

Minéralogie.

I\ Les minéraux et la lumière.

A\ Propagation de la lumière.

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

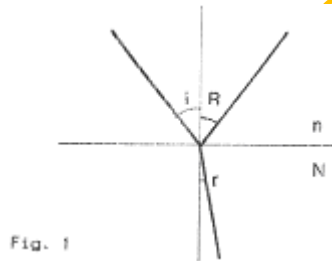
Loi de Fresnel : $\lambda = V \times T$ (λ est la longueur d'onde ; V est la vitesse ; T est la période)

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

B\ Indice et relief.

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

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



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

C\ Couleur et pléochroïsme.

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

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

D\ Monoréfringence et biréfringence.

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

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

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

→ La calcite est dite biréfringente ou anisotrope.

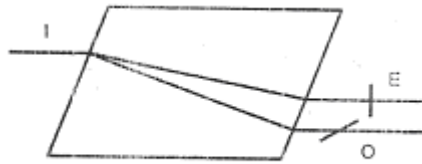


Fig. 3

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

E\ Les ellipsoïdes des indices.

1\ La sphère.

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

2\ Ellipsoïde uniaxe.

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

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

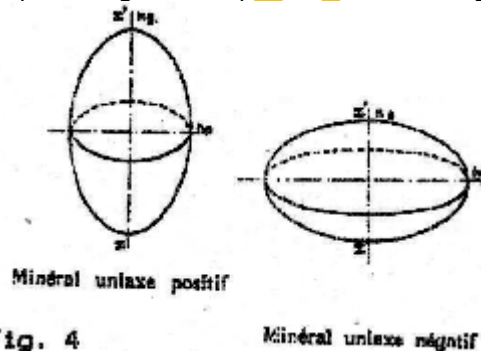


Fig. 4

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

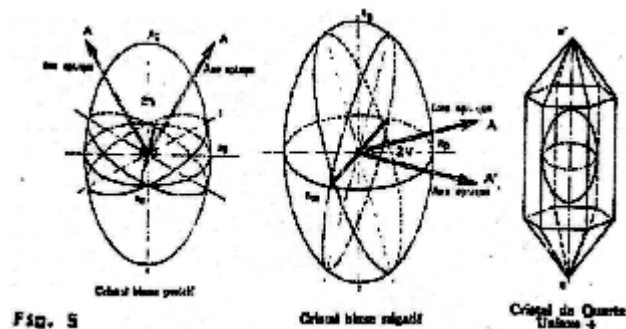
Une section orthogonale à cet axe optique est circulaire (ou cyclique).

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

3\ Ellipsoïde biaxe.

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

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



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

F\ Les ellipsoïdes dans les minéraux.

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

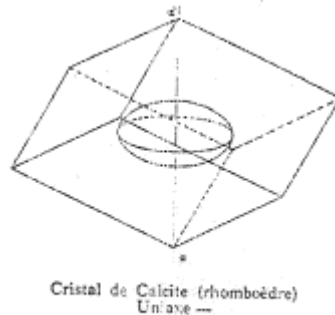
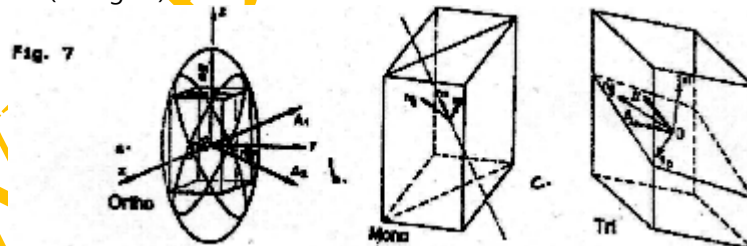


Fig. 6

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

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



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

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

G\ Les indices dans les sections de lames minces.

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



Fig. 8

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

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

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

II\ Les minéraux observés au microscope polarisant.

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

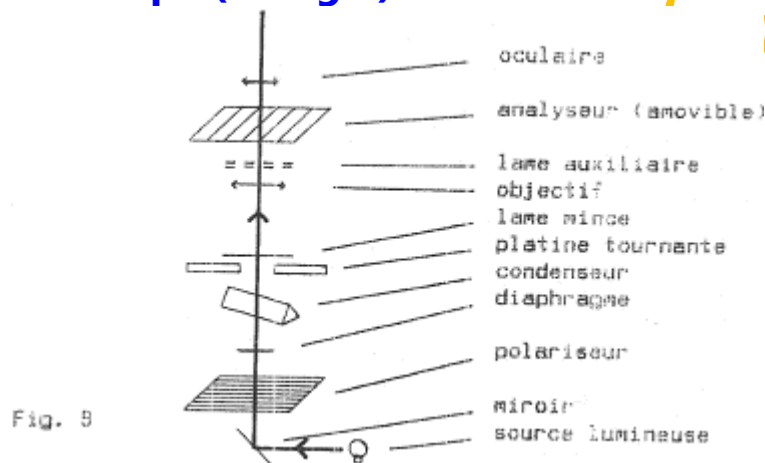


Fig. 9

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

B\ Observation en lumière naturelle.

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

Elle permet :

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

C\ Observation en lumière polarisée.

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

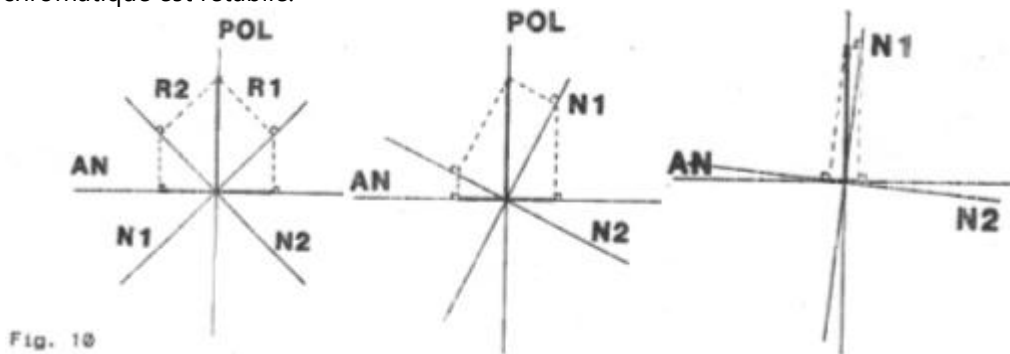
L'analyseur est placé tel que son plan de polarisation soit disposé orthogonalement par rapport à celui du polariseur : aucune lumière ne peut passer dans cette situation.

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

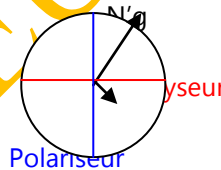
1\ La position d'extinction.

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

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



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



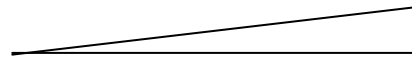
Aucune lumière ne passe lorsque N'g et N'p sont superposés aux plans du polariseur et de l'analyseur : on parle alors de minéral « éteint ».

2\ Les teintes de polarisation.

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

3\ Echelle des teintes de Newton.

Considérons un cristal dont l'épaisseur varie :



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

4\ L'angle d'extinction.

Cf. TP.

5\ signe d'allongement.

III\ La croissance cristalline.

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

A\ Les deux types de transformations.

1\ Transformation liquide-solide.

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

2\ Transformation solide-solide.

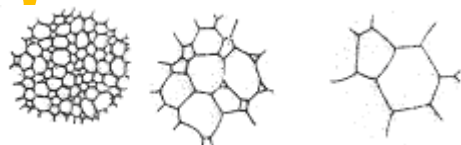
C'est le cas des roches métamorphiques. Les processus de croissance sont plus complexes dépendent de :

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

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

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

Fig. 14



B\ Les transferts de matière.

1\ Transformation liquide-solide.

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

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

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

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

A 1500°C, tout est liquide.

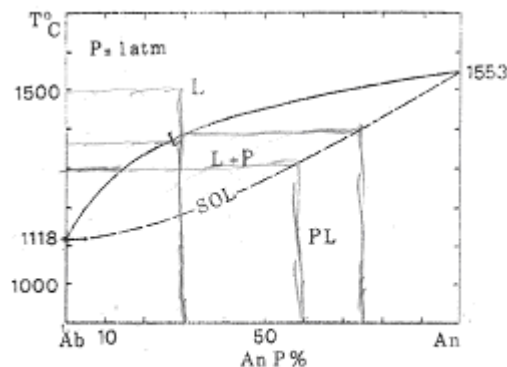
A 1380°C, le premier cristal a une composition à 75% d'An.

La descente se fait ensuite selon la courbe du liquidus.

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

→ On assiste à un rééquilibrage permanent.

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



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

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

2\ Transfert solide-solide.

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

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

3\ Pression-dissolution.

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

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

C\ La forme des cristaux.

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

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

La forme dépend de l'interaction de plusieurs mécanismes :

- Croissance libre : les cristaux se développent sans une matière liquide ou solide qui n'entrave pas leur croissance.
- Croissance contrariée : les cristaux sont gênés par les cristaux à développement synchrone ou antérieur.

- Corrosion : on observe des restes de minéraux dans un contexte où ils tendent à diminuer car ils ne sont plus en équilibre dans les conditions du milieu.
- Déformations : cassures dues au froid, déformation plastique chaude.

D\ La taille des cristaux.

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

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

1\ Taille des cristaux dans les roches magmatiques.

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

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

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

2\ Les minéraux dans les roches métamorphiques.

On distingue :

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

IV\ Ordre de cristallisation.

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

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

A\ Ordre de cristallisation dans les roches magmatiques.

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

1\ Figure 18 : système quartz/albite.

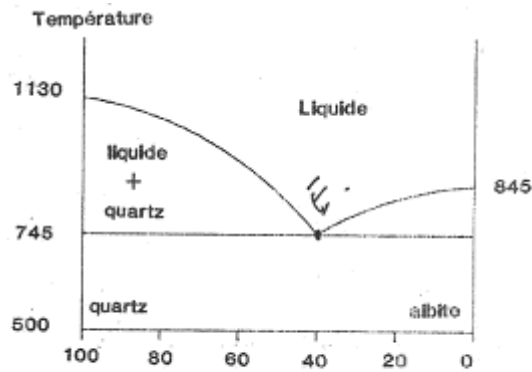


Fig. 18

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

1 : plus de quartz.

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

2 : plus d'albite.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

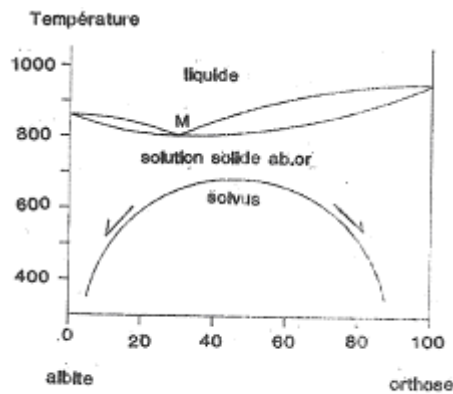


Fig. 19

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

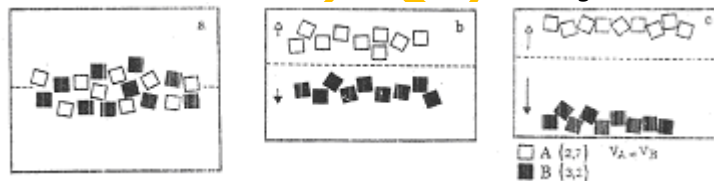
→ Ces granits à feldspaths perthitiques sont dits, « granit hypersolvus ».

3\ Les cumulas.

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

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

Fig. 20



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

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

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

B\ Ordre de cristallisation dans les roches métamorphiques.

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

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

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

Fig. 21



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

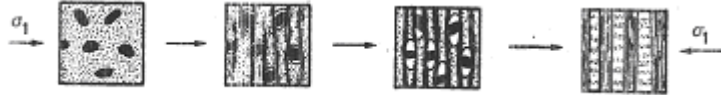
C\ La pression-dissolution.

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

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

Les clastes vont finir par disparaître et donner des feuillet.

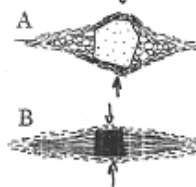
Fig. 23



1\ Les minéraux anticinématiques.

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

Fig. 24



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

2\ Minéraux post cinématiques.

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

Fig. 25



3\ Les minéraux syncinématiques.

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

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

V\ Texture de roches magmatiques et métamorphiques.

A\ Textures des roches magmatiques.

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

1\ Roches à textures grenues.

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

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

2\ Roche à texture microgrenue.

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

3\ Roche à texture microlithique.

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

4\ Texture doléritique.

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

5\ Texture vitreuse.

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

B\ Les roches métamorphiques.

1\ Les roches sans orientation minéralogique préférentielle.

- Texture granoblastique : les grains viennent du métamorphisme.

2\ Roche à foliation.

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

3\ Les roches intensément déformées.

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

VI\ Les classifications.

A\ Les roches magmatiques.

1\ La classification de Streckeisen.

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

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

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

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

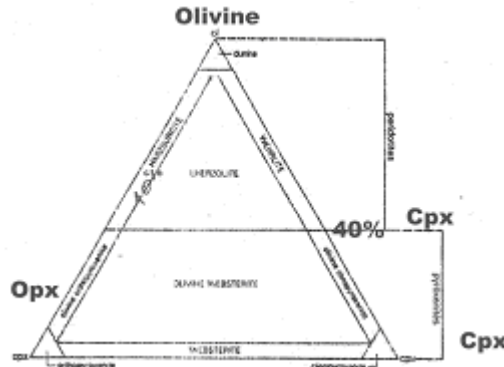
On considère 4 minéraux cardinaux placés au sommet d'un losange. (les feldspathoïdes sont déficitaires en Si)

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

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

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

β\ Les roches mafitiques (classe B).



2\ Les données géochimiques et les différentes séries magmatiques.

α\ Les éléments majeurs.

Ces éléments permettent d'identifier les principales séries magmatiques par leur différence pondérale $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{Silice})$.

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

Ces roches sont recoupées entre alcalines et subalcalines.

β\ Les éléments en trace.

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

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

$d = (\text{concentration dans le minéral})/(\text{concentration dans le liquide})$.

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

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

B\ Les roches métamorphiques.

On a deux principaux types de métamorphisme.

1\ Métamorphisme thermique (de contact).

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

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

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

2\ Métamorphisme général ou régional.

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

α\ Le gradient d'Abukama.

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

β\ Le gradient Dalradien (Barrowien).

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

γ\ Le gradient Franciscain.

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

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

δ\ Le gradient très haute pression.

Il est caractérisé par un assemblage de minéraux contenant :

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

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

