gros cristaux est dite texture pegmatitique.

La texture microgrenue est sans microlithe mais avec des microcristaux (elle est caractéristique des roches hypovolcaniques).

4\ Structure des roches magmatiques.

La structure d'une roche dépend de son mode de formation. La structure est essentiellement un agencement géométrique. La structure fluidale est révélatrice d'un écoulement des magmas.



a\ Les laves volcaniques.

Au milieu, on a une structure fluidale. La surface est liée au refroidissement et à l'écoulement : on a donc des bourrelets refroidis, ce qui donne une structure cordée.

Les bulles de gaz à la surface provoquent la formation d'une mousse, les ponces, qui marquent un dégazage (c'est une structure vacuolaire).

Les cristaux déjà formés tombent et donnent des cumulas : c'est une structure primaire, liée à la formation de la roche.

La structure secondaire est liée au refroidissement : il va y avoir des figures de rétraction qui apparaissent (fissures, fentes) : c'est une structure prismée. Les fentes sont appelées des «joints». Cette structure est d'autant plus régulière que la roche est pauvre en silice. Dans une rhyolite, les prismes sont mal définis. Dans un trachyte, on voit des prismes et là où on les voit le mieux, c'est dans les basaltes. En général, les prismes sont perpendiculaires à la base de la coulée.

Quand la coulée de lave se fait dans l'eau, la structure est dite en coussin (pillow lava), c'est une structure caractéristique. Il y a une différence flagrante entre le centre et la périphérie. Le centre est un peu mieux cristallisé que ne l'est l'extérieur (verre).

b\ Les roches plutoniques.

Il y a absence de disposition géométrique (structure équante) : la disposition des grains est homogène.

La fluidalité est due à la mise en place de courants de convection.

Des structures de rétraction peuvent être observées : joints verticaux, joints horizontaux...

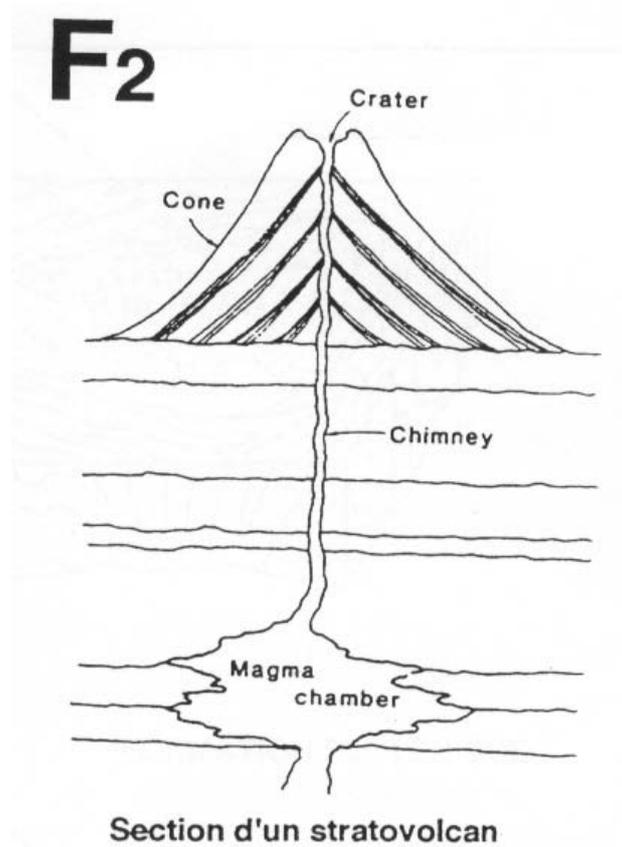
5\ Mode de gisement.

L'étude de ces modes de gisement est complexe.

Le mode de gisement dépend de la nature des magmas. Un magma pauvre en silice (basique) va être fluide alors qu'un magma riche en silice (acide) est visqueux.

a\ Cas d'un volcan.

Il existe deux types majeurs d'éruption.



Emiliani (1992)

- Eruption effusive.

Le mécanisme est basaltique avec des grands volcans très plats.

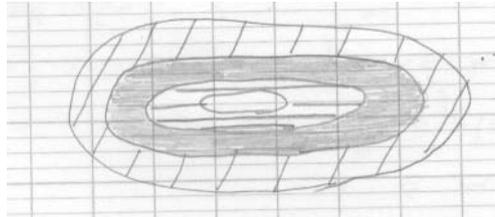
- Eruption explosive.

Il y aura ici formation d'un bouchon (une aiguille). Quand la pression des gaz est trop forte le bouchon va être pulvérisé en débris (provoque alors des nuées ardentes). Les nuées ardentes déferlent à des vitesses variables et donnent naissance à des ignimbrites.

b\ Les plutons.

La forme dépend de la nature du magma. Un magma granitique, en profondeur, aura des contours diffus (une forme quelconque).

Les massifs à contours nets permettent la formation de plutons intrusifs à formation annulaire.



Les sill : ce sont des laves qui donneront des roches à texture microgrenue.

B\ La différenciation magmatique.

À partir d'un magma basaltique de composition moyenne, on obtiendra plusieurs types de roches : on parle de cortège de roches. Cette variété de roches montre la présence de plusieurs types de liquides.

À partir d'un liquide de composition moyenne, il y aura formation, à partir de ce magma (primaire), de magmas différents.

→ C'est la différenciation magmatique.

1\ La cristallisation fractionnée.

Selon la composition, il n'y a pas les mêmes minéraux, pas la même température. Pendant la cristallisation, la composition du liquide évolue. Il y a existence d'un ordre de cristallisation.

En premier, il y a formation des périclites puis des plagioclases calciques (Ca), des pyroxènes, des amphiboles, des plagioclases sodiques (Na), des micas, des plagioclases très sodiques, des feldspaths potassiques et enfin, en dernier, du quartz.

2\ Série réactionnelle de Bowen.

Un minéral à une certaine température, s'il n'est pas éliminé (mis de côté, protégé), peut se résorber et donner un nouveau minéral.

- Série discontinue (réactionnelle) des Fe/Mg (ferromagnésiens).
- Série réactionnelle continue des plagioclases : la température diminue alors que la concentration en SiO₂ augmente.

a\ Série discontinue (Fe/Mg).

Les différents minéraux ferromagnésiens n'ont pas la même structure.

Olivine (Mg) • Olivine (Fe) • Pyroxène • Amphibole • Mica.

→ Un minéral se forme ET réagit.

Liquide • olivine + liquide • pyroxène + liquide • amphibole + liquide • mica noir (après les micas, on pourra avoir du quartz).

Attention : Il n'y a pas de quartz et d'olivine en même temps.

b\ Série continue.

Les plagioclases forment une suite continue (voir schéma) : ils auront des structures différentes mais très proches.

c\ Couplage des deux séries.

Les deux séries fonctionnent en même temps. Les minéraux perdus d'un côté seront repris de l'autre.

Dans ce magma basaltique, la cristallisation commence par la bytownite qui précipite tout comme l'olivine. Dans ce qui reste (magma andésitique), il y a formation d'andésine et de pyroxène. Si on continue, on arrive à de la silice pure (solution hypothermale).

3\ Différenciation gravitaire.

Dans la chambre magmatique, la densité est de 2,9. La densité des péridots est de 3,3.

Logiquement, ces péridots vont précipiter et former des cumulas. C'est un tri du magma qui s'opère. Le fer et le magnésium précipitent également ce qui fait qu'il reste en surface Si, Na et K.

S'il y a éruption, le premier liquide qui jaillit est un liquide riche en Si, Na et K et pauvre en Fe et

Mg : on parle de volcan rhyolitique (explosif). Le dernier liquide est un basalte. Les phases explosives et effusives sont en alternance.

4\ Assimilation.

Le magma basaltique qui monte à la surface est à haute température (1300°C). Pendant la remontée, il va y avoir fonte des roches de surface (les calcaires, les grès et les granites déjà présents) : ces roches vont être incorporées. Si le grès fond, il va y avoir un enrichissement en silice. On a alors un magma basaltique avec beaucoup plus de silice. Il sera de type andésitique.

L'assimilation en CaCO₃ (carbonate de calcium) permet un enrichissement en CO₂ et Ca : ce seront des roches à déficit en silice • on aura des foïdes. Cela se passe de manière très localisée.

→ Ces phénomènes permettent d'expliquer que le volcanisme acide à lave froide et visqueuse (Explosif) se localise en bordure de continents (dans les chaînes de montagnes), dans les zones de compression (attention : il peut y avoir des contaminations !).

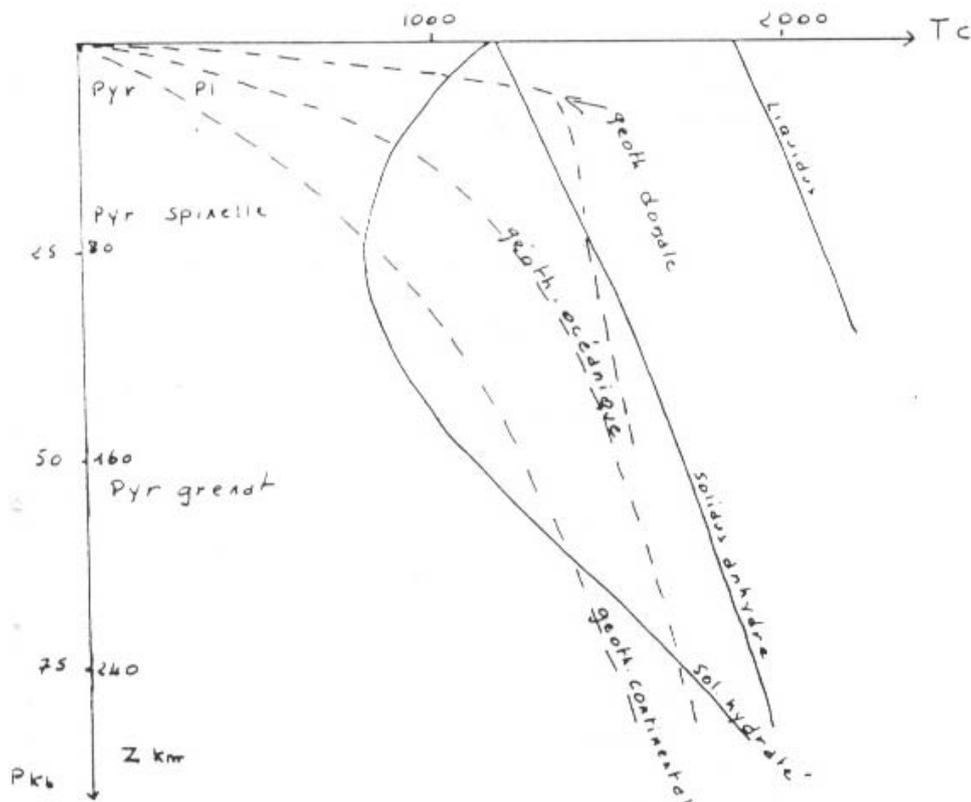
Le volcanisme effusif, basaltique, basique, chaud et fluide se situe sur les grandes fractures de l'écorce terrestre : il y a alors formation de rifts océaniques et continentaux (pas de contamination).

C\ Magmas : origine et évolution.

Tout semble évoluer entre deux pôles : basaltique – granitique.

1\ Magma volcanique.

a\ Origine et évolution.



Le gradient géothermique est de $30^{\circ}\text{C} / \text{km}$: le manteau supérieur peut fondre entre 100 et 250 kilomètres de profondeur. On parle ici de fusion partielle (asthénosphère) des péridots et du pyroxène. On a alors un liquide de type basaltique appelé pyrolite (comme la lherzolite).

Cette fusion partielle peut venir des points chauds (bien localisés). L'augmentation de la concentration en eau aide la fusion ; au contraire, l'augmentation de la pression freine la fusion. La baisse de pression dans la zone de rift permet la remontée des fluides de quelques centimètres par an. Les fluides comme l'eau jouent un rôle essentiel en diminuant le point de fusion. En profondeur (à plus de 250 km), sans eau empêche la fusion.

Le magma primaire.

C'est un liquide directement issu de la fusion partielle du manteau supérieur (non contaminé, non modifié).

Trois types de magmas primaires existent. Ils prennent naissance dans des contextes différents mais avec un chimisme identique (Fe, Mg, Ca).

- Ouverture océanique (dorsale, rift). La LVZ remonte près de la surface, la pression faible est inférieure à 20kBar. La remonté adiabatique du manteau entraîne la formation d'un magma tholéitique. $40\% < [\text{H}_2\text{O}] < 60\%$ et $40\% < [\text{CO}_2] < 60\%$. $0,4 < ([\text{H}_2\text{O}]) / ([\text{CO}_2]) < 0,6$
 - C'est le MORB (Mi Ocean Ridge Basalte)
- Au niveau intraplaque (continentale ou océanique). En profondeur, la pression est supérieure à 20kBar. On est donc en présence d'un Hot Spot (point chaud), qui est une anomalie thermique. Les magmas sont alcalins (présence rare de tholéite) • C'est le OIB (Ocean Island Basalte) ou OIT (Ocean Island Tholeite). Ce type de magma est caractérisé par un rapport $0,2 < ([\text{H}_2\text{O}]) / ([\text{CO}_2]) < 0,4$. Ces magmas sont plus fluides que les précédents.
- Contexte de subduction. Les magmas présents ici sont intermédiaires : ce sont des basaltes andésitiques avec le rapport : $0,6 < ([\text{H}_2\text{O}]) / ([\text{CO}_2]) < 0,7$.

En général, les conditions de température et de pression sont telles que ces magmas ont une viscosité élevée. À température constante, si la pression baisse, la viscosité baisse également. On aura des magmas légers ($d=2,9$) par rapport aux roches ($d=3,3$). La remontée vers la surface provoque une diminution de la pression et donc, la mise en place d'un magma de plus en plus fluide (si la température est bien constante).

Des éléments volatils sont contenus dans les magmas. Au fur et à mesure que la pression diminue, les gaz se dégagent et provoquent l'apparition de mousse. Ce moussage provoque une augmentation du volume, ce qui entraîne alors des éruptions volcaniques (c'est le principal moteur des éruptions). Cet hypomagma est entre le liquidus (N) et le solidus (x). Pour remonter, il y a besoin d'une cassure dans l'écorce terrestre. Si le magma en trouve une, il remonte en surface de plus en plus fluide avec ses cristaux x.

Si la fracture se referme, le magma va être piégé à une température d'environ 1000°C. Il refroidit alors lentement et quand la courbe du solidus est franchie, on obtient une roche plutonique grenue : les gabbros. La phase gazeuse (entre les grains) va alimenter des fumeroles ou bien des sources thermales.

b\ Les magmas basaltiques.

D'un point de vue chimique, les basaltes ont une concentration en silice variant entre 45 et 55%.

Les teneurs en Fe, Mg et Ca sont élevées. Les concentrations en eau, Na et K sont faibles. On y trouve deux pôles : MORB et OIB (ou OIT), alcalins.

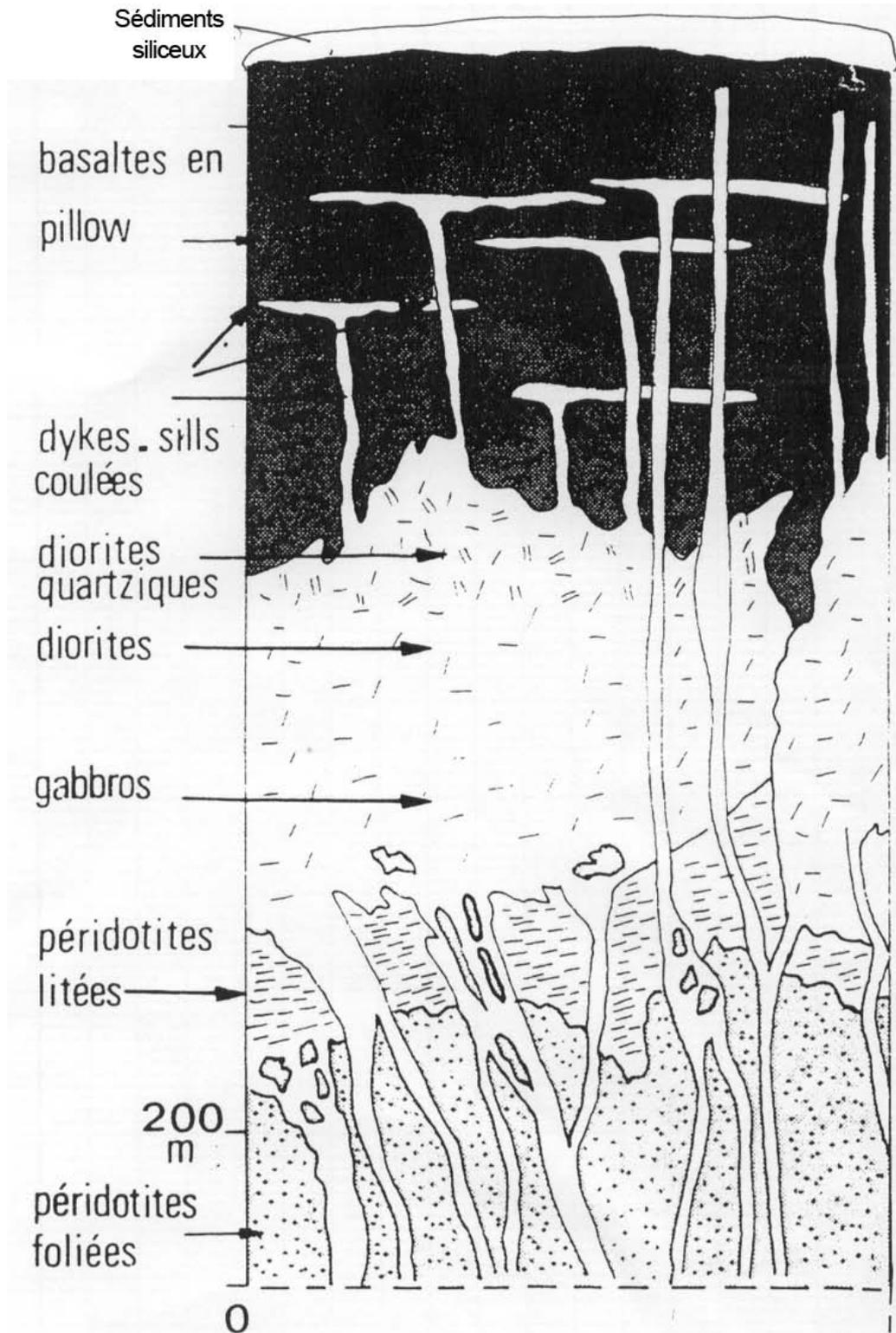
- Les basaltes MORB. Leur composition caractérise le plancher océanique (la lave dans les dorsales). Ils sont pauvres en Na₂O, K₂O et titane. L'olivine est rare (même exceptionnelle), les pyroxènes sont peu ou pas calciques, le plagioclase est du « labrador », plutôt calcique, la silice est abondante. Le quartz n'y est jamais exprimé (il existe virtuellement dans le verre).
- Les basaltes alcalins. Ils sont pauvres en silice ; l'olivine est abondante ; il y a des foïdes. Ils sont riches en alcalins et titane. Le pyroxène est calcique alors que les plagioclases « labrador » sont plutôt sodiques. Dans les îles océaniques, on trouve des basaltes OIB et OIT. Il semble qu'à partir d'un MORB, par cristallisation fractionnée, on obtient des liquides de plus en plus riches en silice.

Les compositions globales sont très proches et la distinction se fait grâce aux éléments en traces et aux éléments isotopiques (différenciation par époque différente). Les MORB étaient appauvris en certains éléments il y a 1 ou 2 milliards d'années. Les basaltes alcalins et tholéitiques associés sont rares.

Les basaltes des plateaux sont tholéitiques (postérieurs au Jurassique) et forment des épaisseurs allant de 2 à 4 kilomètres. On y connaît (olivines et andésites) deux volcans contaminés

par des granites : les sources de magmas basaltiques sont diverses et résultent d'histoires diverses.

Les ophiolites.



Les basaltes peuvent être associés à des roches grenues (en partie dans les ophiolites). Elles sont des témoins anciens de dorsales océaniques. De bas en haut, on trouve :

- Des péridotites foliées : roches à pyroxène et péridots, mais où les minéraux sont xénomorphes et où l'ensemble est plissé et déformé.
- Des péridotites litées : sont automorphes, en couche.
- Des gabbros : pyroxènes et feldspaths calciques avec quelques enclaves de péridotites litées.
- Des diorites, amphiboles (pas partout) et du quartz (on se rapproche du granit).
- Des basaltes prismés à la base et en pillow en haut.

L'ensemble est traversé par des filons microgrenus de dollérite (même composition que les basaltes et les gabbros).

→ C'est le résultat de la différenciation d'une chambre magmatique. Les premiers formés tombent et réagissent avec le liquide (ce sont des xénomorphes).

La deuxième couche est formée pareil, mais elle est automorphe.

Dans les gabbros, il peut y avoir des poches où se formeraient des amphiboles (et un peu de quartz) : ce sont des diorites.

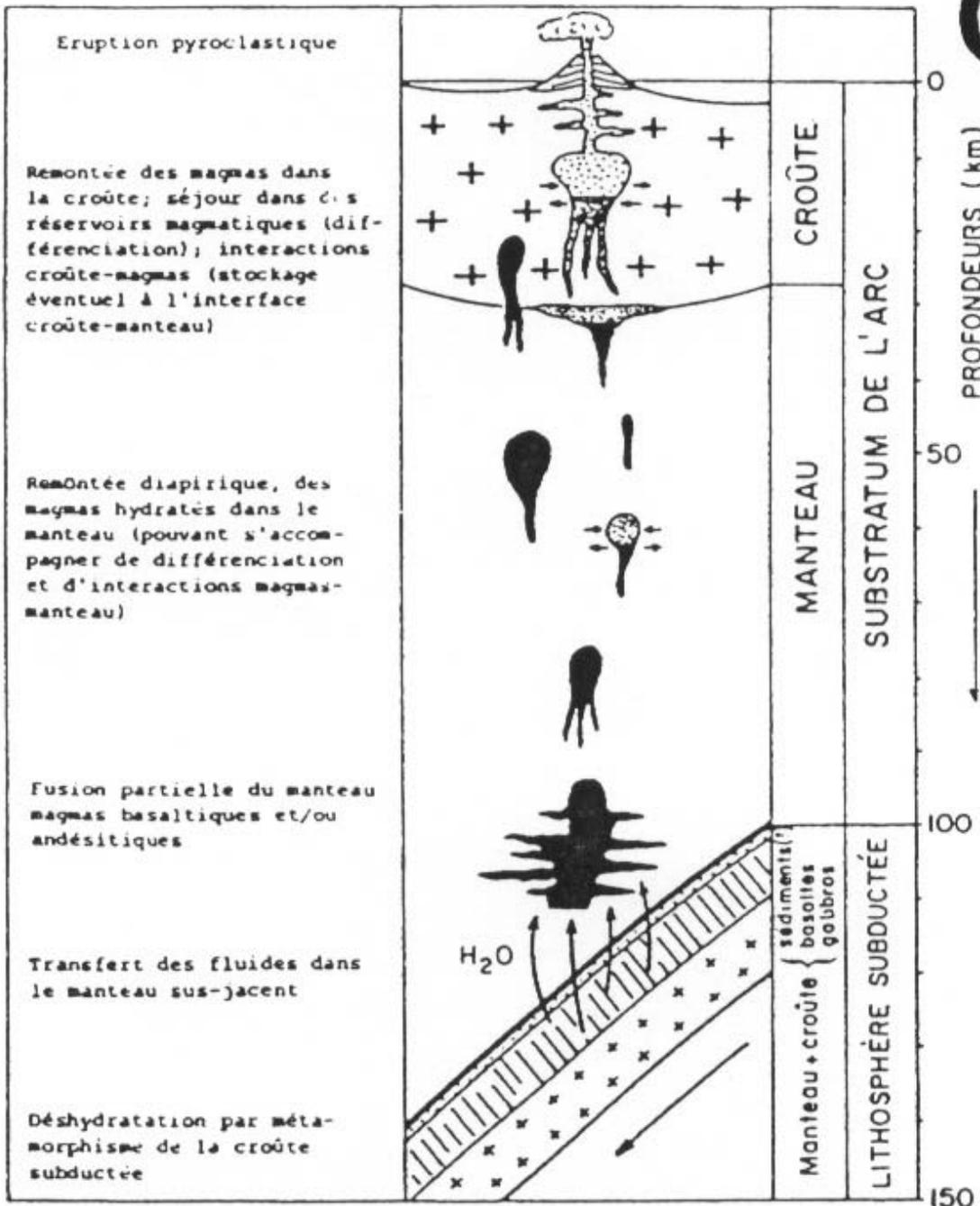
Les dollérites sont riches en pyroxènes et péridots.

c\ Le magma andésitique.

La composition de ce magma est entre celle d'un granite et celle d'un basalte. La formation de ces magmas est mal connue. Son origine est phatique. On retrouve ces magmas en bordure de subduction (océan sous continent), dans les arcs insulaires (océan sous océan). Pour les Andes, il y a contamination du manteau supérieur par de la croûte. Pour les arcs insulaires, on retrouve des minéraux colorés qui au final se retrouveront dans des amphiboles (vertes), des plagioclases (sodiques), dans quelques feldspaths potassiques et dans quelques rares cristaux de quartz. La composition chimique donne une concentration en SiO₂ de 65% (contre 50% dans les basaltes) et la concentration en potassium (K) est de 2%. La profondeur de formation de ces magmas andésitiques est de 100km avec une pression de l'ordre de 30 kB.

Les laves proviennent de la fusion du manteau supérieur ; l'eau au niveau de la zone de fusion a un rôle important. $[H_2O] / [CO_2] = 0,75$.

G3



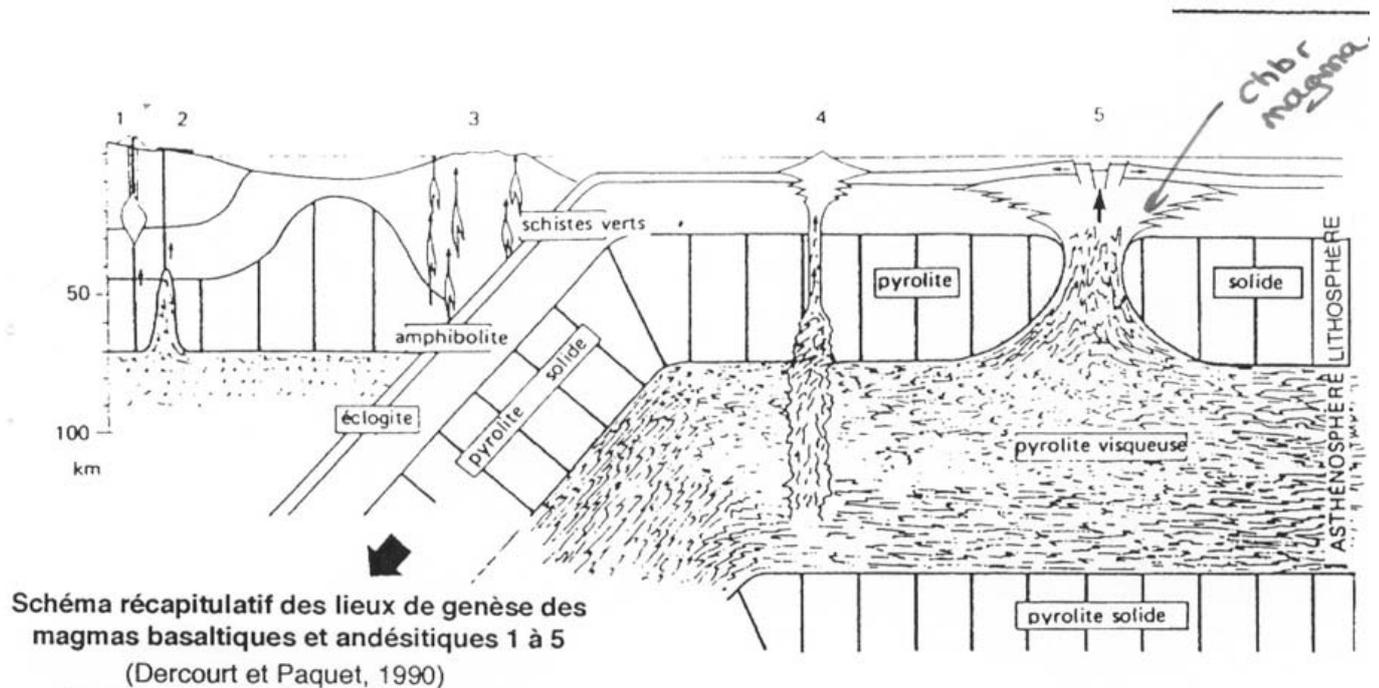
Représentation schématique des différentes étapes de l'évolution des magmas andésitiques (orogéniques) au cours de la subduction (Maury 1984 à partir de Ringwood in Pomerol et Renard, 1989)

Les sédiments (qui sont gorgés d'eau) avec les basaltes et les gabbros vont entrer en fusion sans aucun problème. Le résultat de cette fusion sera la formation d'un magma.

1. Métamorphisme et déshydratation (-125).
 - Métamorphisme éclogite pour les basaltes secs.

- Métamorphisme green schistes ou amphibolites et pour les basaltes peu hydratés.
2. A 100km de profondeur, il y a une remontée qui provoque une fusion partielle du manteau. La remontée continue et la différenciation se poursuit.
 3. Dans la croûte (environ 30km de profondeur), on distinguera deux cas :
 - les magmas non piégés : ils ont une différenciation dans la chambre magmatique et ils donneront des andésites.
 - les magmas piégés : ils se différencient et se contaminent. Le résultat sera l'obtention d'un magma calco-alcalin qui donneront des granitoïdes (granodiorites).

Conclusion sur les magmas volcaniques.



1 et 2 sont sur le continent ; ce sont des volcanismes de point chaud.

En 1 : La cassure est peu importante ; la lave arrive en surface après s'être différenciée. Le résultat final sera la formation de basaltes alcalins, comme dans le Cantal (voir Saint-Flour).

En 2 : La cassure est grande. C'est un volcanisme tholéitique vrai qui produit de grands placages de basalte sur le continent.

En 3 : C'est un volcanisme andésitique avec métamorphisme HP et fusion partielle.

En 4 : C'est un volcanisme des îles comme Hawaï. Point chaud, Basalte tholéitique OIB.

En 5 : On a des grandes cassures, des rifts. On a des MORB (tholéitique vrai).

2\ Les magmas plutoniques.

a\ Origine et évolution.

Granite : quartz + feldspath + mica.

Cette composition est la composition moyenne des granites, qui est aussi la composition moyenne de la croûte continentale. Cela permet de penser que les granites ont pour origine la croûte continentale. En réalité, ils proviennent d'une fusion partielle de cette croûte continentale.

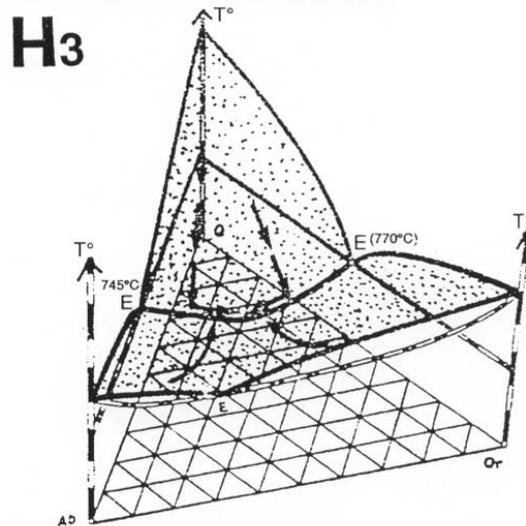
Remarque : la croûte hydratée fond mieux que la croûte sèche.

Pour provoquer la fusion partielle, il faut :

- Un enfouissement tectonique : l'épaississement est lié à la tectonique (pli • relief) ;
- Une remontée d'un dôme thermique en profondeur ;
- Echauffement par un magma mantellique sous-jacent ;
- Présence locale d'H₂O ou de CO₂ en profondeur.

b\ Anatexie et magmatisme.

Le point de départ devrait être la fusion partielle et sélective de la croûte (minéraux hydratés) entre 20 et 30 km de profondeur. • Magma anatectique.



Bloc diagramme T-X du système ternaire Quartz-Albite-Orthose étudié par Tuttle et Bowen (ici à 1000 bars sous pression d'eau en excès).

Le refroidissement débute par la cristallisation de tel ou tel composant mais la composition du liquide restant évolue nécessairement, quand la température diminue, le long du "liquidus" (surface en grisé) aboutissant à une composition de type eutectique atteinte à des températures de l'ordre de 700°C en fin de cristallisation : cette composition est bien celle des granites normaux. Elle est aussi, en sens inverse, celle des premiers liquides anatectiques (anatexie expérimentale : migmatites).

Il y a un puit eutectique à 700°C. La composition du liquide eutectique de début de fusion est située au niveau du puit.

S'il y a une fusion partielle, il va rester de la roche. Les migmatites sont des mélanges de liquide anatectique avec de la roche encaissante. ON obtient des massifs granitiques à contours diffus.

Au centre, on trouve beaucoup de leucosomes (dont la concentration diminue en allant vers l'extérieur). La migmatite est une preuve de la fusion de la croûte (c'est un intermédiaire entre la fusion totale et le métamorphisme).

c\ Intrusions granitiques.

En profondeur, la fusion partielle entraîne la formation de massifs à contours diffus. Si une cassure est présente, le magma va avoir tendance à remonter ; il peut y avoir surchauffe grâce à un magma mantellique. On le sait car parfois, on a des minéraux basaltiques avec du granite.

À 10 km de profondeur, le magma est bloqué ; il traverse la ligne du solidus, refroidit lentement, donne un pluton intrusif et transforme finalement la roche encaissante (métamorphisme de contact). Le contact entre le pluton et l'encaissant est brutal.

d\ Minéralisations tardives.

Les fluides s'échappent du pluton pendant son refroidissement. Les massifs intrusifs ont une structure en diapire.

La température passant de 700°C à 600°C, il va y avoir des résidus de la cristallisation qui sont très riches en produits volatils (en particulier, de l'eau, H₂O).

➔ eau + B ou eau + F

Ces éléments servent de catalyseurs.

Dans les joints de contractions, il y a formation de filons de pneumatites : on parle de phase pneumatolitique. Les pneumatites ont des cristaux de quartz, de feldspaths et de muscovite.

Quand la température passe de 600°C à 400°C, la concentration en éléments volatils et en B et F augmente. Il y a alors formation de filons de pneumatites avec des cristaux de tourmalines (noires) et feldspathiques (émeraude, topaze).

Quand la température passe finalement de 400°C à 100°C, on parle de phase hydrothermale.

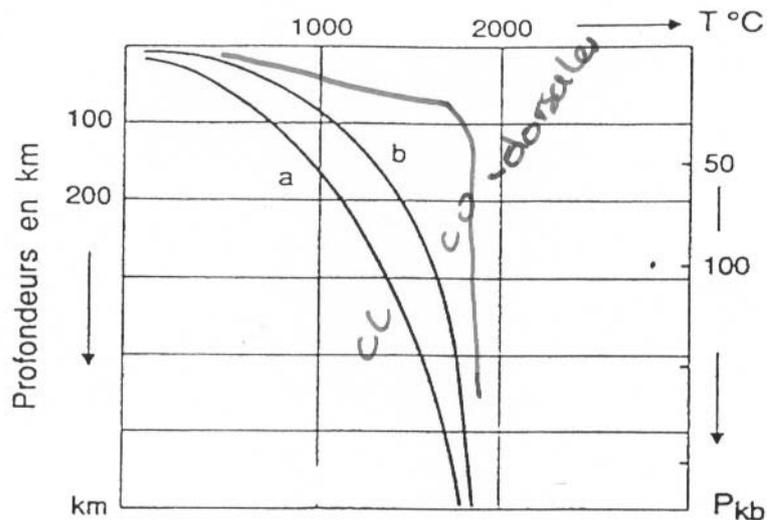
Cette phase termine l'histoire de la mise en place du massif avec des sulfures (de Pb, de Zn), des fluorures, des carbonates. Ces éléments sont autour des massifs de granite.

III \ Métamorphisme.

Le métamorphisme est une transformation sans fusion.

A \ Les facteurs fondamentaux.

1 \ Température.



J1

(d'après D.H.GREEN et A.E.RINGWOOD)

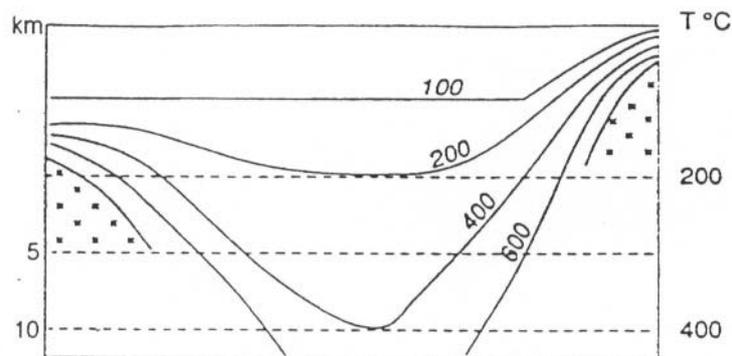
En a, on a la croûte continentale, froide.

En b, on retrouve la croûte océanique, chaude.

Un gradient de $30^{\circ}\text{C} / \text{km}$ existe.

Dans les dorsales, les solides anhydres peuvent fondre.

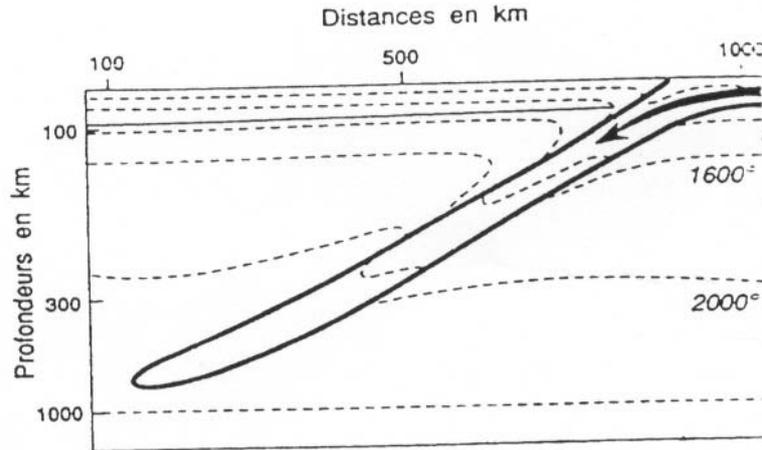
Il y a présence d'un dôme thermique qui fait remonter les isothermes : on a distinction de zones chaudes et de zones froides.



J3

(d'après J.LAMEYRE, 1986)

La subduction montre une invagination des isothermes.



J2

(d'après TOKZOZ et al., 1971, in J. LAMEYRE 1986)

Ici, le déplacement des isothermes se fait vers le bas.

Quand la température est le principal acteur du métamorphisme, on parle de métamorphisme thermique.

2\ Pression.

On verra d'abord la pression lithostatique : celle-ci augmente avec la profondeur.

On trouve ensuite la pression tectonique : cette pression vient de la collision des plaques. Elle provoque un métamorphisme HT (haute température).

Enfin, on notera la pression des fluides. Ce type de pression peut se faire grâce au dégagement de fluides : il (le dégagement) a un rôle dans le déplacement et la transformation métasomatique.

3\ Composition chimique.

On parle dans ce cas de métamorphisme isochimique : la composition chimique est constante. • La roche métamorphique est un système fermé. Par exemple, c'est le cas de l'ardoise et du gneiss qui ont la même composition : toutes les deux ont pour origine l'argile.

Dans la nature, on peut avoir un phénomène de transfert : on parle de métamorphisme allosomatique. Selon la composition de la roche initiale, on a plusieurs séquences métamorphiques :

- Les arénacées : roches venant entre autres des grès.
- Les carbonatés : roches venant des calcaires.

- Les Alumineuses : roches venant des argiles (aluminisées).

Les roches métamorphiques peuvent provenir d'une roche initiale sédimentaire ou d'une roche magmatique.

Si la roche d'origine est magmatique plutonique, on donnera le préfixe ortho à la nouvelle roche.

Si la roche d'origine est sédimentaire, on donnera à la nouvelle roche formée le préfixe para (parfois, c'est le préfixe méta qui est utilisé).

B\ Les transformations mécaniques.

Deux ordres de transformation existent. Il peut y avoir modification minéralogique, un métamorphisme de degré élevé (HP, HT).

La modification structurale correspond à l'acquisition d'une nouvelle structure qui peut effacer la structure antérieure.

1\ Modifications structurales (figure K1).

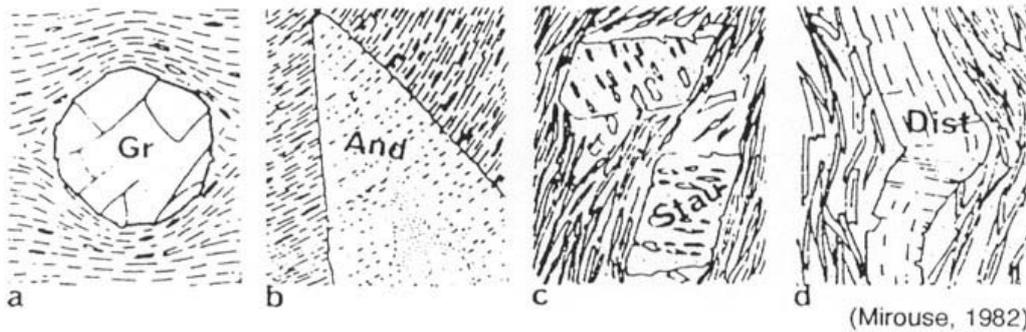
La structure caractéristique des roches métamorphiques est la schistosité. C'est une structure planaire qui apparaît perpendiculairement à la contrainte maximale affectant la roche. Cette structure existe dans toutes les roches métamorphiques (elle est proche de la foliation).

Attention : toutes les roches présentant une schistosité ne sont pas métamorphiques.

Dans toutes les chaînes de montagnes, il y a trois étages structuraux. Ils sont caractérisés par des mécanismes et un type de déformation par niveau.

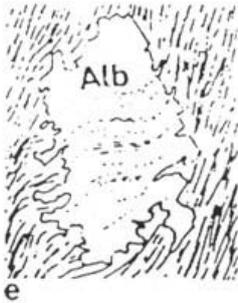
Les roches n'ont pas toutes les mêmes comportements mécaniques.

- Etage supérieur : il y a cisaillement et fracturation (il y a des zones de grandes failles et de chevauchements).
- Etage moyen : c'est le niveau des flexures, des plis qui sont isopaques (de même épaisseur). Il n'y a pas de schistosité.
- À à peu près moins de 3000 mètres, c'est le niveau inférieur. Il y a aplatissement. Les plis sont anisopaques (par glissement). La charnière est épaisse et les flans sont étirés. Il y a apparition de la schistosité dans le plan axial des plis. • C'est une réorientation des minéraux.



(Mirouse, 1982)

Déformation - cristallisation



- Grenat (Gr) antérieur aux phyllites orientées dans la schistosité (contemporain) ;
- Andalousite (And) postérieure aux phyllites qu'elle englobe (phyllites orientées selon la schistosité) ;
- Staurotides (Stau) postérieures aux phyllites qu'elles englobent ;
- Disthène (Dist) antérieur au pli qui le déforme ;
- Albite (Alb) ayant tourné au cours de sa croissance, entraînant dans ce mouvement les phyllites incluses et non les autres.

Ensuite, les roches sont toutes foliées. Les minéraux sont nés pendant le métamorphisme.

En a, on a du grenat : foliation horizontale qui contourne ces cristaux de grenat. Ce cristal existait avant.

En b : andalousite, contient des micas • postérieure.

En c : staurotides qui sont postérieures, mais qui ont tourné.

En d : cristaux antérieurs au pli • contemporains des phyllithes.

En e : minéraux qui cristallisent et tournent en même temps.

2\ Modification minéralogique (Figure M).

Réaction d'addition ou d'inversion.

Addition : cas de la Wollastonite. $Qz (SiO_2) + CO_3Ca \rightarrow CO_2$ (qui se dégage) + $CaSiO_3$ (Wollastonite).

Cette expérience fonctionne bien dans les conditions stoechiométriques. Au point M, bonnes conditions : déroulement normal. Tout le quartz et toute la calcite ne vont pas réagir (il y a donc des restes).

3\ Faciès et zones métamorphiques.

a\ Zonéographie du métamorphisme.

Selon l'intensité du métamorphisme, on distingue différentes zones métamorphiques. Quand l'intensité métamorphique est faible, on parle d'épizone en surface avec production de schistes.

Quand le métamorphisme est plus intense, on parle de mésozone.

Dans le cas de métamorphisme de grande profondeur (en base de la croûte), on parle de catazone avec formation de gneiss.

b\ Faciès métamorphiques et minéraux index.

Définition : un minéral index est caractéristique d'UNE température ou d'une pression. L'ensemble des minéraux constitue les roches métamorphiques • c'est une paragenèse minérale. Par exemple, la paragenèse du gneiss est : Qz + felds + mica.

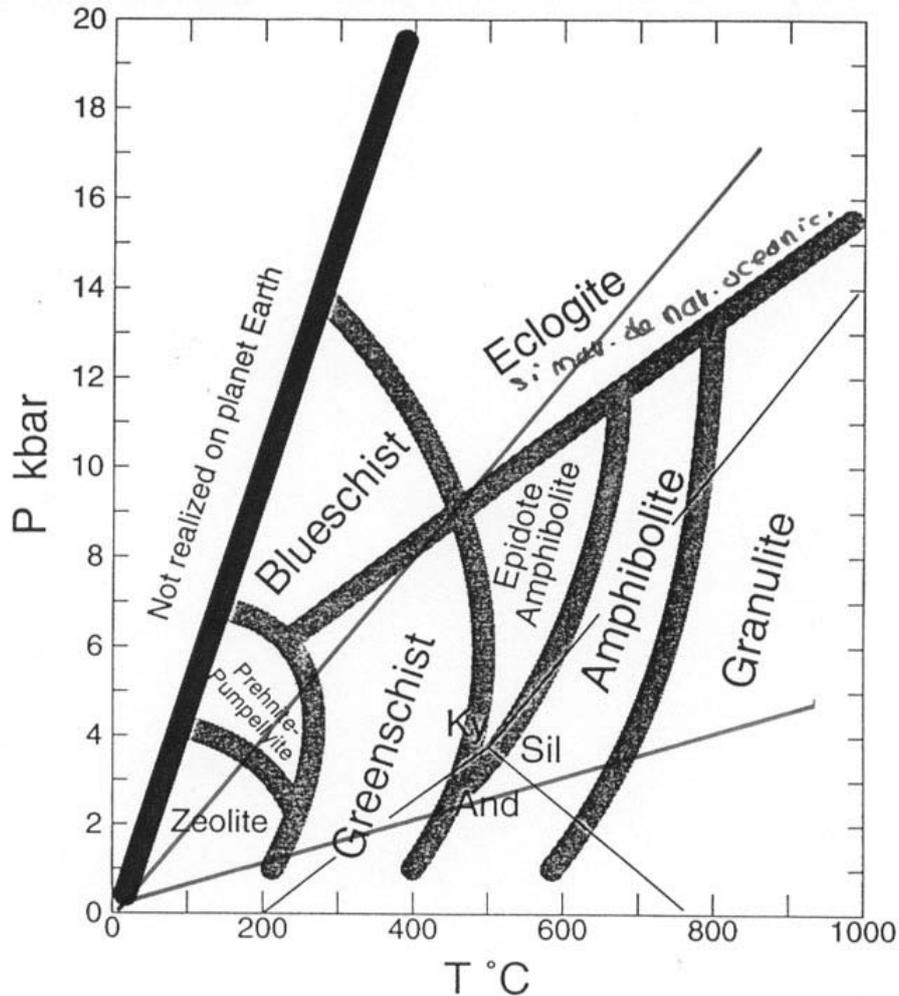
Une paragenèse minérale peut contenir des minéraux index. (par exemple, la wollastonite).

Notion : la notion de faciès métamorphique :

- Les matériaux qui ont le même chimisme initial subissant la même formation, la même pression présentent les mêmes paragenèses.
- Les matériaux présentant le même chimisme initial et subissant des températures, des pressions différentes, présentent des paragenèses différentes.
- Les roches aux chimismes initiaux différents mais subissant les mêmes températures, pressions, présentent des différences liées uniquement aux chimismes initiaux.

La notion de faciès regroupe toutes les roches métamorphiques ayant subies les mêmes conditions de température et de pression.

Les roches d'un même faciès se sont formées dans les mêmes conditions. La paragenèse montre un équilibre des conditions régnant au moment de la formation des roches métamorphiques.



P-T diagram showing the eight principal metamorphic facies. The Al_2SiO_5 phase diagram (after Holdaway, 1971) depicting the P-T conditions of kyanite (Ky), andalusite (And) and sillimanite (Sil) is also shown. The boundaries (shaded) between adjacent facies are actually zones of considerable P-T width.

On a des faciès différents selon la température et la pression ; ces faciès sont donnés grâce à des «courbes limites».

Le faciès BT / BP : la zéolite (de Nouvelle-Zélande).

Le faciès +BT / +BT : schistes green (au départ des zones de subduction).

Le faciès HP : amphibolite.

Le faciès HP, BT : granulite (en base de croûte pour les roches anhydres).

Le faciès HP : schistes bleus (éclogites).

Le faciès éclogite affecte uniquement les basaltes (plancher océanique). Ces faciès sont caractérisés par leur paragenèse (Ky/ And/ Sil).

c\ Enchaînement de faciès.

Dans les chaînes de montagnes, il y a souvent des enchaînements de faciès. Ils peuvent s'enchaîner de façon logique.

- Si le gradient géothermique est de 100° par kBar (20° par km), on passe de la zéolite à la prénite puis aux schistes bleus et si l'on a de la matière océanique, on passera à la formation d'éclogite (enchaînement HP).
- Une roche caractérise un faciès.
- Si le métamorphisme est HT : zéolite • schiste vert • amphibolite • granulite (en base de croûte).

C\ Différents types de métamorphismes.

1\ Diagenèse d'enfouissement.

Les sédiments compactés éliminent l'eau interstitielle. Le gradient de température est de 10° par km. C'est un métamorphisme HP. Il y a enfouissement par subsidence et accumulation importante (audessus) (par exemple, le golfe du Mexique). On arrive jusqu'à 20km de profondeur de sédiments ! A 20 km de profondeur, la pression est d'environ 5,5kBar. On est dans le faciès prénite (et parfois, schiste bleu).

2\ Métamorphisme de subduction.

Les plaques subduites s'enfoncent dans la subduction à haute pression (sédiments océaniques et basaltes) et il va y avoir formation de zéolite et de schistes bleus (parfois, de schistes verts) ET d'éclogite.

3\ Métamorphisme de contact.

a\ Caractères généraux.

Ce métamorphisme se développe autour des masses magmatiques intensives. Il y a une auréole métamorphique. L'importance de cette auréole dépend de la masse magmatique intensive. Le métamorphisme dans l'auréole est croissant quand on se rapproche du magma. Le métamorphisme est indépendant des structures de l'encaissant : c'est un métamorphisme thermique.

Un faciès caractéristique est le faciès de cornéennes de type amphibolite. L'épaisseur de l'auréole dépend du magma : elle peut aller de 0,5 à 1 km. Si le filon magmatique est d'environ 1 mètre, l'auréole ne sera que de quelques centimètres.

b\ Place sur le diagramme T° / P°.

- HT : gradient de 70°C / km (fort). Zéolite • schiste vert • amphibolite (andalousite, minéraux noirs) • parfois de la granulite.

4\ Métamorphisme général ou régional.

Ce type de métamorphisme a lieu en base de la croûte, sous les chaînes de montagnes. Il y a intervention de pression et de température.

a\ Place sur le diagramme T° / P°.

On distingue deux types de métamorphismes : A (haute pression et température moyenne, type Abukuma) et B (haute pression et température moyenne, type Barrow).

Type A : schistes verts -> épidote amphibolite (exemple dans les Pyrénées).

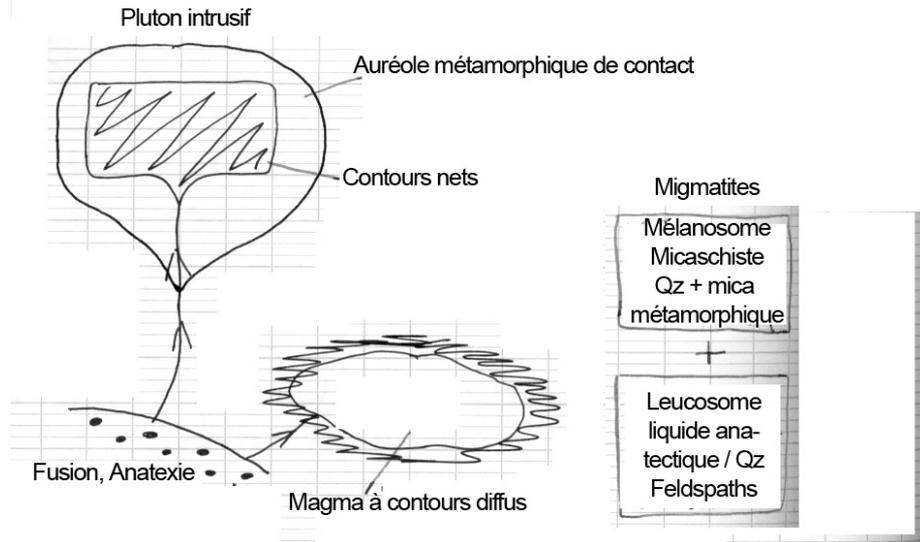
Type B : affecte le nord de l'Ecosse. Il n'y a presque que du disthène avec très peu de sillimanite.

b\ Evaluation du gradient géothermique.

Quand une roche se transforme en profondeur, on obtient une structure spécifique. Quand la roche remonte, celle-ci peut se retransformer.

5\ Migmatization et anatexis.

La fusion partielle de la croûte donne un « jus » granitique dans les roches voisines (liquide anatectique). Dans les roches métamorphiques on retrouve alors un mélange granitique (clair) + des roches métamorphiques (gneiss sombre) (= migmatite).



CONCLUSION :

On a donc deux types de magmatisme :

- mantellique (dans l'asthénosphère).
- crustal (base de la croûte).

Chapitre 3 : Processus de la géodynamique externe. ***Altération / Transport / Sédimentation.*** ***Roches et environnement sédimentaire.***

I\ Généralités.

Les roches sédimentaires sont exogènes, à la surface de la Terre.

A\ Logique énergétique.

Il y a trois types d'énergie :

- Interne (en profondeur) ;
- Externe (en surface) ;
- Gravitationnelle (conduit aux dépôts).

1\ Energie thermique : interne et orogène.

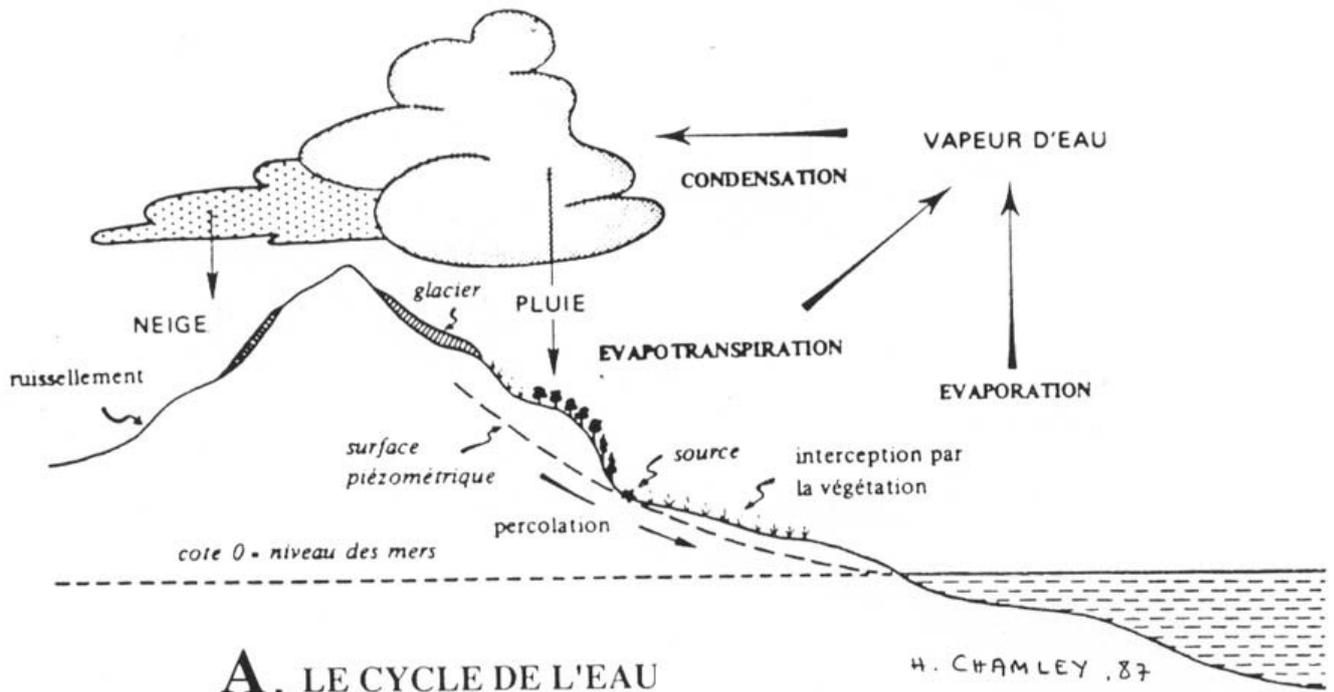
L'énergie interne correspond à l'énergie dégagée pour que les éléments instables passent en des éléments stables. Cette énergie est responsable du métamorphisme, de la fusion partielle, des mouvements horizontaux ou verticaux (chaînes de montagnes, plis). C'est l'énergie responsable de l'orogénèse.

Remarque : la subsidence est aussi liée à l'énergie gravitationnelle.

2\ Energie thermique externe.

L'énergie solaire jour sur les climats et provoque une altération chimique ou/et mécanique : c'est l'érosion. Les roches arrivent en surface grâce à cette érosion et sont déjà préparées.

a) Cycle de l'eau.



A. LE CYCLE DE L'EAU

Il existe deux sous cycles pour le cycle de l'eau : interne et externe.

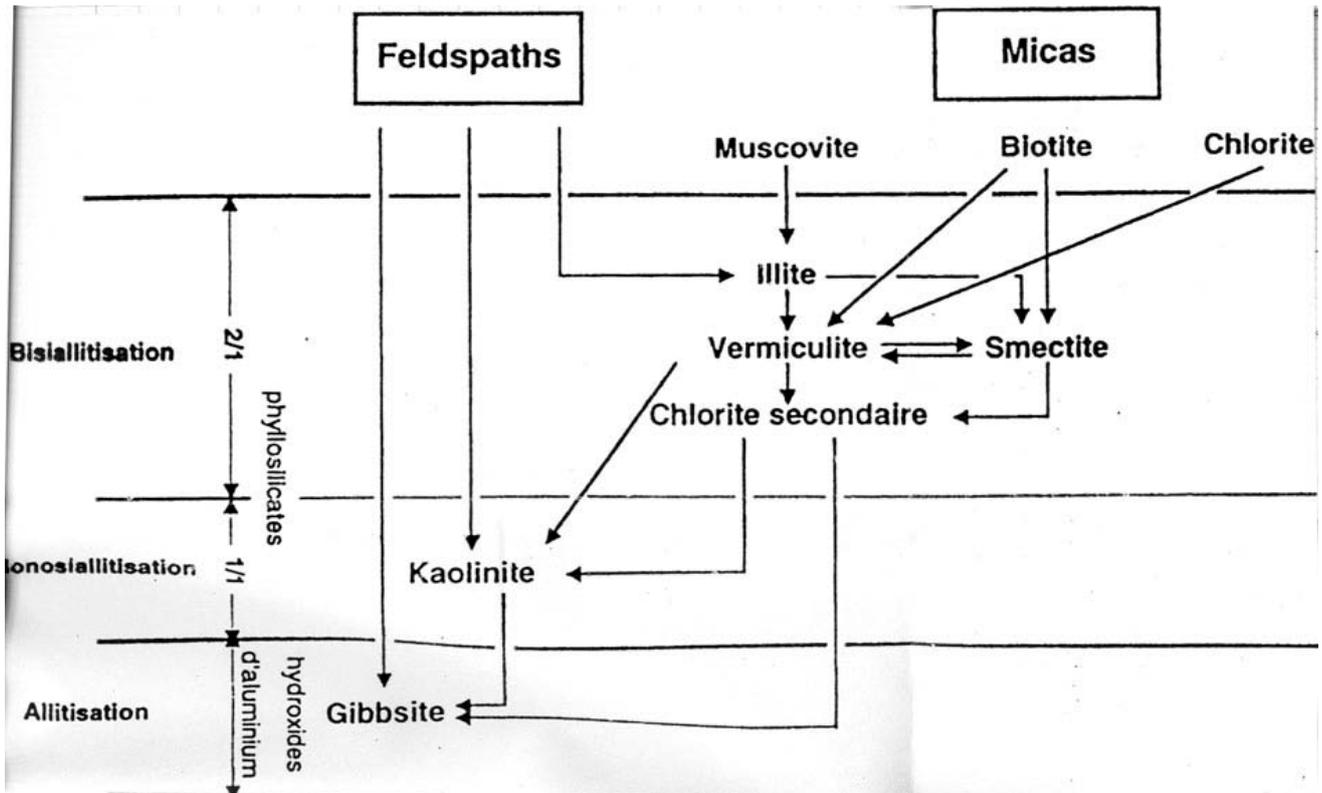
Le cycle externe correspond à l'évaporation (le dégagement de vapeur), à la condensation (précipitation d'eau) et à la chute d'eau.

- L'évaporation se voit surtout au niveau des océans. L'évapotranspiration des végétaux va aussi permettre la formation de nuages.
- La précipitation par la neige ou par la pluie va former un cycle. Une partie de l'eau pénètre dans le sous-sol, une autre va dans les végétaux : c'est une circulation par percolation.

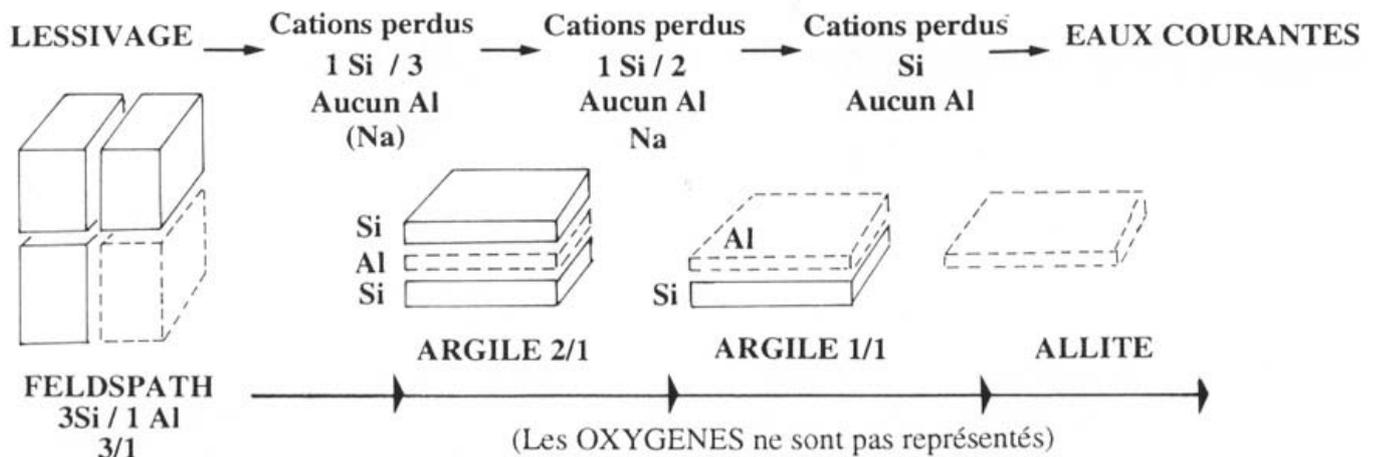
Le cycle interne : il y a une concentration de l'eau en profondeur et une circulation par percolation dans les fissures des rochers.

La surface d'une nappe suit la surface piézométrique (souvent inclinée). Quand cette surface recoupe la topographie, il y a naissance d'une source.

b) Altération d'un minéral : le feldspath.



→ **Altération chimique** : première hydrolyse = action des ions H_3O^+ et OH^- . La deuxième dissolution (décomposition) est celle du minéral (feldspath) dans l'eau en ses ions constitutifs. La troisième oxydation est la perte d'électrons. La quatrième est une hydratation / déshydratation (comme par exemple, en gypse).



B. DEGRADATION D'UN FELDSPATH (PH de l'eau normal)

Les cations externes sont lessivés et il va rester 3 Si et 1 Al. A des Si est hydrolysé (lessivé)

→ C'est une structure en feuillet (un feuillet octaédrique pour l'aluminium ; 2 feuillets tétraédriques pour le Si).

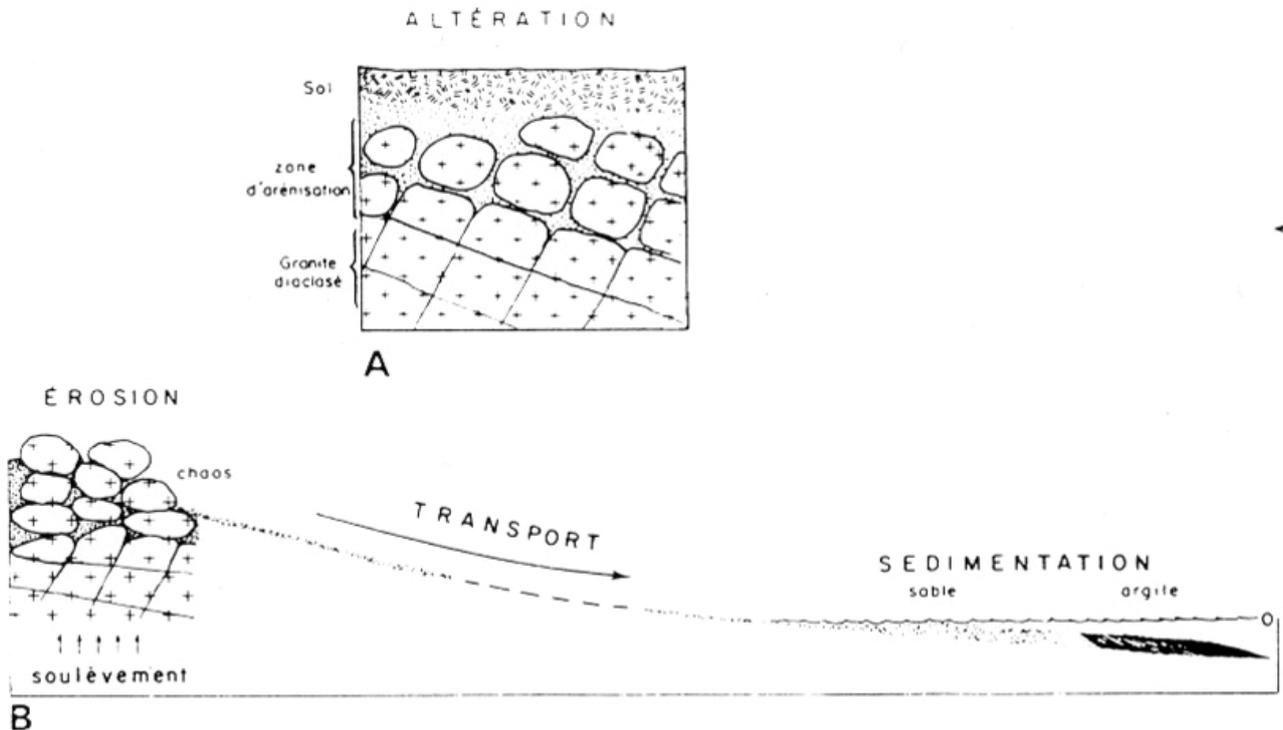
→ C'est une argile 2 / 1 (exemple : l'illite).

Si le lessivage est plus fort, on obtiendra une argile 1 / 1 (la kaolinite) avec 1 feuillet octaédrique (Al) et un tétraédrique (Si).

Si les conditions sont extrêmes, il y aura alors lessivage de tous les ions Si : c'est de l'allite.

Cette altération fonctionne aussi pour d'autres minéraux (les micas) et on arrive toujours à l'allite.

c\ Altération d'une roche : le granite.



C. ARENISATION DU GRANITE

Quartz, feldspath et mica donnent par altération du sable (arène granitique). Il y a altération par l'eau, au niveau des joints, qui découpe le granite (du joint vers le centre du bloc) : il y a décomposition en boules. Le feldspath donnera les argiles (illite ou kaolinite), le mica donne également des argiles. L'ensemble ainsi obtenu est composé d'argiles et de quartz (sable).

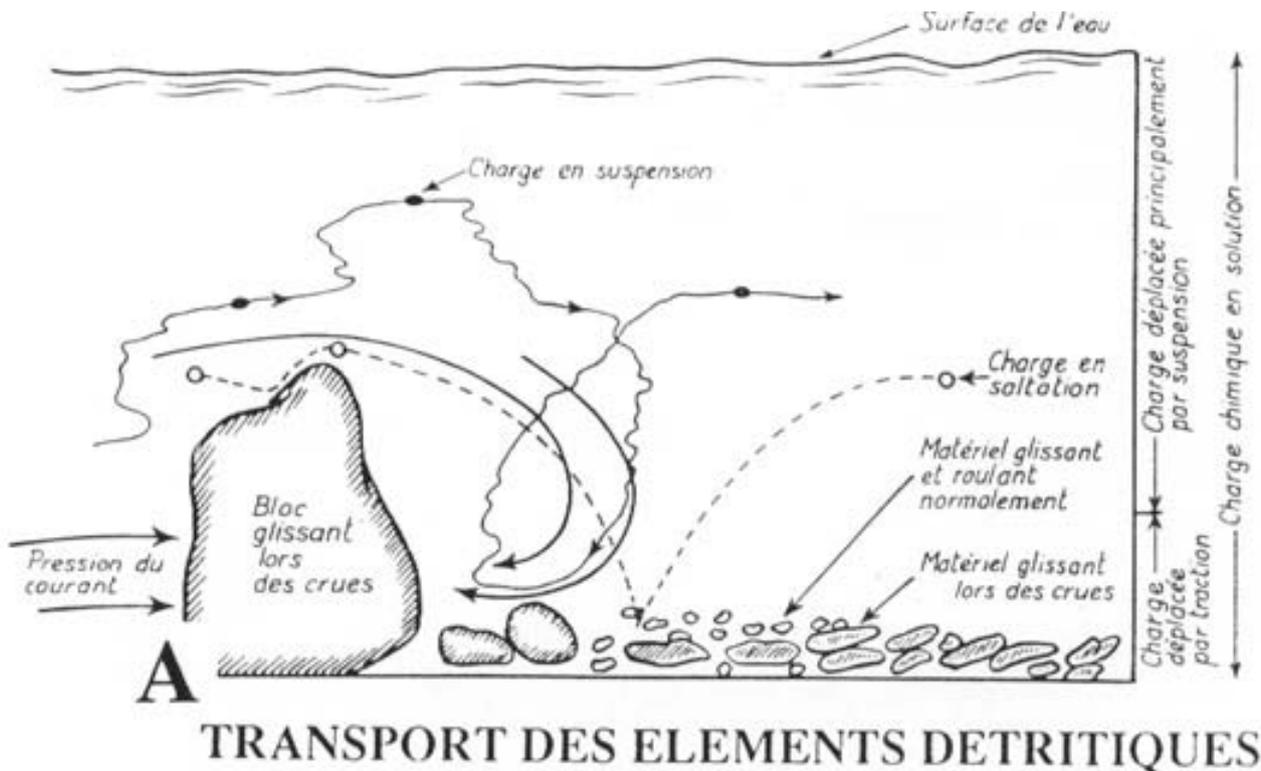
Si on enlève le sable, il reste des boules (chaos-granites).

3\ Energie gravitationnelle.

- Entraînement par chute (jusqu'au pied de la falaise par éboulement).
- Entraînement par glissement (loupe de glissement et coulées de solifluxion).

Les éléments transportés constituent les alluvions et les placages de débris sur les pentes : les colluvions.

a\ Transports des éléments détritiques (solides).



- Ecoulement laminaire (même vitesse dans toutes les couches).
- Ecoulement turbulent (transport plus tourmenté).

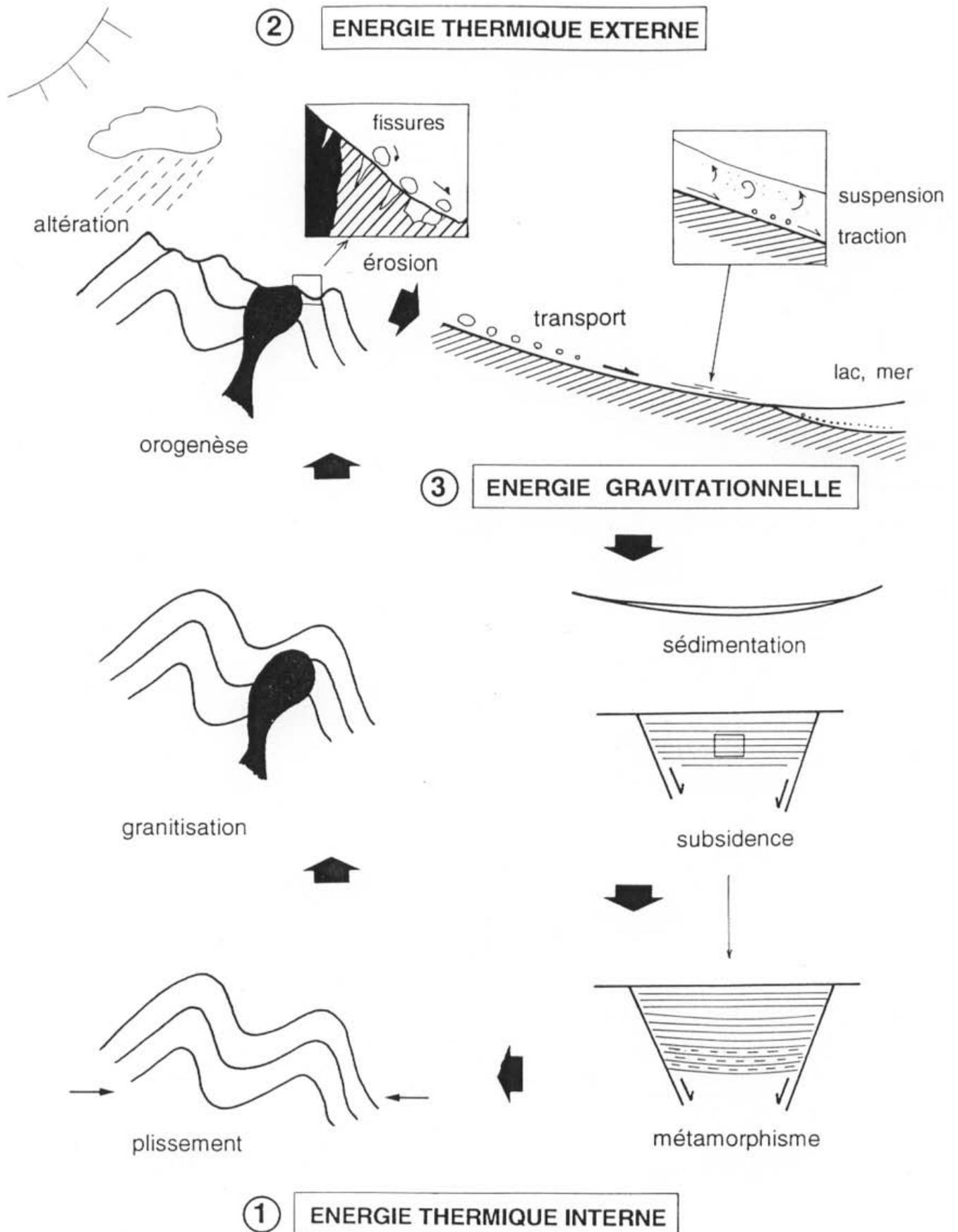
On trouvera des structures en suspension, roulées... Au fond, les dépôts se font en écaille de poisson.

b\ Transports en solution.

Dans toutes les rivières, après les crues, il y a beaucoup de limons fins avec Ca^{2+} et CO_3^{2-} .

Quand les cours d'eau se calment, il va y avoir précipitation.

4\ Cycle orogénique.



1. formation de reliefs (métamorphisme, granitisation).
2. érosion (éléments transportés).
3. accumulation puis subsidence puis métamorphisme et retour du cycle en 1.

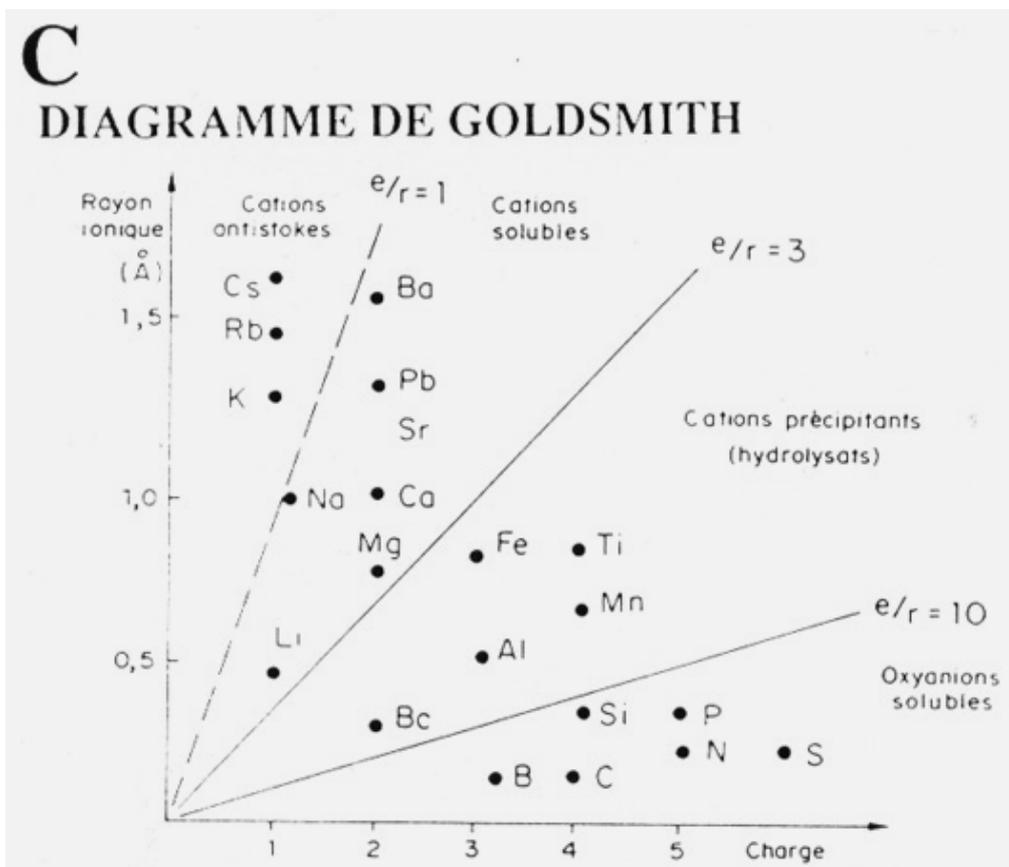
B\ Sédimentation.

1\ Facteurs impliqués.

a\ Climat et pédogenèse.

En fonction du climat (pas trop froid, température et quantité d'eau), plus il y aura d'érosion.

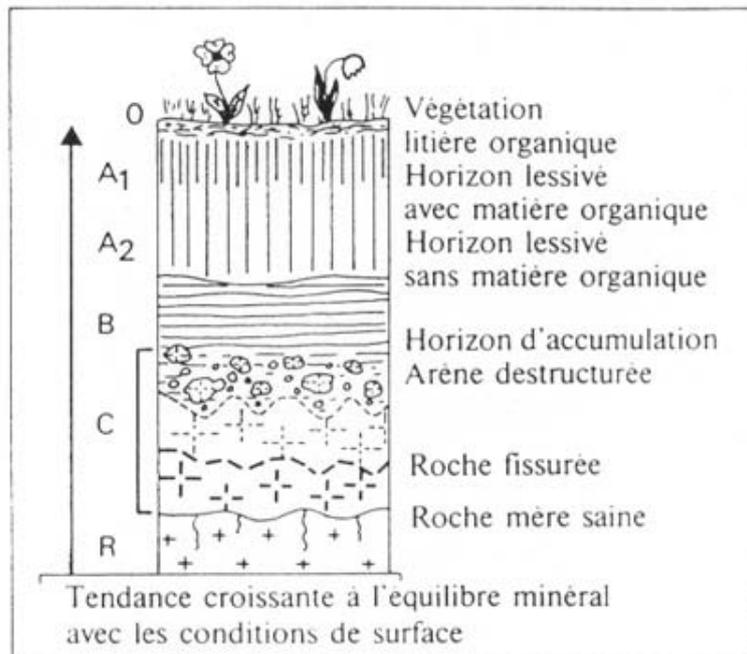
* Diagramme de Goldsmith.



Grâce à ce diagramme, on peut réaliser trois catégories.

- $Z/R < 3 \Rightarrow$ Cations solubles (migrateurs), sauf les antistocks qui sont trop solubles et qui disparaissent dans les feuillets des argiles.
- $3 < Z/R < 10 \rightarrow$ cations insolubles, ions résiduels.
- $Z/R > 10 \Rightarrow$ ox yanions solubles, très migrateurs. Ils réagissent ensemble et forment des sédiments (bio) chimiques.

Profil pédo-génétique.



D PROFIL PEDOGENETIQUE

De haut en bas, on retrouve :

Roche mère	Saine
-----	Fissurée
-----	Déstructurée
Sol	Partie altérée
B	Horizon d'accumulation (beaucoup d'éléments insolubles)
A1,2	Horizons lessivés
O	Humus, Litière végétale

b\ Erosion et flux sédimentaires.

L'érosion dépend, du climat, du flux sédimentaire, de la topographie.

c\ Tectonique et subsidence.

Tectonique : jeu de failles qui modifient la forme (morphologie) du bassin.

Subsidence : enfouissement sous le poids des matériaux.

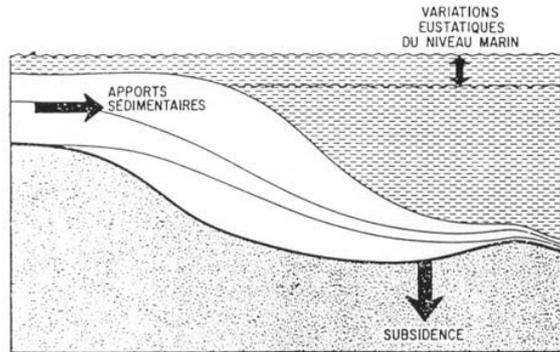
d\ Variation du niveau de la mer (eustatisme).

Le niveau de la mer fluctue à cause de différents facteurs :

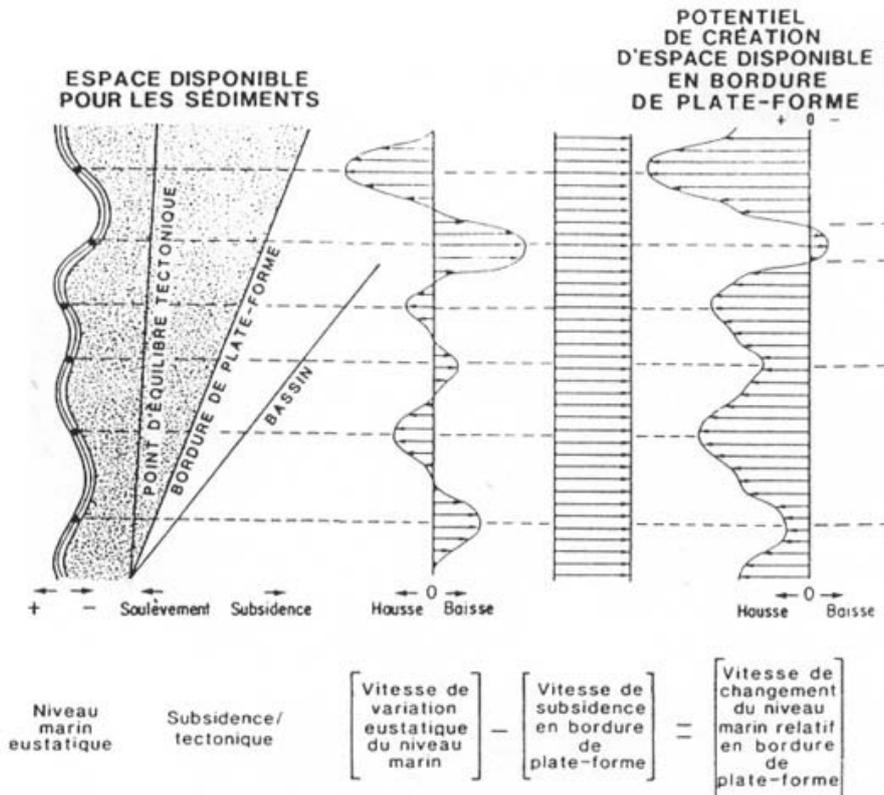
- Glacioeustatisme : variation à cause des glaciations. Baisse d'environ 100 mètres du niveau des mers.
- Phénomènes de rifting : si le volcanisme sous-marin est important, le niveau des mers augmente.

→ L'eustatisme est cyclique.

e\ Notion d'espace disponible.



**A - PRINCIPAUX FACTEURS
DU PROCESSUS SEDIMENTAIRE**



B - NOTION D'ESPACE DISPONIBLE

L'espace disponible correspond à l'espace dans lequel on peut mettre des sédiments.

En A, • niveau de l'eau

- Subsidence faible ou forte ;
- Support sédimentaire plus ou moins important.

Quand la mer diminue (baisse), on parle de régression marine avec sédiments progradants.

Quand le niveau de la mer augmente, on parle de transgression marine avec sédiments rétrogradants.

Revoir le document B, ci-dessus.

C'est ici une coupe de sédiments détritiques en bordure de plate-forme. Les sédiments sont disposés en des volumes s'emboîtant les uns les autres.

CSM : delta sous-marin, résidu de l'érosion du PNH.

2\ Du sédiment à la roche.

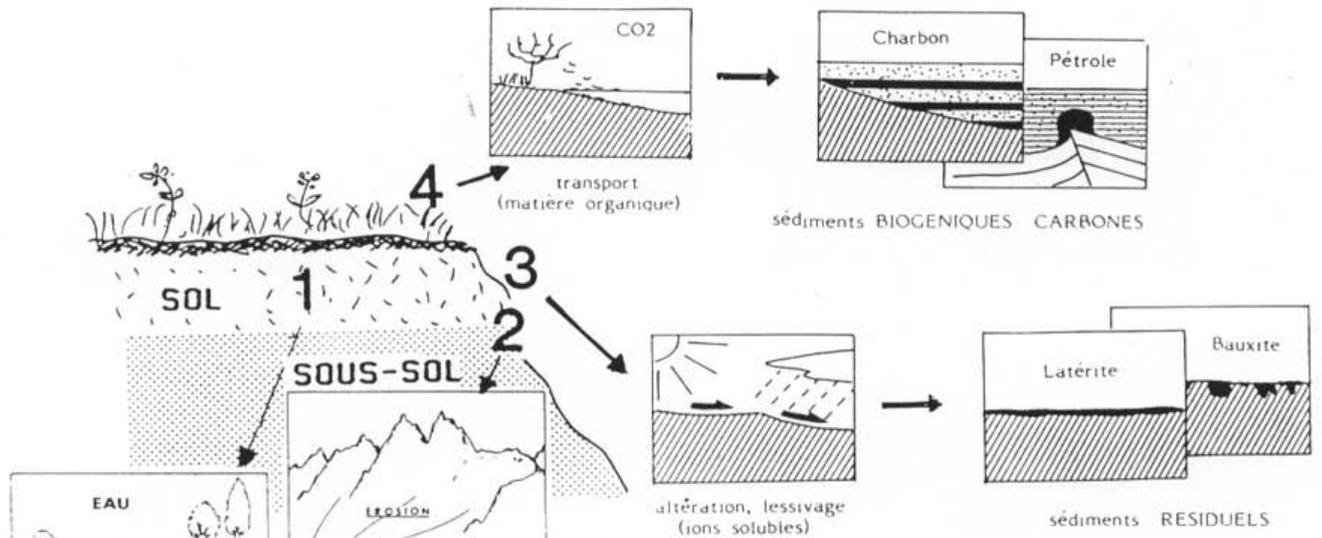
a\ Notion de diagenèse.

C'est la transformation d'un sédiment meuble en une roche compacte. Ce processus est très complexe, mais il résulte essentiellement d'une compaction (l'eau interstitielle est éliminée) et d'une cimentation (dépôt de minéraux néoformés entre les grains préexistants). Le facteur important est la pression lithostatique.

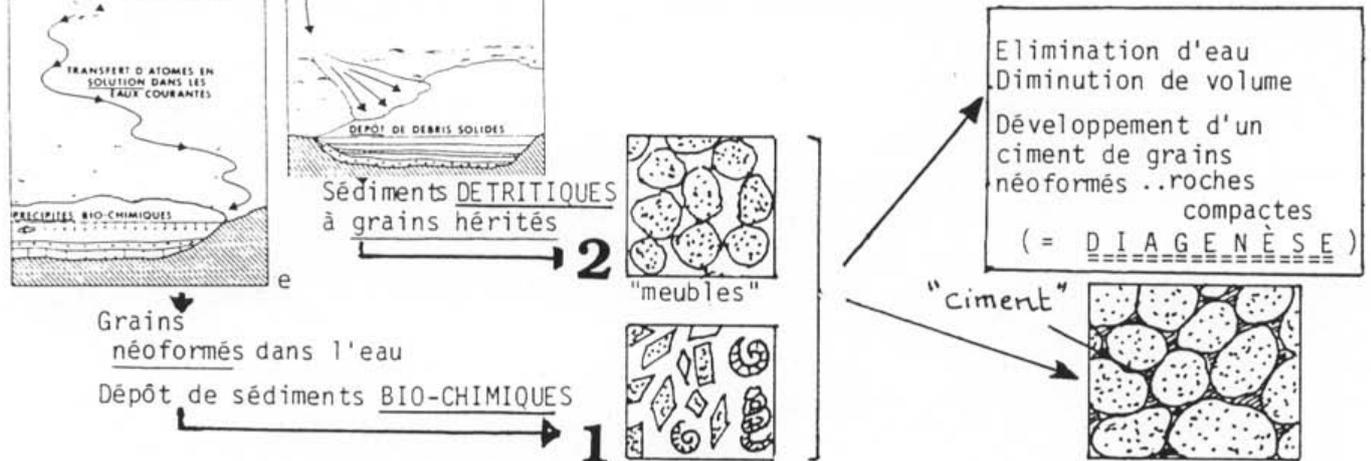
b) Classification des roches sédimentaires

A - TRANSFORMATION D'UN SOL EN SEDIMENTS

- 1 - ALTÉRATION ----- TRANSFERT D'IONS EN SOLUTION ----- **SEDIMENT BIO-CHIMIQUE**
- 2 - ÉROSION ----- TRANSPORT DE DEBRIS ----- **SEDIMENT DETRITIQUE**
- 3 - ALTERATION ----- LESSIVAGE ----- **SEDIMENT RESIDUEL**
- 4 - DESTRUCTION DE MATIERE ORGANIQUE ----- TRANSPORT ----- **SEDIMENT BIOGENIQUE**



C. TRANSFORMATION D'UN SOL EN SEDIMENTS



B - DIAGENÈSE: transformation d'un sédiment en roche dans un bassin sédimentaire subsident.

En 1, on a les ions solubles qui passent en solution et les insolubles qui restent sur place.

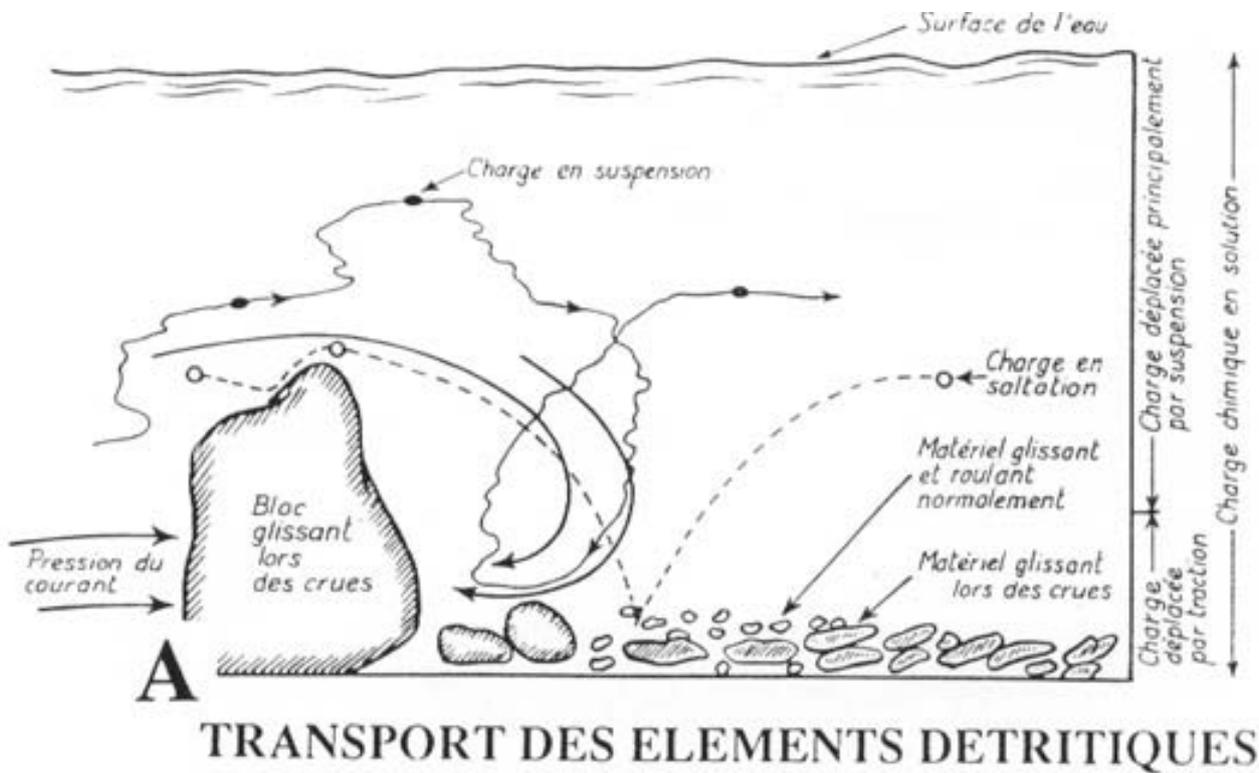
Quand la concentration en Ca et CO₃ atteint la valeur limite, ils précipitent. On parle alors de sédiments chimiques. Toutefois, cette réaction peut être favorisée par des organismes (ou microorganismes), et l'on parle alors de sédiments biochimiques.

En 2, on a une action mécanique avec la formation de débris : ce sont des sédiments détritiques.

En 3, ce sont les sédiments résiduels.

En 4, ce sont les sédiments biogéniques, carbonés résultant de la transformation de la matière organique en charbon et/ou pétrole.

α\ Classification des roches sédimentaires.



On utilise la classification texturale (taille, forme, nature des grains et du ciment).

Les grains : leur taille définit leur dureté mais aussi le moyen et la durée du transport (grains ronds : transport long / grains anguleux : transport rapide).

La nature : ensemble monogénique ou polygénique (un seul type de grains ou plusieurs types de grains).

β\ Les roches biochimiques.

Ces roches sont classées selon la nature du constituant (phosphatées, carbonatées, siliceuses, etc.).

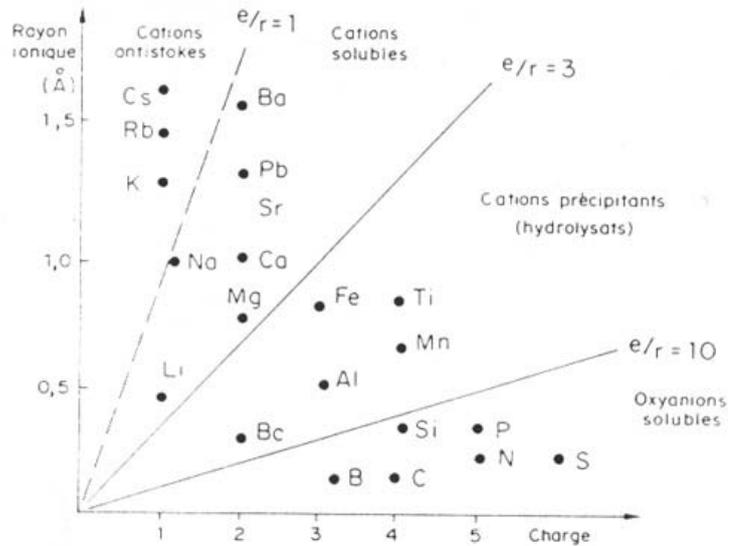
γ\ Classement de Folk (B).

B

RIVIERE	MER (stable)	
6,3 p.p.m	10500	Na ⁺
4,1	1350	Mg ⁺⁺
6	3	Si ⁺⁺⁺⁺
7,8	19000	Cl ⁻
2,3	380	K ⁺
15	400	Ca ⁺⁺
3,7	885	SO ₄ ⁼
11,5	28	CO ₃ ⁼

C

DIAGRAMME DE GOLDSMITH



On distingue les grains (les allochèmes) et le « ciment » (la matrice). La sparite est transparente au microscope. La micrite est beige et opaque au microscope.

Les oolithes sont des figures de concretion.

Les intraclastes : ils ont la même composition que le reste de la roche. C'est le cas des calcaires, le système dans les récifs créés par des organismes.

δ\ Classification de Dunham (C).

Cette classification est basée sur la taille et la quantité des grains et du ciment.

Plus il y a de grains, plus la roche est poreuse.

Moins il y a de grains, moins la roche est poreuse.

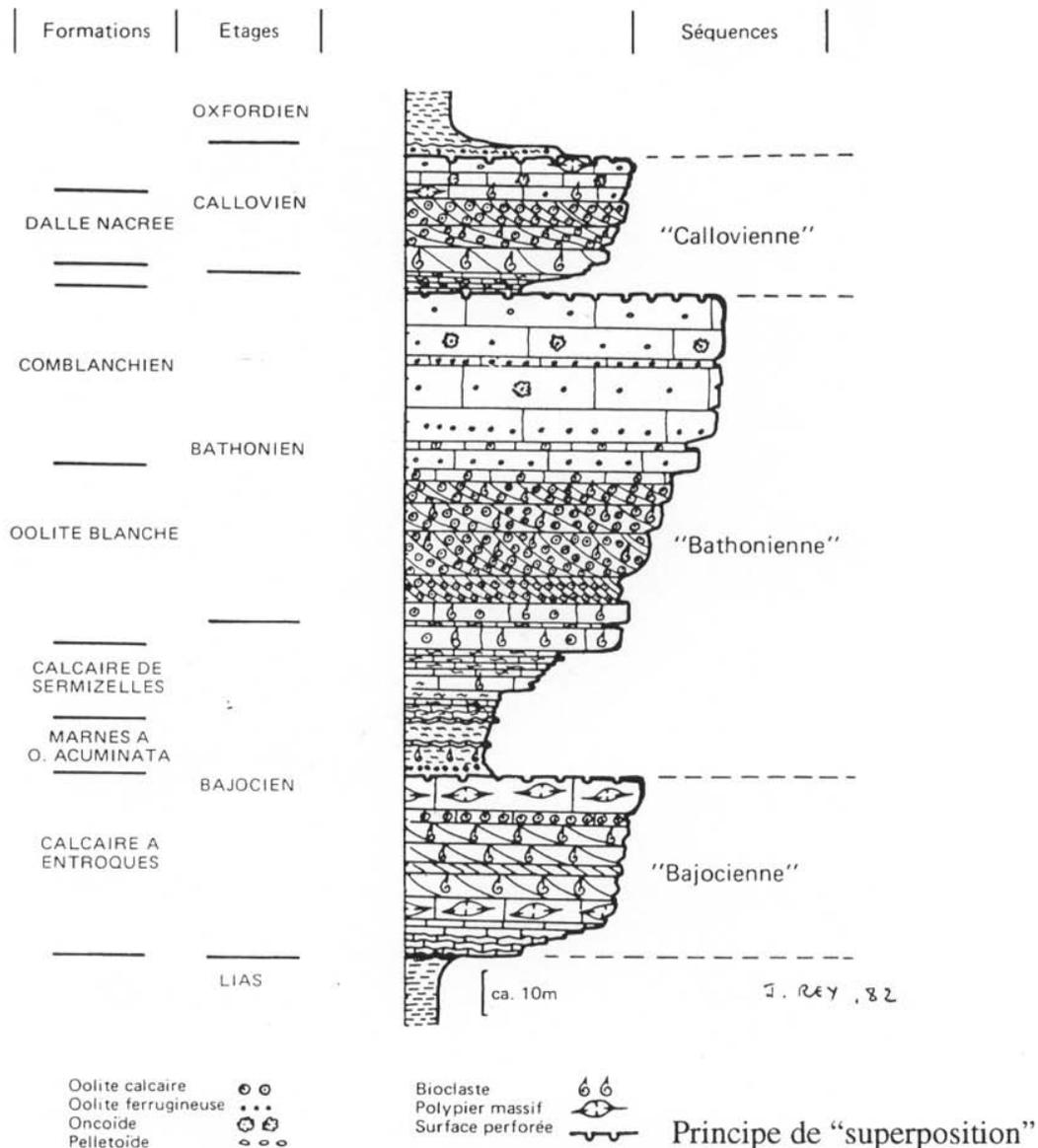
II\ Les séries sédimentaires.

Les sédiments successifs se déposent en couches différentes et forment ainsi des strates.

La structure est caractéristique : c'est la stratification (Maj. / Min → litage). Cette stratification est nette quand il y a alternance de couches dures et de couches tendre.

Le but de l'étude de ces séries sédimentaires est de connaître les contextes de formation de ces couches : c'est la stratigraphie. Cette étude veut reconstituer l'histoire des dépôts à partir de l'analyse des successions des strates. Les notions d'espace et de temps sont mises en jeu. La durée du dépôt, la succession des dépôts peut montrer la simultanéité.

A\ Notion de séquence.



A - SEQUENCES ET DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES

Un phénomène sédimentaire a un début et une fin : c'est une succession logique des divers termes. Les dépôts peuvent être répétitifs.

1\ Séquence et cycle sédimentaire.

Exemple du bathonien (Jurassique moyen) de Bourgogne.

a\ Les unités lithostratigraphiques.

Un corps sédimentaire peut-être divisé de différentes façons. L'unité fondamentale est la formation géologique. Cette formation est définie par sa lithologie, une faune caractéristique et doit être caractéristique d'une région.

Par exemple, une roche de type calcaire à entroque montre une faune d'échinodermes.

Un ensemble de plusieurs formations forme un groupe. Les groupes sont divisés en membres puis en strates. Ces unités variées peuvent être corrélées d'une région à l'autre.

b\ Notion de séquence.

Une séquence lithostratigraphique est une succession de termes qui s'enchaînent de façon logique et se superposent sans interruption majeure de sédimentation.

Les séquences sont regroupées en ordres.

c\ Notion de cycle sédimentaire.

Ces cycles sont des successions et/ou des répétitions de séquences.

On peut citer, le cycle de Milankowich (entre 1000 et 10000 ans) et d'autres cycles qui marquent les roches.

2\ Discontinuités sédimentaires.

Un arrêt de sédimentation montre une discontinuité. Cette discontinuité est la limite d'un banc. Celle-ci est due à l'eustatisme.

B\ Stratigraphie.

- ➔ La stratigraphie est l'étude des strates, des enchaînements. La notion de chronologie y est très importante.

1\ Principe de la stratigraphie.

Les relations géologiques entre les espaces et le temps peuvent être dégagées des relations géométriques des corps sédimentaires qu'ils soient verticaux ou horizontaux.

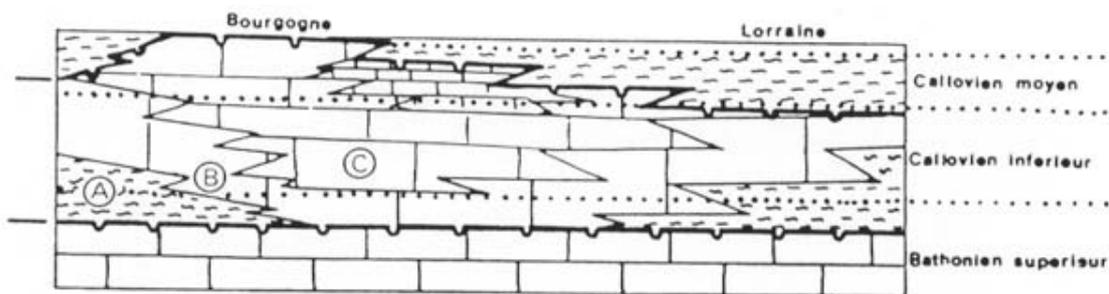
Il existe trois grands principes.

a\ Principe de superposition et de continuité latérale.

Les couches se superposent dans un ordre chronologique : les plus vieilles en bas et les couches les plus jeunes en haut.

Une couche a le même âge partout (c'est discutable car il faut un début et une fin au dépôt).

b\ Passage latéral de faciès.

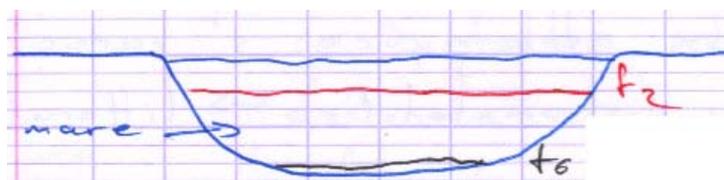


B _ PASSAGE LATÉRAL DE FACIÈS

Principe de
"continuité latérale"

En réalité, le passage de faciès est quelque chose d'étrange. Toutefois, les blocs se sont déplacés dans le temps. A et B sont contigus et ont donc le même âge. Pourtant leur composition est différente. Cela pose quelques problèmes...

c\ Principe de Walter.



De A à F (du vieux au jeune), il n'y a pas de concordance entre les courbes de temps et les courbes de discontinuité de faciès. Les lignes d'isofaciès sont obliques par rapport aux lignes de temps.

2\ Biostratigraphie et chronostratigraphie.

Les sédiments sont étagés dans le temps et ne sont pas forcément synchrones d'une région à l'autre. Il est très difficile d'évaluer la durée des non-dépôts. Pourtant connaître ces durées est très important pour pouvoir dater les dépôts. Il existe différents moyens pour estimer ces durées de non-dépôts : les datations absolues ou bien les datations par éléments radioactifs (C12, C14 ou bien O16 et O18).

a\ Les fossiles marqueurs.

L'évolution des espèces est continue, non répétitive et irréversible : on a donc des successions de faunes et de flores dans un sens d'évolution croissant. C'est la biostratigraphie.

Parfois, par simplification, on étudie les restes fossiles et leur situation dans les couches.

Les corrélations entre les couches fossilifères permettent de réaliser des datations.

Deux couches avec le même contenu fossilifère sont déclarées du même âge. Dans une région, on voit l'évolution des fossiles et on peut ainsi dire qu'une couche est plus ou moins ancienne qu'une autre.

On a deux types de fossiles (en biostratigraphie).

- Fossiles stratigraphiques : ils sont des marqueurs stratigraphiques. Ils ont une évolution rapide (dans une faible épaisseur de couche) et ont une grande extension géographique.
- Les marqueurs écologiques. Ils sont caractéristiques d'un milieu spécifique (par exemple, les stromatolites des marqueurs de littoral et les coraux sont marqueurs des récifs).

Le milieu de dépôt se caractérise par une association d'organisme. On parle alors de biocénose.

Prenons l'exemple d'un delta marin. On trouvera mélangés, les fossiles marins avec les plantes du fleuve. C'est ici une thanatocénose (équivalent de la biocénose mais pour des animaux morts (fossiles)).

Age/M.A.	Eres	Systemes	Echelles de référence				
3000	PRECAMBRIEN	I					
2000				II			
1000						III	
600							
570	PALEOZOIQUE	EOCAMBRIEN					
500		CAMBRIEN					
440		ORDOVICIEN	TRILOBITES				
395		SILURIEN	GRAPTOLITES				
345		DEVONIEN	CLYMENIES GONIATITES				
280	CARBONIFERE						
225	PERMIEN	CERATITES					
195	MESOZOIQUE	TRIASS	BELEMNITES				
141		JURASSIQUE					
65	CRETACE						
37		EOCENE					
25	TERTIAIRE	OLIGOCENE					
7		MIOCENE	ALVEOLINIDES				
3	NEOGENE	PLIOCENE	NUMMULITIDES				
	QUATERNAIRE	PLEISTOCENE	GLOBOROTALIDES				
		Holocene	MAMMIFERES				

B . ECHELLE STRATIGRAPHIQUE GLOBALE ET FOSSILES MARQUEURS

1. Trilobites (corps en trois parties).
2. Graptolites (procordés).
3. Clyménies
4. Goniatites.
5. Cératides.
6. Ammonites.
7. Bélemnites.
8. Alvéolines (foraminifères à test calcaire, unicellulaire).
9. Nummulitidés (en forme de pièce de monnaie).
10. Globorotalides.

Les espèces allant de 3 à 6 (3 et 6 inclus) sont des céphalopodes. Les espèces dont le numéro est précédé d'un * sont les espèces les plus importantes.

b\ Corrélation stratigraphique.

En fonction des fossiles, dans une région donnée, on a la succession du plus vieux au plus récent.

La réunion de différentes coupes effectuées permet de réaliser une échelle stratigraphique.

c\ Echelle stratigraphique.

Ce type d'échelle est réalisé avec des fossiles de référence. Cette échelle est divisée en ère (à partir de -570 millions d'années, ce qui représente le début de l'explosion de la vie). Les ères sont divisées en systèmes (qui portent le nom d'une région, d'une caractéristique) qui sont, eux-mêmes divisés en étages puis en sous-étages puis en biozones. Un étage est défini par un stratotype (coupe géologique) dans une région donnée et qui est protégée (le stratotype).

Ere primaire : Paléozoïque.

Systemes :

Cambrien
Ordovicien
Silurien
Dévonien
Carbonifère
Permien

Ere secondaire : Mésozoïque.

Systemes :

Trias
Jurassique (Lias • Dogger • Malm)
Crétacé.

Eres tertiaire et quaternaire : Cénozoïque.

Paléogène (Eocène, Oligocène)
Néocène (Miocène, Pliocène).

C\ Paléographie.

1\ Notion de faciès ou d'environnement sédimentaire.

On définit un faciès (ou un environnement) sédimentaire par des caractéristiques lithologiques, structurales, texturales, paléontologiques. Cette notion englobe tous les facteurs physiques, chimiques et biologiques qui conduisent à la formation d'un dépôt. Si pour un âge donné, on reporte le faciès, on obtient la carte géographique du passé. On différencie donc différents milieux.

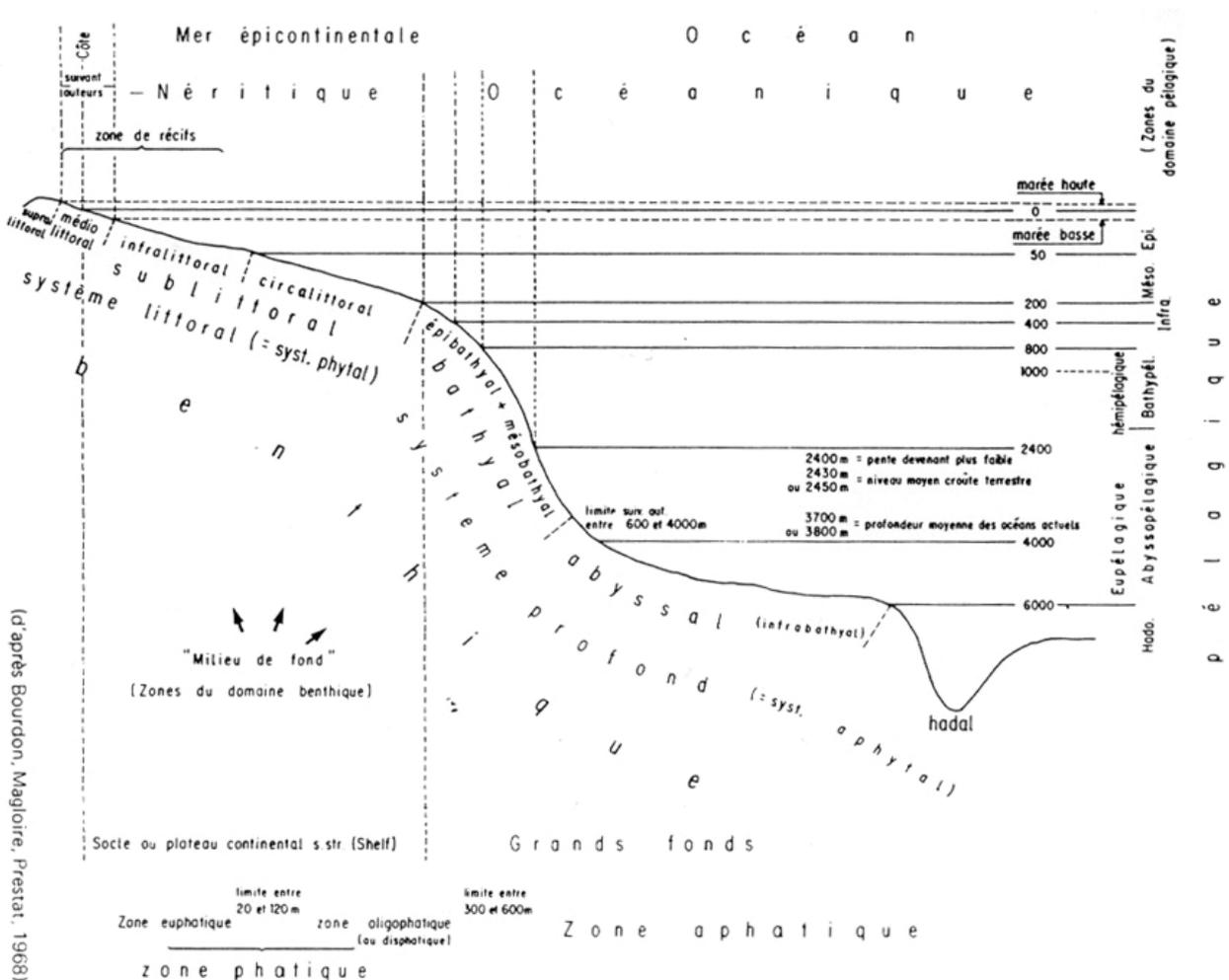
2\ Les milieux de dépôts.

On distingue trois grands types.

a\ Milieu continental.

Fluvial, éolien, lacustre, palustre, souterrain, marécageux, karstique.

b\ Milieu marin.



A - ZONES ET ETAGES BIOLOGIQUES EN MILIEU MARIN

Il existe plusieurs subdivisions.

- * Milieu néritique : plate-forme continentale.
- * Fond océanique, talus (milieu bathyal), abyssal (hadal).

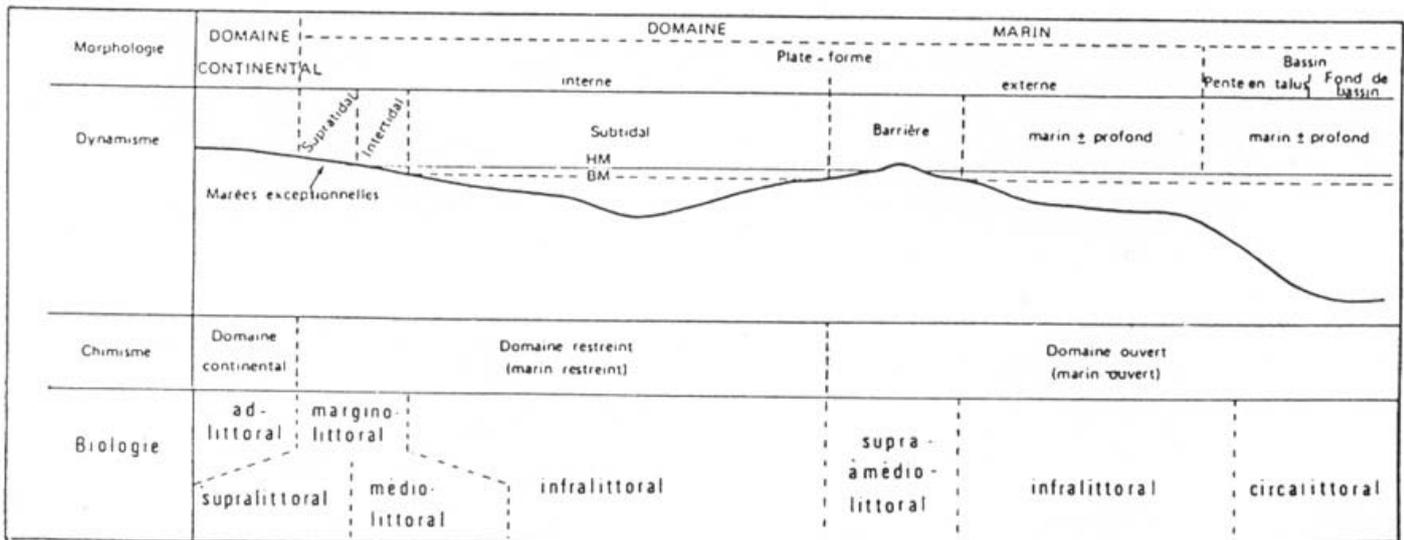
Du point de vue des (micro)organismes, on distinguera :

- * Le benthos, pour les organismes benthiques : ceux du fond.
- * Le plancton pour les organismes qui flottent.
- * Le necton pour les organismes qui nagent.

Plancton et necton forment le pélagos.

La zone photique est la zone où se déroule la photosynthèse.

On trouve aussi les zones de marées hautes, de marées basses ou bien encore les zones d'action des vagues (moins de 50 mètres).



B - ZONATION BIOLOGIQUE SUR LA PLATE-FORME MARINE

Interruption par la barrière récifale.

Au niveau de la côte, on trouve :

- le bassin,
- la plate-forme interne,
- le milieu marin interne.

Au niveau du récif, on distingue :

- la plate-forme externe,
- le milieu marin ouvert.

En fonction de l'action des vagues et des marées exceptionnelles, on aura :

- la zone de sous marées basses : la zone subtidale (ou infralittorale).
- la zone de balancement : la zone intertidale (ou médiolittorale).
- la zone des marées exceptionnelles : la zone supratidale (ou supralittorale).

Les milieux marins sont définis par des faciès caractéristiques.

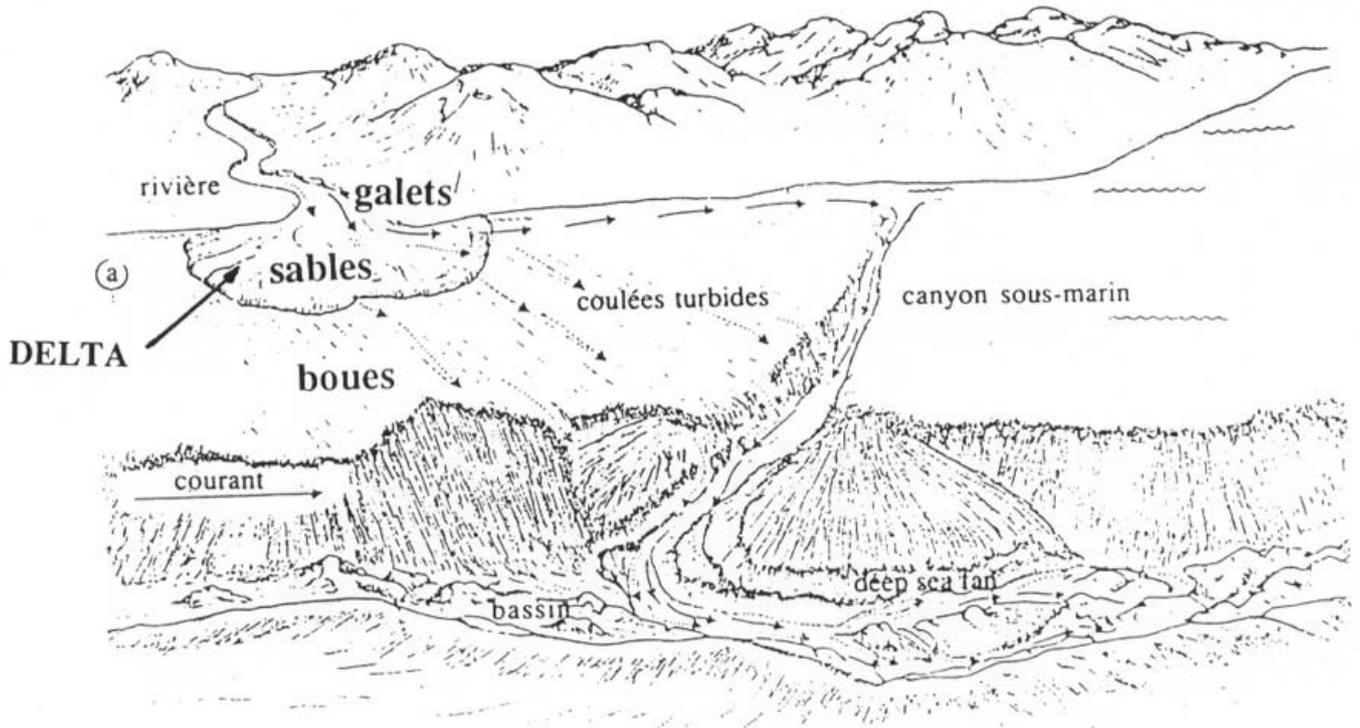
c\ Milieux intermédiaires.

- Milieu lagunaire ou saumâtre (avec des dépôts de sel).
- Milieu deltaïque, avec mélange de faunes.
- Milieu côtier (supralittoral) avec dépôts de plages.

III\ Etude de cas.

A\ Le milieu deltaïque.

1\ Morphologie.



A ENVIRONNEMENT DELTAÏQUE - Morphologie -

On a un cône de matériaux détritiques venant du continent. Le delta est alimenté par des dépôts instables accumulés sur le rebord du talus (• coulées turbides ou turbidites).

2\ Nature des matériaux.

Ils sont continentaux, apportés par le fleuve au moment des crues et sont détritiques. Le transport est relativement long : il y a donc formation de galets, de sables, de limons (un mélange).

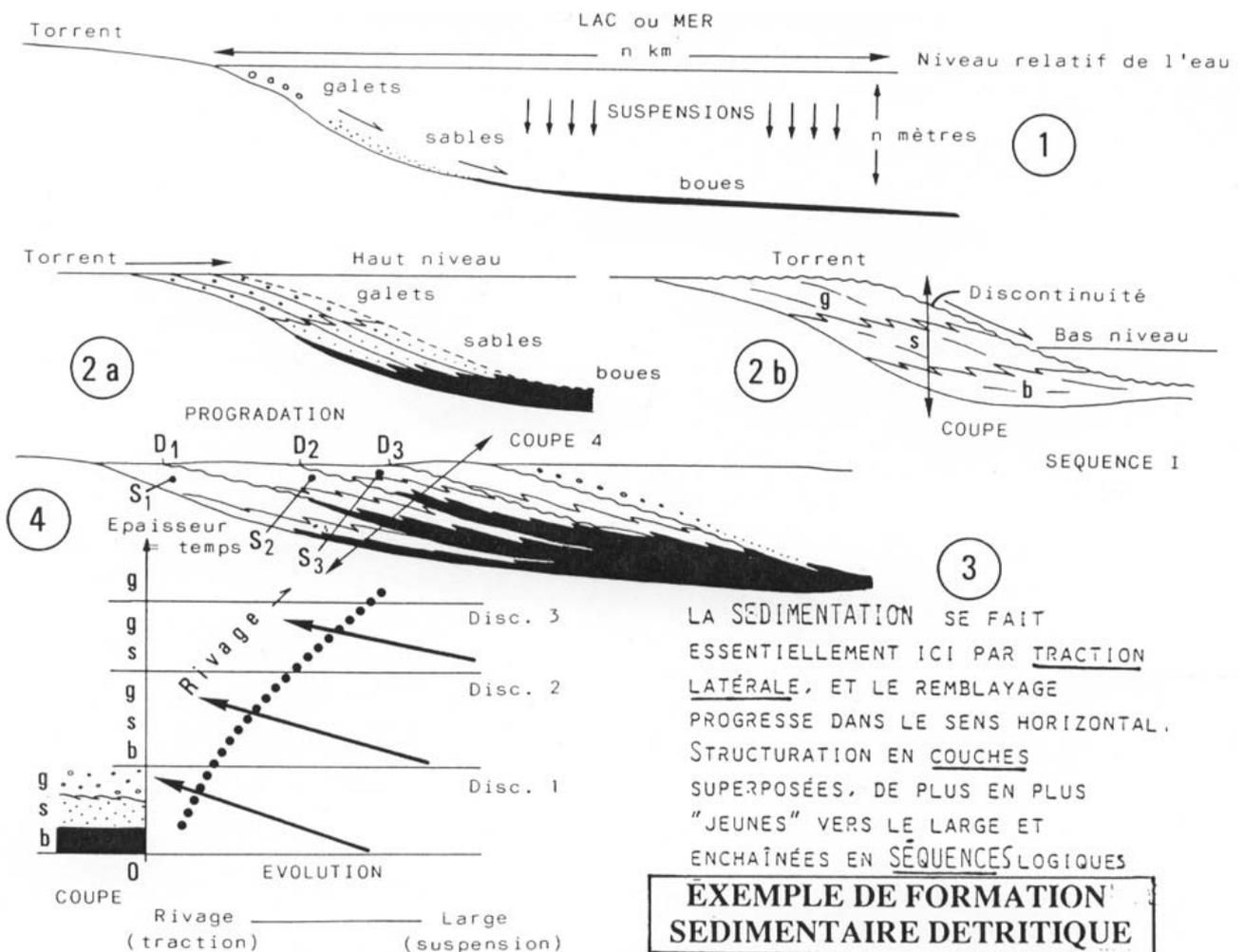
Quand la compétence du fleuve diminue (arrivée dans l'eau de mer), les premiers à se déposer sont des galets, dans la partie en amont (proximale) du delta, puis les sables et enfin, dans la partie distale (la plus éloignée), on a les limons et enfin, les boues.

Dans le Deep Sea Fan (Delta), les sables et les limons sont essentiellement détritiques. Si on a des fossiles ou organismes qui aiment (aimaient) ce milieu, on les retrouvera.

3\ Organisation séquentielle.

Une séquence est un enchaînement logique de termes.

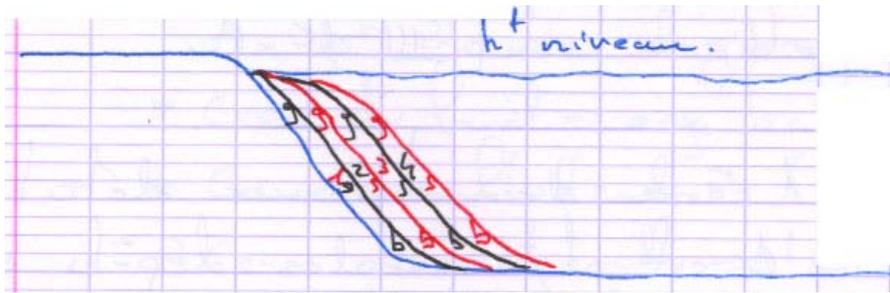
On a des séquences de zones distales / proximales si on est en haut / bas du cône.



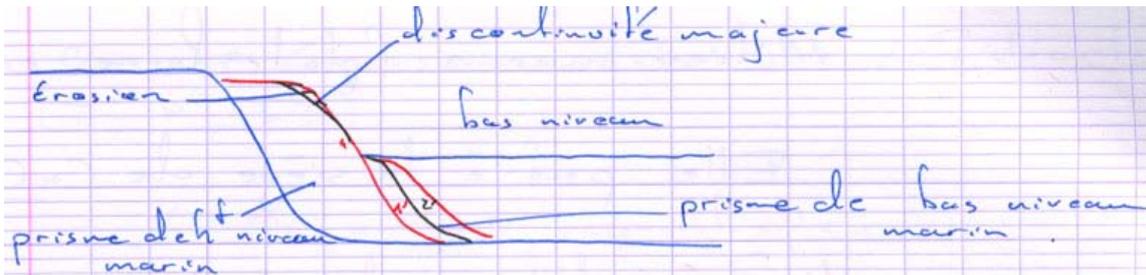
B ORGANISATION SEQUENTIELLE DES DEPOTS (milieu deltaïque)

a) Séquence b.s.g. (boue, sable, galet).

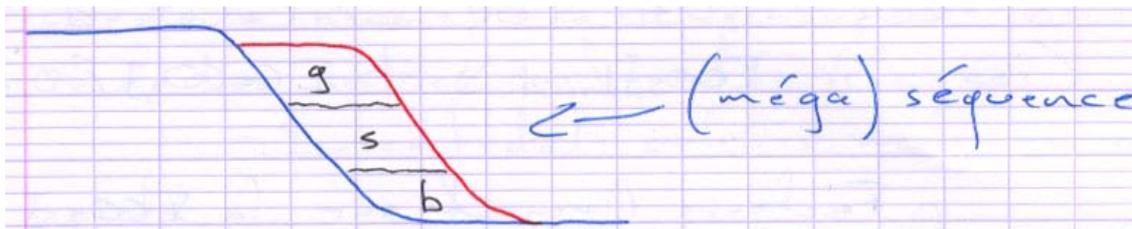
Si le delta progresse vers le large, il est dit « progradant ».



Un film de boue sépare chaque couche : discontinuité mineure.



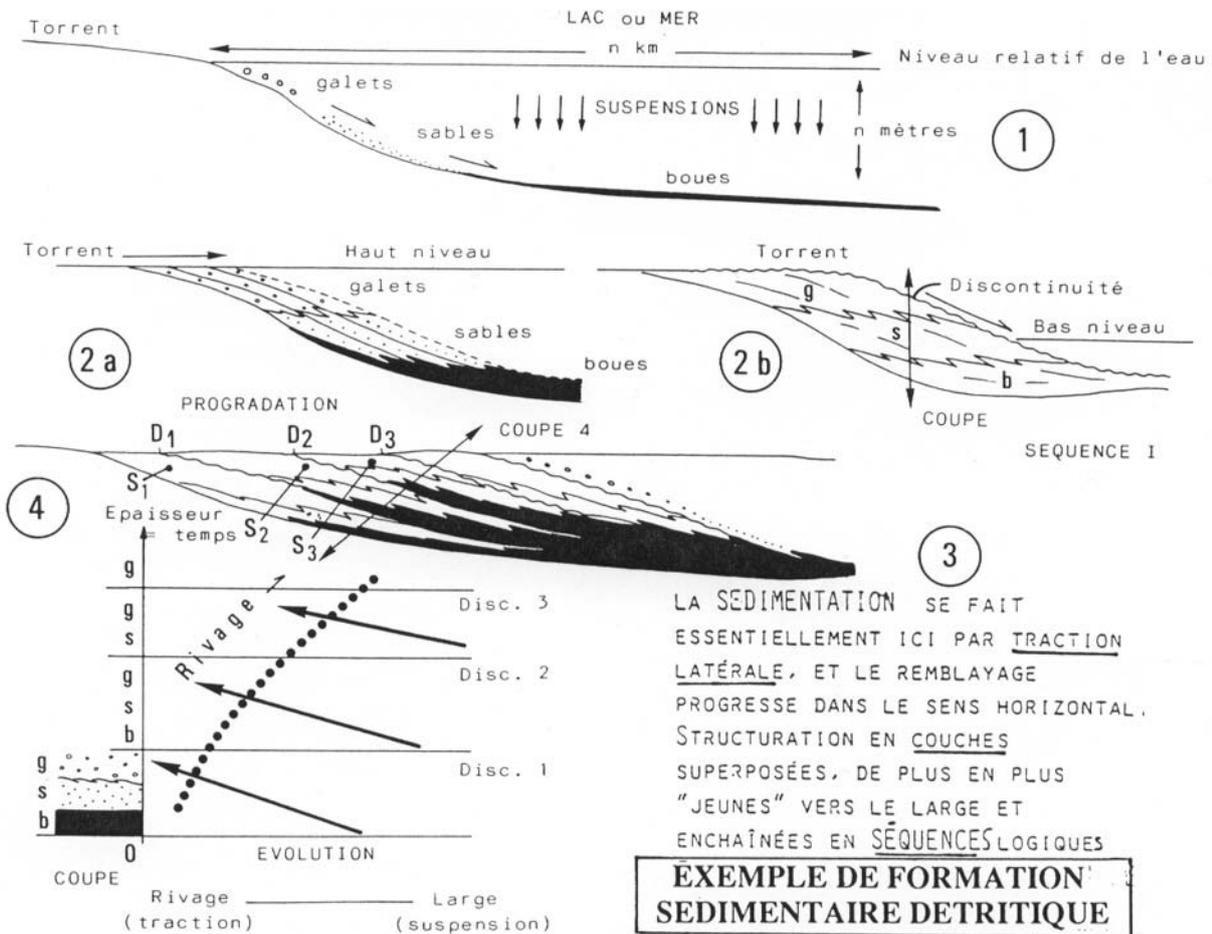
Le prisme est caractérisé par une séquence de superposition verticale très visible.



b) Discontinuité.

Ce sont les limites de la séquence. Elles marquent le changement de la sédimentation. Dans la séquence, il peut y avoir des discontinuités mineures.

c) Progradation et rétrogradation.



B ORGANISATION SEQUENTIELLE DES DEPOTS (milieu deltaïque)

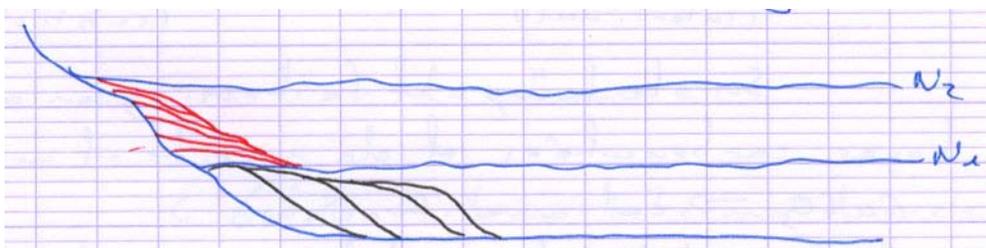
Première séquence : b – s – g.

Deuxième séquence : b – s – g , déplacement vers le rivage.

Troisième séquence : s – g.

Quatrième séquence : g qui se retrouvent sur le rivage.

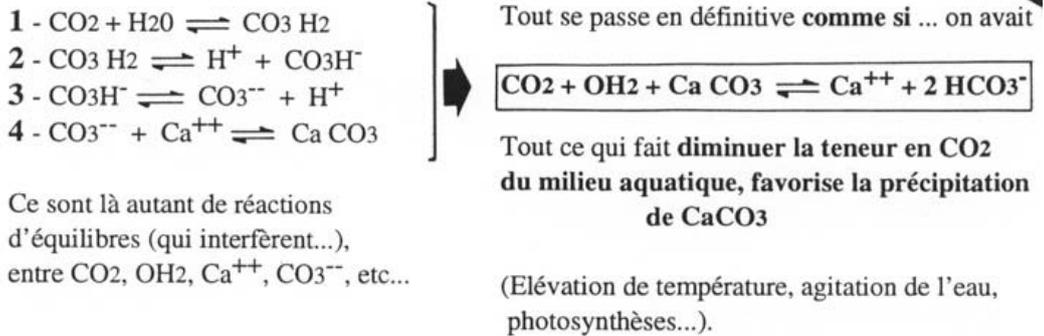
→ C'est une progradation (qui va vers le large).



B\ Milieu marin (plate-forme carbonatée).

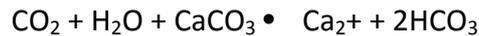
Ce milieu peut être le siège de précipitation de CaCO_3 .

1\ Précipitation de CaCO_3 .



A - PRECIPITATION DU CARBONATE DE CALCIUM

Cette précipitation est réglée par la teneur en CO_2 dissout.



Si la concentration en CO_2 dissout diminue, alors la concentration en CaCO_3 augmente.

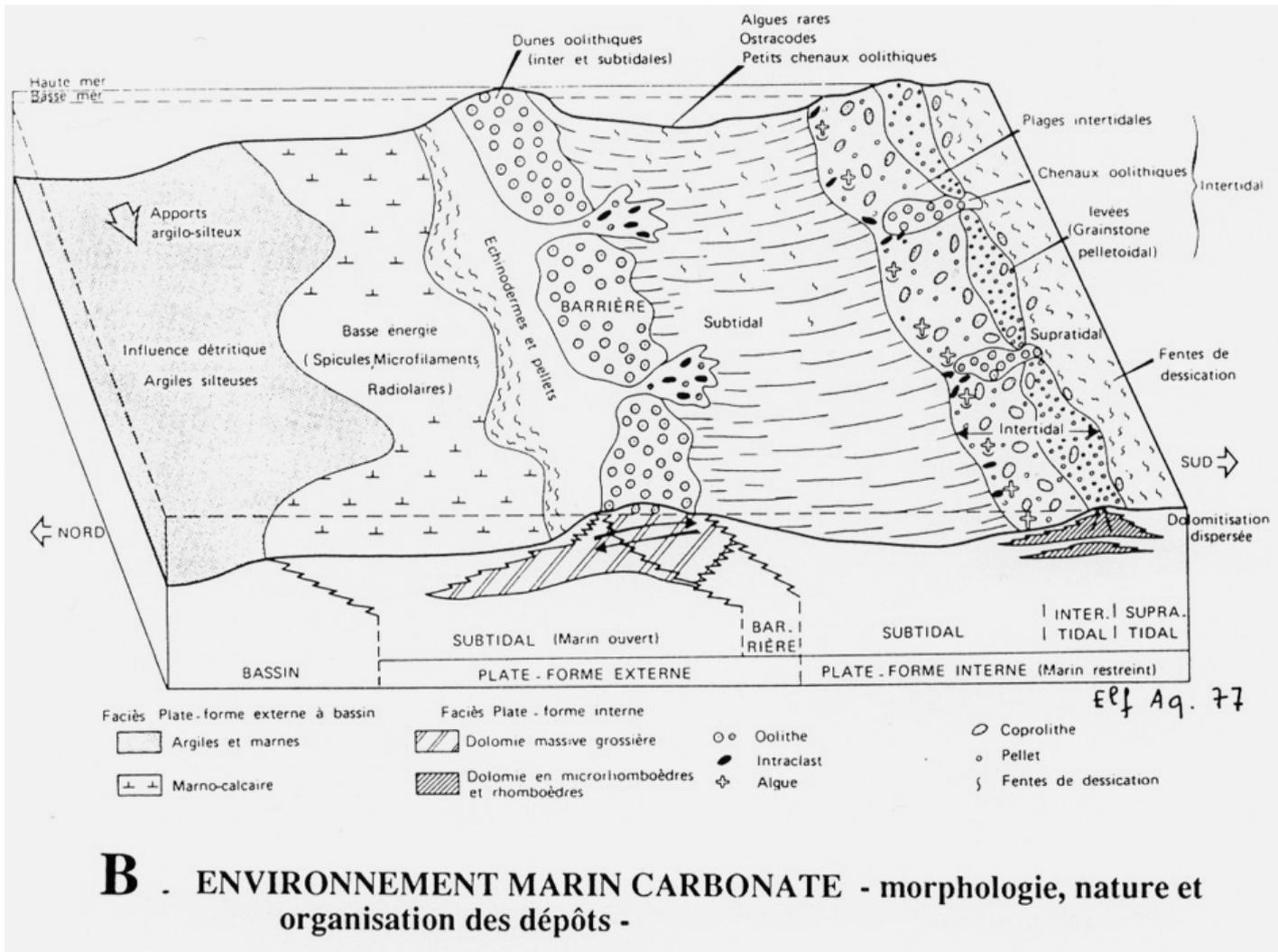
L'inverse est vrai.

Les facteurs intervenant sur la concentration en CO_2 :

- La pression est un facteur limitant : si la pression baisse, du CaCO_3 va précipiter.
- Si la température augmente, le CaCO_3 précipite. La concentration en CaCO_2 gazeux va alors normalement baisser.
- Si la quantité de végétaux augmente, le CaCO_3 précipite plus.
- Plus l'agitation de l'eau est importante, plus la précipitation de CaCO_3 n'est importante.

Le milieu où le CaCO_3 précipite est généralement le milieu littoral (entre les tropiques).

2\ Morphologie.



Les dépôts sont tous marins et carbonatés.

3\ Nature des matériaux.

Tous les calcaires contiennent du CaCO_3 .

On trouve deux formes de carbonate de calcium : la sparite et la micrite. La sparite montre la présence d'un milieu agité (intertidal) alors que la micrite est révélatrice d'un milieu calme (subtidal calme).

Sur le talus et sur le bassin, on a un mélange de boues carbonatées, de micrite et d'argile (= marne). Le CaCO_3 va donner du calcaire (de la roche).

CaMg est la dolomite (le cristal). La roche qui en résulte est la dolomie. Elle se forme dans les zones peu profondes (sa formation fait souvent partie de phénomènes secondaires).

On a différents organismes selon les divers endroits (en fonction de la température, de la pression, des concentrations en différents éléments).

4\ Organisation séquentielle.

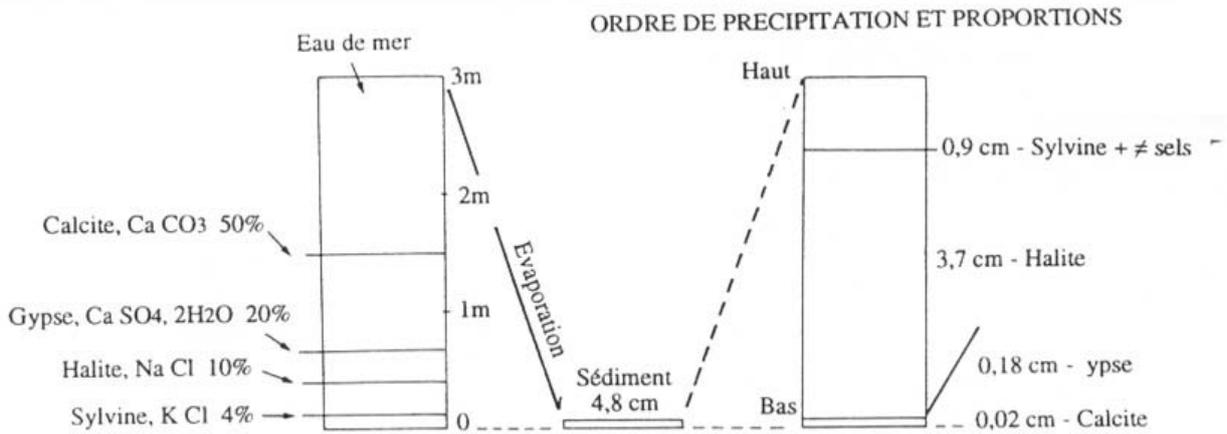
- En supratidal (flaque d'eau) : on trouvera des fentes de dessiccation où se déposera la micrite. Les chenaux permettent le renouvellement de l'eau. On trouvera également des sables carbonatés (levées).
- En intertidal : on aura des oolithes qui sont des mélanges de coprolithes, de pellets, etc.
- En subtidal : on observe des calcaires à foraminifères, à ostracum.
- Au niveau de la barrière récifale : on trouvera des biolithites, des chenaux de polypiers et des brèches récifales. La dolomitisation y est particulière.
- Sur la plate-forme externe : on notera un mélange de fossiles néritiques et pélagiques avec présence de marnes et de calcaires.
- Sur le talus : on observera la présence de marnes et d'argiles avec beaucoup de fossiles pélagiques.

Les séquences sont séparées par de petites discontinuités. Elles forment une méga séquence.

C\ Le milieu lagunaire.

Le milieu lagunaire est un milieu intermédiaire, au bord de la mer. Le principe est qu'il va y avoir précipitation de NaCl (de sel de table) par évaporation.

1\ Evaporation de l'eau de mer.



A . EVAPORATION DE L'EAU DE MER

Départ à 3 mètres.

A 1,5 mètres, 50% de CaCO₃ précipite.

A 80cm, 20% de gypse précipite.

A 40cm, 10% de NaCl précipite.

A 20cm, 4% de KCl précipite. → A ce niveau, on a 4,8cm de sédiments déposés.

Remarque : l'ordre de précipitation est inverse à la solubilité.

2\ La morphologie.

Il faut que l'eau de mer puisse réapprovisionner la lagune grâce, soit aux hautes marées, soit à un chenal. Ici, le renouvellement se fait par infiltration dans le banc de sable. Les dépôts sont différents selon l'endroit où l'on se trouve.

En premier, il y a précipitation des grès (les sables), puis des gypses et de l'anhydrite et enfin, l'halite termine la précipitation.

3\ Organisation séquentielle.

a\ La séquence de dépôt.

Dans un sebhra :

La base est composée de CaCO_3 puis CaSO_4 et enfin du NaCl . Ceci donne une séquence à trois termes évaporitiques. Quand tout sèche, il y a des craquelures et la surface qui se durcie. → On observe donc une discontinuité.

b\ Discontinuités.

S1 est asséchée. Il suit un remplissage par S2 puis un assèchement non total. Il vient ensuite un remplissage par S3, puis, un assèchement total et enfin, un remplissage S4.

→ On observera trois discontinuités (d1, d2, d3).

c\ Interprétation de l'évolution séquentielle.

Cette interprétation est la traduction d'un approfondissement du milieu ou d'une augmentation de l'influence marine. C'est signe de transgression.

Une grande séquence peut être S1 + S2 + S3 séparées par les discontinuités d1 et d2.

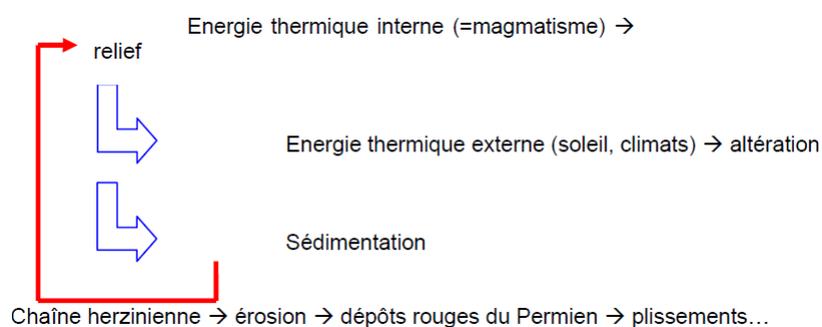
Cette grande séquence va être séparée de ce qu'il y a eu avant ou de ce qui s'est déposé après par des discontinuités plus importantes, dites majeures.

III\ Conclusion.

Cycle de l'eau / Cycle sédimentaire / Cycle orogénique.

On a différents types de cycles, liés aux grands cycles qui régissent notre planète (glaciation, etc.), liés au soleil, à la rotation de la Terre sur elle-même, à la révolution de la Terre par rapport au Soleil → Cycle Sédimentaire.

Energie thermique interne (=magmatisme) → relief

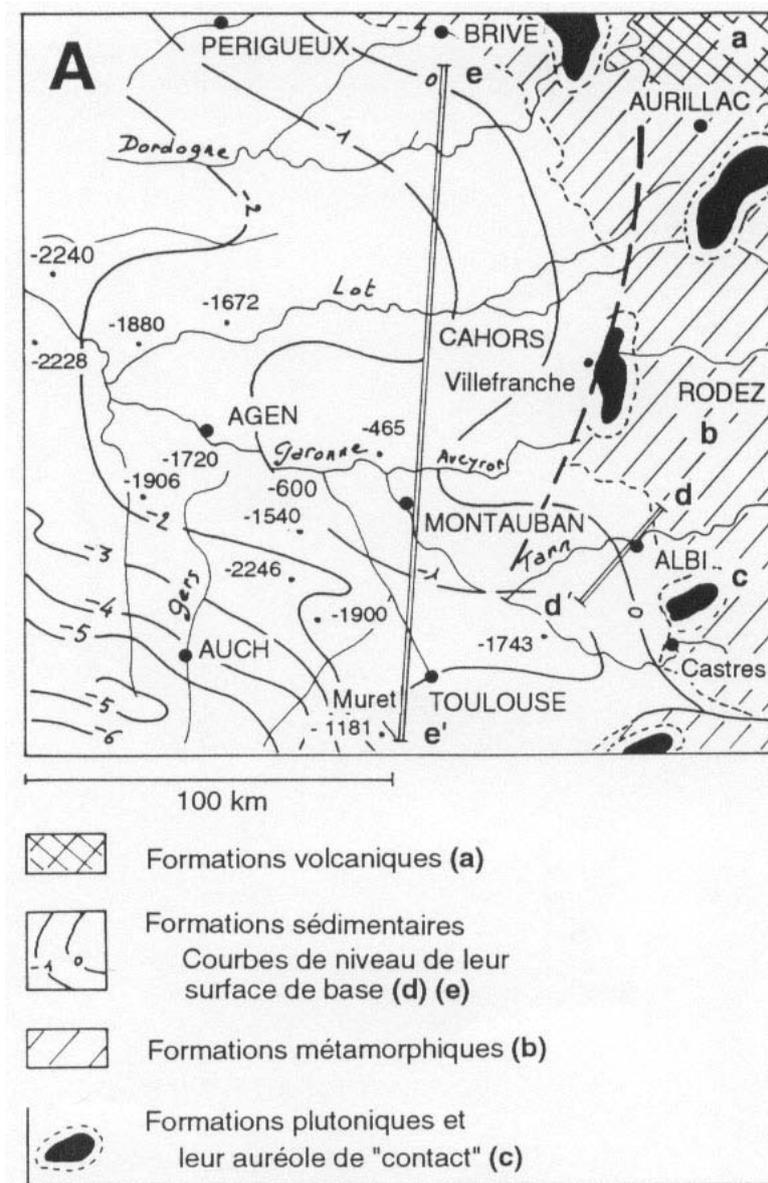


Chapitre 4 : Dynamique globale. **Tectonique des plaques.**

I\ Les différentes croûtes terrestres.

A\ La croûte continentale.

1\ Exemple régional : l'Aquitaine.



On observe différentes formations géologiques, variées.

- Formations métamorphiques.
- Formations plutoniques.
- Formations volcaniques.
- Formations sédimentaires.

On trouve également deux failles qui séparent les formations sédimentaires et métamorphiques. On trouvera aussi des courbes montrant la base du substratum.

a\ Formation métamorphique.

Les plis sont masqués par la schistosité. On a des paragenèses avec des séparations par des surfaces isogrades • elles résultent de la formation d'un relief (orogénèse varisque).

b\ Formation volcanique (relativement récente).

Ces formations sont explosives ; le chimisme est un chimisme de basalte alcalin (basaltes de plateaux, de cônes d'explosion, basaltes des vallées). C'est en discordance avec le matériel métamorphique du dessous.

c\ Formations plutoniques.

C'est un pluton intrusif dans la formation dans la formation métamorphique : c'est un métamorphisme de contact (avec auréole).

d\ Formations sédimentaires.

Ici, c'est une formation avec plongement léger vers l'ouest (ASE = Ancienne Surface d'Erosion). Il y a une surface de discordance qui sépare deux ensembles : le substratum (socle plutométamorphique) surmonté en discordance par un épiderme sédimentaire.

→ **La croûte continentale a une formation ancienne avec un épiderme sédimentaire.**

2\ Passage océan / continent (la marge continentale).

a\ Morphologie.

C'est du continent et son prolongement dans l'océan jusqu'à environ 200 mètres de profondeur. Cela représente généralement 100km de long. En mer du Nord, à cause d'un plongement faible, cette distance est de 1000km. Ce plateau est parcouru de vallées et de canyons (remontée de l'eau).

De 200m à 3km de profondeur, on a le glacis (talus) qui a une pente plus forte. On y retrouve des cônes sous-marins profonds.

b\ Structure.

Dessous, il y a un socle (substratum) plutométamorphique affecté de failles (listriques) d'extension. Les premières sont contemporaines de l'ouverture de l'océan.

Elles affectent, au début, des dépôts. Elles servent ensuite au comblement de trous. Ce sont des marges stables (passives). Ces failles donnent des blocs basculés : formations de petits bassins avec des hauteurs (profondeurs) bien différentes.

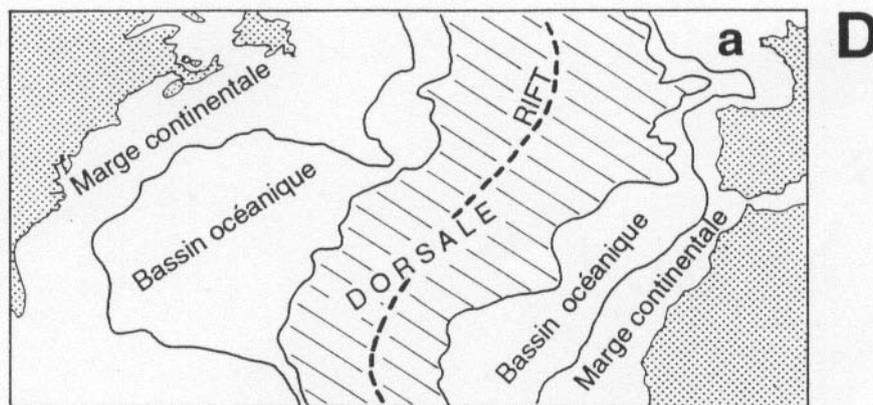
Il y a possibilité de remontée de magmas océaniques (basaltiques).

B\ La croûte océanique.

1\ Exemple régional de l'Atlantique.

a\ Morphologie.

La croûte océanique constitue 65% de la surface des océans.



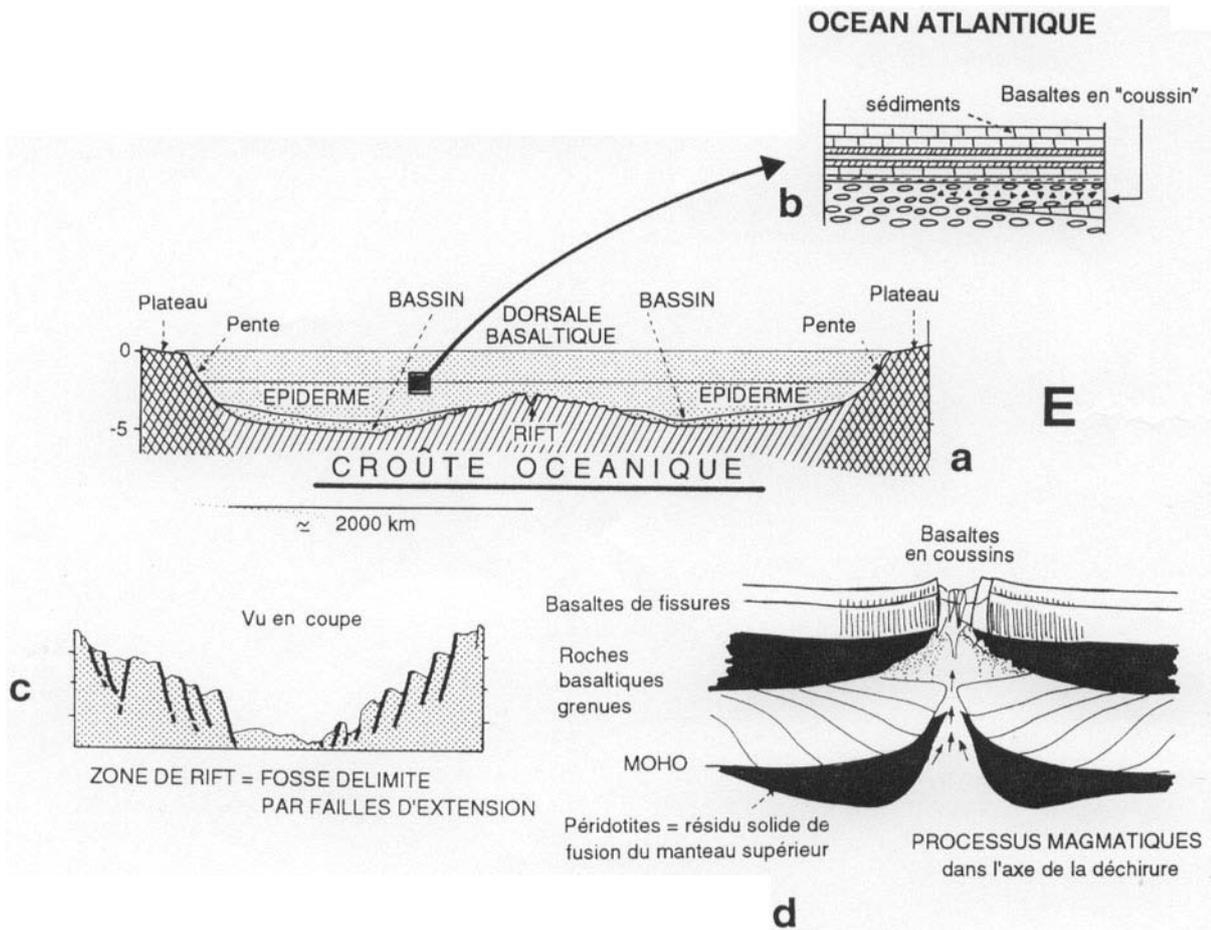
La dorsale partage l'océan en deux parties. Le rift (au milieu de la dorsale) peut faire quelques centaines de mètres. On y trouve (en allant vers les continents), les bassins océaniques et les marges continentales.

Les sédiments recouvrent le bassin. L'épiderme montre que les vieux terrains sont près du continent. Les terrains, jeunes, sont près du rift.

Remarque : le pétrole se trouve dans les plates-formes continentales.

b\ Fonctionnement de la dorsale.

Le rift est un fossé plus ou moins large, profond, délimité par des failles normales en extension (ou en escalier). Il est jalonné par des volcans basaltiques (tholéitiques vrais). Le volcanisme crée une chaîne de montagnes. • Dorsale et plancher océanique.



On trouve des péridotites, des gabbros, des basaltes, des sédiments. Dans la chambre magmatique, on a de la pyrolite : il y aura apparition de péridotites foliées (à cause de la pression lithostatique).

La différenciation dans la chambre magmatique permet la précipitation de péridots qui s'accumulent et se disposent en couches plus ou moins inclinées comme s'ils étaient en strates fines.

Il y a alternance de péridots et de pyroxènes lités : il y a émission de matériaux vers le haut.

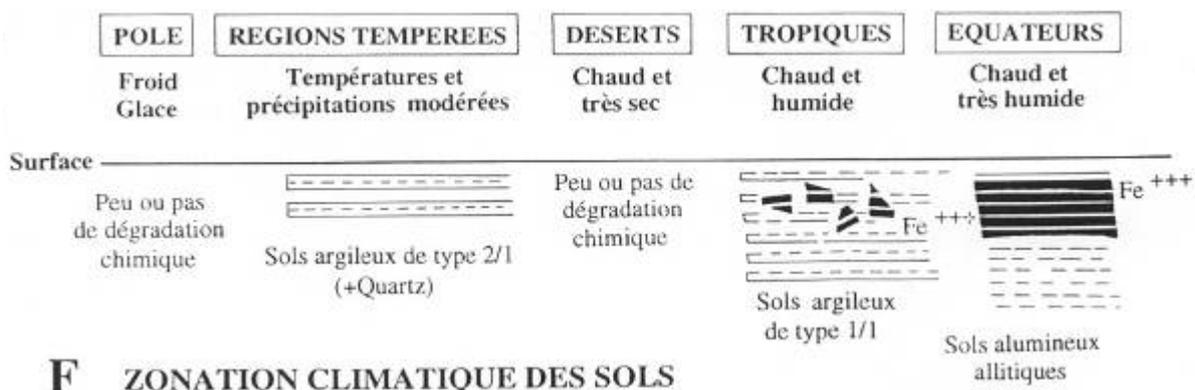
On a ensuite des gabbros (basaltes grenus) avec parfois, des cumulus lités. Viennent ensuite les basaltes. Il y aura des cheminées qui se forment (parallèles entre elles et remplies de basaltes). Ces cheminées permettront, dans l'eau, la formation de pillow lava.

Le magma qui arrive repousse les bords de la chambre magmatique et ainsi, permet un agrandissement.

c) Composition des fonds océaniques.

Ces fonds sont constitués par des basaltes en pillow, recouverts par des sédiments (mélange plus ou moins important). Cette succession de roches se trouve dans certaines chaînes de montagnes. On aura des ophiolites (ophidiens = serpents) qui ont toujours la même succession. Ces ophiolites sont des roches sédimentaires siliceuses. Elles sont souvent transformées (sur les péridotites). Des péridots peuvent être altérés dans certaines conditions : formation de serpentine.

2) Particularités du Pacifique.



a) Morphologie.

Le rift est décalé.

L'Australie a une marge passive puis des archipels montagneux • rift décalé • Amérique du Sud avec une marge active. L'expansion vers l'Est est contrebalancée par de la subduction.

b) Subduction.

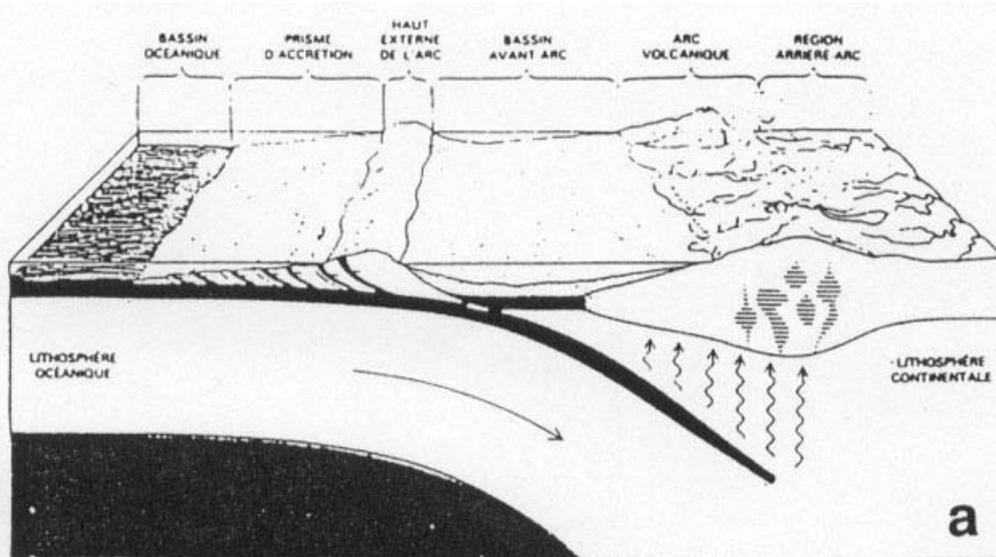
La subduction océan sous continent provoque la disparition de plancher océanique. La gravité est le moteur (lourd sous léger).

A l'Ouest, on a une subduction océan sous océan. On y trouvera des bourrelets montagneux, des fossés ; on aura un magmatisme andésitique, explosif ; un métamorphisme à double ceinture.

Métamorphisme HP : éclogite, dans la plaque subductée.

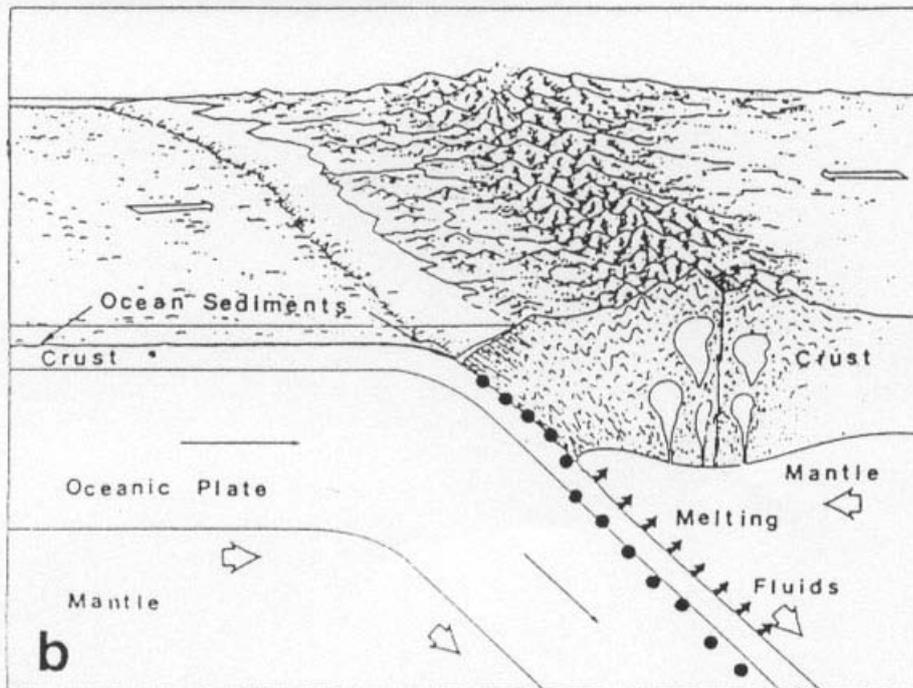
Métamorphisme HT : dans la plaque sus-jacente.

c\ Arc insulaire.



G

Structure d'un arc insulaire



La subduction

C'est un chapelet d'îles lié à la subduction qui départ est océan sous océan.

On a d'abord un fossé avec un prisme d'accrétion (mélange de matériaux océaniques et sédimentaires marins et parfois continentaux).

Parfois, le prisme peut émerger et donnera le haut externe de l'arc (il peut y avoir des récifs).

La région volcanique donnera un arc volcanique : c'est une partie qui est en avant de l'arc (au-dessus du prisme) • c'est un bassin d'avant arc. On a ensuite l'arc volcanique où se forme du continent et enfin, le bassin d'arrière arc qui peut être une mer marginale.

II\ Expansion des fonds océaniques.

A\ Le paléomagnétisme.

Le champ magnétisme moyen est environ de 40000nTeslat (nT). Des roches, les ferromagnésiens, sont susceptibles de prendre l'orientation du champ magnétique contemporain à leur formation, et de la garder (magnétisme rémanent).

L'Orientation : déclinaison + inclinaison (angle du vecteur des champs magnétique avec le plan horizontal).

Inclinaison : nulle à l'équateur (magnétique) et +/- 90° aux pôles.

Si les roches sont capables de prendre l'orientation, on peut alors retrouver les pôles.

Remarque : Si on chauffe une roche orientée, le champ magnétique disparaît.

B\ Les anomalies magnétiques

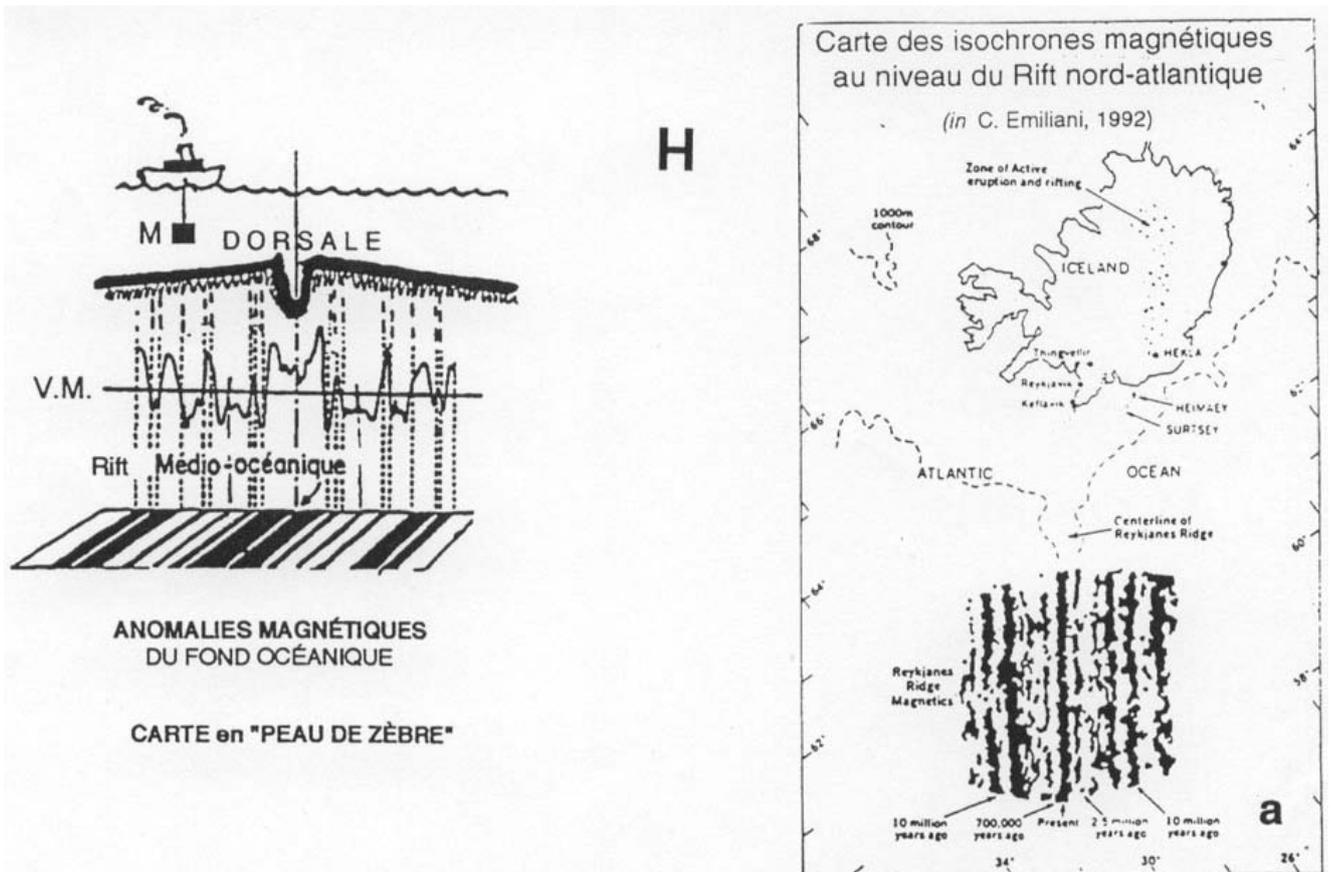
Les anomalies magnétiques sont parfois supérieures à 40000nT • association du champ actuel et du champ rémanent. Parfois, l'anomalie est inférieure à 40000nT • mise en évidence d'une inversion dans les roches.

On s'aperçoit que pendant un temps, on a le champ dans un sens puis dans l'autre • inversion. On peut ainsi construire une échelle de chronologie magnétique.

- Les anomalies positives sont la somme de deux champs dans le même sens (bande marquée noire).

- Les anomalies négatives sont la somme de deux champs inversés l'un par rapport à l'autre (bande marquée en blanc).

• Au final, on a une échelle de chronologie magnétique en peau de zèbre.



Dans une période normale ou inverse, on peut avoir des inversions rapides d'au plus 10000 ans. On a une symétrie de part et d'autre du rift. Cela forme un « tapis roulant du fond des océans ».

Pour tous les océans, on a fait des cartes d'anomalies : la réunion de toutes ces informations permet la fabrication de cartes d'isochrones magnétiques (anomalies du même âge).

Les failles normales d'extension • quand la croûte est « en feu », il y a remontée de pyrolite • fossé continental avec des volcans • envahissement par l'eau • océan avec de plus en plus d'écartement • marges passives.

III\ La tectonique des plaques.

C'est le déplacement des plaques au-dessus de l'asthénosphère.

1\ Plaque lithosphérique.

C'est une portion de lithosphère (rigide) en mouvement sur l'asthénosphère (d'environ 100km). Elle peut être de nature totalement océanique ou océanique+continentale.

a\ Frontières et genèses.

Une frontière de plaque est une zone de divergence. Une zone de convergence demandera une zone de subduction.

Les grandes failles qui découpent le rift et la subduction sont des failles transformantes.

Les plaques se forment au moment où l'océan né : la plaque se partage en deux. Il s'en suit une séparation en deux parties.

b\ Mouvements de plaques.

Les mouvements sont liés aux cellules de convection qui permettent les déplacements. On en fait une carte : c'est la tomographie. Déplacement sur une sphère : rotation autour d'un pôle

- vitesse de rotation des plaques différentes. Il y a des failles transformantes pour amortir les mouvements de ces plaques.

La subduction entraîne la formation de relief.

2\ Relief et chaînes de montagnes ?

C'est une des conséquences de la tectonique. Elles ont toutes un point commun : elles se présentent sous la forme de bandes allongées et étroites.

On a un classement en trois types.

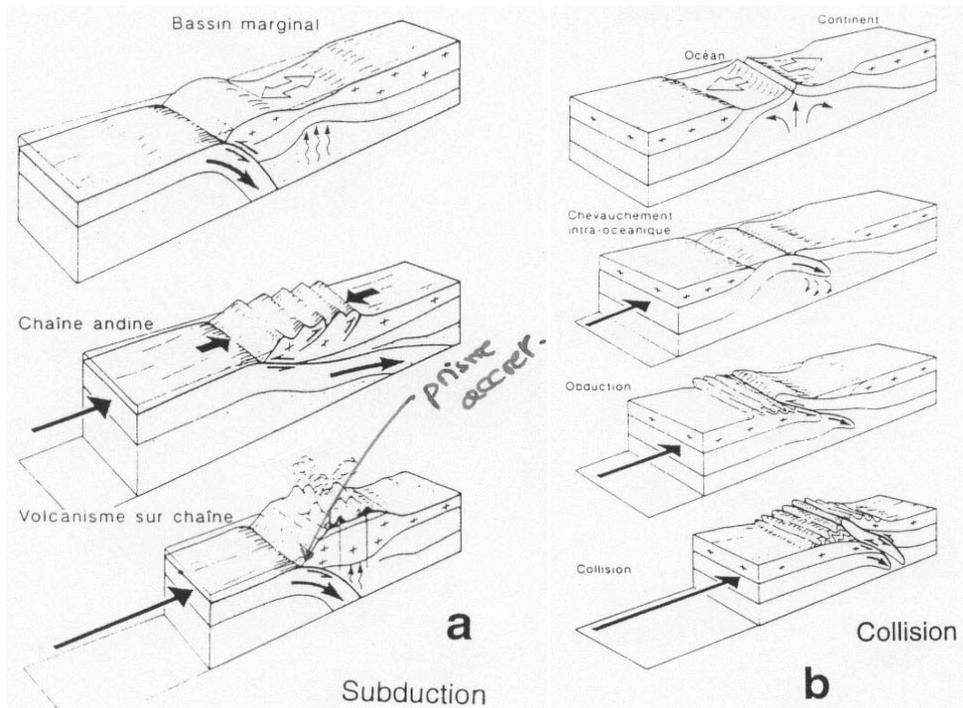
- 1 : lié aux phénomènes de subduction (chaînes de subduction).
- 2 : lié à la collision de continents • chaînes de collision.
- 3 : lié à un défaut d'un continent • chaînes intra plaques.

Exemple : pour 1 : Andes avec les arcs insulaires.

Pour 2 : Himalaya, Alpes.

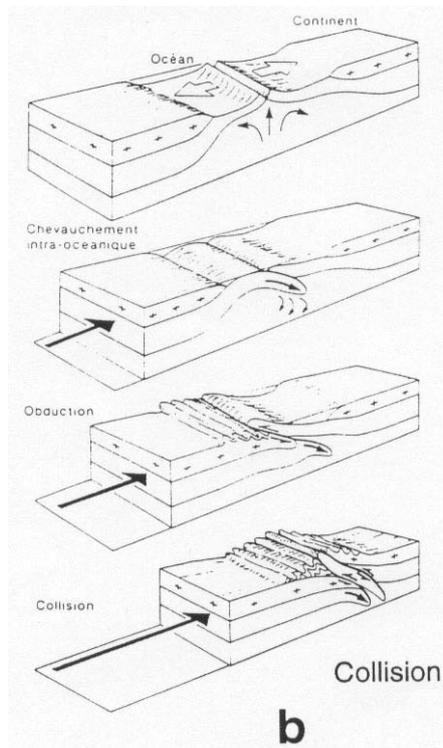
Pour 3 : Pyrénées, Caucase, Oural.

a\ chaîne de subduction.



À l'aplomb de la subduction, entre 100 et 200km, il y a fonte des matériaux, les magmas remontent • il y a alors volcanisme et prisme d'accrétion.

b\ chaîne de collision.



L'océan qui plonge et disparaît provoque un blocage (obduction). Quand il n'y a plus d'océan, on arrive au stade de la collision avec formation de relief.

L'océan peut se disposer en écailles.

L'obduction : c'est un blocage qui se produit quand la croûte continentale passe sous la croûte océanique. Il se produit alors un écaillage de la croûte océanique sur la croûte continentale.

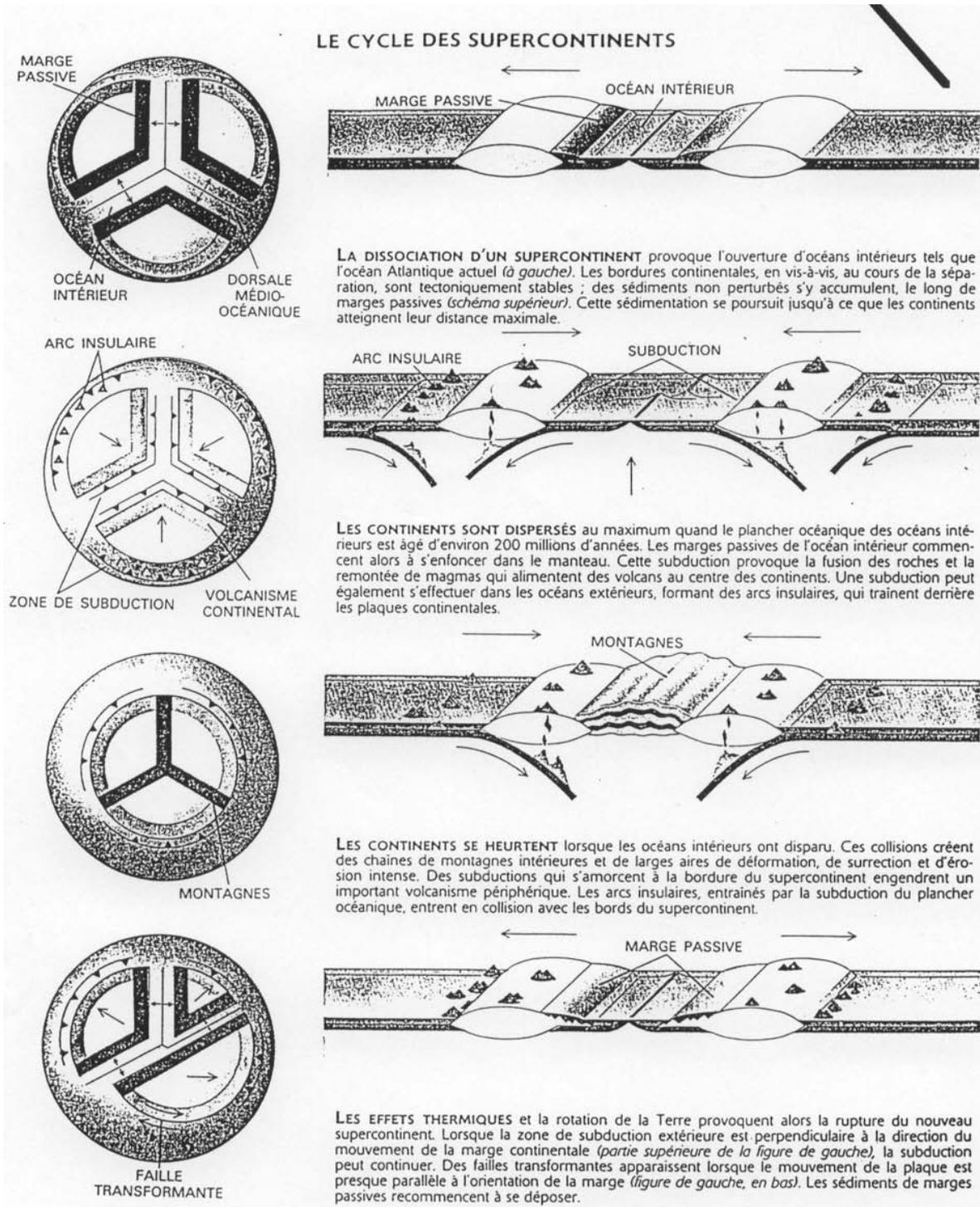
Dans certains cas, la croûte continentale pourrait entrer en subduction malgré sa plus faible densité.

c\ chaîne intraplaque.

Pendant l'ère secondaire, entre la plaque ibérique et Européenne, il y a apparition d'un fossé continental qui n'arrive pas à l'océanisation. Au niveau des Pyrénées, il y a des bassins marins complexes : c'est un métamorphisme thermique. Il y a une faiblesse à cause de la rotation de l'Espagne. A l'éocène, l'Afrique remonte et il y a formation de la chaîne Alpine (dans le sud de l'Espagne) puis l'Espagne bouge sans se déformer • formation des Pyrénées.

IV\ Conclusion : le cycle de Wilson.

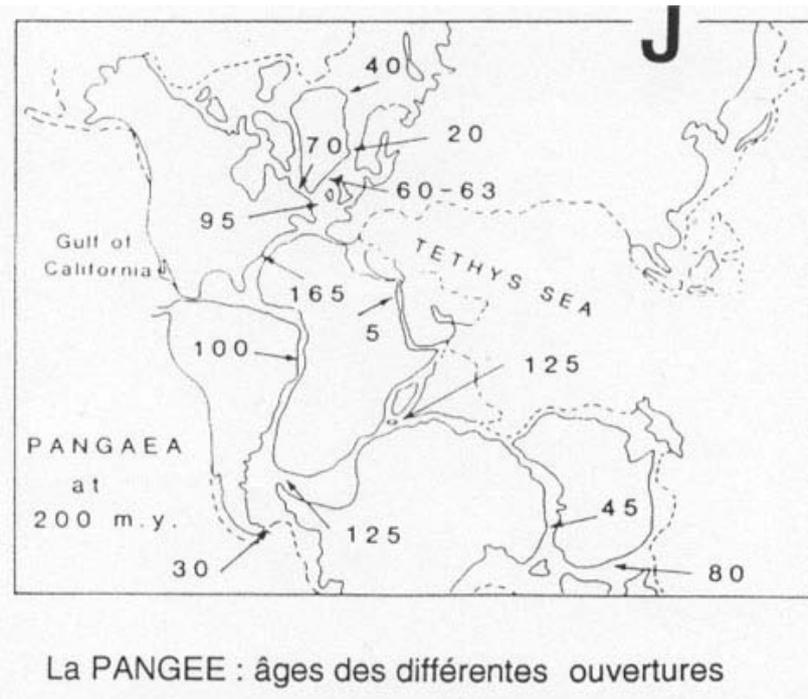
A\ Le modèle général.



Le cycle du supercontinent.

Un continent se casse, s'ouvre, se déplace et est reconstitué aux antipodes • c'est un cycle complet de 400 millions d'années.

B\ Application à la Pangée. (Idée d'Alfred Vegner)



Le Gondwana est en bas. Le Laurasia est en haut. La Pangée serait observable à la fin de l'ère primaire : ce serait l'âge des ouvertures.