

LE MAGMATISME

A : MINERALOGIE

I : Définition

Un minéral est une espèce chimique naturelle qui se présente sous la forme d'un solide cristallin. Il a une composition chimique définie, non fixe, qui varie à l'intérieur de certaines limites, et des propriétés physiques qui permettent de le différencier d'autres espèces minérales.

II : Structure minérale

1- En lame mince ou à l'œil nu, des formes variables

- Minéraux / cristaux automorphes
- Minéraux / cristaux subautomorphe (Plagioclase)
- Minéraux / cristaux xénomorphe (Pyroxène)

2- A l'œil nu, des termes dimensionnels

- Minéraux / cristaux > 5 mm : grains grossiers
- Minéraux / cristaux 1-5 mm : grains moyens
- Minéraux / cristaux < 1 mm : grains fins

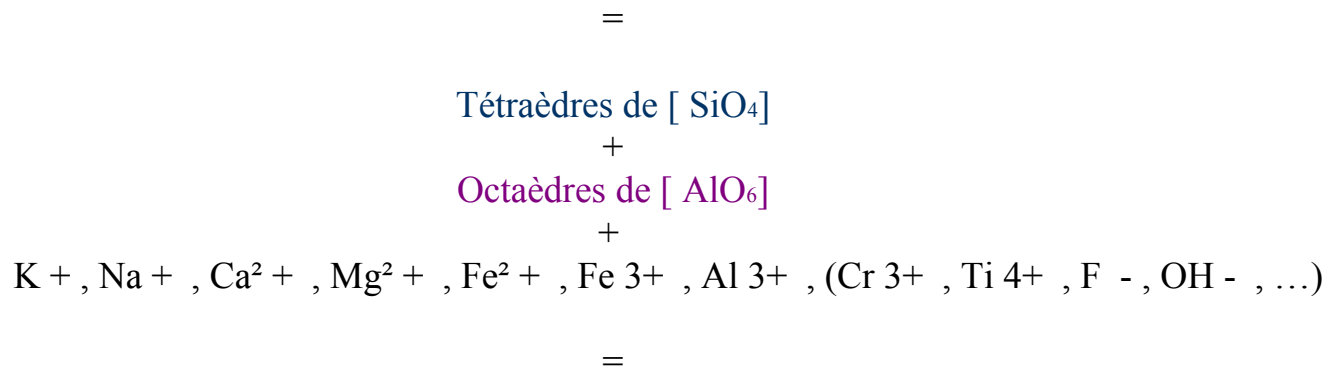
3- En lame mince ou à l'œil nu, des tailles relatives

- Minéraux / cristaux de même taille : Equidimensionnels
- Minéraux / cristaux de tailles différentes : Hétérodimensionnels
- Minéraux / cristaux de grandes tailles : Phénocristaux
- Minéraux / cristaux de tailles moyennes : Microphénocristaux
- Minéraux / cristaux de petites tailles : Microcristaux

III : La composition chimique

1- Les minéraux du magmatisme et du métamorphisme : classe des silicates

Le réseau cristallin d'une espèce minérale



Edifice électroniquement neutre

2- Les minéraux blancs / les minéraux colorés

On distingue sur des critères de coloration et des critères chimiques :

- Les minéraux blancs : quartz, feldspathoïdes, feldspaths alcalins et plagioclases, (...)
- Les minéraux colorés (ou ferromagnésiens) : Micas noirs, amphiboles, pyroxènes, périclats (ou olivines), (...)

3- Les 6 sous-classes de silicates

Fonction de la disposition des tétraèdres et des octaèdres :

N : Nésosilicates (Ile)
S : Sorosilicates (Tas)
C : Cyclosilicates (Anneau)
I : Inosilicates (fibre)
P : Phyllosilicates (feuille)
T : Tectosilicates (Toit)

4- Le polymorphisme minéral

2 espèces minérales de même composition chimique mais de systèmes cristallins différents = **polymorphes**.

5- L'«avidité minérale» en silicium

Certains minéraux ont besoins d'une grande quantité de silicium pour se former.

6- La solution solide isomorphe

Les minéraux de composition chimique et de système cristallin très voisin peuvent « échanger » des ions par le jeu de substitutions ioniques au sein d'une solution solide (série continue)

IV : La stabilité minérale

Un minéral n'est stable que dans le domaine de température et de pression (domaine de stabilité) où il s'est formé lors du phénomène de cristallisation ;

En dehors de ce domaine de stabilité, un minéral subit des modifications physiques (structuraux) et chimiques (composition)

- Altération chimique
- Désagrégation mécanique
- Métamorphisme
- Fusion

B : MAGMAS ET ROCHES MAGMATIQUES

I : Les processus magmatiques

1- Définition

MAGMATISME : Ensemble des phénomènes liés à la formation, aux déplacements et à la cristallisation des magmas.

MAGMA : (voir dictionnaire de géologie) Un magma est du matériel silicaté à haute température (500 – 1300°C), complètement ou partiellement fondu, qui est généralement constitué de trois phases :

- Phase fluide liquide (phase dominante)
- Phase fluide gazeuse (phase secondaire)
- Phase solide cristalline

Il a une origine interne à la Terre et produit, par refroidissement et cristallisation, une roche magmatique.

2- Modalité de genèse des magmas

⇒ Fusion partielle de roches préexistantes du manteau ou des croûtes.

La fusion partielle d'une roche signifie qu'une portion du volume rocheux initial est passé sous forme liquide et gazeuse. Il y a changement de phase.

Solide => Solide résiduel + liquide + [gaz et solide]

Exemple dans le manteau :

Lherzolite (péridotite) => Harzburgite (péridotite) + magma basaltique

Quand un solide est en fusion partielle de n %, cela signifie que n % de son volume solide initial est passé en phase liquide.

Dans l'Asthénosphère :

⇒ La lherzolite est à 1 % de fusion partielle (T = 21340 °C)

Sous les dorsales océaniques :

⇒ La lherzolite de l'asthénosphère est à 15 – 30 % de fusion partielle (P < 20 Kbar)

Sous les points chauds ou sous les zones de rifting :

⇒ La péridotite du manteau profond est à 5 % ou entre 20 – 30

Dans la racine crustale d'une chaîne de collision :

⇒ Les roches peuvent être à 100 % de fusion

CONTEXTE	QUANTITE DE MAGMA (Km ³ /an)	
	Intrusif	Effusif
Accrétion	18	3
Subduction	8	0.6
Intraplaque océanique	2	0.4
Intraplaque continentale	1.5	0.1

Origine thermodynamique de la fusion partielle d'une roche ?

1. Augmentation de température
2. Baisse de pression
3. Présence de H₂O ou de CO₂

Pourquoi la fusion d'une roche donnée n'est-elle généralement que partielle ?

Les minéraux ont des domaines différents de stabilité.

Exemple : L'olivine « supporte » des températures plus élevées qu'un feldspath alcalin.

Pourquoi ?

Ces éléments à fort rayon ionique sont incompatibles ou magmatophiles

⇒ Préférentiellement libérés dans les liquides lors de l'entrée en fusion partielle d'une roche silicatée.

Les éléments à faible rayon ionique sont compatibles

⇒ « Piégés » dans les phases minérales à structure élaborée et compacte lors de la cristallisation des minéraux.

⇒ Mobilisés dans les liquides uniquement lors d'une fusion partielle forte d'une roche.

Les péridotites de l'asthénosphère donnent au magma une grande quantité d'éléments incompatibles.

MANTEAU APPAUVRI

Les péridotites du manteau profond sont en fusion partielle limitée. Ce manteau est très riche en éléments incompatibles.

MANTEAU ENRICHI

Les deux grands types de magmas :

➤ Le magma « basaltique » / basique

Roche d'origine : péridotite du manteau

Température : 1200 – 1300 °C

Basique : car pauvre en silice

Composition chimique : voisine de celle des basaltes / gabbros

Profondeur de formation : Variable 25 – 2900 m

Viscosité : faible

Roches communément formées : Roches gabbroïques

➤ Le magma « granitique » / acide

Roche d'origine : Roches de collision / magma primaire basique

Température : 600 – 700 °C

Acide : car riche en silice

Composition chimique : voisine de celle du granite

Profondeur de formation : 20 à 30 Km dans la croûte continentale

Viscosité : forte

Roches communément formées : granitoïdes

3- Lieux de genèse des magmas

Asthénosphère sous les dorsales : 25 – 30 Km

Magma basaltique tholéitique

Asthénosphère sous une plaque : profondeur variable

Magma basaltique tholéitique (et alcalin)

Base de la lithosphère chevauchante au niveau des fosses

Magma basaltique hyper-alumineux (évolutif)

Couche D'' (limite manteau / noyau) : 2900 Km

Magma basaltique alcalin

Croûte continentale : 20 – 30 Km

Magma granitique d'anatexie

4- Le déplacement des magmas

Depuis la zone de formation vers la surface terrestre au travers des roches du manteau et des croûtes.

La vitesse d'un magma dépend :

- Des différentes phases constitutives du magma
- De la viscosité du magma
- De la nature des roches encaissantes traversées par le magma

La nature des phases

Les phases gazeuses :

- Hypomagma : gaz dissout dans le bain silicaté : vitesse lente
- Pyromagma : mousseux avec des bulles de gaz : vitesse intermédiaire
- Epimagma : gaz libérés dans l'atmosphère (laves) : vitesse rapide

Les phases solides :

Enclaves rocheuses, minéraux en formation.

⇒ Accroissement du frottement : vitesse moindre

Les phases liquides :

Matrice silicatée en fusion.

⇒ Rôle de lubrifiant ; vitesse accrue

La viscosité du magma

Fonction du chimisme, de la température et de la teneur en eau du magma.

La viscosité d'un magma acide est élevée.

La viscosité d'un magma basique est basse.

La nature des roches encaissantes

- Fractures et failles favorisent l'ascension des magmas.
- Genèse d'un magma synthétique par assimilation.

Le stockage des magmas

En profondeur dans des chambres magmatiques.

Chambre magmatique
=
lieu de la cristallisation commençante
+
lieu de transition magmatique

Cristallisation des magmas

Théorie :

Cristallisation d'un magma = fonction

Lieu de cristallisation d'un magma = chambres magmatiques ou lors de la remontée du magma depuis les chambres jusqu'en surface.

Modalités de la cristallisation d'un magma = succession de cristallisation de diverses espèces minérales.

Les séries réactionnelles de cristallisation de Bowen

Bowen a déterminé l'ordre d'apparition des différents minéraux en fonction de la teneur en silice du magma et de la température du magma.

Impact majeur de la température sur la cristallisation d'un magma.
Impact majeur de la composition chimique du magma sur la nature des minéraux formés.

La suite réactionnelle des minéraux ferro-magnésiens est discontinue

Quand la température décroît dans un magma et que la teneur en silice est adéquate :

1300°C : liquide => olivine + liquide
1100°C : Olivine + liquide => olivine + pyroxène + liquide

La suite réactionnelle des plagioclases est continue

Quand la température décroît dans un magma et que la teneur en silice est adéquate :

1100°C : Liquide => Anorthite + liquide
100°C : Anorthite + liquide => Bytownite + liquide

La différenciation magmatique

Au sein d'une chambre magmatique, la composition chimique d'un magma primaire est variable dans les temps et dans l'espace.

Pourquoi ?

- Certains éléments chimiques migrent plus facilement en haut de la chambre magmatique : éléments volatiles et éléments hydromagmatophiles.

- L'isolement des minéraux formés en dehors du liquide magmatique en haut des chambres, en bas des chambres ou au niveau des parois, modifie le chimisme du magma primaire.

1 magma ⇔ plusieurs magmas résiduels cogénétique avec des compositions chimiques très différentes.

La cristallisation des minéraux sombres « acidifie » le liquide magmatique résiduel.

Au final, une série magmatique (ou volcanique) :
1 magma primaire ⇔ des magmas cogénétiques

II : Les structures des roches magmatiques

1- Généralités, définition et règles

La structure d'une roche magmatique correspond à l'arrangement des minéraux observés à l'échelle macroscopique ou microscopique.

La structure d'une roche magmatique reflète les conditions de cristallisation du magma associé :

- Ordre d'apparition des minéraux (temps de cristallisation)
- Vitesse de refroidissement du magma
- Gisement

4 règles de cristallisation

- Plus un minéral dispose de temps pour se former plus il sera de grande taille et présentera une forme géométrique bien définie.
=> Phénocristaux / automorphe
- Moins un minéral dispose de temps pour se former plus il sera de petite taille et présentera une forme géométrique aléatoire.
=> Microcristaux-microlites / Subautomorphe à xénomorphe
- Le minéral dernièrement formé occupe les volumes laissés par les autres phases minérales. Il ne peut pas acquérir une forme géométrique bien définie.
=> Xénomorphe
- Le verre (métastase) est une substance minérale non cristallisée d'un magma ayant refroidi brutalement (effet de trempé).

Les temps de cristallisation

- Phénocristaux équidimensionnels = 1 seul temps de cristallisation, très long.

- Phénocristaux + microcristaux = 2 temps de cristallisation : un long et un court.
- Phénocristaux + microcristaux + verre = 3 temps de cristallisation : 1 long, 1 court et un effet de trempe.

2- Structure grenue

100 % minéraux visible à l'œil nu.
Roches entièrement cristallisées : holocristalline.
Refroidissement lent en profondeur.
Roches plutoniques.

3- Structure microgrenue

Majorité des minéraux invisibles à l'œil nu.
Roches entièrement cristallisées : holocristalline.
Refroidissement relativement rapide dans les complexes filoniens.
Roches filoniennes.

4- Structure microlitique

Majorité des minéraux invisibles à l'œil nu.
Roches pas entièrement cristallisées : cryptocristalline.
Refroidissement rapide en surface.
Roches volcaniques (effusives).
Présence de verre (mésostase / pâte amorphe)

5- Structure trachytique

Majorité des minéraux invisibles à l'œil nu.
Roches pas entièrement cristallisées : cryptocristalline.
Refroidissement rapide en surface.
Roches volcaniques (effusives).
Présence de verre (mésostase / pâte amorphe)

6- Structure vitreuse

Majorité de verre (mésostase)
Roches non cristallisées : hyaline.
Refroidissement très très rapide en surface.
Roches volcaniques (effusives).

III : Les modes de gisement

3 types de gisements

- Les roches magmatiques plutoniques.
Roches de profondeur ou intrusives à structure grenue.
- Les roches magmatiques filoniennes.
Roches de semi-profondeur ou périplutoniques à structure microgrenue.
- Les roches magmatiques volcaniques.
Roches de surface ou effusives à structure microlitique / trachytique / vitreuse.

1- Les plutons

- Les massifs discordants :
Entre 600 et 6000 m de profondeur
Dizaine de milliers de Km
Ancienne chambre magmatique.

Contact : zone transitoire marqué par une « digestion » des roches encaissantes et/ou des transformations métamorphiques de ces roches par effet thermique (métamorphisme de contact)

- Les massifs concordants
Plusieurs milliers de km de profondeur
Dizaine de milliers de Km

Contact : sans bord franc. La zone de transition entre les massifs et les roches encaissantes est très large et diffuse.

2- Les complexes filoniens

Ce sont des roches riches en minéraux (semi-) précieux.

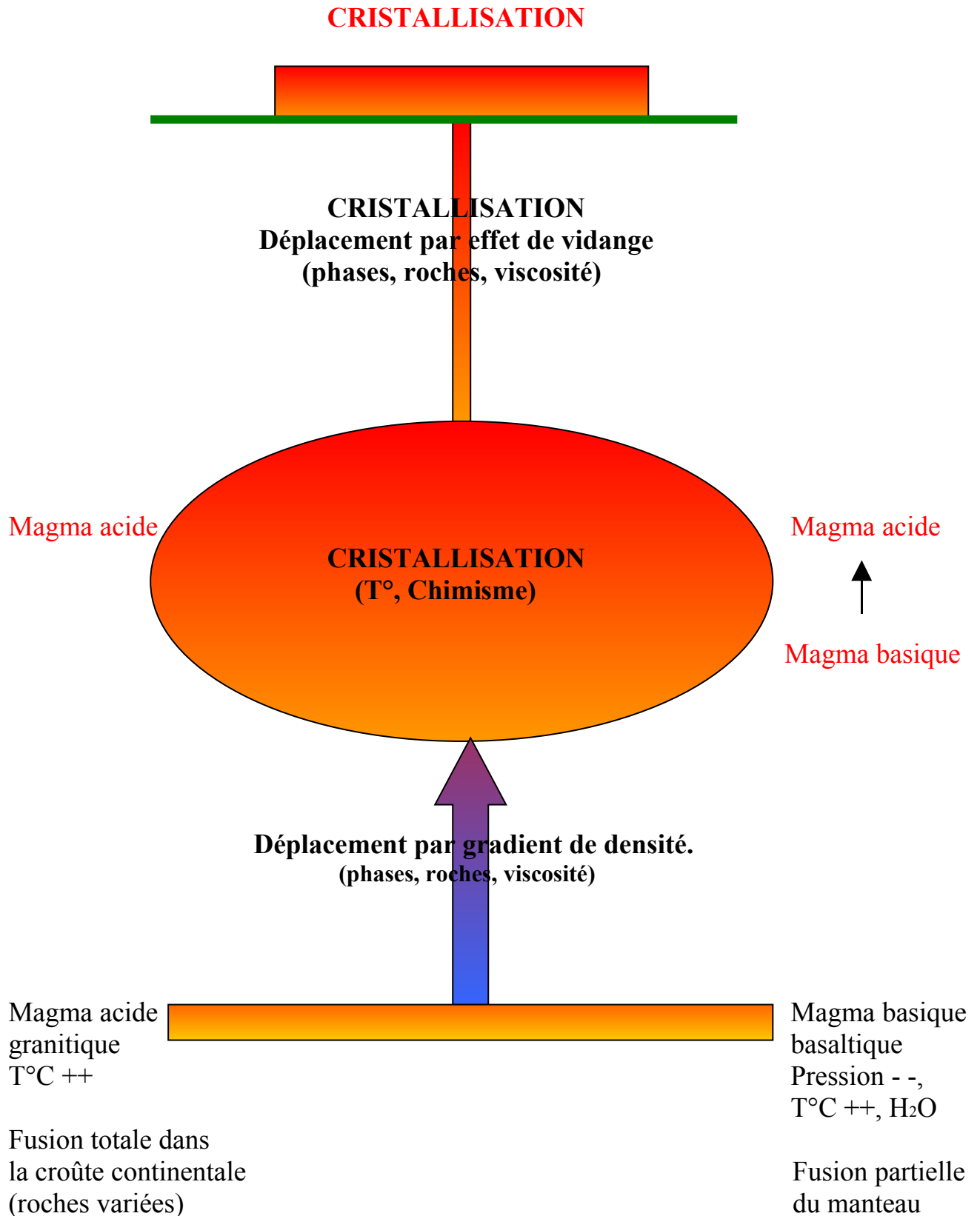
Elles sont associées à différents types de gisements :

- Les laccolites (coupes à base horizontale)
- Les lopolites (coupes inversées)
- Les phacolites (accumulation de charnière)
- Les necks (cheminées volcaniques mises à nu)
- Les dykes (filons verticaux)
- Les sills (filons horizontaux)

3- Les édifices volcaniques

(Recherche perso)

RESUME



IV : Les classifications des roches magmatiques

1- Généralités

Il s'agit de regrouper les centaines de roches magmatiques identifiées dans le monde en différentes classes pétrographiques (classification)

Une classification \neq une définition

2- Les différentes méthodes de classification

Basées sur l'assemblage minéralogique observé en macroscopie ou en microscopie :

- Une estimation des compositions minéralogiques
- Le mode déterminé ou microscope

Basées sur les analyses géochimiques :

- Une détermination d'une composition minéralogique virtuelle (norme CIPW)
- La création de diagrammes rectangulaires et triangulaires de classification.

3- Détermination du mode d'une roche (pétrographe)

Le mode correspondant à la composition minéralogique réelle d'une roche magmatique, déterminée par analyse microscopique.

- Les minéraux sont exprimés en pourcentage de la surface observée sur la lame.
- Limitations liées à l'expérimentateur et à la capacité optique du microscope.
- Composition minéralogique réelle utilisable dans le diagramme de Mason.

4- détermination de la norme d'une roche (géochimiste)

La norme exprime la composition minéralogique théorique (virtuelle) d'une roche magmatique calculée à partir de poids d'oxydes.

La teneur en pourcentage de chacun de ces oxydes étant obtenue, on répartit ceux-ci suivant une procédure de calcul appelée norme CIPW, comme si les minéraux avaient pu cristalliser complètement. Les minéraux ainsi définis par calculs sont qualifiés de minéraux normatifs.

⇒ **Composition minéralogique virtuelle (pondérale ou volumique)**

L'analyse des poids d'oxyde permet également de classer les échantillons analysés dans de nombreux diagramme afin d'affiner une définition des roches étudiées.

Limite : La norme CIPW ne tient pas compte de la mésostase.

5- Classifications des roches magmatiques très utilisées

Basée sur l'acidité (géochimiste)

L'acidité d'une roche s'exprime par le pourcentage pondéral en silice. Il existe 4 classes de roches. Les roches dites :

- Acides ($\text{SiO}_2 > 65 \%$) (rhyolite ou granite)
- Intermédiaires ($52 \% < \text{SiO}_2 < 65 \%$) (andésite ou diorite)
- Basiques ($45 \% < \text{SiO}_2 < 52 \%$) (basalte ou gabbro)
- Ultra-basiques ($\text{SiO}_2 < 45 \%$) (péridotite)

Basée sur le degré de saturation (pétrographe)

La saturation d'une roche s'exprime par sa richesse en quartz. Il existe 4 classes (ou divisions) de roches :

- Sursaturées (quartz)
- Saturées (sans quartz ni feldspathoïdes)
- Sous-saturées (à feldspathoïdes)
- A saturation zéro (à olivines et pyroxènes)

Basée sur l'alcalinité (pétrographe / géochimiste)

Il existe 3 classes :

- Roches alcalines à feldspaths alcalins
- Roches calco-alcalines à feldspaths alcalins et plagioclases
- Roches calco-sodiques à plagioclases

Basée sur la coloration (pétrographe)

La coloration des roches est l'expression du pourcentage des minéraux ferromagnésiens (colorés) par rapport à l'ensemble des minéraux.

Indice de coloration « M ».

Il existe 5 classes (ou groupes) :

- Roches hololeucrates (0 – 12% de ferromagnésiens)
- Roches leucocrates (12.5 – 37.5% de ferromagnésiens)
- Roches mésocrates (37.5 – 67.5% de ferromagnésiens)
- Roches mélanocrates (67.5 – 87% de ferromagnésiens)
- Roches holomélanocrates (87.5 – 100% de ferromagnésiens)

Classification de Streckeisen

Basée sur les modes des roches magmatiques :

- 1- Quartz
- 2- Feldspaths alcalins
- 3- Feldspaths plagioclases
- 4- Feldspathoïdes
- 5- Olivines
- 6- Clinopyroxènes
- 7- Orthopyroxènes

La classification = deux diagrammes :

Un diagramme triangulaire dédié à la classification des roches mafiques => fonction de l'olivine et du pyroxène.

Un diagramme losangique dédié à la classification des autres roches => Quartz, feldspaths alcalins, feldspaths plagioclases, feldspathoïdes.

Diagramme rectangulaire (à deux variables) pour les roches volcaniques

⇒ Alcalinité versus acidité

IL EST POSSIBLE DE DETERMINER A QUELLE SERIE MAGMATIQUE LES ROCHES ANALYSEES APPARTIENNENT.

Diagramme triangulaire (à trois variables) pour les roches subalcalines

⇒ Le diagramme triangulaire est connu sous le nom de diagramme AFM.

IL PERMET DE DEFINIR AVEC FINESSE LA NATURE DES ROCHES SUBALCALINES ET LEUR POSITION DANS LES SERIES MAGMATIQUES.

Fonction de la teneur pondérale en alcalins, en fer total et en magnésium.

Ce diagramme permet de classer les roches subalcalines en roches tholéitiques et en roches calco-alcalines.

V : Les principales roches magmatiques

1- Groupe du granite

➤ **Roche grenue :**

Le granite est une roche à structure holocristalline à quartz et feldspaths alcalins (orthose) + micas, amphiboles, plagioclases sodiques.

➤ **Roche microgrenue :** microgranite

- **Roche microlitique / fluidale** : rhyolite
- **Roche vitreuse** : ponce ou obsidienne

2- Groupe de la granodiorite

- **Roche grenue** :
Les granodiorites ont une composition chimique très proche des granites mais moins acides. Les plagioclases remplacent l'orthose, le pyroxène et l'amphibole peuvent remplacer la biotite.
- **Roche microgrenue** : microdiorite
- **Roche microlitique / fluidale** : dacite

3- Groupe de la syénite

- **Roche grenue** :
La syénite est une roche grenue à feldspaths alcalins et à amphiboles.
- **Roche microgrenue** : microsyénite
- **Roche microlitique** : trachyte

4- Groupe de la diorite

- **Roche grenue** :
La diorite est une roche grenue à plagioclase (plutôt sodique), amphiboles et pyroxène (sans quartz).
- **Roche microlitique** : andésite

5- Groupe du gabbro

- **Roche grenue** :
Le gabbro est une roche grenue à plagioclases calciques associés à du pyroxène.
- **Roche microlitique** :
Le labradorite est l'équivalent microlitique du gabbro sans olivine.
Les basaltes tholéitiques, alcalins et hyperalumineux sont riches en olivine / pyroxènes / plagioclases.
Les minéraux ferromagnétiques sont très abondants.
- **Roche vitreuse** : la Tachylite

6- Groupe des roches à feldspaths et feldspathoïdes

- **Roche grenue** : syénite néphélinique
- **Roche microlitique** : phonolite

Ce sont des roches pauvres en silice.

7- Groupe des roches à feldspathoïdes

- **Roche grenue** : ijolite
- **Roche microlitique** : néphéline et leucite

Ce sont des roches très pauvres en silice.

8- Groupe des péridotites

- **Roche grenue** : péridotite
- **Roche microlitique** : limburgite