

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 isochimique (-> topochemique).

Quand la composition chimique évolue, le système varie durant les transformations. Ces transformations sont dites allochimiques (= métasomatiques).

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.

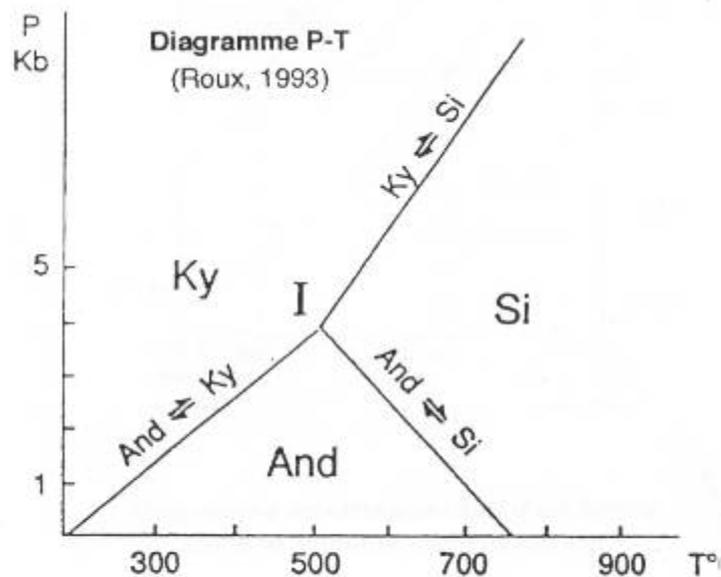
5\ Règles de phase.

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) : $V = c + 2 - \phi$.

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).

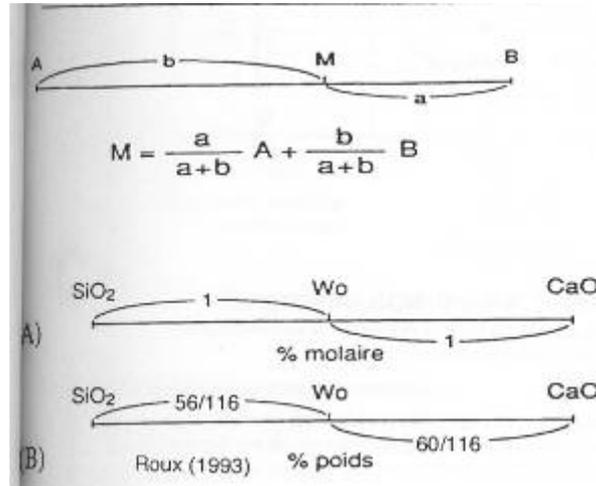
Pour le domaine de l'andalousite, $v = 1 + 2 - 1 = 2 \rightarrow$ Il y a deux variables.

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

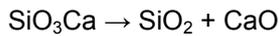
Le point I : c'est le point où l'on retrouve les 3 phases ($v = 1 + 2 - 3 = 0$).

B\ Diagrammes expérimentaux.

1\ Diagramme de concentration.

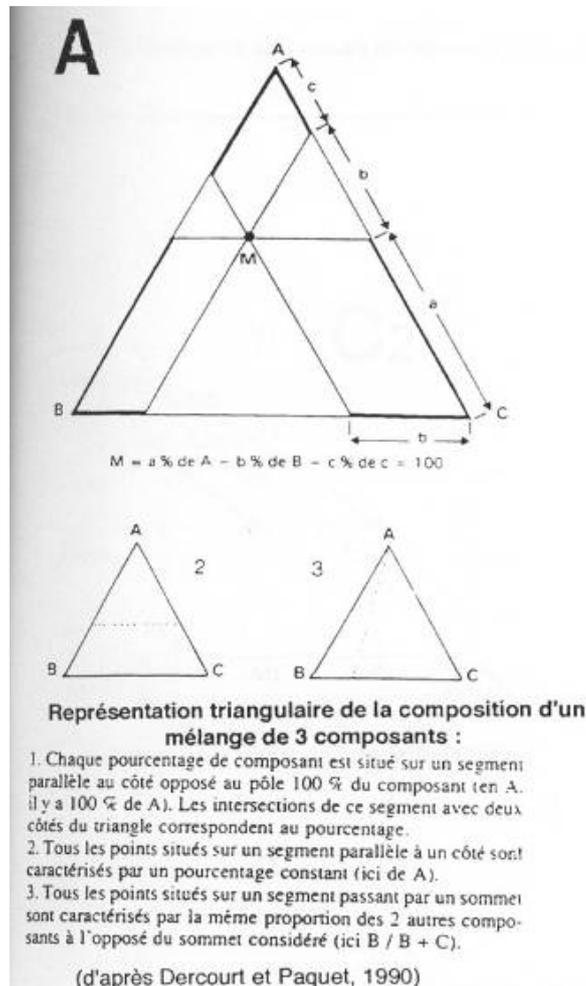


a\ Binaire (SiO₃Ca).

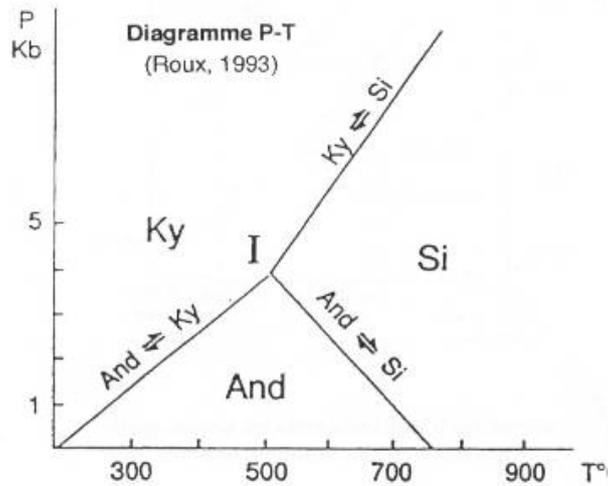


Il faut faire attention à respecter les paramètres de « molarité » (stoechiométrique) et de poids.

b\ Ternaire.



2\ Diagramme température/pression.



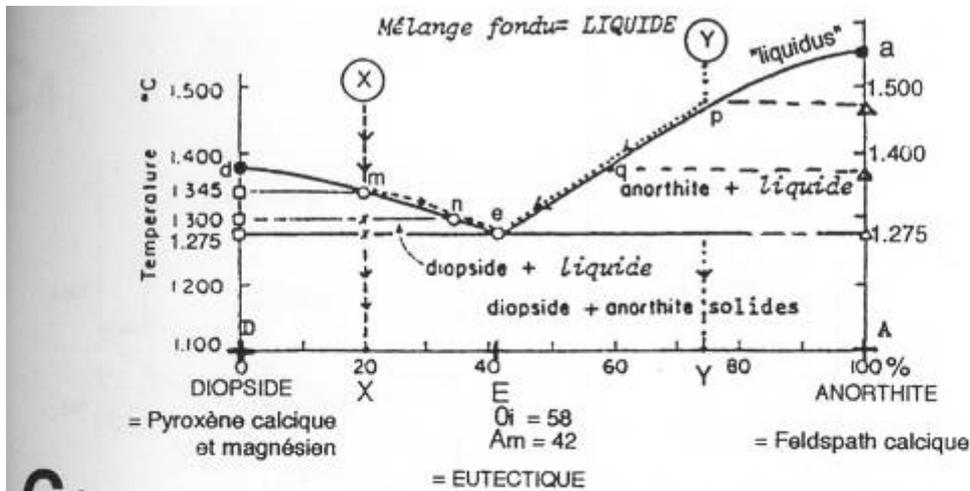
B

Al_2SiO_5 .

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.

a\ Binaires.



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.

- 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).

Revoir le document C1.

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

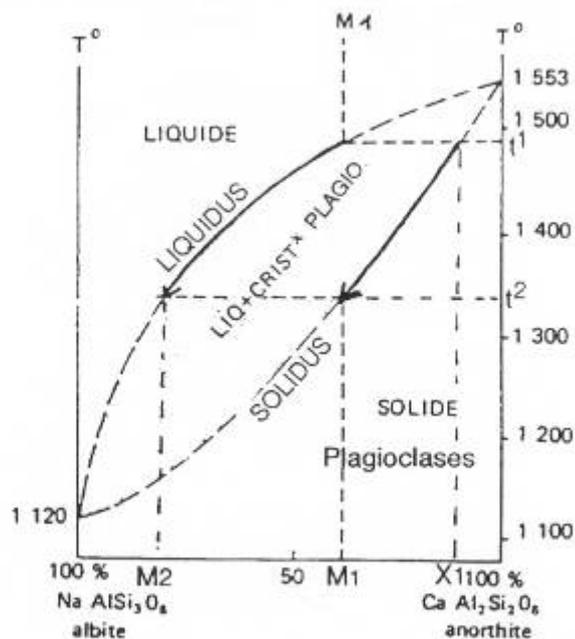


Diagramme de cristallisation d'un liquide dans le système albite-anorthite

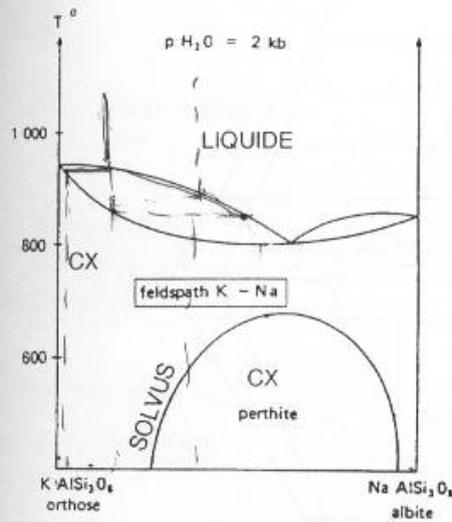
C'est le même système que dans l'exemple précédent pour le refroidissement expérimental.

On obtient un cristal zoné (quand le refroidissement est rapide) avec un cœur 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.

C4



Mélange orthose-albite

La courbe en fuseau enregistre un minimum. Courbe établie pour une pression de vapeur d'eau supérieure à 2 kbars. La courbe univariante séparant le domaine des perthites de feldspath K et de feldspath Na du domaine de feldspath K-Na (solution solide) est un solvus.

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.

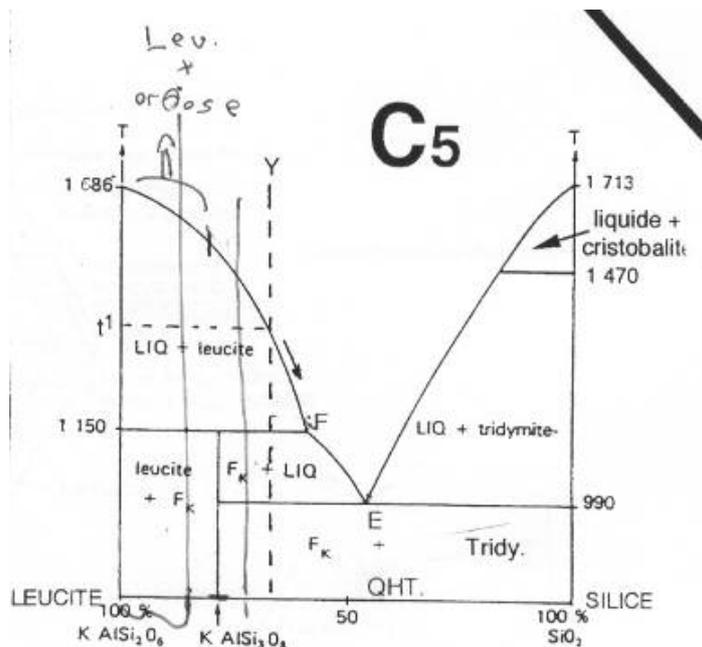


Diagramme de cristallisation des liquides dans le système KAISi3O8-SiO2

KAISi3O8 = 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 SiO₂ 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.

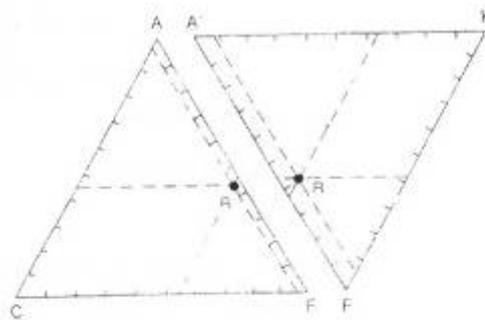
- Dans le cas d'un départ du point Y, le premier cristal à apparaître sera la leucite. Le liquide s'enrichit en SiO₂. Au point F, il y aura un blocage et la leucite va se résorber. Il y aura alors cristallisation d'orthose. Au point E, la cristallisation sera pour la silice et l'orthose.

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

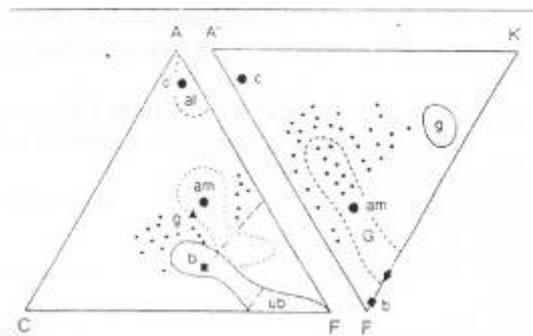
Si on démarre du côté de la silice, le SiO₂ va précipiter et au point E il y aura précipitation d'orthose et de silice.

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

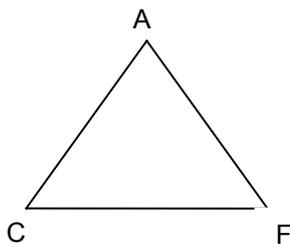
Diagramme ACF / A'KF



Diagrammes ACF et A'KF (Roux 1993).



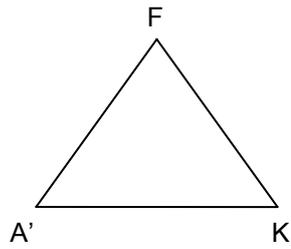
al, argiles alumineuses ; c, argiles continentales (régions tropicales) ; am, argiles marines ; g, greywackes ; b, domaine des basaltes et des andésites ; ub, domaine des roches ultrabasiques ; g, domaine des granites. (d'après H.G.F. WINKLER in Petrogenesis of Metamorphic rocks)



Le pôle A : Al³⁺ / Fe³⁺ (alumineux)

Le pôle C : Ca²⁺ (et Na⁺)

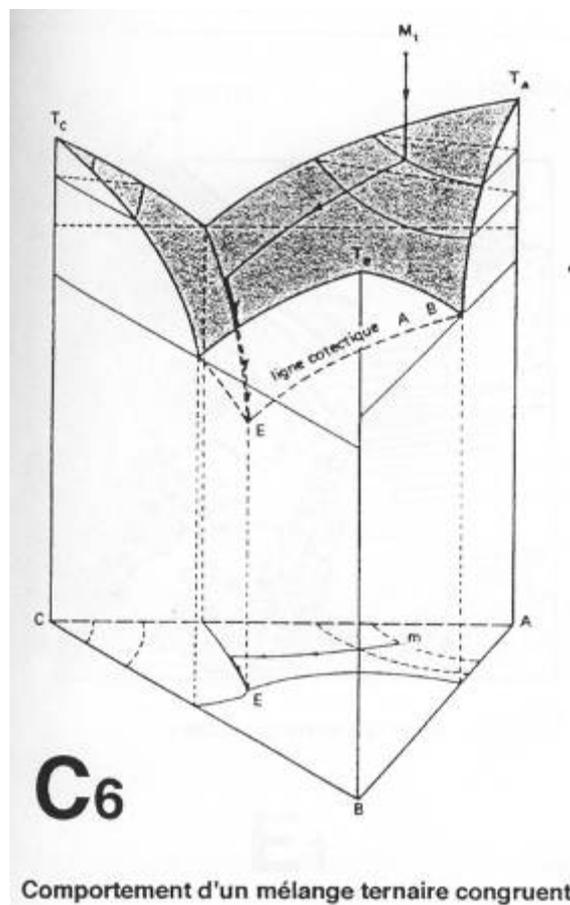
Le pôle F : Fe²⁺ / Mg²⁺.



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.

III\ 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 hyperquartzieuses (+ de 60% de Qz).

- 2 : les roches quartzofeldspathiques : 20% < Qz < 60%

10% - 3 : les roches feldspathiques ; pour elles, il y a deux possibilités : 0% < Qz < 20% OU 0 < foïdes <

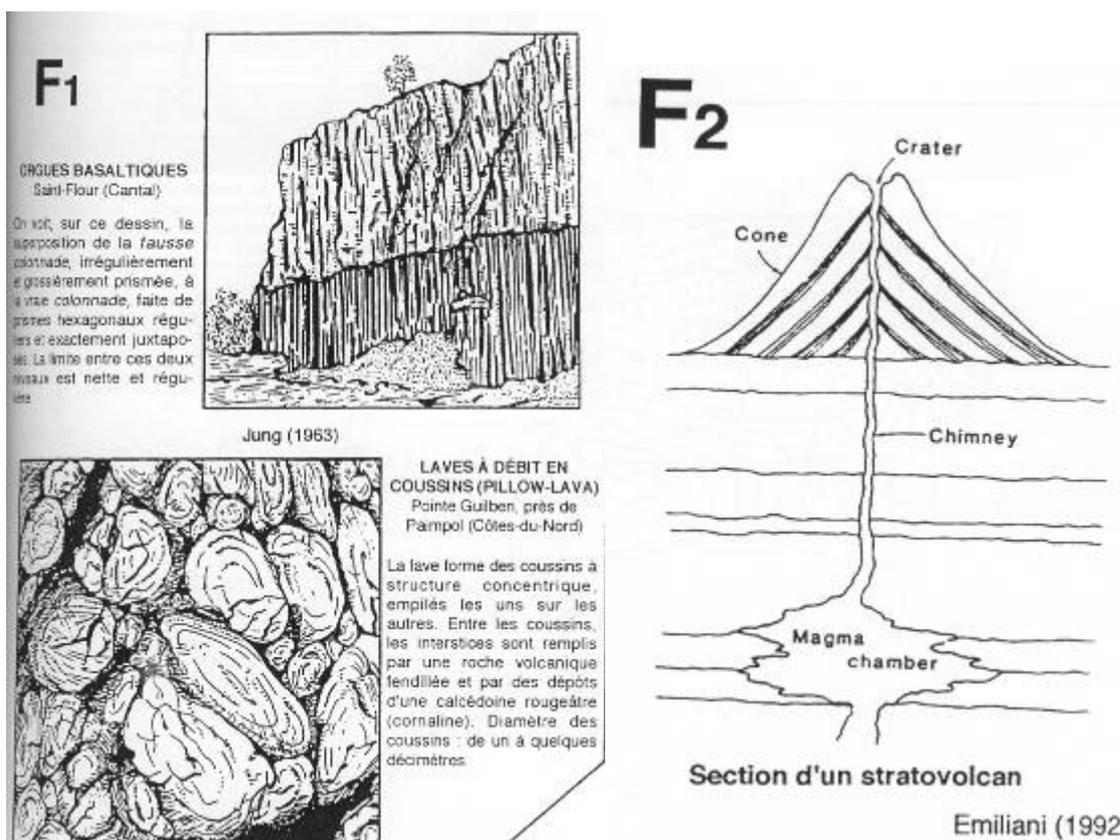
- 4 : les roches feldspatho-feldspathoïdiques : 10% < foïdes < 60%

- 5 : 60% < foïdes < 100% : les roches feldspathoïdiques.

On peut aussi définir des groupes de roches. Pour cela, on utilise la formule suivante :

% de (P) / [F x (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 refroidit 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 auront 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.

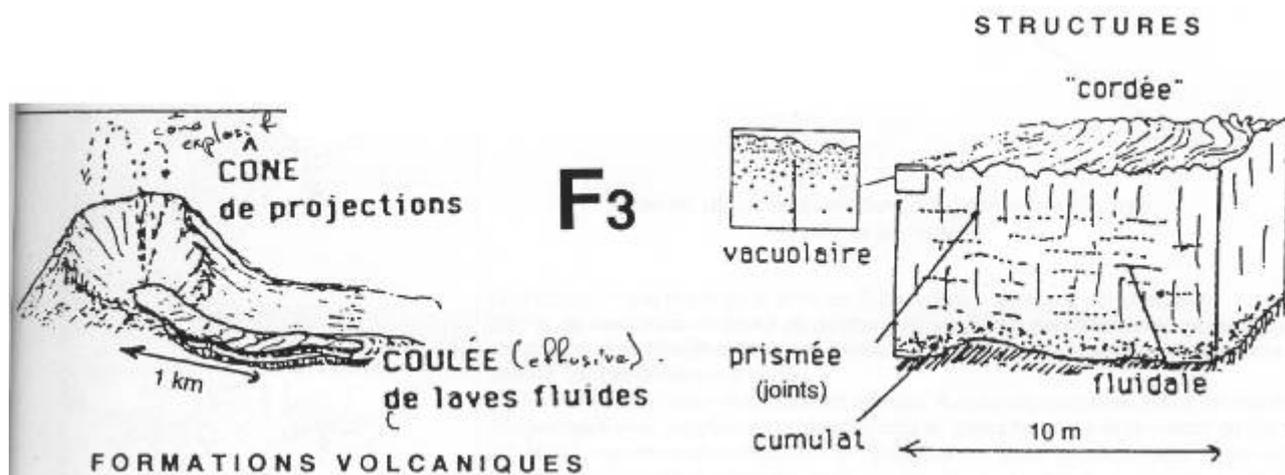
La texture grenue à gros cristaux est dite texture pegmatitique.

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.

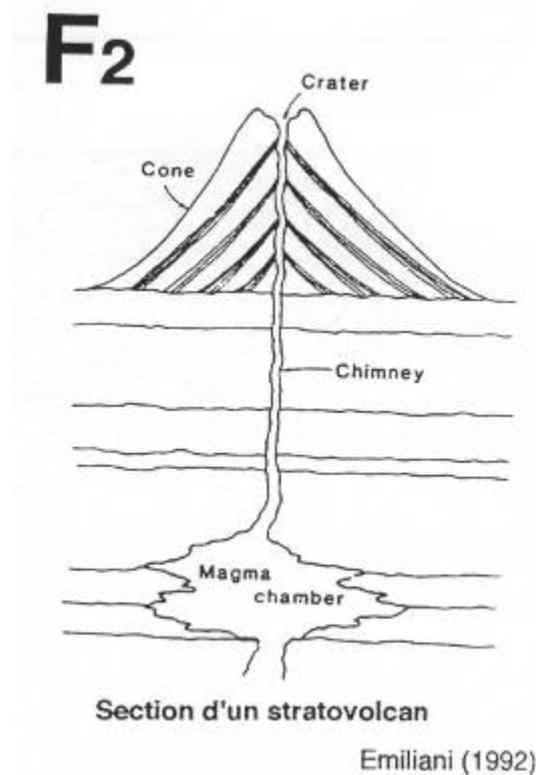
L'étude de ces modes de gisement est complexe.

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.

- Eruption effusive.



Le mécanisme est basaltique avec des grands volcans très plats.

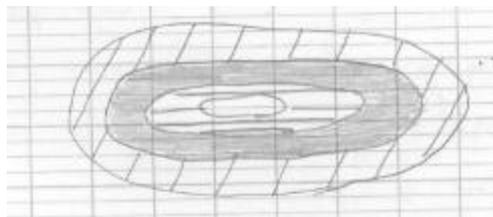
- Eruption explosive.

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 péridots 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 !).

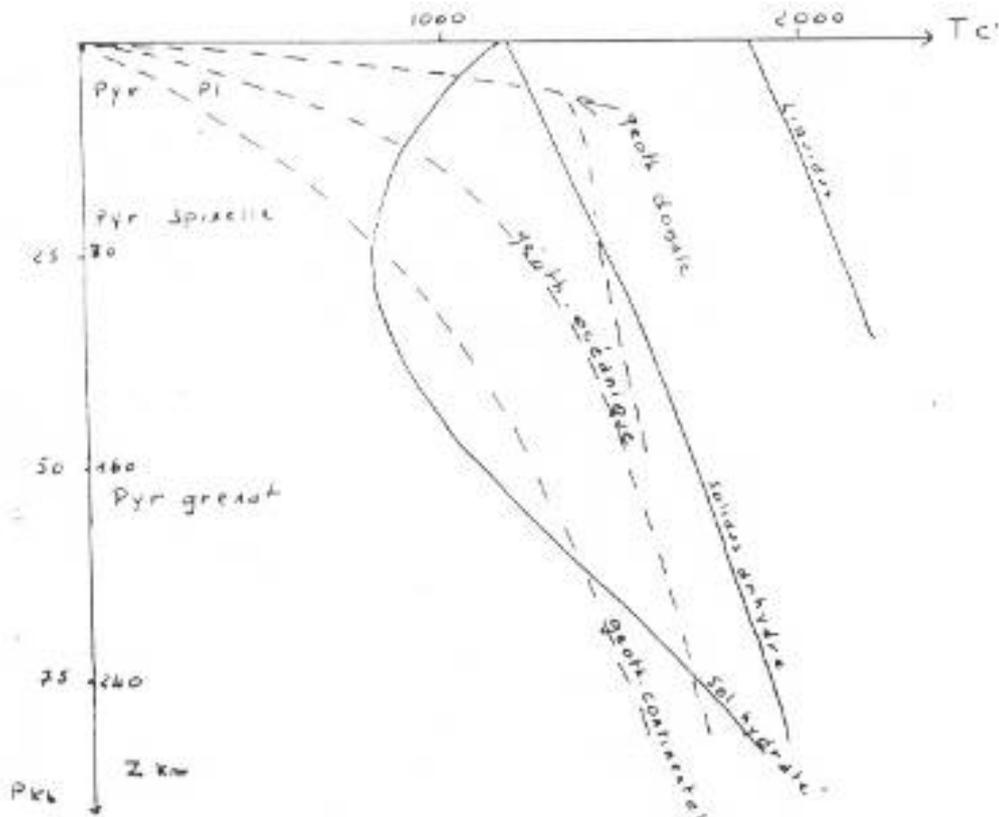
Le volcanisme effusif, basaltique, basique, chaud et fluide se situe sur les grandes fractures de l'écorce terrestre : il y a alors formation de rifts océaniques et continentaux (pas de contamination).

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 remontée adiabatique du manteau entraîne la formation d'un magma tholéitique. 40%

$< [H_2O] < 60\%$ et $40\% < [CO_2] < 60\%$.

$0,4 < ([H_2O])/([CO_2]) < 0,6 \rightarrow$ C'est le MORB (Mid-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 tholéïte) \rightarrow C'est le OIB (Ocean Island Basalte) ou OIT (Ocean Island Tholeïte). Ce type de magma est caractérisé par un rapport $0,2 < ([H_2O]) / ([CO_2]) < 0,4$. 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 : $0,6 < ([H_2O]) / ([CO_2]) < 0,7$.

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.

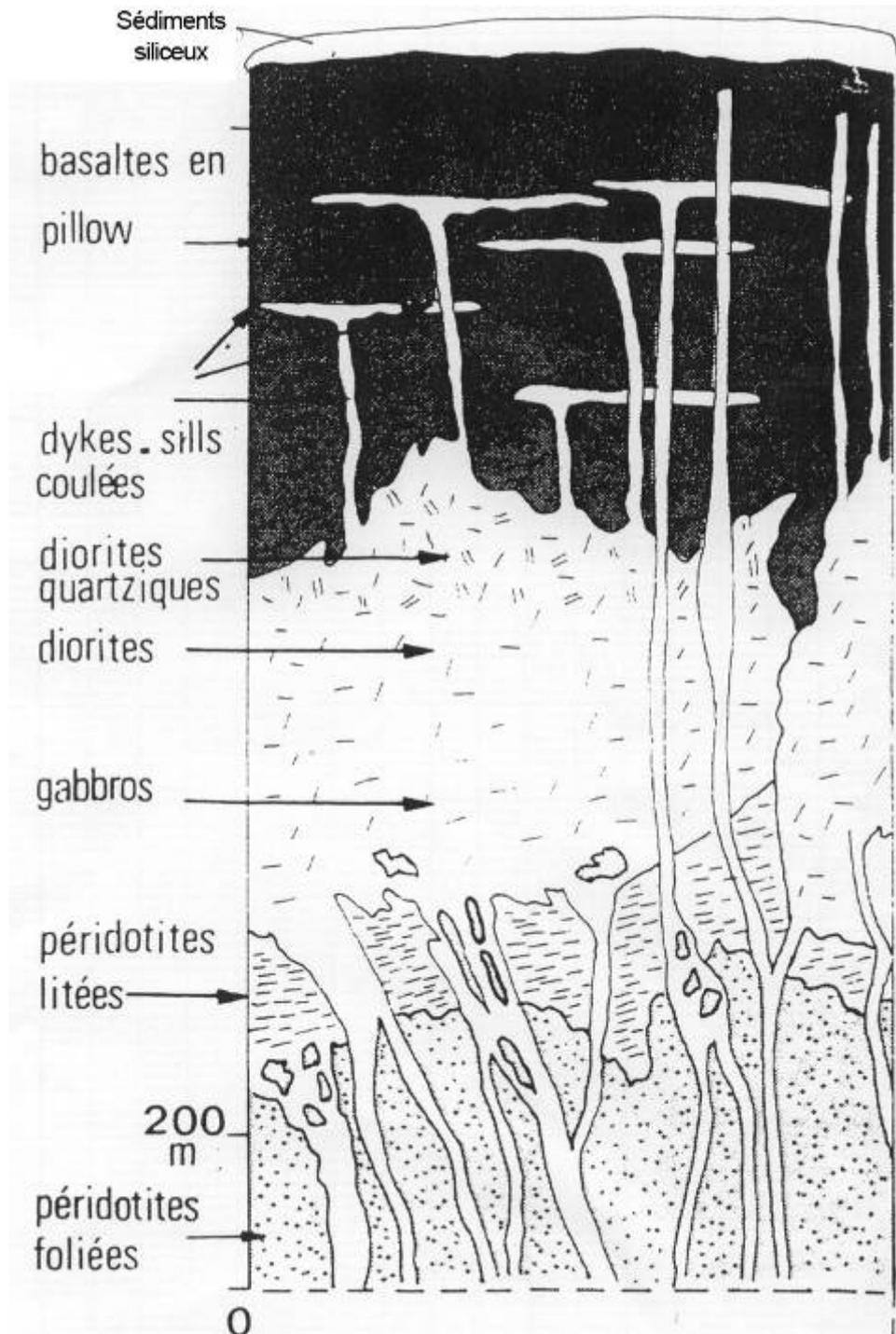
* Les basaltes MORB. Leur composition caractérise le plancher océanique (la lave dans les dorsales). Ils sont pauvres en Na_2O , K_2O et titane. L'olivine est rare (même exceptionnelle), les pyroxènes sont peu ou pas calciques, le plagioclase est du « labrador », plutôt calcique, la silice est abondante. 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 foides. 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 tholéïtiques associés sont rares.

Les basaltes des plateaux sont tholéïtiques (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).

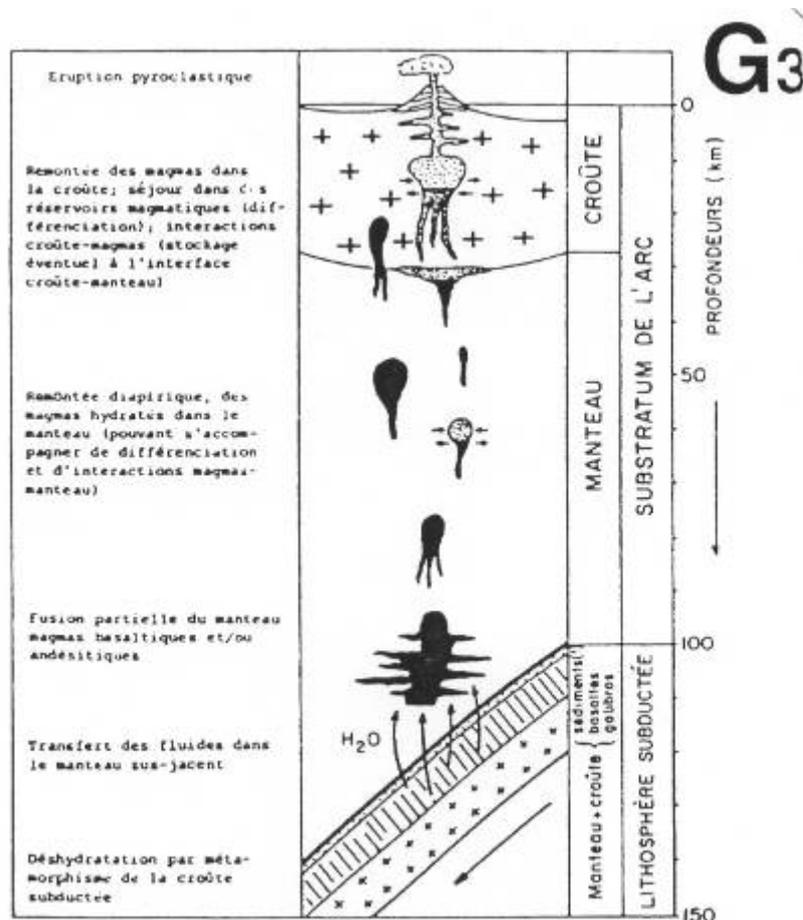
La deuxième couche est formée pareil, mais elle est automorphe.
 Dans les gabbros, il peut y avoir des poches où se formeraient des amphiboles (et un peu de quartz) : ce sont des diorites.
 Les dollérites sont riches en pyroxènes et périclites.

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. [H₂O] / [CO₂] = 0,75.



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.

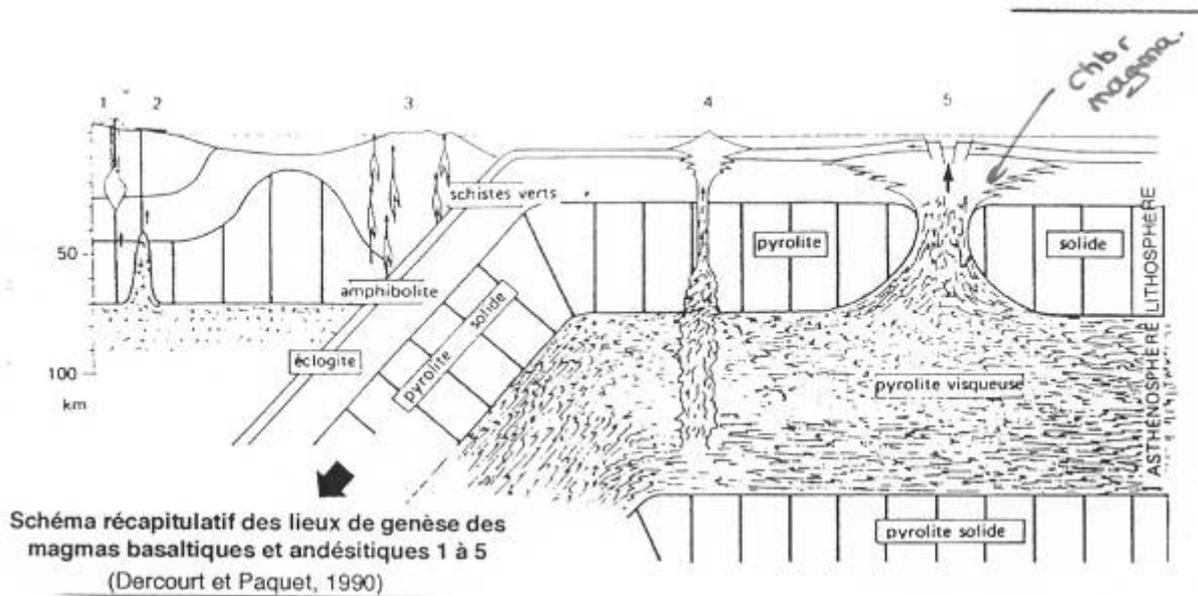
2\ A 100km de profondeur, il y a une remontée qui provoque une fusion partielle du manteau. La remontée continue et la différenciation se poursuit.

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.

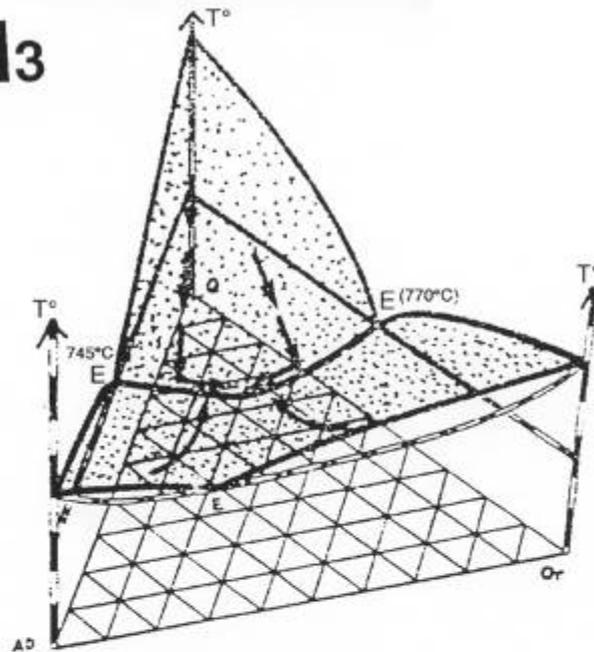
Pour provoquer la fusion partielle, il faut :

- un enfouissement tectonique : l'épaississement est lié à la tectonique (pli → relief) ;
- une remontée d'un dôme thermique en profondeur ;
- échauffement par un magma mantellique sous-jacent ;
- présence locale d'H₂O ou de CO₂ en profondeur.

b\ Anatexie et migmatisme.

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.

H3



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 migmatisation 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 pecmatites avec des cristaux de tourmalines (noires) et feldspathiques (émeraude, topaze).

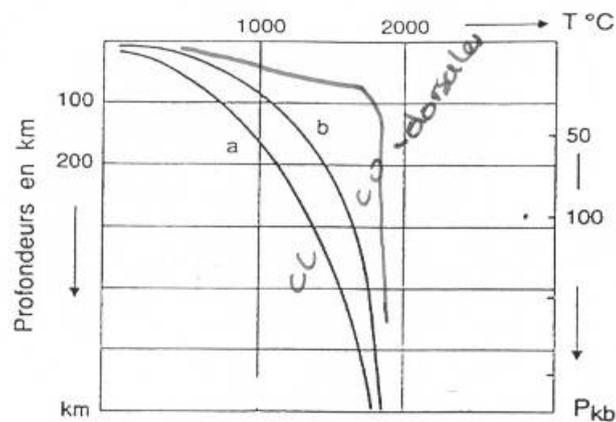
Quand la température passe finalement de 400°C à 100°C, on parle de phase hydrothermale. Cette phase termine l'histoire de la mise en place du massif avec des sulfures (de Pb, de Zn), des fluorures, des carbonates. Ces éléments sont autour des massifs de granite.

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)

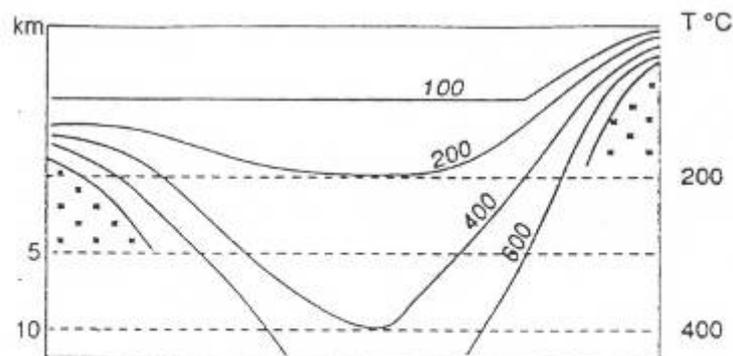
En a, on a la croûte continentale, froide.

En b, on retrouve la croûte océanique, chaude.

Un gradient de 30°C / km existe.

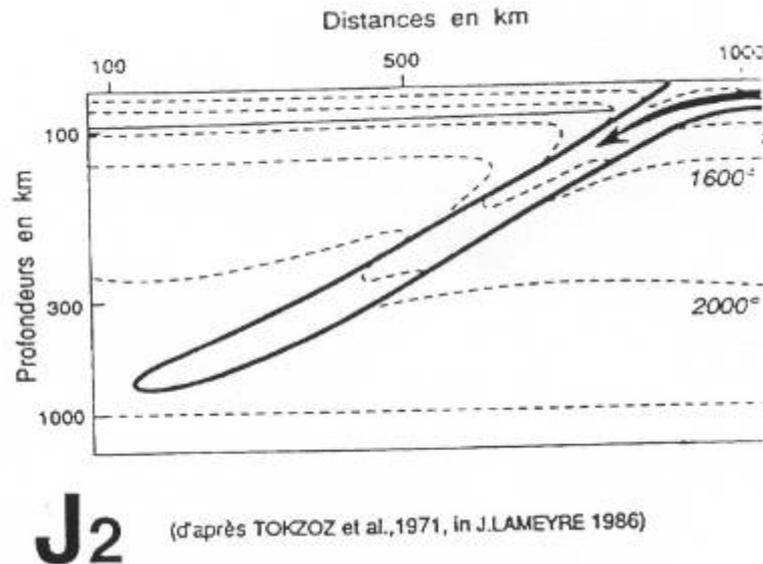
Dans les dorsales, les solides anhydres peuvent fondre.

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.



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.

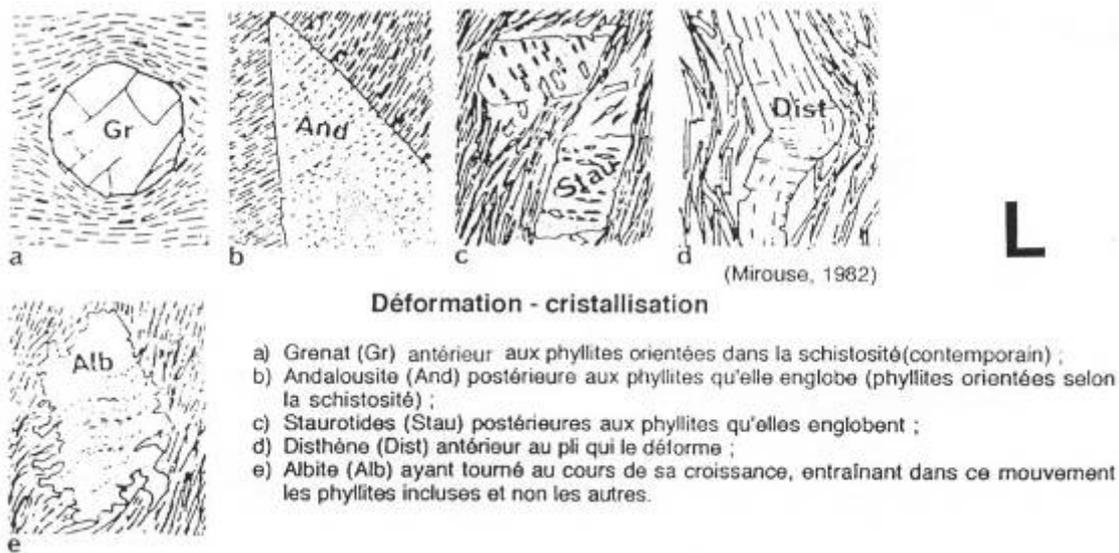
Dans toutes les chaînes de montagnes, il y a trois étages structuraux. Ils sont caractérisés par des mécanismes et un type de déformation par niveau.

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.



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.

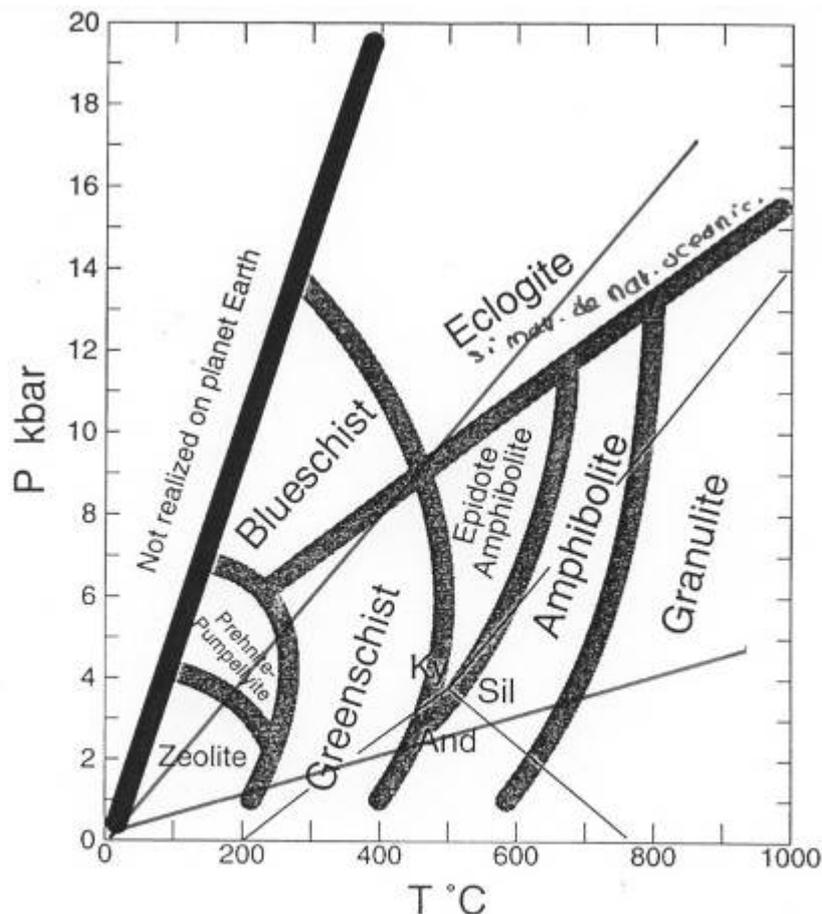
Une paragenèse minérale peut contenir des minéraux index. (par exemple, la wollastonite).

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 (au-dessus) (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 → épidole amphibolite (exemple dans les Pyrénées).

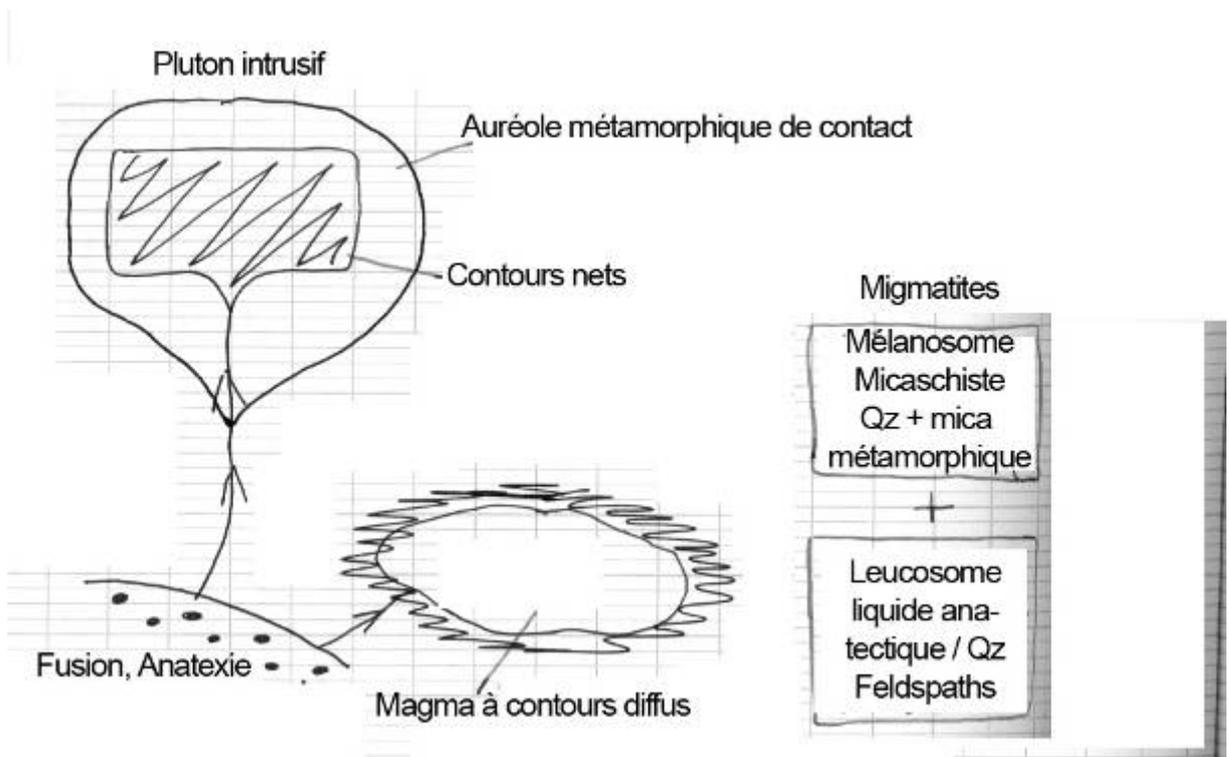
Type B : affecte le nord de l'Ecosse. Il n'y a presque que du disthène avec très peu de sillimanite.

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\ Migmatisation et anatexie.

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).