

Chapitre 4 . Composition chimique et diagrammes de phases des minéraux des roches magmatiques :

1. Introduction :

La composition chimique des roches magmatiques varie dans des limites assez étroites, différentes de celles des roches sédimentaires qui proviennent essentiellement de leur transformation à la surface du globe. Les données géochimiques montrent que O et Si sont largement dominants, suivis par Al, puis par Fe, Mg, Ca, Na, K, etc. La silice joue donc un rôle prédominant et l'on constate dans sa distribution deux maximums de fréquence, le principal pour 52,5 % et un autre pour 73%. Cela correspond aux deux types de roches magmatiques ayant la plus large répartition, les basaltes et les granites, qui sont respectivement les plus représentatifs des roches volcaniques et plutoniques.

Les éléments chimiques des roches magmatiques se divisent en trois catégories :

Les éléments majeurs

Ce sont essentiellement : SiO₂, Al₂O₃, FeO et Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂. Ces oxydes représentent 99% en poids de l'analyse ces éléments rend compte de la composition globale de la roche.

Les éléments mineurs :

Pour les roches magmatiques les éléments mineurs typiques sont : MnO et P₂O₅. Ces éléments ont des teneurs comprises entre 0,1 et 1 % en masses d'oxydes.

Les éléments en traces :

En partie pour million (p.p.m)et en ultra trace partie pour milliard(p.p.b)

Les éléments en traces les plus importants : Ce, Sr, Rb, Ba , Sr, Rb, Ba, Y, Zr, Nb, Ta, Ni, Cu, (Pb, U, Th), grace à ces éléments on peut connaitre l'origine du magma et remonter à la source des roches magmatiques.

Les éléments majeurs en %

SiO₂	50.11
TiO₂	1.98
Al₂O₃	17.03
FeO	4.54
Fe₂O₃	5.08
Na₂O	3.88
K₂O	0.44

les éléments en traces (ppm)

Nb	39
Zr	312
Th	4.85
La	17
Ce	48
Sr	1089
Rb	14

MgO	5.22
CaO	8.23
P2O5	0.13
MnO	0.14
Perte au feu	3.01
Totale	99.81
Ba	1584
SC	19
V	185
Ni	93
Cr	121
Co	24
Nb	39

Tab. 1 : Analyse chimique des éléments majeurs et éléments en traces d'une roche magmatique (Talhi, 2015).

Dans les analyses chimiques Souvent, les pourcentages des gaz et de l'eau ne sont pas donnés. Dans ce cas, la quantité de tous les éléments volatils de la roche est indiqué par **la perte au feu** (PAF) ou **LOI** (*loss on ignition* en anglais) : c'est la perte de masse qui résulte de l'échauffement d'un matériau du fait du départ des espèces volatiles ; elle est mesurée lors du chauffage de l'échantillon à haute température.

Perte au feu (%) = $100 \times [(\text{masse avant chauffage}) - (\text{masse après chauffage})]/(\text{masse avant chauffage})$.

Les compositions chimiques moyennes en oxydes des principaux types de roches sont portées dans le tableau 4.

2. Fréquences des roches magmatiques en relation avec leur composition chimique

La courbe de fréquence mondiale des roches, calculées sur des milliers d'analyses de roches plutoniques et volcaniques, indique deux maximums, l'un correspondant à des roches qui renferment 73 % de silice (granites et rhyolites), l'autre à des roches qui renferment 52 % de silice (basaltes et gabbros) .

Les principales caractéristiques chimiques de ces deux grands types de roches sont les suivantes :

la teneur en Al₂O₃ est sensiblement la même quelle que soit la teneur en silice ;

les roches granitiques ont une forte teneur en SiO₂ et alcalins mais une faible teneur en fer total, CaO, MgO et TiO₂ ;

les roches basaltiques ont une faible teneur en SiO₂ et alcalins mais une forte teneur en fer total, CaO, MgO et TiO₂.

Ainsi, la teneur en Al₂O₃ ne varie pratiquement pas des roches basiques aux roches acides ; Fe total, CaO et MgO varient dans le même sens en diminuant des basaltes aux granites alors que Na₂O et K₂O varient en sens inverse.

3. Diagramme de cristallisation de mélange de deux minéraux fondus :

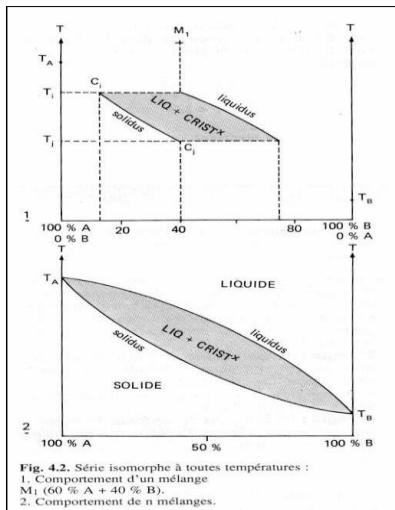
Un minéral porté à des températures croissante passe successivement de l'état liquide puis à l'état gazeux (et inversement dans le cas de température décroissantes).

La cristallisation d'un liquide silicaté conduit à :

- Soit un minéral de composition chimique identique à celle du liquide .tout les minéraux issues de ce type de cristallisation ont des structures cristalline semblable : on parle de séries isomorphe ou la substitution d'ions n'altère pas la structure ;
- Soit des minéraux de composition chimiques et de structures totalement différentes.

3.1. Diagramme de deux minéraux formant une série isomorphe avec miscibilité complète

Le mélange le plus célèbre de deux minéraux formant une série isomorphe à toute température et à toute pression est celui formé par l'*anorthite* [Ca(Al₂Si₂O₈)] et l'*albite* [Na(AlSi₃O₈)] (représentés ci-dessous respectivement par A et B) donnant la série des *plagioclases*. Comme les rayons ioniques de Na⁺ et de Ca²⁺, d'une part et de Si⁴⁺ et Al³⁺, d'autre part, sont proches, des substitutions ioniques ont lieu en phase liquide mais également en phase solide par des phénomènes de diffusion assez lents (on parle de minéraux formant une solution *solide*). A une pression donnée, en portant un mélange de proportion connue M₁, de deux minéraux A (de température de fusion T_A) et B (de température de fusion T_B) isomorphes, à une température de fusion T supérieure à T_A et en observant le processus de cristallisation lors du refroidissement, on observe les faits suivants (Figure .3.1).



(Figure 1.a et b)

Diagramme de phase de deux minéraux formant une série isomorphe.

- la température T_i d'apparition des premiers cristaux est inférieure à T_A ,
 - il n'y a pas cristallisation brutale mais progressive entre T_i et T_j , il existe donc trois domaines déjà présentés ci-dessus (figure 2),
 - Le premier cristal C_i qui apparaît a une composition différente du mélange initial, il est plus riche en A,
 - Au fur et à mesure du refroidissement, les cristaux ont une composition qui, se déplaçant sur la courbe du solidus, s'enrichit progressivement en B,
 - Les derniers cristaux formés C_j ont une composition identique à celle du mélange M_1 initial,
- Si on répète l'expérience avec n mélanges de proportions différentes, on obtient le diagramme. Sur la figure 1.b

Diagramme de deux minéraux quelconque et immiscible à l'état solide.

Lors du refroidissement du mélange de M_1 liquide et à température T_i inférieur à T_A , le minéral A commence à cristalliser et reste dans un liquide qui s'appauvrit en A. Lorsque la température atteint la valeur T_e telle que T_e inférieur à T_A , les cristaux B et A sous forme tout deux simultanément. La température reste constante jusqu'à l'épuisement du liquide puis décroît à nouveau.

Lors du refroidissement du mélange M_2 liquide et à température T_n inférieur à T_B , les premiers cristaux B apparaissent. lorsque T baisse, il se développent au dépens du liquide qui s'appauvrit en B ; à T_e , les cristaux

A et B se forment simultanément . la température reste constante jusqu' à e du liquide puis décroît à nouveau.

On appelle température eutectique la température minimum que peut avoir la phase liquide issue d'un mélange de minéraux.

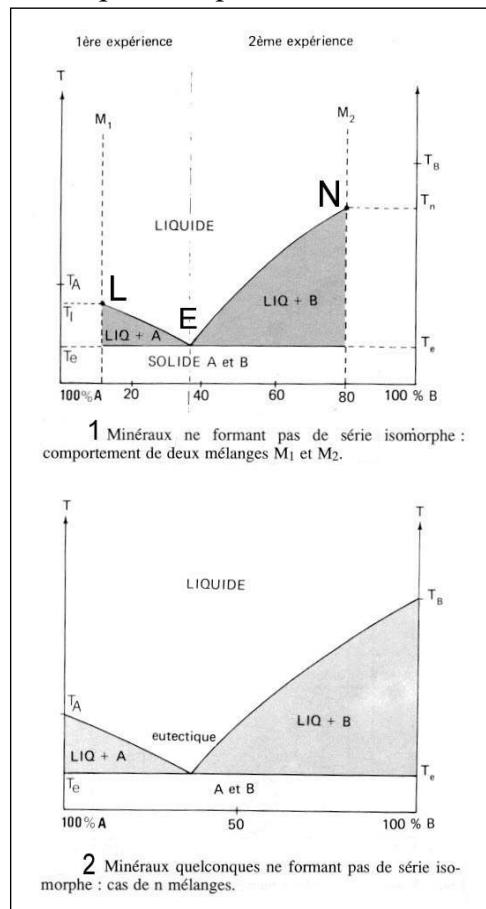


Figure .2

Diagramme de phase de 2 minéraux quelconques et immiscible à l'état solides.

4. Suites réactionnelles de Bowen - Cristallisation d'un magma :

Les travaux expérimentaux de l'équipe de Bowen ont permis d'effectuer une corrélation entre la coexistence stable de minéraux, la température et la composition du magma initial. Ces travaux ont permis de préciser l'ordre d'apparition des minéraux en fonction de la température et de la teneur en sio₂ de la phase liquide .on peut présenter les résultats sous forme de minéraux claire ou sombre, associés par plusieurs réactions en deux séries que l'on qualifie parfois de série de Bowen ou suite réactionnel de Bowen(figure 3).

suite réactionnelle de Bowen

la cristallisation fractionnée = cristallisation dans un ordre bien défini des silicates dans un magma qui produit des assemblages minéralogiques différents

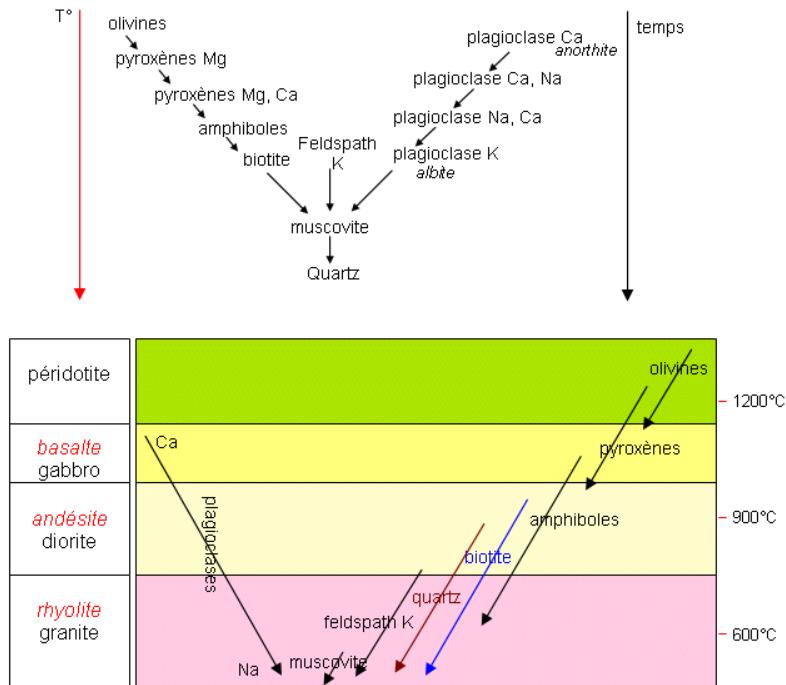


Figure 3. suite réactionnel de Bowen

- **La série des ferro-magnésiens** : cette série est discontinue, les structures cristallines des minéraux successifs sont différentes et il n'existe pas d'héritage structural.
 - Lorsque la température décroît, on a les réactions suivantes : Liquide → olivine + liquide
Olivine + liquide → olivine + pyroxènes
 - Lorsque la teneur en SiO₂, Na, Ca et K est suffisante, on peut avoir les réactions suivantes :

$$\begin{aligned} \text{Pyroxènes + liquide} \\ \longrightarrow & \text{amphibole} \\ \text{Amphibole + liquide} \\ \longrightarrow & \text{mica noir} \end{aligned}$$
- **La série des plagioclases** : cette série est continue car les différents plagioclases ont une structure cristalline commune. On passe progressivement de l'anorthite (riche en Ca) à l'albite (riche en Na).

Les deux séries réactionnelles sont concomitantes. Par exemple, si l'évolution des plagioclases libère des ions Ca et Al dans le liquide, ils sont intégrés dans les amphiboles qui apparaissent à des températures similaires.

Chapitre 5 : Origine des roches magmatiques

5.1. Introduction :

Les magmas en fusion migre vers le haut à travers la croûte terrestre et selon la vitesse de migration et du refroidissement, deux types principaux de roches magmatiques se forment : les **roches plutoniques** qui se forment en profondeur et les **roches volcaniques** qui se forment à la surface. (**Figure 4**).

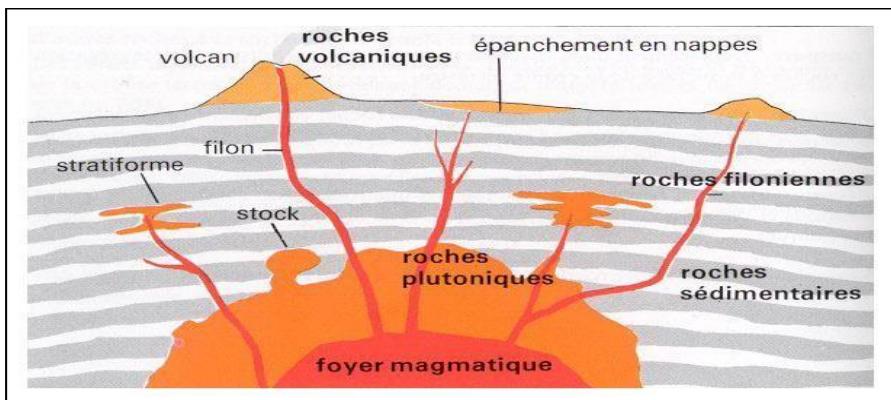


Figure 4 : genèse des roches magmatiques (Schumann, 1989)

Entre ces deux groupes principaux, existent des roches intermédiaires entre plutoniques et volcaniques appelées **roches filoniennes** que les Géologues considéraient comme un groupe à part, mais la tendance générale actuelle est de considérer qu'elles font partie de l'un ou l'autre des deux groupes, en fonction de leur structure.

5.2. les roches volcaniques

Lorsque la migration est rapide, le magma atteint la surface de la croûte et s'y répand, le refroidissement est alors relativement rapide et mène à la formation de laves, terme général désignant les roches volcaniques (également appelées roches extrusives ou effusives). Si la grande majorité des laves est composée d'une roche foncée plutôt dense, appelée **basalte**, elles se répandent à la surface de la croûte terrestre sous deux formes principales (figure 5) : les *écoulements* (blocs ou laves en fusion, ponces, cendres et boues) et les *projections* (éboulements, bombes, lapillis, cendres et poussières – voir plus loin).

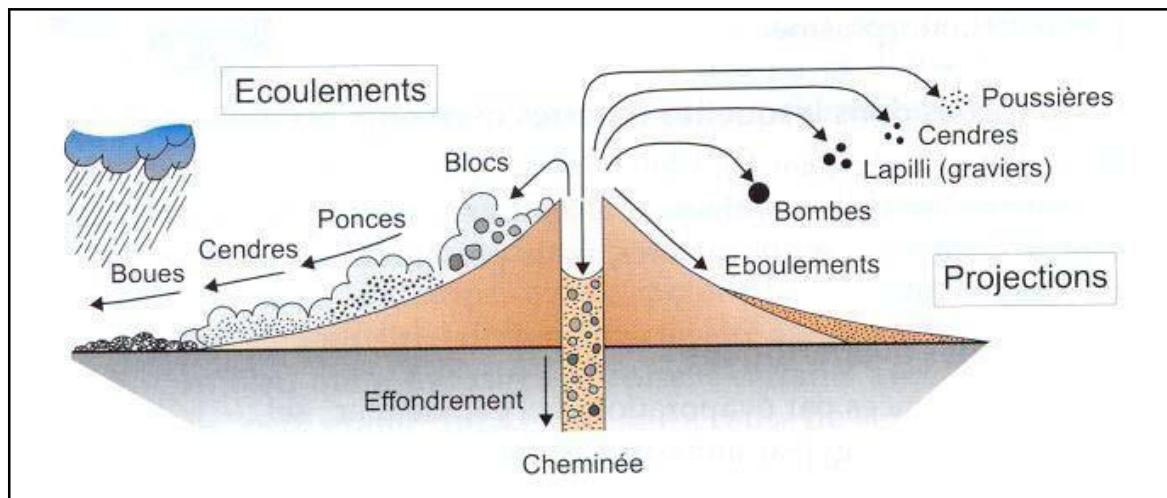


Figure 5 : formation des roches volcaniques (D.G.R.N.E., Dejonghe, 1998)

5.3. les roches plutoniques – différentes formes d'intrusion

Lorsque la migration est plus lente, le magma cristallise en profondeur (souvent dans la partie inférieure de la croûte) pour former des masses rocheuses appelées *roches intrusives*, autre terme désignant les roches plutoniques. La grande majorité des roches intrusives est constituée de **granites**, roches claires, relativement légères.

Les intrusions (figure 6) au travers de roches soit sédimentaires, soit métamorphiques, soit encore magmatiques, peuvent être de grande taille comme les **batholites** (de quelques km à plus de 100 km de diamètre dont le constituant principal est le granite) ou de plus petite taille. Dans ce dernier cas, on distingue les intrusions suivantes :

- les **dykes**, ayant l'aspect d'une plaque, qui tranchent nettement dans les couches sédimentaires ou métamorphiques, de largeur de quelques centimètres à des centaines de mètres. Un dyke constitue le remplissage intrusif d'une fissure verticale ou oblique ;
- les **sills**, ayant également l'aspect d'une plaque, mais qui s'insèrent horizontalement entre les couches sédimentaires, parallèlement à leur stratification, dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres ;
- les **laccolites** et les **lopolites**, qui se forment lorsqu'une masse magmatique plus ou moins visqueuse, soit soulève les couches sur incombantes, soit rempli les sommets altérés des formations sédimentaires, en formant une coupole ou une lentille, alors que l'autre face reste en concordance avec la stratification.
- Les **pipes** qui sont des remplissages de cheminées volcaniques, soit de laves solidifiées, soit de fragments de roches anguleux enlevés

aux parois, soit de manière générale, un mélange où les laves cimentent les fragments de roches.

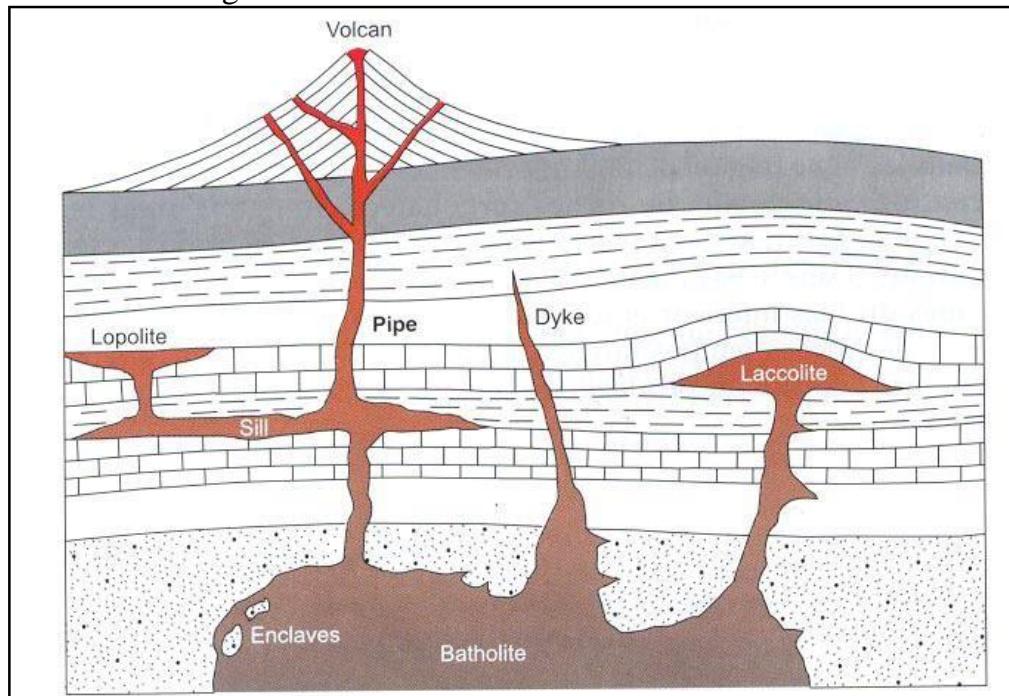


Figure 6 : intrusions, formation des roches plutoniques (D.G.R.N.E., Dejonghe, 1998)

5.4.La différenciation magmatique

La différenciation magmatique est le corollaire de la cristallisation fractionnée. En effet, étant donné que chaque premier minéral formé ne contient que quelques éléments chimiques, le liquide résiduel s'appauvrit en ces éléments et donc s'enrichit relativement en tous les autres éléments qui ne rentrent pas ou peu dans la composition du minéral. En effet un magma basaltique sera plus riche en Fe Mg Ca qu'un magma rhyolitique, riche en Silice, Na et K.

Par exemple, considérant la cristallisation d'olivine (Mg_2SiO_4), le liquide résiduel va s'appauvrir en Magnésium (Mg) alors que tous les autres éléments vont s'enrichir relativement. Par conséquent, à partir d'un liquide basaltique, on obtient par cristallisation fractionnée des quantités décroissantes de liquides de plus en plus différenciés appauvris en Mg, Ca et Fe et passivement enrichis en silice et alcalins (Na et K).

Le principal moteur permettant la séparation des minéraux des liquides résiduels est la séparation par densité. En effet, les minéraux plus denses descendront alors que le liquide résiduel moins dense surnage.

Ce processus conduit à la formation de "série" c'est à dire des roches issus d'un même magma initial : il existe 5 séries : calco-alcaline (à l'origine des IAB basalte de subduction), tholéïtique (à l'origine des MORB, basalte de dorsale), alcaline (OIB basalte de point chaud) (il existe aussi les séries shoshonitique et transitionnelle)

Un magma I(primaire) donnant un résidu solide appauvri en Fe Mg SiO₂ et un magma II(secondaire) qui lui se divisera de la même façon, etc.

Par exemple, pour la série calco-alcaline (origine mixte et par contamination), le processus de cristallisation fractionnée et de différenciation permet d'obtenir à partir d'un liquide primaire des magmas de compositions suivantes : basalte, andésite basaltique, andésite, dacite et rhyolite.

5.4.1 Assimilation, mélange de magmas, contamination

Le phénomène de différenciation par cristallisation fractionnée n'est pas le seul phénomène capable de faire évoluer la composition chimique des magmas. En effet, les magmas peuvent être contaminés par les roches encaissantes (échanges de certains éléments chimiques) mais aussi par « assimilation » de fragments de l'encaissant.

Le second processus permet aussi de modifier profondément la composition chimique d'un magma. On l'appelle le « mélange de magmas ». En effet, il n'est pas rare qu'une chambre magmatique différenciée soit ré-alimentée par des injections de magmas plus « primaire ». Souvent, seule une étude pétrographique détaillée permet d'identifier les mélanges de magmas. Des études récentes indiquent d'ailleurs que dans le volcanisme acide, ces injections de basalte dans les chambres superficielles sont souvent à l'origine du déclenchement des éruptions (ex : mont Pinatubo 1991).

Chapitre 6 : classification des roches magmatiques

Introduction :

Les roches magmatiques sont classées en fonction de leur mode de mise en place, de leur texture pétrographique, de leur composition chimique et bien sûr selon les minéraux présents, que ce soit sous la forme de cristaux ou de verre amorphe. Les roches magmatiques sont classées en fonction de leur mode de mise en place, de leur texture pétrographique, de leur composition chimique et bien sûr selon les minéraux présents, que ce soit sous la forme de cristaux ou de verre amorphe.

6.1. Selon le mode de mise en place

- Une roche volcanique ou « effusive » est produite par le refroidissement très rapide du liquide magmatique au contact de l'air ou de l'eau (phénomène de trempe donnant une roche hyaline (vitreuse)). Ces roches ne développent en général pas de phénocristaux et présentent des textures microlitiques variées, avec plus ou moins de verre volcanique^[alpha 1].
- Une roche plutonique ou « intrusive » est produite par le refroidissement lent du magma en profondeur. Elle présente de nombreux phénocristaux dans une pâte microlitique (matrice) plus ou moins importante, avec une

texture grenue. Certaines de ces roches sont entièrement cristallisées (roche « holocrystalline »).

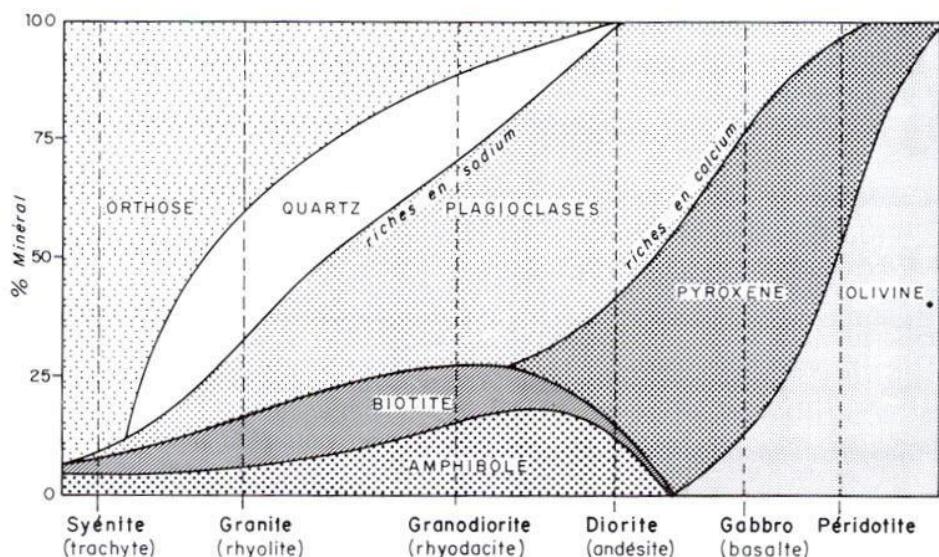
- Toute une gamme de roches intermédiaires existe entre ces deux pôles classiques. On parle de roches périplutoniques ou hypovolcaniques, ce sont des roches de semi-profondeur à texture microgrenue, typiquement des intrusions filonniennes.

Ces différents types de roches mobilisent les mêmes éléments majeurs et présentent des minéraux similaires. Pour une composition minéralogique et chimique très proche, la roche plutonique grenue, la roche intermédiaire microgrenue et la roche volcanique correspondante sont désignées par des noms différents qui dénotent le contexte de mise en place de la roche magmatique. Ainsi, le granite (roche plutonique) est à relier au microgranite (roche intermédiaire) et à la rhyolite (roche volcanique).

6.2. selon la composition minéralogique

1. Classification de Mason

Cette classification, bien que qualitative, est très utile pour la classification rapide des roches magmatiques cristallines. Elle est due à Mason (1966) et est reprise à la figure de la page suivante (figure 7). Les noms des roches plutoniques sont indiqués en gras sous l'axe des abscisses et ceux des roches volcaniques entre parenthèses.



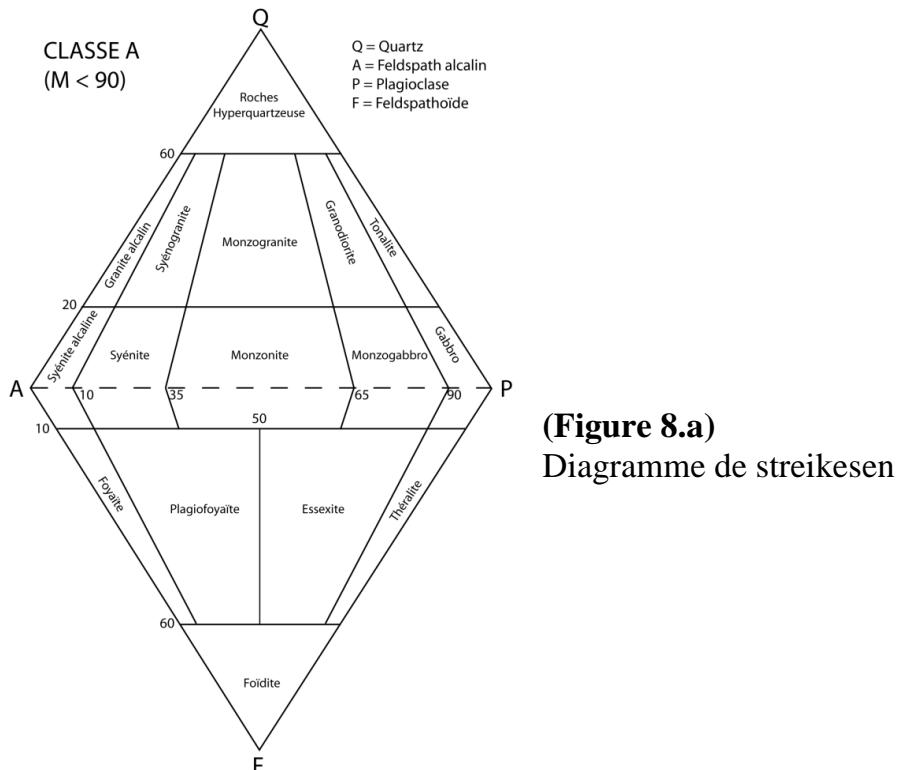
– Position schématique des principales roches en fonction de leur composition minéralogique (d'après B. MASON, *Principles of Geochemistry*, John Wiley, 1966). Les roches microlitiques sont entre parenthèses. Les tirets indiquent la composition minéralogique la plus représentative de la roche. On passe insensiblement d'un type à un autre. Ceci est particulièrement net pour les granites dont la teneur en plagioclases augmente : on entre très vite dans le domaine des granodiorites, ce qui est très difficile à apprécier macroscopiquement.

Figure 7 : classification des roches magmatiques de Mason – roches plutoniques en caractères gras, les roches volcaniques entre parenthèses (Pomerol & Renard, 1997).

2. Classification Streckeisen (1974)

Elle s'applique pour les roches magmatiques contenant moins de 90 % de minéraux ferromagnésiens, c'est-à-dire plus de 10 % de minéraux incolores (achromatiques). Elle concerne donc toutes les roches magmatiques à l'exception des ultramafiques. Elle repose sur le fait que feldspathoïdes et quartz sont incompatibles, ce qui permet de séparer la classification en deux champs à trois composants chacun, le côté [AP] étant commun : d'un côté les roches à quartz, de l'autre les feldspathoïdes. Par ailleurs, elle reprend la distinction plutonique/volcanique et s'organise donc en quatre diagrammes ternaires, plus celui des ultramafiques.

Le pôle **Q** est le quartz, le pôle **P** les plagioclases, le pôle **A** les feldspaths alcalins, le pôle **F** les feldspathoïdes. (figure 8 a)



Pour les roches qui possèdent plus de 90 % de ferromagnésiens, appelées **mafites**, un diagramme leur est spécifique (figure 8.b) Il est composé des trois pôles suivants : orthopyroxène (noté Opx), clinopyroxène (noté Cpx) et olivine (noté Ol). Le principe de détermination est semblable au précédent. Il faut préciser qu'il s'agit de roches peu courantes dans la croûte terrestre.

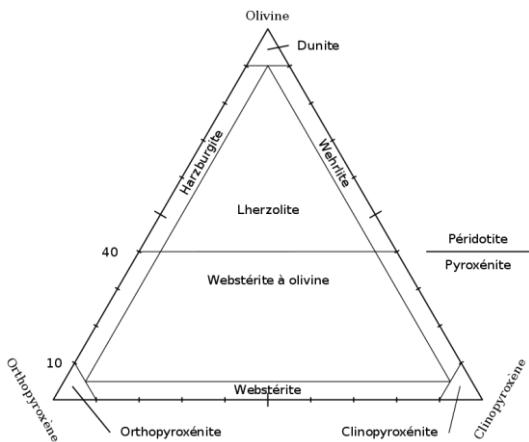


Figure 8.b.
Diagramme Olivine Opx. Cpx

6.3. selon la composition chimiques

Pour les roches incomplètement cristallisées, une classification minéralogique peut être difficile voire erronée. Il est alors plus simple de réaliser une classification chimique, considérant les éléments chimiques indépendamment des minéraux dont ils proviennent. Pour les éléments majeurs, c'est le pourcentage massique de l'oxyde d'un élément donné qui est utilisé. Par exemple, pour Si, l'oxyde SiO_2 est utilisé dans la classification. Pour les éléments traces, c'est la quantité en parties pour million (ppm) qui fait référence. La « teneur » en SiO_2 donne une idée du caractère « acide » ou « basique » d'une roche magmatique¹ :

- une roche acide est saturée en silice avec 66 % ou plus en poids de silice SiO_2 , d'où des cristaux de quartz en général et des teneurs faibles en fer, magnésium et calcium ;
- une roche intermédiaire contient entre 52 % et 66 % en poids de silice ;
- une roche basique est sous-saturée en silice avec une teneur entre 45 % et 52 % en poids de SiO_2 , d'où l'absence de cristaux de quartz en général ;
- une roche ultrabasique ou ultramafique contient moins de 45 % en poids de silice, elle est de fait très riche en fer, magnésium et calcium.

Le caractère alumineux ou alcalin d'une roche est mesuré par le rapport entre l'alumine (Al) et les alcalins majeurs (Na, K, Ca).

À noter qu'il est possible de calculer une composition minéralogique fictive sur la base d'une analyse chimique, en utilisant un canevas du type CIPW. La proportion relative des minéraux ainsi estimée est la norme.

Chapitre 7 :Les grands groupes des roches magmatiques :

La description des grands groupes des roches magmatiques est extraite de l'ouvrage de schummn (1989)

7.1. Les roches plutoniques

7.1.1. Famille de la quartzolite

Les quartzolites sont plutôt rares et ont comme caractéristique principale de contenir plus de 60 % de quartz (on parle de roches *hypersiliceuses* ou *acides*) et feldspaths comme minéraux accessoires. Elles n'ont pas d'équivalent extrusif car leur magma originel très visqueux ne peut atteindre la surface de la croûte.

7.1.2.Famille des granites

Cette famille comprend les granites et les granodiorites. Le nom granit provient du latin granum (grain). « Feldspaths, quartz et micas, cela ne s'oublie pas » dit-on couramment, en simplifiant à propos de sa composition minéralogique. Son équivalent extrusif est la rhyolite. Les granites se caractérisent par une teinte claire (mx claires 80-100%) et 20% des minéraux colorés, les granites sont des roche généralement grenue (taille courante des grains, de 1 à 5 mm), parfois aplitique (taille des grains de 0,5 mm) ou pegmatitiques (taille des grains supérieure à 1 cm)

Les variétés les plus courantes sont Les variétés les plus courantes sont :

- a. ***les granites calco-alcalins*** : roches à structure non orientée, grenues, de teinte claire, finement mouchetées. On les dénomme souvent d'après les minéraux ferromagnésiens qu'ils contiennent : granites à biotite et amphibole (hornblende verte), granite à deux micas (bitotite et muscovite), granite à pyroxène.
- b. ***les microgranites*** : semblables aux granites communs à la différence près qu'elles sont microgrenues, témoignant d'un refroidissement plus rapide que pour les granites. Ce sont des roches filoniennes ou de bordure des grands amas (batholites). Les microgranites sont très régulièrement porphyriques, certains minéraux se développent en des grains centimétriques contrastant avec la matrice microgrenue, témoignant d'une variation de la vitesse de refroidissement du magma.
- c. ***les pegmatites*** : au contraire des précédentes, le refroidissement est ici beaucoup plus lent, ce qui donne naissance à des grains centimétriques à décimétriques. La composition chimique et minéralogique est identique à

celle des granites communs, mais on parle de « pegmatites » en escamotant le terme granite.

- d. *les granites alcalins* : roches à structure non orientée, grenue contenant principalement du quartz en abondance, de l'orthose et parfois de l'albite
 - a. *les granodiorites* : roches grenues, voisines des granites mais dont les feldspaths sont en majorité des plagioclases. il est généralement plus sombre que le granite.
 - e. Le granite est un matériau de construction très répandu (pierre de parement, de dallage) car il possède une grande résistance à l'usure et à l'altération (à l'échelle de temps humaine) du fait de sa forte teneur en quartz. D'autre part, la présence de feldspaths qui se clivent à 90° permet de l'extraire sous forme de parallélépipèdes et de le façonner selon des plans de séparation perpendiculaires

7.1.3. La Famille de la syénite

Cette famille comprend principalement la syénite (au sens propre) et la monzonite. Elles sont beaucoup moins répandues que les granites et s'en différencient par le fait qu'elles ne contiennent que très peu ou pas de quartz.

1. Les syénites

Les syénites présentent 60 à 80 % de minéraux clairs (dont 0 à 20 % de quartz ou de feldspathoïdes, et 80 à 100 % de feldspaths – 65 à 100 % de feldspaths alcalins 0 à 35 % de plagioclases), 0 à 40 % de minéraux colorés et les minéraux accessoires (biotite, pyroxènes, apatite, magnétite, zircon), les syénites sont généralement claires , gris sombre.

2. les monzonites

les monzonites présentent :55 à 90 % de minéraux clairs (dont 0 à 20 % de quartz ou 0 à 10 % de feldspathoïdes, et 80 à 100 % de feldspaths – 35 à 65 % de feldspaths alcalins 35 à 65 % de plagioclases), 10 à 40 % de minéraux colorés et les minéraux accessoires (biotite, pyroxènes, hornblende).

Ce sont des roche grenues, de couleurs gris clair à gris sombre.

7.1.4 Famille de la diorite et du gabbro

La diorite et le gabbro présentent peu de différences d'où leur regroupement au sein d'une même famille. Après les granites, ce sont les roches plutoniques les plus courantes. Leur caractéristique commune est la faible proportion de feldspaths alcalins. Leur différence essentielle consiste en la présence de plagioclases clairs pour la diorite et de plagioclases foncés pour le gabbro. Ce dernier est donc plus foncé que la diorite.

1. Les diorites

Les diorites sont des roches avec 50 à 85 % de minéraux clairs (dont 0 à 20 % de quartz ou 0 à 10 % de feldspathoïdes, et 80 à 100 % de feldspaths – 0 à 35 % de feldspaths alcalins 65 à 100 % de plagioclases), 15 à 50 % de minéraux colorés, et les minéraux accessoires (grenat, sphène, apatite, zircon, pyroxènes, hornblende, se sont des roches finement à moyennement grenus

2. Les gabbros

De composition minéralogique : 35 à 80 % de minéraux clairs (dont 0 à 20 % de quartz ou 0 à 10 % de feldspathoïdes, et 80 à 100 % de feldspaths – 0 à 35 % de feldspaths alcalins 65 à 100 % de plagioclases), 20 à 65 % de minéraux colorés, et les minéraux accessoires (olivine, sphène, biotite, magnétite, pyroxène, hornblende) , ce sont des roches finement à grossièrement grenues .

7.1.5. Famille de la péridotite

Cette famille comprend les feldspathoïdolites (souvent appelées « *foïdes* » par contraction) et les « *mafites* ». Ce sont des roches rares dans la croûte terrestre. L'élément le plus courant de cette famille est la péridotite (contenant une grande proportion d'olivine). Ce sont des roches qui, pour la plupart, sont foncées en raison de la prédominance des minéraux mafiques (olivine et pyroxènes).

C'est les mêmes roches de type plutoniques, avec la même composition minéralogique mais une texture microgrenue. Les roches intermédiaires sont les suivantes:

- ✓ la micro quartzolite
- ✓ *les micro-granites*
- ✓ *les micro-microgranites*

- ✓ *les micro-pegmatites*
- ✓ *les micro granites alcalins*
- ✓ *les micro-granodiorites*
- ✓ Les micro-syénites
- ✓ Les micro-monzonites
- ✓ Les diorites
- ✓ Les gabbros
- ✓ le micro péridotite

7.3 Roches volcaniques

Il n'existe pas de classification qui fasse l'unanimité auprès des géologues. On retrouvera ci-dessous des regroupements en différentes « familles », basés sur l'ouvrage cité plus haut, étant entendu que certaines roches volcaniques peuvent être reprises dans l'une ou l'autre des familles. La difficulté de réaliser une classification provient du fait que le refroidissement souvent très rapide produit des roches peu ou pas cristallisées. Hormis l'analyse chimique, il n'y a donc généralement pas moyen de connaître la nature chimique des roches. De plus, comme on le verra, des débris de roches de nature différente (sédimentaire, métamorphique) peuvent se mêler aux roches volcaniques expulsées lors d'éruption.

D'une manière générale, on classe les roches sous deux grandes familles : les « *pyroclastites* » et les « *laves* ». Les pyroclastites désignent toutes les roches volcaniques qui ont été éjectées dans l'air. Par opposition au pyroclastites, on regroupe toutes les autres roches volcaniques sous le terme générique de laves. Ce sont donc des roches qui ne sont pas éjectées dans l'air mais qui s'écoulent des bords des cratères ou des fissures volcaniques. Cependant, le qualificatif de lave étant trop général, on préfère distinguer plusieurs familles.

7.3.1. Famille des pyroclastites (projections volcaniques)

Les pyroclastites sont des roches magmatiques volcaniques provenant du matériel éjecté *dans les airs* lors des éruptions (laves, débris de roche encaissante, restes de remplissage des cheminées, ...) qui, en s'accumulant, peuvent former des bancs rocheux. Ce sont des roches qui se forment à la surface de la croûte continentale. La subdivision des pyroclastites se base sur leur mode de formation, sur leur aspect et sur leur taille. On les appelle également les « *projections* » ou « *téphras* ». Quand les projections s'accumulent et se consolident, pour former des bancs rocheux, on les appelle «

tufs volcaniques ». Outre le magma en fusion et les débris qu'il entraîne, des gaz sont également éjectés. « On appelle magmas en volcanologie des silicates qui existent dans et sous la croûte terrestre et contenant des gaz dissous et des cristaux en suspension (Pomerol, 1997) ». La vapeur d'eau constitue en moyenne 90% de ces gaz.

L'hydratation du magma abaisse sa température de solidification et diminue sa viscosité, ce qui permet à des magmas acides (riches en silices donc à l'origine visqueux) de parvenir à la surface de la croûte terrestre. C'est la détente des gaz qui provoque l'expulsion du magma, ce qui peut être redoutable pour l'homme. L'évacuation des gaz dans l'atmosphère provoque la solidification rapide des magmas.

Les projections ont une structure très finement cristalline, amorphe, exceptionnellement porphyrique et le plus souvent très poreuse. La structure poreuse est due aux gaz accumulés juste avant l'expulsion qui, lors de leur détente violente, se mélange au magma expulsé. Les noms attribués aux projections le sont principalement sur base de leur taille.

les poussières et cendres

Particules de diamètre inférieur à 2 mm (ou 4 mm selon la classification retenue). Elles peuvent être entraînées sur des centaines, voire des milliers de km (exemple de l'éruption du Tambora en Indonésie qui provoqua une « année sans été » dans l'hémisphère nord en 1815),

les lapilis

Granules de diamètre moyen allant de 2 (ou 4 mm) à 30 mm (ou 64 mm selon la classification retenue). Les pierres pences (voir ci-après) sont une variété très poreuse de lapis due à la grande quantité de gaz présente dans le matériel projeté,

les blocs ou les bombes

Projections de diamètre supérieur à 30 ou 64 mm, généralement de la dimension d'un poing à celle d'une tête. On parle de blocs lorsque l'échantillon observé est anguleux, car projeté à l'état solide (débris de roche encaissante de toute nature ou du bouchon d'une cheminée volcanique). On parle de bombe lorsque l'échantillon est de forme oblongue, torsadée ou en fuseau (ces dernières sont dues au refroidissement lors de leur course dans l'air, les bombes arrivant au sol figées)

les ignimbrites, nuées ardentes, surges ou déferlantes

Ecoulements pyroclastiques hétérogènes dus à un magma très riche en gaz qui, un peu à la manière d'une mousse de champagne, sont chargés en fragments liquides et solides, s'écoulent à grande vitesse (100 à 600 km/h).

□ les tufs volcaniques

Ce sont des téphras (projections) consolidés. Cette induration du matériau primitivement meuble se fait par compaction et par cimentation. Le ciment, généralement calcaire ou siliceux, est apporté par les eaux souterraines. Les tufs peuvent être stratifiés, soit en raison de la succession de plusieurs éruptions, soit par un triage des éléments lors de la sédimentation. Ils s'apparentent en cela aux roches sédimentaires (voir plus loin).

Sans rentrer dans les détails, il faut noter que l'on classe les tufs d'après la nature du magma originel ou d'après la taille des éléments de base. Les tufs sont souvent riches en cavités.

7.3.2. Famille des roches volcaniques vitreuses

On regroupe sous cette famille toutes les roches volcaniques qui présentent une structure pétrographique quasi amorphe, seuls quelques petits cristaux microscopiques y sont inclus. Suivant cette définition, les pyroclastites présentées ci-dessus en font alors partie. Mais on trouve également dans cette famille certaines laves qui se sont figées sans (ou presque pas) cristalliser.

Outre les *pyroclastites* (voir ci-dessus), les roches volcaniques vitreuses les plus couramment présentées sont la *pierre ponce* et l'*obsidienne*.

➤ pierre ponce

La pierre ponce est une verre très poreux (sa porosité peut représenter 85 % du volume total d'un échantillon), donc très peu compact. Cette caractéristique résulte du refroidissement très rapide d'un magma acide très riche en gaz. Comme le magma est acide et donc visqueux, en refroidissant, des bulles de gaz sont piégées dans la masse (structure amygdalaire), ce qui confère à la pierre ponce une densité inférieure à celle de l'eau.

La plupart des pierres ponces ont une teneur en silice très élevée et, en conséquence, sont des roches claires, voire en majorité blanches. Cette caractéristique permet également de considérer les pierres ponces comme étant une variété de la *rhyolite* (voir plus loin).

➤ obsidienne

A l'inverse de la pierre ponce, l'obsidienne est une roche vitreuse très compacte. Elles résultent du refroidissement rapide d'un magma visqueux, riche en gaz (mais nettement moins que celui donnant naissance aux pierres poreuses). Les obsidiennes se rencontrent le plus souvent à la surface des laves (sous forme de croûte de surface) et sont généralement associées aux coulées de rhyolite. Une faible proportion d'obsidiennes sont des lapis (exemple des « larmes d'Apaches »), donc des projections.

Ce sont des roches qui ont également (mais moins que les pierres ponces) une forte teneur en silice. Malgré cela, elles sont de teinte sombre, de vert foncé au noir profond. De minuscules pores sont parfois présents, donnant à l'échantillon des reflets dorés. L'éclat vitreux ainsi que la cassure conchoïdale et acérée sont caractéristiques des obsidiennes.

7.3.3.Famille des basaltes

- Cette famille est de loin la plus répandue des roches volcaniques (voir point ci-dessus), et en particulier des laves. Cette famille comprend également l'*andésite* et la *téphrite*. Il est cependant souvent difficile de distinguer ces deux dernières des basaltes. Ils présentent 30 à 60 % de minéraux clairs (dont 80 à 100 % de feldspaths – 65 à 100 % de plagioclases et 0 à 35 % de feldspaths alcalins, 0 à 20 de quartz ou 0 à 10 % de felspathoïdes), 15 à 40 % de minéraux colorés et les minéraux accessoires (biotite, hornblende, pyroxène, olivine, magnétite, apatite, zircon). Ce sont des roches de teinte sombre et à texture microlitique à vitreuse.
- Les variétés courantes des basaltes sont généralement regroupées au sein de deux grandes familles ou « séries » continues qui, par différenciation magmatique, passent d'un type de basalte peu siliceux à un basalte fort siliceux. Pour ce dernier, on ne parle plus de basalte au sens strict même si le magma parental est commun :
 - **la série « tholéïtique »** : cette série comporte les basaltes qui contiennent le plus de silice (on dit qu'ils sont « saturés ») et sont dépourvus d'olivine. En fonction de la proportion de silice, on passe du pôle le moins riche en silice (les *tholéïites*) au pôle le plus riche (les *rhyolites* – voir plus loin). Les tholéïites se rencontrent principalement au niveau des dorsales océaniques et représentent près de 75 % de la production totale des roches magmatiques, ils forment donc le fond des océans. Ils peuvent également constituer de vastes épanchements continentaux et être occasionnellement sur les arcs insulaires.
 - **la série « alcaline »** : cette série est caractérisée par un fort rapport minéraux alcalins/silice et comporte donc les basaltes qui contiennent le moins de silice (on dit qu'il sont « sous-saturés »). Les minéraux caractéristiques sont l'olivine (« basalte à olivine ») et les feldspathoïdes. Par différenciation lors de la remontée du magma, il peut s'enrichir progressivement en silice et se « sursaturer » pour

donner des *trachytes* (voir plus loin). Les basaltes alcalins sont caractéristiques du volcanisme continental et le long des arcs insulaires.

7.3.4.Famille de la rhyolite

Cette famille comprend principalement la *rhyolite* (au sens propre) et la *dacite*. Elles sont beaucoup moins répandues que les basaltes et s'en diffèrentent par le fait qu'elles contiennent beaucoup de quartz. La rhyolite est analogue au granite mais le refroidissement rapide engendre de cristaux minuscules.

1.Les rhyolites

Elles contiennent environ 80 à 100 % de minéraux clairs (dont 20 à 60 % de quartz, et 40 à 80 % de feldspaths – 35 à 100 % de feldspaths alcalins 0 à 65 % de plagioclases), 0 à 20 % de minéraux colorés et les minéraux accessoires (biotite, apatite, magnétite, zircon).les rhyolites sont des roches claires et présentent une texture fine microlitique

2.Les dacites

La dacite se différencie de la rhyolite par le fait que les feldspaths sont en majorité des plagioclases, ce qui lui confère une couleur plus gris-sombre. C'est le pendant volcanique des granodiorites.

7.3.5. Famille du trachyte

Cette famille comprend le *trachyte* au sens propre, la *latite* et la *phonolite*. Ce sont des roches riches en feldspaths. Elles constituent le pendant volcanique des syénites, monzonites et gabbros. Les trachytes sont les roches les plus répandues de cette famille.

1.Les trachytes

Les trachytes présentent 60 à 100 % de minéraux clairs (dont 0 à 20 % de quartz ou 0 à 10 % de feldspathoïdes, et 80 à 100 % de feldspaths – 65 à 100 % de feldspaths alcalins 0 à 35 % de plagioclases), 0 à 40 % de minéraux colorés et les minéraux accessoires (biotite, apatite, amphibole, pyroxène).les trachytes sont de texture fine microlitique ainsi que porphyrique de couleur claire .