

Pétrologie Magmatique

STU S3



Shop

- Cahiers de Biologie + Lexique
- Accessoires de Biologie



Etudier

Visiter [Biologie Maroc](http://www.biologie-maroc.com) pour étudier et passer des QUIZ et QCM en ligne et Télécharger TD, TP et Examens résolus.



Emploi

- CV • Lettres de motivation • Demandes...
- Offres d'emploi
- Offres de stage & PFE



Eléments de Pétrologie magmatique et métamorphique

GEOL0274-1



Jacqueline Vander Auwera - Coppens
Université de Liège
Faculté des Sciences
Département de Géologie

1. Introduction

La *pétrologie* est l'étude des processus responsables de la formation des roches alors que la *pétrographie* s'attache à décrire les roches. Les propriétés essentielles des roches magmatiques et métamorphiques sont la composition minéralogique, la composition chimique, la fabrication et les relations spatio-temporelles avec les autres formations.

2. Les roches magmatiques

Les roches magmatiques résultent de la cristallisation de magmas en surface (volcanisme) ou en profondeur (plutonisme). Les magmas sont eux-mêmes des liquides silicatés, chargés ou non de cristaux et pouvant contenir une phase fluide.

Les liquides silicatés naturels ont une composition chimique complexe puisqu'on reconnaît généralement 11 éléments majeurs (Si, Al, Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, OH, P) et que les teneurs en éléments volatils (H₂O, CO₂, F, Cl, ...) sont très variables. Les caractéristiques physiques des magmas (température, densité, viscosité) sont aussi diverses.

La composition chimique des roches magmatiques se représente sous forme d'oxydes (éléments majeurs, mineurs) et sur base de la teneur en SiO₂ on distingue les groupes suivants:

- roches acides : > 66% SiO₂
- roches intermédiaires : 52 à 66 % SiO₂
- roches basiques (mafiques) : 45 à 52 % SiO₂
- roches ultrabasiques (ultramafiques) : ≤45 % SiO₂

	Basalte	Andésite	Rhyolite
SiO ₂	50.68	60.48	73.95
TiO ₂	1.49	0.81	0.28
Al ₂ O ₃	15.60	16.30	13.48
FeO	9.85	-	1.13
Fe ₂ O ₃	-	7.90	1.50
MgO	7.69	2.57	0.40
MnO	-	0.19	0.06
CaO	11.44	6.35	1.16
Na ₂ O	2.66	3.94	3.61
K ₂ O	0.17	1.25	4.37
P ₂ O ₅	0.12	0.21	0.07

2.1. Composition minéralogique

Les minéraux essentiels des roches magmatiques appartiennent à la classe des silicates :

- quartz
- feldspaths : orthose KAlSi₃O₈ - albite NaAlSi₃O₈ - anorthite CaAl₂Si₂O₈
- feldspathoïdes : néphéline Na₃K(AlSiO₄)₄ - leucite KAlSi₂O₆

- micas : muscovite $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ – biotite $K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$
- olivine $(Mg,Fe)_2SiO_4$
- pyroxènes
- amphiboles

quartz, feldspaths, feldspathoïdes = minéraux felsiques

olivine, biotite, pyroxènes, amphiboles = minéraux mafiques

+ minéraux accessoires tels que apatite $Ca_5(PO_4)_3(OH,F,Cl)$, ilménite $FeTiO_3$, magnétite Fe_3O_4 , zircon $ZrSiO_4$, sphène $CaTiSiO_5$

Sur base du pourcentage en volume de minéraux mafiques, on classe les roches magmatiques en trois catégories :

- leucocrates (0 à 30%) ;
- mésocrates (30 à 60 %) ;
- mélanocrates (60 à 100%).

2.2. Textures

La texture est déterminée par la taille et la forme des minéraux et leurs relations spatiales. Selon le chemin cinétique suivi au cours de la cristallisation, des magmas de composition identique peuvent donner lieu à des roches de textures très différentes.

Selon la granulométrie, on distingue :

- roches phanéritiques ou grenues (les minéraux se distinguent à l'œil nu)
 - finement grenues : ≤ 1 mm
 - moyennement grenues : 1 à 5 mm
 - grossièrement grenues : 5 mm à 3 cm
- roches aphanitiques (les minéraux se distinguent au microscope)
- roches vitreuses
- roches volcanoclastiques

Les roches phanéritiques et aphanitiques sont souvent équi-granulaires (tous les grains ont une taille similaire). Cependant, la texture porphyrique caractérisée par des cristaux de grande taille (phénocristaux) dans une matrice plus fine (mésostase, matrice), est aussi très fréquente.

Selon leur forme, on distingue des minéraux idiomorphes (ou automorphes), hypidiomorphes et xénomorphes.

2.3. Différents modes de mise en place des roches plutoniques et des roches volcaniques

Les principaux types d'intrusions sont les suivants:

-**sills**: corps tabulaires concordants par rapport à la foliation ou la stratification (Sill de Palisades, New York-New Jersey);

-**laccolites**: intrusions concordantes, généralement mises en place dans des roches sédimentaires non déformées, ayant une forme de champignon;

-**lopolites**: intrusions concordantes, généralement stratiformes, en forme de bassin ou d'entonnoir (Complexe du Bushveld, Afrique du Sud);

-**dikes**: intrusions de faible épaisseur, tabulaires et discordantes par rapport à la foliation ou la stratification de l'encaissant (Faisceau de dikes Mac Kenzie, USA);

-batholites: intrusions de grande taille (>100km²), de composition intermédiaire à acide concordantes à discordantes par rapport à l'encaissant.

Les éruptions volcaniques quant à elles peuvent être **fissurales** ou **centrales** (cônes, volcans boucliers, dômes volcaniques, cônes de cendres, stratovolcans, calderas). Selon leur structure, on distingue des laves cordées (Pahoehoe), des laves Aa, des coulées de blocs ou finalement des laves en coussins.

Roches plutoniques

- **granite** : roche souvent grenue, de teinte claire (blanche, grise, rosée, rouge, bleutée) composée essentiellement de quartz, orthose et plagioclase (albite, oligoclase) ± biotite, mica blanc, amphibole, apatite, sphène, zircon.

- **diorite** : roche grenue, mésocrate, composée principalement de plagioclase (% en Anorthite < 50), d'amphibole et de biotite. Le pyroxène peut être présent. Le quartz est absent ou peu abondant.

- **gabbro** : roche souvent grenue, mésocrate à mélanocrate, composée essentiellement de plagioclase (% en Anorthite ≥ 50), de pyroxènes et d'olivine.

- **péridotite** : roche plutonique grenue, holomélanocrate avec 90 à 100% de minéraux ferromagnésiens (olivine, pyroxènes).

Roches volcaniques

Les roches volcaniques étant souvent aphanitiques, elles sont désignées d'après leur composition minéralogique et chimique.

- **rhyolite** : c'est l'équivalent volcanique du granite et contient souvent des cristaux de quartz et d'orthose (obsidienne = rhyolite entièrement vitreuse)

- **andésite** : c'est l'équivalent volcanique de la diorite, souvent de couleur grise elle contient des phénocristaux de plagioclase, d'amphibole, de biotite et parfois de pyroxène.

- **basalte** : c'est l'équivalent volcanique du gabbro et représente la roche volcanique la plus abondante (croûte océanique). De couleur noire, elle contient des phénocristaux plus ou moins abondants de plagioclase, pyroxène et olivine.

2.4. Classification des roches magmatiques

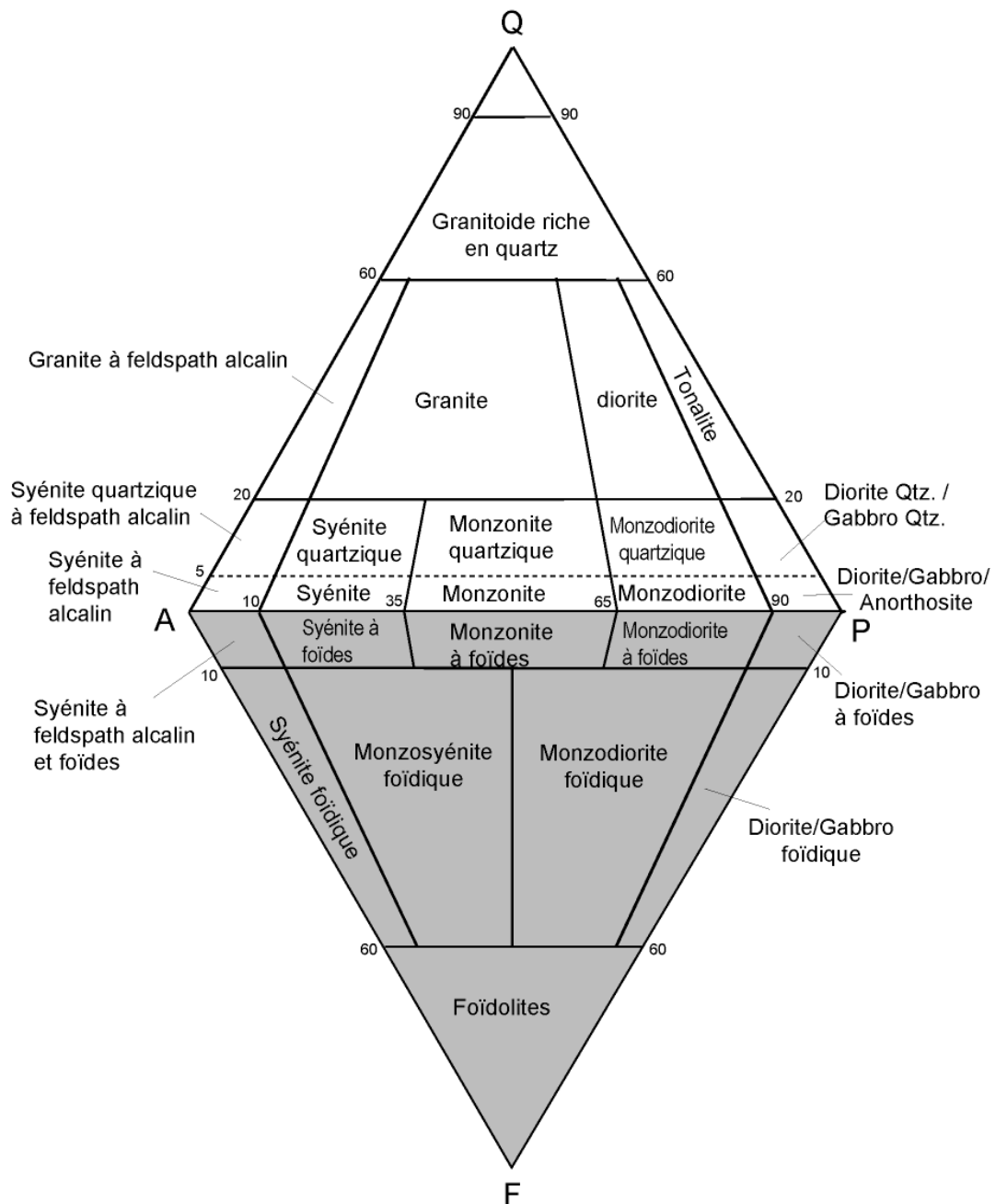
Il est difficile d'établir une classification étant donné que la composition chimique et les textures des roches magmatiques sont très variables. Par ailleurs, ces roches se mettent en place dans une très large gamme d'environnements géologiques et il n'existe pas de subdivisions naturelles. L'établissement d'une classification rigoureuse est cependant nécessaire pour permettre une bonne communication entre pétrologues, pour systématiser l'information et extraire des modèles.

Les critères de classification doivent répondre à plusieurs exigences. Idéalement, ils seront objectifs, non génétiques et pouvant être appliqués facilement. En outre, ils doivent avoir une valeur statistique et doivent prendre en compte l'historique. La nomenclature

présentée ci-dessous est celle qui a été adoptée à l'échelle internationale suite au travail d'une commission de l'Union Internationale des Sciences Géologiques (IUGS : Le Maître, 1989).

2.4.1. Les roches plutoniques

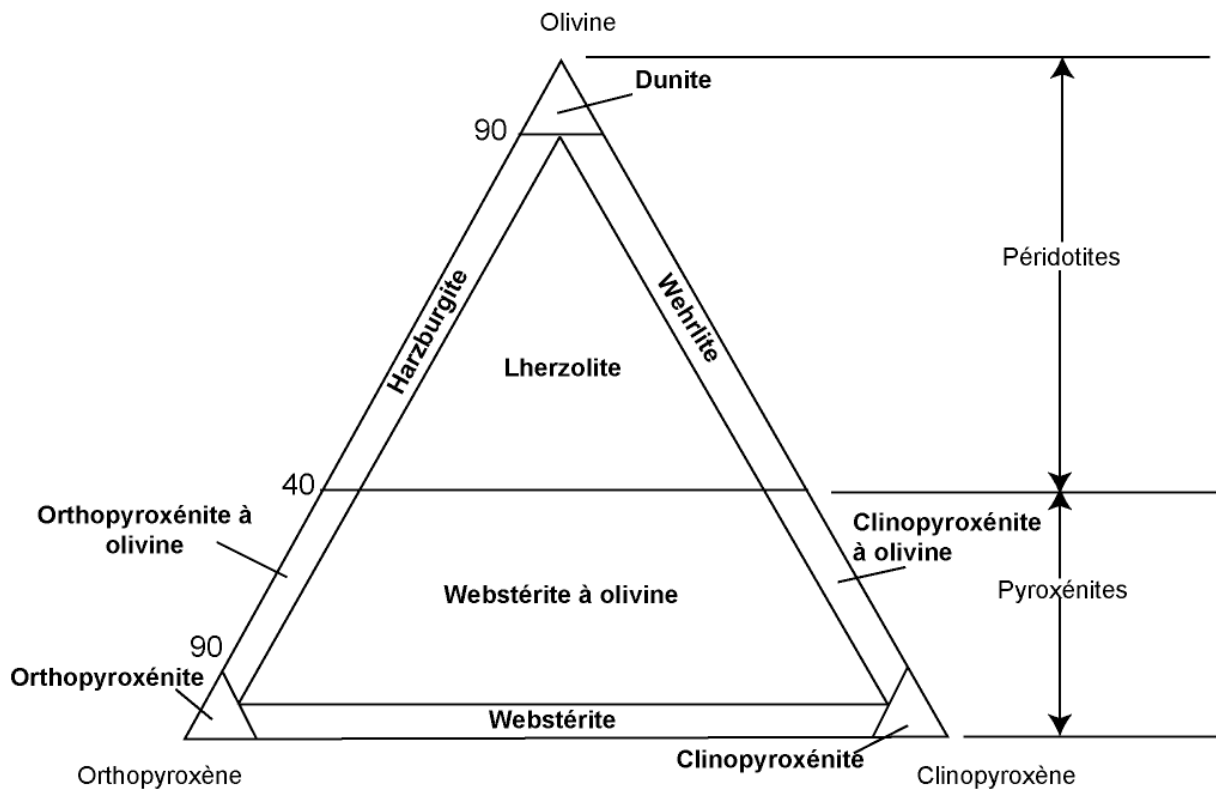
- La proportion des minéraux felsiques (quartz, feldspaths, feldspathoïdes) est supérieure à 10% : losange Q (quartz)-A(feldspath alcalin)-P(plagioclase)-F(feldspathoïdes)



Le domaine situé à l'aplomb du pôle P est subdivisé en gabbro, diorite et anorthosite en utilisant la composition du plagioclase et la nature du ferromagnésien dominant.

	Composition du plagioclase	Ferromagnésien dominant
Gabbro	An>50	clinopyroxène, olivine
Diorite	An<50	hornblende, biotite
Anorthosite	An ₃₀ à An ₆₀	<10%

- Lorsque la proportion de minéraux mafiques est supérieure à 90%, on détermine le nom de la roche en considérant les proportions relatives de l'olivine, de l'orthopyroxène et du clinopyroxène.



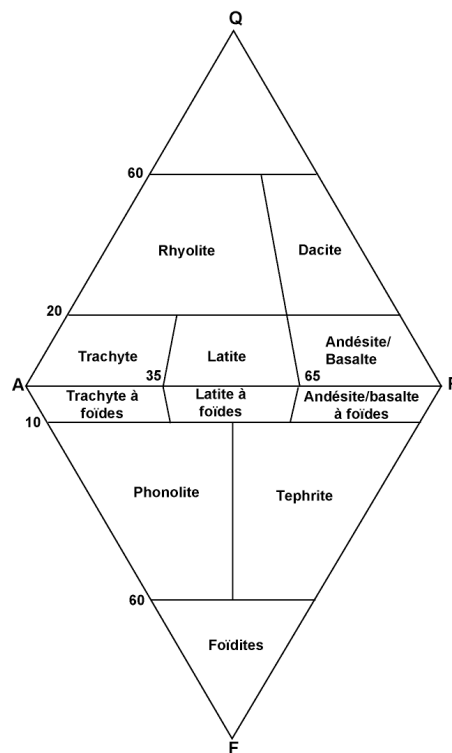
2.4.2. Les roches pyroclastiques et les tephra

Il s'agit des dépôts résultant d'une éruption volcanique explosive. On parle de roche pyroclastique ou de tephra lorsque la proportion de débris, appelés pyroclastes, dépasse 75%. Les pyroclastes sont des fragments de cristaux, de verre ou de roches et sont classés par granulométrie croissante (voir tableau ci-dessous).

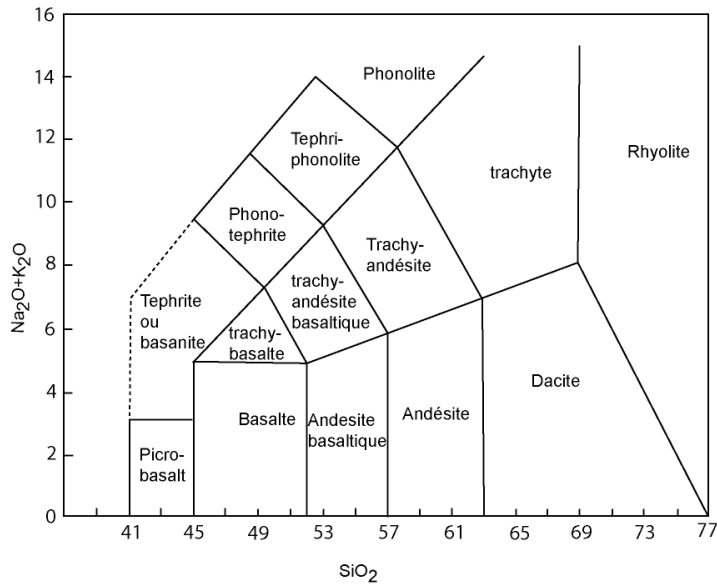
Taille (mm)	Type de "claste"	Tephra non consolidé	Roche pyroclastique
>64	Bombe, bloc	Tephra de blocs ou bombes	Brèche pyroclastique
Entre 2 et 64	Lapillus	Tephra de lapili	Tuff de lapilli
Entre 1/16 et 2	Grain de cendre grossière	Cendre grossière	Tuff de cendres grossières
<1/16	Grain de cendre fine	Cendre fine	Tuff de cendres fines

2.4.3. Les roches volcaniques

La présence d'une proportion plus ou moins importante de verre dans les roches volcaniques rend délicate la classification sur base des proportions des différents minéraux. Néanmoins, en première approximation, on utilise celles-ci pour donner un nom préliminaire à une roche volcanique. Ces proportions sont reportées dans un losange Q (quartz)-A(feldspath alcalin)-P(plagioclase)-F(feldspathoïdes) semblable à celui utilisé pour les roches plutoniques.

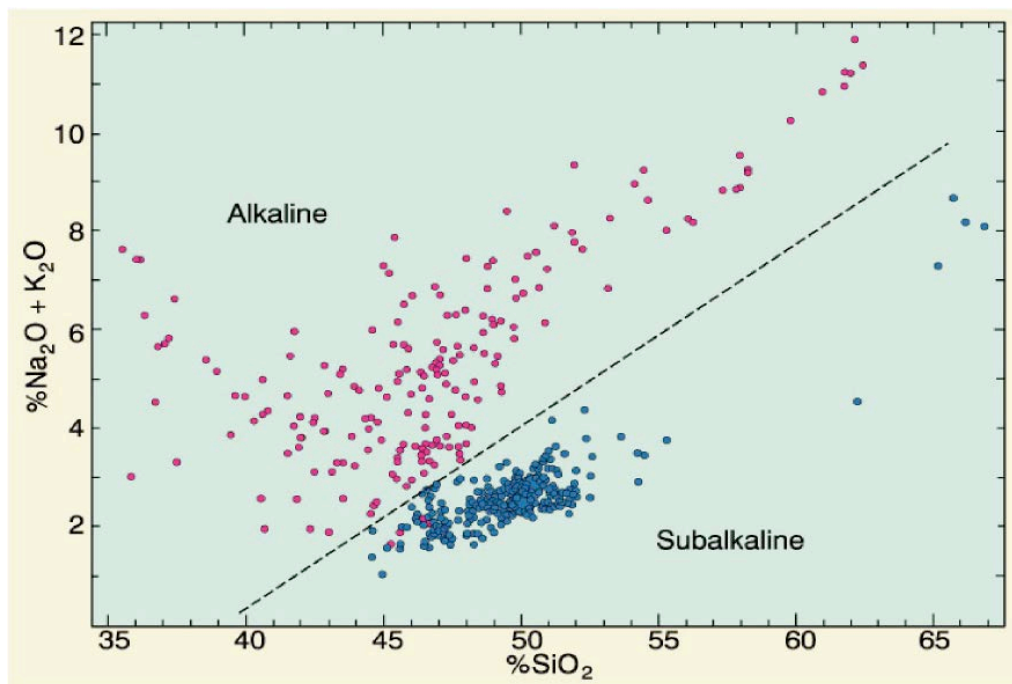


De manière à tenir compte de la présence de verre dans les roches volcaniques, on utilise également une classification basée sur la composition chimique globale des échantillons (analyses d'échantillons non altérés recalculées à 100% sans les éléments volatils). Dans un diagramme X-Y, on reporte en abscisse la teneur en SiO_2 et en ordonnée la somme des alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (diagramme TAS (total alkali Si) (Le Bas et al., 1992).



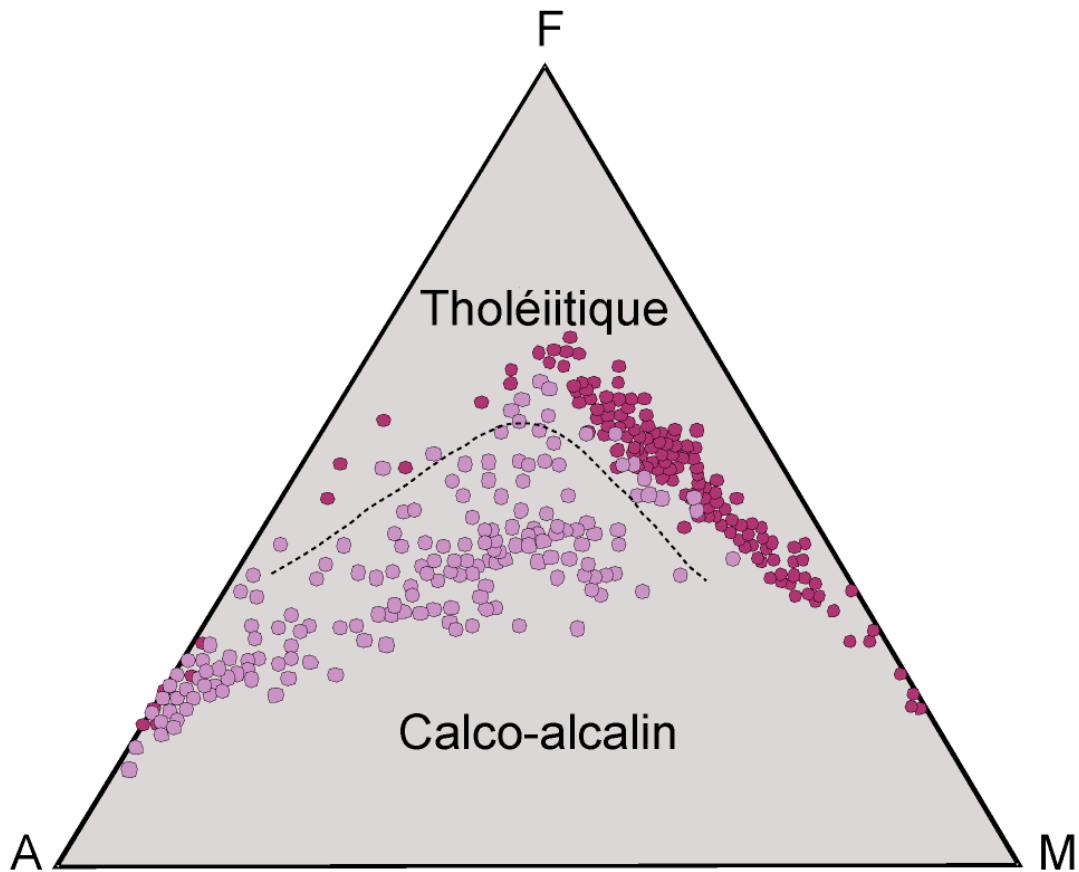
2.4.4. Classification des suites de roches

Les diagrammes qui précèdent sont utilisés pour donner un nom à un échantillon de roche particulier. Depuis le début du 20^{ème} siècle, les pétrologues ont observé que des associations de roches magmatiques, appelées suites ou séries magmatiques, s'observent dans des contextes géologiques spécifiques. Par exemple, les roches volcaniques échantillonnées sur les îles océaniques sont plus riches en alcalins (Na_2O , K_2O) que les roches volcaniques situées sur le pourtour de l'océan Pacifique. Cette division en suites de roches **alcalines** et **subalcalines** existe toujours et est représentée dans un diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 .



d'après Winter (2001)

Dans le groupe des suites subcalcalines, on distingue deux types de suites magmatiques. La suite **tholéitique** qui se caractérise par un FeO_7/MgO élevé et la suite **calco-alcaline**. Ces deux suites sont différenciées dans un diagramme triangulaire $\text{A}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-F}(\text{FeO}_7)\text{-M}(\text{MgO})$.



2.5. Origine et évolution des magmas

Les bases de données géochimiques actuellement disponibles pour les roches magmatiques révèlent une grande diversité de composition chimique. Celle-ci résulte d'un ensemble de processus qui déterminent d'une part, la composition des magmas parents des suites magmatiques et d'autre part, le chemin de cristallisation.

Le magma parent est le magma produit par la *fusion partielle d'une source donnée*. La composition de ce magma parent est déterminée par la composition de la source et par les conditions dans lesquelles s'est déroulé le processus de fusion partielle (pression, température, taux de fusion partielle, ...). La Terre est essentiellement solide sauf le noyau externe constitué d'un alliage de Fe-Ni liquide et une partie du manteau terrestre, l'asthénosphère, qui contient une faible proportion de liquide. Les magmas sont donc produits dans des conditions particulières par décompression, par augmentation de température ou lorsque des volatils sont introduits dans le système. *Le manteau terrestre* est constitué de roches ultramafiques (péridotites) qui par fusion partielle vont produire des basaltes. La fusion partielle du manteau se produit par décompression adiabatique. Ce phénomène intervient soit lors de la remontée du manteau suite à l'extension du plancher océanique à l'aplomb des rides médio-océaniques, soit lors de la remontée de panaches mantelliques issus du manteau profond. Dans le premier cas, les basaltes produits vont contribuer à la formation de la croûte océanique et dans le deuxième cas, ils vont souvent former des îles océaniques (ex : Hawaii). *La croûte continentale* étant beaucoup plus hétérogène que le manteau, les liquides produits par fusion partielle ont également une composition beaucoup plus variable. La fusion partielle de la croûte continentale résulte souvent d'une augmentation de température liée à la mise en place de magmas basaltiques chauds à la base de la croûte continentale (sous-plaquage basaltique) ou à un épaississement de la croûte lors des orogénèses.

Les magmas parents étant des *solutions silicatées complexes*, leur cristallisation s'effectue généralement dans un intervalle de température en produisant plusieurs espèces de minéraux. Au cours de ce *chemin de cristallisation* qui peut être étudié à l'aide de diagrammes de phases, la composition du liquide silicaté évolue ainsi que la nature et la composition des phases minérales qui cristallisent à partir des liquides successifs. Par ailleurs, la composition des magmas parents peut être modifiée de façon plus ou moins prononcée suite à un ensemble de processus appelés processus de différenciation. On reconnaît différents processus de différenciation :

Différenciation en système fermé

- *Cristallisation fractionnée*

On entend par cristallisation fractionnée tout processus qui permet de séparer le liquide silicaté et les minéraux initialement formés. Le processus le plus important est l'accumulation par gravité. Par exemple, dans les chambres magmatiques basaltiques, l'olivine cristallise assez tôt et comme sa densité est plus élevée que celle du liquide basaltique, elle pourra s'accumuler par gravité au fond de la chambre magmatique et former ainsi ce qu'on appelle des cumulats.

- Immiscibilité de liquides

Certains types de liquides silicatés ont une composition telle qu'ils se séparent en deux liquides de compositions différentes. Ce processus a été observé expérimentalement et dans certaines situations naturelles.

- Séparation d'une phase fluide

Les éléments volatils les plus abondants dans les magmas sont H_2O et CO_2 . Le début de la cristallisation des magmas impliquant le plus souvent des phases anhydres et non carbonatées, ces éléments volatils se concentrent de plus en plus dans la phase liquide résiduelle jusqu'au moment où la saturation en fluide est atteinte. Une phase fluide se sépare alors du magma et entraîne avec elle d'autres constituants que H_2O et CO_2 comme par exemple F, Cl, éléments alcalins, ... La composition du magma résiduel est donc modifiée.

Différenciation en système ouvert

- Mélange de magmas (inhomogène, homogène)

On observe fréquemment dans les intrusions magmatiques des enclaves aux contours arrondis ayant une composition chimique et minéralogique différente de celle du magma encaissant. On interprète ces enclaves qui sont dans certains cas très abondantes comme des « gouttes » d'un liquide silicaté qui a été mélangé au magma hôte alors qu'ils étaient toujours à l'état liquide (totalement ou partiellement).



- Assimilation

Comme les magmas se mettent en place dans un ensemble de roches encaissantes et prennent un certain temps pour cristalliser, ce magma subit un certain degré de contamination par assimilation des roches encaissantes. Cette assimilation est soit simplement physique, soit les roches de l'encaissant sont partiellement ou totalement dissoutes dans le magma.

Les diagrammes de variation

La composition chimique des roches observées dans un corps magmatique donné a préservé la mémoire des processus de différenciation et de la composition du magma parent. C'est pourquoi on représente ces compositions dans des diagrammes chimiques simples. Ces

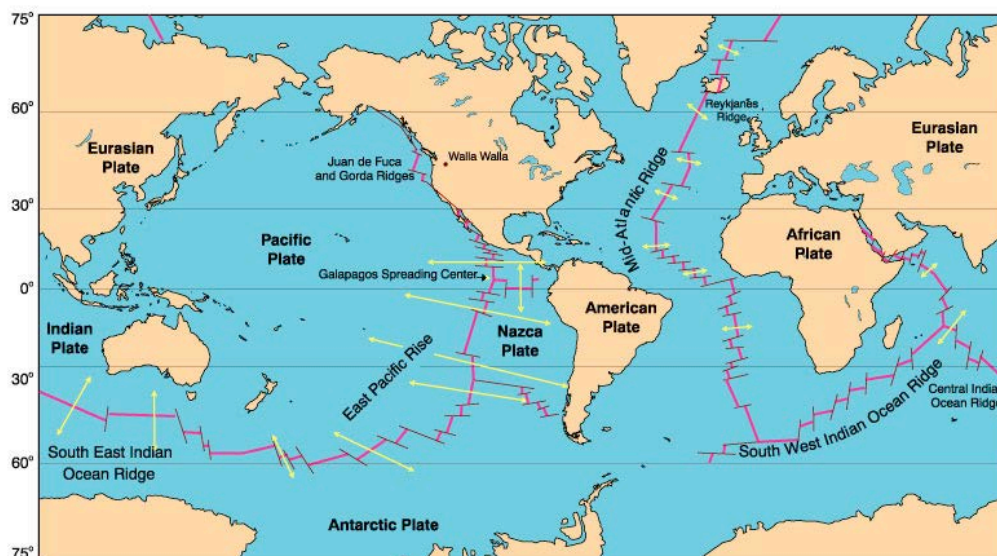
diagrammes sont soit des diagrammes X-Y (diagrammes de Harker) avec en abscisse un indice de différenciation, soit des diagrammes triangulaires tels que le diagramme AFM utilisé pour la classification des roches magmatiques. L'indice de différenciation le plus couramment choisi est SiO_2 puisque cet élément augmente souvent de manière continue au cours de la différenciation.

2.6. Associations pétrotectoniques

Le contexte géodynamique dans lequel se met en place une suite magmatique donnée détermine la composition du matériau source qui a fondu pour produire le magma, les conditions dans lesquelles s'est fait le processus de fusion partielle et donc le taux de fusion partielle ainsi que les processus de différenciation qui ont conduit à la cristallisation finale du magma. C'est pourquoi on parle d'associations pétrotectoniques. On passera en revue ci-dessous les traits essentiels des principales associations pétrotectoniques.

2.6.1. Les rides médio-océaniques

La croûte océanique est essentiellement constituée de basaltes et de gabbros et a une épaisseur moyenne de 8km. Elle est parcourue par une chaîne volcanique longue d'environ 65000km, large d'environ 2km et ayant une altitude moyenne de 2.5km. Ces rides sont des zones de divergence où les plaques tectoniques s'éloignent l'une de l'autre à une vitesse qui est variable dans l'espace et dans le temps (<1 cm/an à 8cm/an). C'est à l'aplomb de ces rides que se forme la croûte océanique. Les basaltes mis en place, appelés MORB (**M**id **O**cean **R**idge **B**asalt), appartiennent à la suite tholéïitique.



Carte schématisant la position des plaques lithosphériques principales ainsi que la localisation des zones de divergence (notées en trait rose). D'après Winter (2001).

2.6.2. Points chauds et îles océaniques

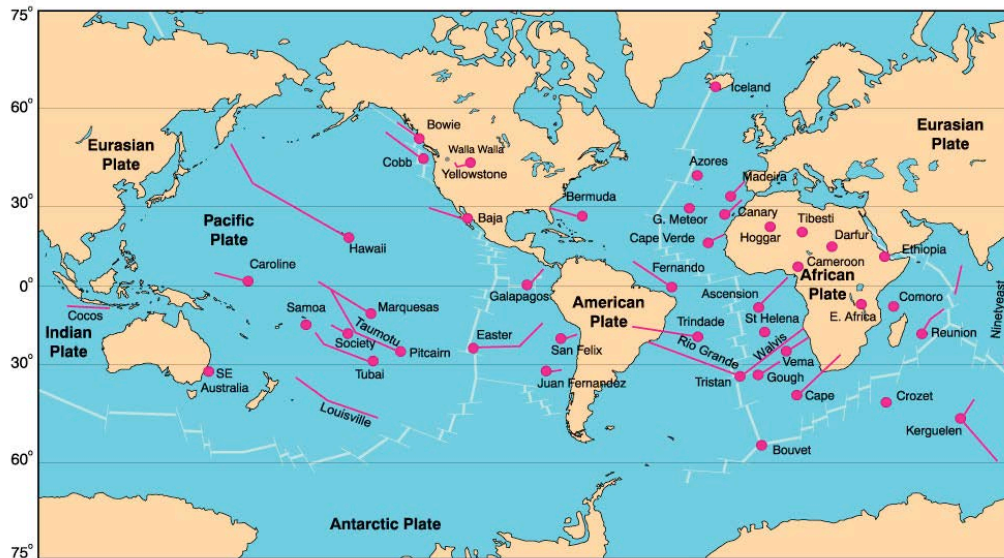


Figure donnant la localisation des principales îles océaniques (point rose associé à un trait lorsqu'il y a un chapelet d'îles). D'après Winter (2001).

Le plancher océanique est parsemé de centaines de volcans situés le plus souvent à une distance significative des bordures (convergentes ou divergentes) des plaques lithosphériques. L'exemple le plus caractéristique étant le chapelet d'îles associé à Hawaïi. Les laves observées dans ces îles sont le plus souvent alcalines, mais aussi tholéitiques. On considère que ce volcanisme est lié à la présence de points chauds (matériel mantellique chaud issu de la limite manteau-noyau).

2.6.3. Flood Basalts

On observe en domaine océanique (plateaux océaniques) et continental (Continental Flood Basalts) des épandements basaltiques d'extension très importante (jusqu'à plus de 1 million de km³ dans les plateaux du Deccan en Inde) et qui se mettent en place sous forme de plateaux. La composition de ces basaltes est essentiellement tholéitique. Les exemples les plus caractéristiques sont les Deccan traps en Inde pour le domaine continental et le plateau de Ontong-Java dans le Pacifique Ouest pour le domaine océanique. Ici aussi, on invoque l'intervention d'un point chaud pour la production de ces quantités impressionnantes de magma basaltique.

2.6.4. Magmatisme d'arc

A l'aplomb des zones de subduction où une plaque lithosphérique plonge sous une autre et le long des grandes fosses océaniques, on observe des chaînes volcaniques qui se développent soit sur la croûte océanique et forme alors des arcs insulaires (par exemple l'arc des îles Aléoutiennes dans le Pacifique Nord), soit en domaine continental (par exemple la chaîne des Andes en Amérique latine ou la Cascade Range aux Etats-Unis à laquelle appartient le Mont Saint-Helen). Les roches volcaniques ont une composition très variable allant des basaltes aux rhyolites en passant par des termes intermédiaires particulièrement

abondants, les andésites (57-63 % SiO₂). Les compositions basaltiques sont subordonnées dans ce type d'environnement. Les éruptions volcaniques peuvent être explosives (par exemple l'éruption du Mont Saint-Helens en 1980). Ces roches volcaniques appartiennent essentiellement à la suite calco-alcaline et sont dominées par le plagioclase. En domaine continental, l'érosion a mis à jour les plutons qui devaient être connectés à ces volcans (par exemple les batholites de la Sierra Nevada dans l'Ouest des Etats-Unis).

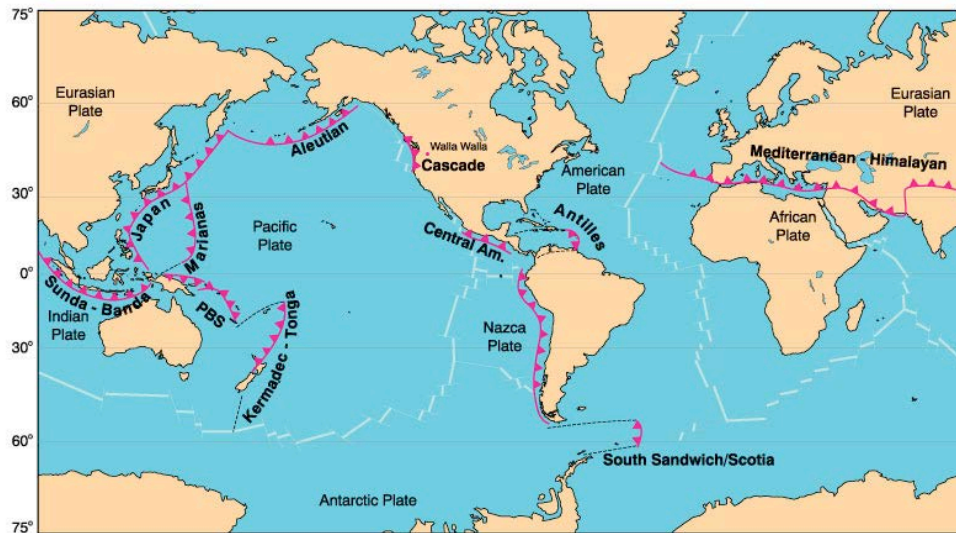


Figure montrant la localisation des principales zones de subduction. D'après Winter (2001).

2.6.5. Magmatisme alcalin continental

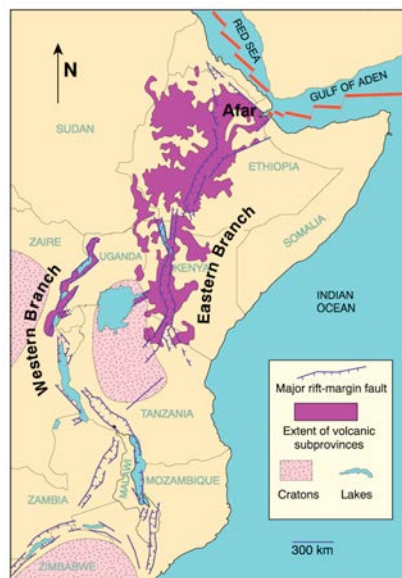
La plupart des roches magmatiques alcalines situées en domaine continental sont associées à des zones d'extension appelées rifts. On a reconnu une centaine de rifts continentaux qui se présentent sous forme de zones allongées et parcourues par des failles normales. Le flux de chaleur y est généralement élevé. Les roches magmatiques caractéristiques appartiennent à la suite alcaline.

Exemples

graben du Rhin (0.01 cm/an)

rift de l'Afrique de l'Est (0.06 cm/an) depuis le Mozambique jusqu'à l'Ethiopie.

"Basin and Range" (USA: 0.5 cm/an)



Parmi ces roches alcalines, on notera quelques types de roches très particulières :

-les kimberlites, de composition ultramafique, riches en K_2O et en volatils (essentiellement CO_2) qui se mettent en place sous forme de pipes. Ces kimberlites contiennent des xénolites d'origine mantellique qui sont porteurs de diamant (par exemple les pipes de kimberlites en Afrique du Sud).

-les carbonatites, essentiellement constituées de carbonates associés entre autres à du clinopyroxène et de l'amphibole.

3. Les roches métamorphiques

Les roches métamorphiques sont des roches d'origine magmatique ou sédimentaire qui ont été soumises à des conditions de pression et température différentes de celles de leur formation. Cette remise à l'équilibre induit des changements de composition minéralogique et/ou de texture. Ces changements se produisent à l'état solide.

3.1. Les facteurs du métamorphisme

- La température

Au sein de la croûte, la température augmente avec la profondeur. Le taux d'augmentation de T en fonction de P s'appelle le gradient géothermique. Il varie selon les régions et a une valeur moyenne de l'ordre de 30°C/km.

On considère arbitrairement que la limite inférieure du métamorphisme est donnée par la diagenèse et on place cette limite à une température de l'ordre de 100 à 150°C. La limite supérieure est déterminée par le début de la fusion partielle des roches. La température à laquelle débute la fusion dépend de la composition de la roche et de la présence ou non d'une phase fluide. Dans le cas des roches sédimentaires en présence d'une phase fluide la fusion partielle commence vers 700°C-900°C.

- La phase fluide

La présence de minéraux hydratés et/ou carbonatés ainsi que les inclusions fluides piégées dans les minéraux des roches métamorphiques témoignent de l'existence d'une phase fluide au cours du métamorphisme. Celle-ci a une composition complexe. Les constituants majeurs sont H₂O et CO₂, les constituants mineurs étant NaCl, CH₄, etc. Etant données les conditions de pression et température, il s'agit de fluide supercritique. Le plus souvent, la pression du fluide intergranulaire peut devenir égale à la pression lithostatique.

- La pression

La pression en un point exercé par le poids des roches susjacentes est la pression lithostatique ($P=h\rho g$ où h =épaisseur de roches, ρ =densité des roches, g =accélération de la pesanteur). On suppose généralement que la pression en un point est uniforme et égale à la pression lithostatique. Celle-ci étant uniforme, elle ne provoque pas de déformation. Cependant, dans de nombreux contextes géologiques, des pressions inégales sont exercées sur les roches et provoquent leur déformation.

3.2. Les types de métamorphisme

3.2.1. Le métamorphisme de contact

Lors de la mise en place d'une intrusion dans des roches encaissantes généralement plus froides, la chaleur transmise par conduction provoque la formation d'une "auréole de contact". Suite à l'augmentation de température, une série de réactions métamorphiques prennent place et induisent la recristallisation de nouvelles paragenèses. Ce processus a lieu en l'absence de contraintes dirigées et les roches ainsi formées sont généralement compactes, d'où leur nom de "cornéennes de contact". La quantité de chaleur dégagée par l'intrusion dépend de la composition chimique du magma ainsi que de la taille de l'intrusion.

3.2.2. Le métamorphisme régional

Au sens large, ce type de métamorphisme implique une grande extension latérale. On distingue :

- le métamorphisme régional associé aux zones orogéniques et caractérisé par le développement d'une schistosité ;
- le métamorphisme d'enfouissement spécifiquement observé dans les épaisseurs importantes de dépôts volcano-sédimentaires en l'absence de contraintes dirigées ;
- le métamorphisme hydrothermal de la croûte océanique qui se développe à l'aplomb des rides océaniques suite à d'importantes circulations hydrothermales.

3.2.3. Le métamorphisme d'impact

Ce type de métamorphisme apparaît lors de l'impact de météorites. Il se caractérise par des faciès particuliers (brèches, quartz choqués,...) liés à l'important dégagement d'énergie et à la rapidité du processus.

3.2.4. Le métamorphisme dynamique

Il se développe localement dans des zones de failles.

Le métamorphisme qui se déroule à pression et température croissantes est dit *métamorphisme prograde*. Néanmoins, il est fréquent que des roches équilibrées à des température et pression élevées évoluent ensuite selon des conditions de température et pression décroissantes. Il s'agit alors de *métamorphisme rétrograde*.

3.3. La classification des roches métamorphiques

Comme on le verra, cette classification se révèle simple malgré la diversité de compositions des roches et des conditions de pression et température.

La nomenclature doit couvrir l'ensemble du spectre des roches observées et fournir des termes univoques. Les critères de classification qui peuvent être utilisés sont les suivants :

- minéralogie ;
- structure ;
- nature de la roche de départ ;
- conditions du métamorphisme (P-T) ;
- composition chimique de la roche.

Comme les compositions minéralogique et chimique des roches métamorphiques couvrent une très large gamme, il n'est pas possible d'établir une classification sur base de quelques critères. La sous-commission de l'Union internationale des sciences géologiques (IUGS) chargée de la systématique des roches métamorphiques a donc sélectionné **des critères de base** qui sont directement observables et non génétiques. Ceux-ci sont : la **structure**, la **minéralogie** et la **composition de la roche de départ**. Ces critères de base permettent de définir des noms composés. La terminologie proposée par la sous-commission est donnée en anglais et il n'y a pas encore eu de traduction officielle dans les autres langues des termes utilisés.

Les roches métamorphiques sont d'abord subdivisées en trois groupes principaux (*root terms*) sur base de la **structure**. On définit ainsi trois termes de base :

si la schistosité est bien développée : ***schiste***

si la schistosité mal développée : ***gneiss***

si la schistosité est absente : ***granofels***

La schistosité s'exprime par une orientation préférentielle des grains au cours des processus métamorphiques. Lorsqu'elle est bien développée, les grains de forme aplatie sont abondants et montrent pour la plupart une orientation préférentielle (la roche se fracture à l'échelle de moins d'1 cm). Lorsqu'elle est mal développée, les grains de forme aplatie sont peu abondants, montrent une faible orientation ou sont situés dans des zones de faible épaisseur largement espacées (la roche se fracture à l'échelle de plus d'1 cm).

Pour tenir compte de la **composition minéralogique** très variable des roches métamorphiques, on ajoute à ces termes de base des préfixes décrivant les minéraux principaux par ordre d'abondance croissante

exemple : staurolite-mica schist, plagioclase-pyroxene granofels

En outre, la sous-commission a pris en considération tous les termes utilisés jusqu'à présent pour nommer les roches métamorphiques et parmi ceux-ci en a retenu une partie qui peuvent être utilisés en parallèle à la nomenclature basée sur les 'root terms'. La liste ci-dessous est une liste non exhaustive de ces termes recommandés. La liste complète est donnée dans « Metamorphic rocks : A classification and glossary of terms » (Eds. D. Fettes, J. Desmons).

Utilisation de termes spécifiques (liste non exhaustive)

Schiste ardoisier (Slate en anglais) :

Roche argilo-silteuse de très faible degré de métamorphisme, très finement grenue et présentant un clivage schisteux bien marqué.

Phyllite :

Roche finement grenue et riche en phyllosilicates résultant d'un métamorphisme de faible intensité ayant un aspect lustré. La proportion de phyllosilicates est généralement supérieure ou égale à 50%.

"Schiste" sensu stricto (exemple: micaschiste)

Roche métamorphique généralement plus grossière (les minéraux sont reconnaissables à l'œil nu) avec une schistosité très bien développée et essentiellement marquée par l'orientation des phyllosilicates (voir cours de Tectonique concernant l'utilisation rigoureuse du terme schiste en Français et en Anglais).

Gneiss :

La proportion de quartz et de feldspaths est généralement plus importante. Présence d'une foliation métamorphique et d'une schistosité qui est peu développée par rapport aux roches des catégories précédentes.

Amphibolite :

La minéralogie est dominée par l'amphibole et le plagioclase qui à deux représentent plus de 75 % de la roche.

Granulite :

Roche de grade métamorphique élevé et souvent caractérisée par l'abondance du plagioclase et de silicates ferromagnésiens anhydres (pyroxènes). On distingue les granulites mafiques et felsiques où la proportion de minéraux mafiques est respectivement plus élevée que et inférieure à 30%.

Marbre (marble) :

Roche métamorphique où les carbonates (calcite, dolomite) représentent plus de 50%.

Eclogite :

Roche foncée, très dense et constituée à plus de 75% de grenat et de clinopyroxène omphacitique. Le plagioclase est absent.

3.4. La représentation graphique des paragenèses métamorphiques

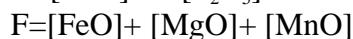
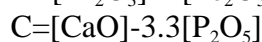
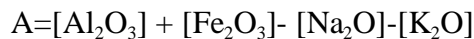
Une paragenèse est une association de minéraux à l'équilibre pour des conditions de pression, température et composition données.

Pour représenter graphiquement les paragenèses métamorphiques, on utilise soit des diagrammes à 2 ou 3 constituants (triangulaires) construits pour une gamme de pression et température restreintes, soit des grilles pétrogénétiques dans lesquelles sont représentées les différentes réactions métamorphiques en fonction des conditions P-T pour un système chimique donné.

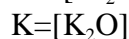
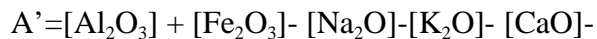
3.4.1. Les diagrammes d'Eskola et de Thompson

- Les diagrammes d'Eskola

ACF

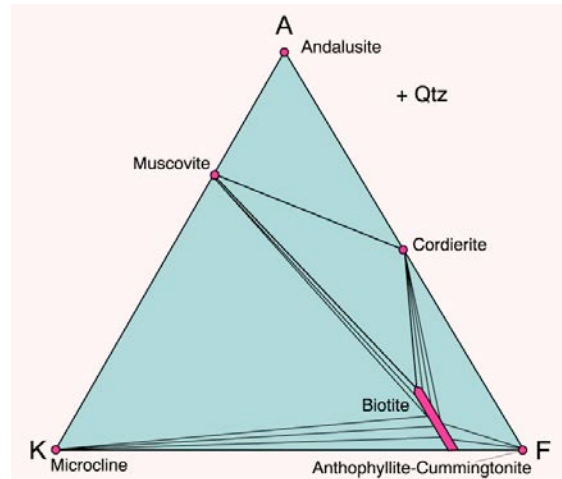
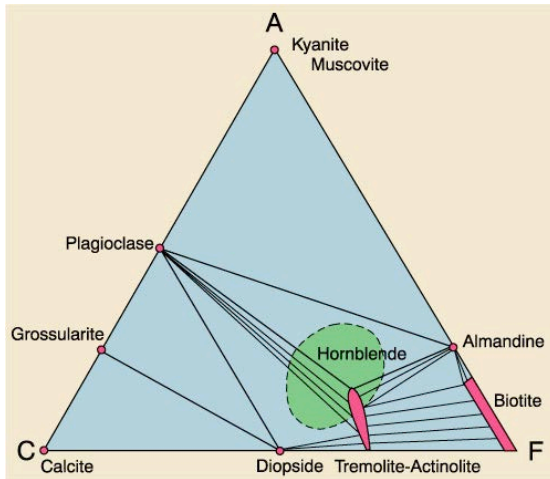


A'KF



Les concentrations des constituants sont données en millimolécules (ex : (% poids CaO/Poids Moléculaire de CaO)*1000).

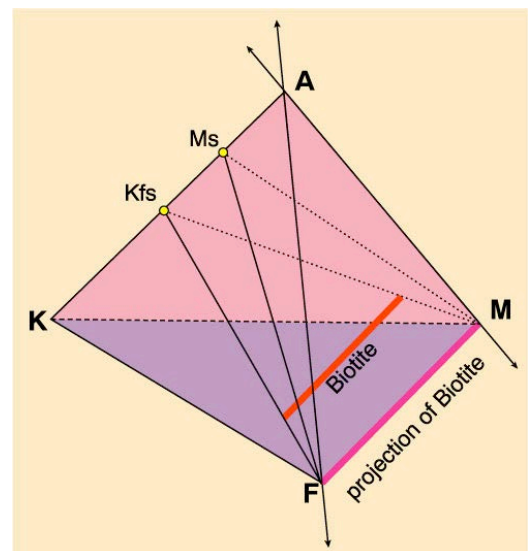
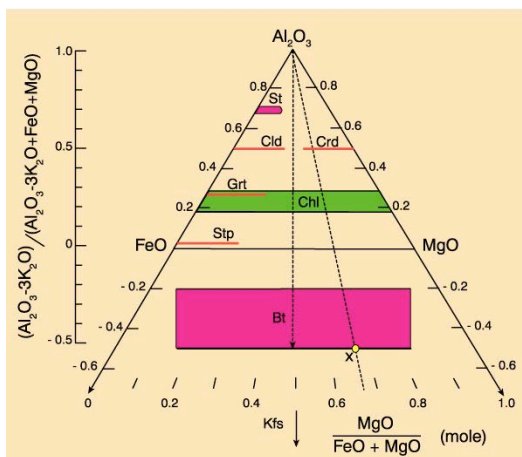
Les diagrammes ACF et A'KF sont souvent utilisés conjointement pour pouvoir représenter l'ensemble des phases présentes dans une roche métamorphique, en particulier les phases calciques et potassiques.



d'après Winter (2001)

• Le diagramme AFM

Dans de nombreuses paragenèses métamorphiques coexistent plusieurs phases ferromagnésiennes ayant des rapports Fe/Mg différents. Pour pouvoir les représenter de manière adéquate, il est donc nécessaire de séparer en deux pôles distincts FeO et MgO. Cette situation se présente surtout dans le cas des roches pélitiques, roches sédimentaires riches en Al_2O_3 , SiO_2 et K_2O . Leurs compositions se représentent donc dans un tétraèdre Al_2O_3 - K_2O -FeO-MgO. L'utilisation de tétraèdres étant malaisée, les compositions des minéraux et des roches représentées au sein de ce tétraèdre sont projetées sur le plan Al_2O_3 -FeO-MgO à partir d'un pôle correspondant à une phase très riche en K_2O et ubiquiste dans les roches métamorphiques dérivées des pélites c'est-à-dire soit la muscovite, soit le feldspath potassique.



d'après Winter (2001)

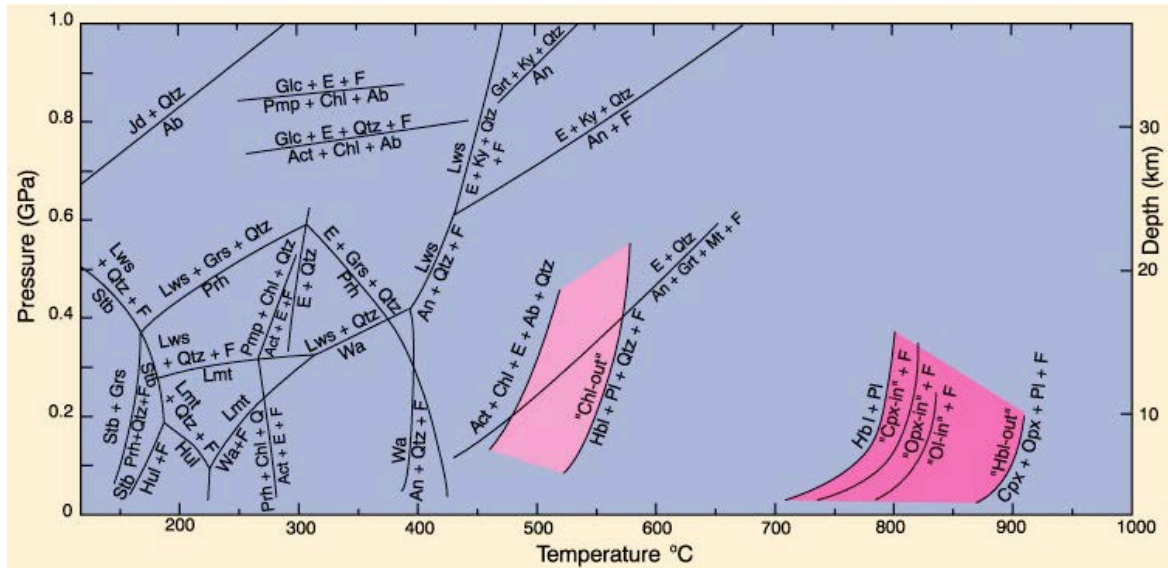
A=[Al₂O₃] + [Fe₂O₃] - 3[K₂O] si muscovite
A=[Al₂O₃] + [Fe₂O₃] - [K₂O] si feldspath potassique
F=[FeO]
M=[MgO]

3.4.2. Les grilles pétrogénétiques

On représente dans un diagramme Pression-Température les différentes réactions métamorphiques correspondant à un système chimique donné (par exemple le système CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-(Na₂O) (roches mafiques) dans le diagramme ci-dessous, d'après Winter (2001)). La construction de ces diagrammes est basée sur la règle des phases de Goldschmidt :

$$V=n+2-\phi$$

- où
- n =le plus petit nombre de constituants indépendants nécessaires pour décrire le système
 - ϕ =le nombre de phases à l'équilibre qui sont présentes dans le système
 - v =variance du système
 - si $v=0$ point invariant
 - si $v=1$ courbe univariante
 - si $v=2$ espace bivariant



3.5. Le métamorphisme des roches pélitiques

Les sédiments pélitiques sont riches en phyllosilicates (en moyenne 50%) et contiennent environ 10 à 30% de quartz. Ils sont donc riches en SiO_2 , Al_2O_3 et K_2O et les paragenèses sont habituellement représentées dans les diagrammes A'KF et A(K)FM. La stabilité des minéraux présents dans ces roches est très sensible aux variations des conditions de pression et température. Leurs paragenèses métamorphiques sont donc de très bons indicateurs des conditions du métamorphisme.

Succession des réactions par métamorphisme prograde (zones barroviennes, pression intermédiaire)

- zone à chlorite
chlorite, muscovite, quartz, albite
- zone à biotite
feldspath K+chlorite=**biotite**+muscovite+quartz+H₂O
- zone à grenat

chlorite+muscovite=**grenat**+biotite+quartz+H₂O

• zone à staurotide (roches riches en Al, Fe et pauvres en Ca)

grenat+muscovite+chlorite=**staurotide**+biotite+quartz+H₂O

chlorite+muscovite=**staurotide**+biotite+quartz+ H₂O

• zone à disthène

muscovite+staurotide+chlorite=biotite+**disthène**+quartz+H₂O

staurotide+muscovite+quartz=**disthène**+biotite+H₂O

• zone à sillimanite

disthène=**sillimanite**

staurotide+muscovite+quartz=grenat+biotite+**sillimanite**+H₂O

• 2^{ème} isograde de la sillimanite

muscovite+quartz= feldspath K +**sillimanite**+H₂O

muscovite+ quartz = feldspath K +**sillimanite**+**liquide**

L'apparition de liquide comme produit de la réaction indique qu'il y a un début de fusion partielle.

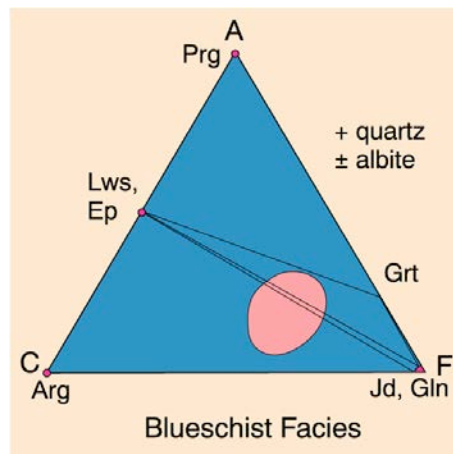
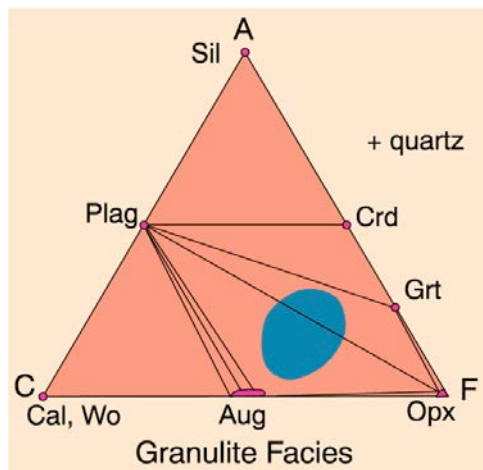
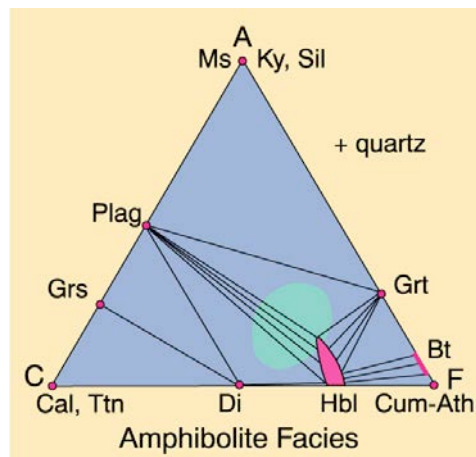
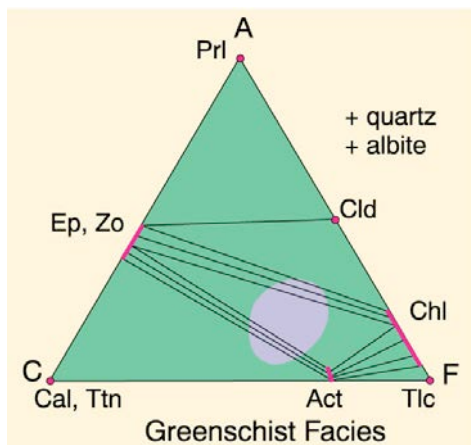
Dans le métamorphisme de contact, c'ad à basse pression et sous un flux de chaleur important, le disthène est remplacé par l'andalousite et le grenat ainsi que le staurotide peuvent être absents.

3.6. Le métamorphisme des roches basiques

Les minéraux caractéristiques observés dans les différents faciès métamorphiques des roches de composition basique sont représentés dans le tableau ci-dessous.

Faciès	Minéraux caractéristiques
Zéolites	Zéolites (ex:laumontite)
Prehnite-Pumpellyite	Prehnite+pumpellyite+chlorite+albite
Schistes verts	Chlorite+albite+epidote+quartz ± actinote
Amphibolite	Hornblende+plagioclase ± grenat
Granulite	Orthopyroxène+clinopyroxène+plagioclase ± grenat
Schistes bleus	Glaucofane (amphibole bleue) + lawsonite
Eclogite	Grenat + omphacite

Les roches basiques étant relativement riches en Al₂O₃, CaO, FeO et MgO, on utilise généralement le diagramme ACF pour représenter les paragenèses.



d'après Winter (2001). Les abréviations utilisées pour les principaux minéraux caractéristiques de chaque faciès sont les suivantes :

Ep = épidote, Chl = chlorite, Act = actinote (amphibole fibreuse), Cal = calcite

Plag = plagioclase, Grt = grenat, Hbl = hornblende, Di = diopside, Grt, Grs = grenat, Sil = sillimanite, Ky = disthène (kyanite)

Aug = augite (clinopyroxène), Opx = orthopyroxène

Lws = lawsonite, Gln = glaucophane (amphibole bleue).

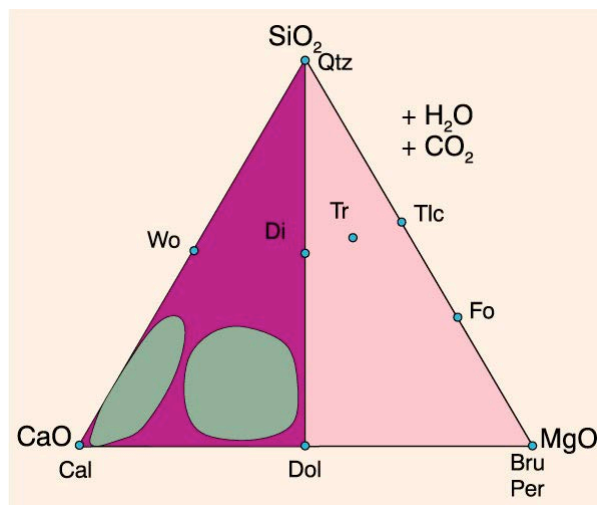
Le faciès des zéolites et le faciès prehnite-pumpellyite sont fréquents dans le métamorphisme d'enfouissement. Par contre le faciès schistes verts est très bien représenté dans les paragenèses résultant du métamorphisme hydrothermal de la croûte océanique.

Il est difficile de corréliser les variations de paragenèses observées dans les roches pélitiques avec celles observées dans les roches basiques pour un même gradient géothermique (zones

barroviennes). En effet, dans les roches basiques les réactions métamorphiques sont continues et ont souvent une variance élevée.

3.7. Le métamorphisme des marbres et roches à silicates calciques

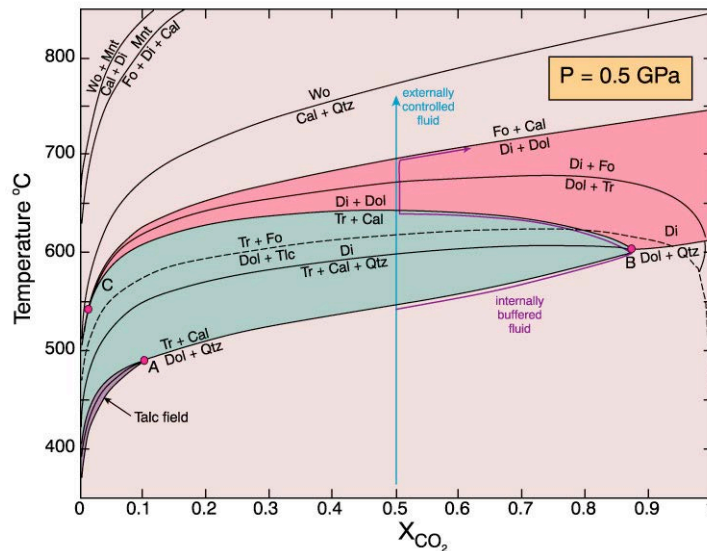
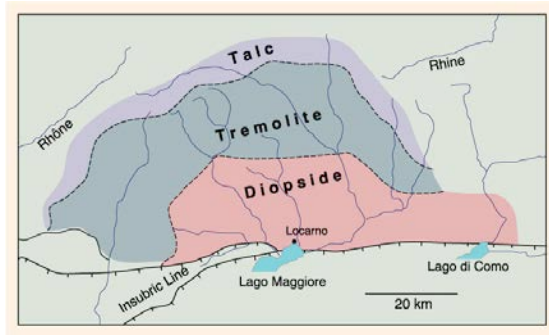
Les roches carbonatées sont essentiellement constituées de carbonates avec une proportion variable de minéraux argileux et de quartz (Qtz). Parmi les carbonates, la calcite (CaCO_3) (Cal) et la dolomite ($\text{Ca,Mg}(\text{CO}_3)_2$) (Dol) sont les plus abondants. Au cours du métamorphisme prograde, les carbonates réagissent avec ces impuretés en produisant une série de minéraux caractéristiques : wollastonite (Wo), diopside (Di), trémolite (Tr), talc (Tlc), forstérite (Fo). Etant donnée la composition de ces roches carbonatées, ces minéraux sont représentés dans un diagramme CaO-MgO-SiO₂.



d'après Winter (2001)

La phase fluide présente dans le métamorphisme des roches carbonatées est constituée de CO₂ et H₂O ($X_{\text{H}_2\text{O}} + X_{\text{CO}_2} = 1$) (Bru = brucite $\text{Mg}(\text{OH})_2$; Per = périclase MgO).

Les zones métamorphiques observées dans les dolomies siliceuses des Alpes Léopontines



d'après Winter (2001)

Stabilité du talc, de la trémolite et du diopside en fonction de la température et de la X_{CO_2} pour une pression de 5 kb. Au cours du métamorphisme, la composition de la phase fluide peut évoluer en système ouvert ou fermé.

exemple de réactions

dolomite+quartz+H₂O=calcite+talc+CO₂ (hydratation-décarbonatation)

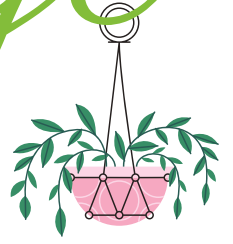
trémolite+ calcite +quartz=diopside+H₂O+CO₂ (déshydratation-décarbonatation)

trémolite+ dolomite = calcite +forstérite+H₂O+CO₂ (déshydratation-décarbonatation).

3.8. Le métamorphisme des roches ultrabasiques

Les roches ultrabasiques affleurent essentiellement dans les complexes ophiolitiques et dans les zones orogéniques. Elles représentent vraisemblablement des reliques de la croûte océanique (et son manteau sous-jacent) qui séparait initialement les deux segments crustaux. Les paragenèses métamorphiques sont représentées dans un diagramme CaO-MgO-SiO₂ et contiennent des minéraux tels que talc, serpentine, trémolite, diopside, forstérite. Les paragenèses observées dépendent des conditions P-T et de la teneur en SiO₂ de la roche de départ.

Bon courage



LIENS UTILES 🙌

Visiter :

1. <https://biologie-maroc.com>

- Télécharger des cours, TD, TP et examens résolus (PDF Gratuit)

2. <https://biologie-maroc.com/shop/>

- Acheter des cahiers personnalisés + Lexiques et notions.
- Trouver des cadeaux et accessoires pour biologistes et géologues.
- Trouver des bourses et des écoles privées

3. <https://biologie-maroc.com/emploi/>

- Télécharger des exemples des CV, lettres de motivation, demandes de ...
- Trouver des offres d'emploi et de stage

