

CHAPITRE

LES ROCHES MAGMATIQUES

A. INTRODUCTION

Le magmatisme est un ensemble de phénomènes liés à l'activité interne du globe terrestre. La cause des éruptions est liée étroitement à la dislocation des plaques et à la présence de gaz et vapeur d'eau comprimés sous d'énormes pressions dans les magmas.

On appelle souvent les roches magmatiques, roches ignées ou éruptives. Le premier terme fait référence au feu, le second implique une sortie à l'extérieur, en surface.

Les roches magmatiques les plus courantes sont le granite et le basalte : la « famille » des granites représente 95% des roches plutoniques et les basaltes représentent 90% des roches volcaniques. Les magmas à l'origine de ces différentes roches peuvent provenir du manteau terrestre, de la croûte ou même d'une roche déjà existante refondue.

B. LE MAGMA

I. Propriétés physico-chimique du magma

1. La viscosité

La viscosité, propriété essentielle des magmas, varie très largement et dépend de la composition chimique du liquide, tout particulièrement de la teneur en silice : plus celle-ci est élevée, plus la viscosité est forte.

De la viscosité, dépend aussi l'aptitude plus ou moins grande des magmas à se déplacer : les magmas les plus fluides forment des coulées très étendues, tandis que les plus visqueux, obstruant les cheminées des volcans sont la cause de phénomènes explosifs destructeurs.

La viscosité d'un magma est un paramètre très complexe qui dépend de nombreux autres paramètres comme la composition chimique du magma, sa teneur en eau dissoute, sa température ainsi que sa teneur en bulle de gaz et en cristaux.

2. Acidité et basicité

II. La cristallisation fractionnée

L'étude de la diversité des magmas est très complexe. Elle fait appel à la notion de la cristallisation fractionnée, notion qui nécessite des connaissances en minéralogie et en géochimie.

Dans l'ensemble, les roches magmatiques les plus facilement fusibles sont les roches pauvres en Mg, Fe, Ca. Les fabricants de verre et de céramique le savent bien.

Le terme cristallisation fractionnée définit comme un processus grâce auquel les cristaux formés successivement dans un magma au cours de son refroidissement sont séparés de la fraction liquide résiduelle (fig.1).

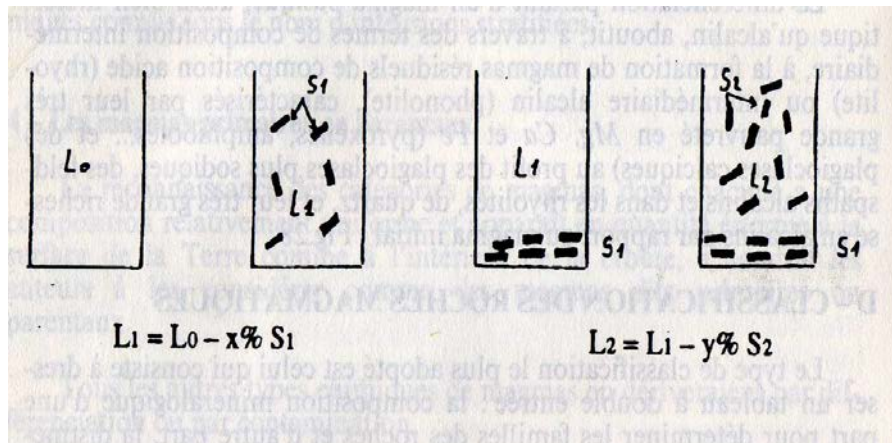


Fig.1 : Les cristaux et la fraction liquide

1. Cristallisation des magmas et ordre d'apparition des minéraux dans les roches éruptives

L'ordre d'apparition des minéraux dans les roches éruptives n'est pas quelconque :

a. Les critères de H. Rosenbusch

H. Rosenbusch (fin du XIX^e siècle) avait annoncé les deux critères de succession suivants :

- Lorsqu'un minéral en renferme un autre, c'est le minéral inclus qui est le plus ancien ;
- Les minéraux automorphes sont plus anciens que les minéraux xénomorphes qui les entourent. Ce deuxième critère est loin d'être absolu. En effet, dans les apparitions successives des cristaux, les premiers minéraux automorphes peuvent se détruire pour diverses raisons.

Dans les cas les plus fréquents, sont sensés apparaître, successivement dans l'ordre, les minéraux suivants :

- Apatite, zircon, sphène
- Olivine, pyroxène, amphibole, biotite
- Plagioclases basiques puis acides
- Orthose (feldspath potassique)
- Quartz.

b. Les « séries de réactions » de N. L. Bowen (1922)

La cristallisation fractionnée, c'est-à-dire le fait que la cristallisation des silicates dans un magma se fasse dans un ordre bien défini, selon la suite réactionnelle de Bowen, produit des assemblages minéralogiques différents : ultramafiques, mafiques, intermédiaires et felsiques. Ces quatre assemblages définissent quatre grands types de roches ignées (fig.2).

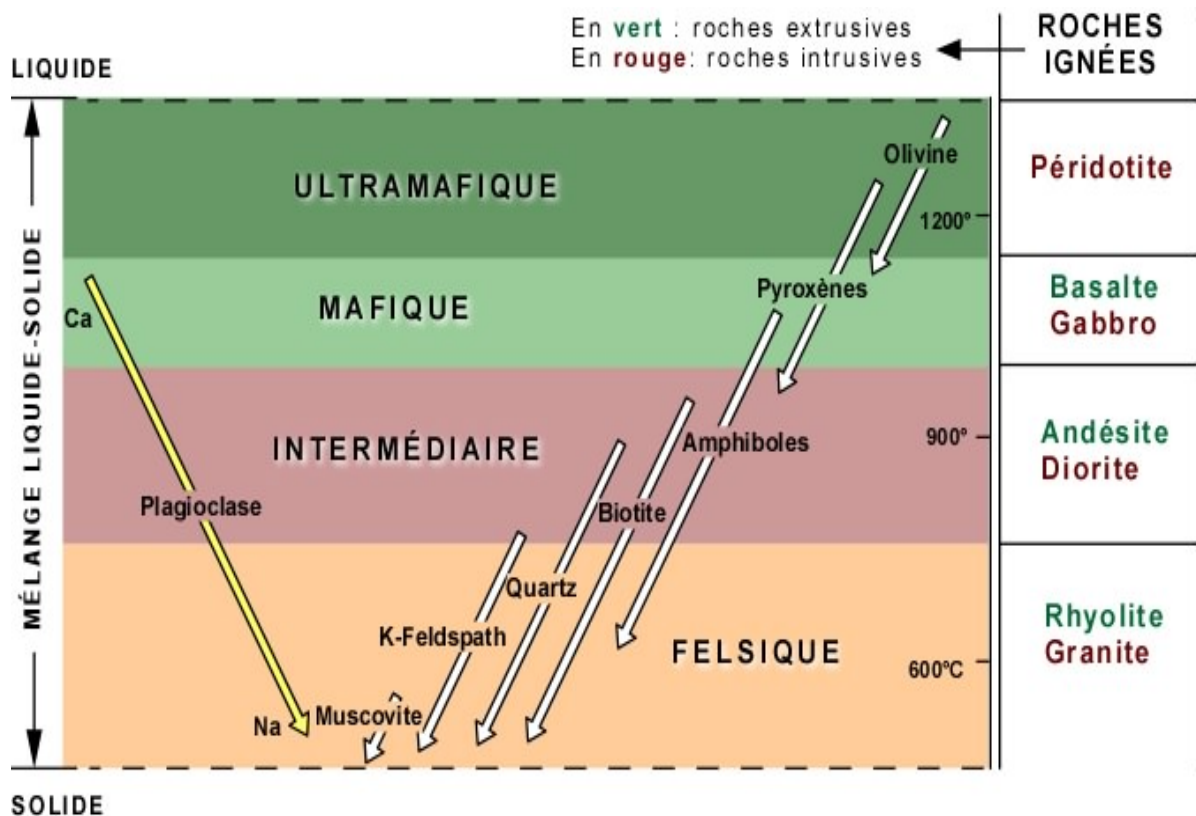


Fig.2 : Les quatre grands types de roches ignées

Les cristaux ne vont pas se former tous en même temps comme l'exprime la série de Bowen. Les premiers minéraux à cristalliser seront évidemment les minéraux de haute température, olivine d'abord, pyroxènes et amphiboles ensuite. Ces cristaux vont se former dans le magma et vont sédimenter vers la base de la chambre magmatique pour former une roche riche en olivine, pyroxène et amphibole, une roche ignée mafique (gabbro par exemple).

Le liquide résiduel sera donc appauvri en ces minéraux. On aura donc un magma de composition différente de sa composition initiale. Ce magma qui aura une composition disons intermédiaire poursuit son refroidissement et les premiers minéraux à cristalliser seront les amphiboles, les biotites, le quartz et certains feldspaths plagioclases, ce qui produira une roche ignée intermédiaire (diorite par exemple). Si ce magma fait son chemin jusqu'à la surface, on aura des laves andésitiques.

Ainsi, à partir d'un magma de composition donnée, on peut obtenir plus d'un type de roche ignée.

III. Origine des magmas

On définit trois catégories principales de magma, auxquels se rattachent la plupart des roches magmatiques :

- Magma basique ou basaltique (45 à 52 % de SiO₂) essentiellement représenté par les basaltes ;

- Intermédiaire ou andésitique (52 à 66 % de SiO₂) essentiellement représenté par les andésites ;

- Acide ou granitique (66 à 75 % de SiO₂) essentiellement représenté par les rhyolites.

1. Le magma des roches volcaniques

Dans les roches volcaniques, les épanchements basaltiques sont de très loin les plus abondants (86%) suivis par les andésites (16%) et en tout dernier lieu, les rhyolites (20%).

2. Le magma des roches plutoniques

L'ordre d'abondance dans les roches plutoniques est par contre inversé : les affleurements des roches renfermant du quartz représentent en effet près de 86 % de la surface totale occupée par les roches plutoniques (granits 44%, granodiorites 34 %, diorites quartziques 8%, diorites 1%, gabbros 13%).

La raison essentielle en est très probablement la haute viscosité des magmas granitiques comparée à celle des magmas basiques.

3. la répartition géographique des magmas

A l'échelle d'une région magmatique ou à l'échelle du globe, ce sont soit des magmas basiques soit des magmas acides qui prédominent très largement sur les autres types :

- La prédominance des magmas andésitiques n'est observée que dans les provinces volcaniques constituant la « ceinture du feu » du Pacifique ;

- Globalement, les magmas basaltiques sont essentiels dans le domaine océanique où ils forment le plancher des océans et le substratum de nombreuses îles. Les roches plutoniques à composition granitique étant remarquablement absentes.

- Sur les continents, il existe de très vastes régions, notamment les zones orogéniques récentes, où l'emportent les épanchements de types andésitiques et rhyolitiques. Dans les zones du plutonisme, la composition correspondante est l'association granite-granodiorite. Les basaltes (gabbros) demeurent cependant encore ici les roches volcaniques les plus abondantes en volume, des magmas basiques injectés dans la croûte. Ils donnent naissance à d'immenses corps plutoniques.

C. CLASSIFICATION DES ROCHES MAGMATIQUES

Plusieurs critères peuvent être utilisés pour la classification de ces roches (fig.3) :

- Le mode de mise en place : roches plutoniques et roches volcaniques ;
- La composition chimique ;
- La composition minéralogique ;
- La texture des roches.

Composition chimique et minérale logique	ROCHES ACIDES	ROCHES INTERMÉDIAIRES		ROCHES BASIQUES
	Feldspath orthose dominant		Pmagopcmases dominants	
Gisement et structure	Quartz	Peu ou pas de quartz	Plogioclases sodiques acides	Plogioclases sodiques basiques
Gisement d'épanchement structure vitreuse	PECHSTEIN	OBSIDIENNESET PONCES		TACHYLITES
Structure microlitique	RHYOLITE	TRACHYTE	ANDÉSITE	BASALTE
Gisement de semi-profondeur	MICROGRANITE	MICROSYENITE	MICRODIORITE	MICROGABBRO
Structure microgrenue				
Gisement de profondeur	GRANITE	SYÉNITE	DIORITE	GABBRO
Structure grenue				

Roches plutoniques : en lettres capitales *Roches volcaniques : en lettres minuscules*

Fig.3 : La classification basée sur divers paramètres

Le type de classification le plus adopté est celui qui consiste à dresser un tableau à double entrée : la composition minéralogique d'une part pour déterminer les familles des roches et d'autre part, la distinction de la texture dans chacune de ces familles.

I. Le mode de mise en place

Les magmas nés dans des conditions différentes, à partir de matériaux de compositions différentes, dans des environnements différents, ont des comportements divers et des compositions diverses, ce qui complique leur classification :

- Ceux qui atteignent la surface de la lithosphère donnent naissance aux roches volcaniques aériennes ou sous-marines ;
- Ceux qui cristallisent à l'intérieur de la lithosphère forment les roches plutoniques.

II. La composition chimique des roches magmatiques

Elle peut aussi servir de base à une classification de ces roches. On distingue :

- Les roches pyroclastiques
- Les carbonatites : ce sont des roches rares dans lesquelles le CO₂ joue un rôle essentiel. Elles sont composées essentiellement de carbonates. Elles ressemblent à des carbonates sédimentaires mais elles contiennent en teneurs exploitables, des métaux rares, ce qui fait un grand intérêt économique (Ba, Sr, Ti, U, Th,...).
- Les autres roches magmatiques sont toutes essentiellement silicatées : Elles sont composées de minéraux comportant dans des proportions variables les six éléments Si, Al, Fe, Mg, Ca et Na, liés à l'oxygène qui représente à lui seul plus de 45 % de la masse des éléments présents dans les minéraux.

Pour cette raison, les analyses chimiques sont présentées en poids d'oxydes : SiO₂, Al₂O₃, H₂O₃, CaO, MgO, FeO, Fe₂O₃, TiO₂, MnO, Na₂O, P₂O₅, H₂O.

Ce sont les cations additionnels cités ci-dessus qui permettent de définir la nature des silicates : quand on compare les formules chimiques, on constate que les proportions de silicium varient d'un minéral à l'autre, et que l'on peut classer les minéraux en fonction de cette variation.

On va ainsi parler de minéraux riches en silicium (quartz, orthose,.) et de minéraux pauvres en silicium (olivine, néphéline, .). On les distinguera par la nature de leurs cations :

- *Silice pure : quartz*
- *Silicate potassique : feldspath orthose*
- *Silicate sodique et calcique : feldspath plagioclase*
- *Silicate potassique, sodique ou calcique pauvre en silicium : feldspathoïde.*

Certains minéraux silicatés ne rentrent pas dans cette classification. Ils sont caractérisés par le taux de fer et de magnésium présents : ce sont les « ferromagnésiens » comme la biotite, les amphiboles, les pyroxènes et l'olivine.

D'une manière générale, une roche riche en silicium est claire, une roche riche en minéraux ferromagnésiens est sombre.

La silice est le constituant chimique prédominant de la plupart de ces roches. Sa proportion varie de 35 à 75%, ce qui nous permet de diviser ces roches en quatre grandes catégories :

- *Les roches acides SiO₂>66%*
- *Les roches saturées ou intermédiaires : SiO₂ = 52 à 66%*
- *Les roches basiques ou sous saturées : SiO₂ = 45 à 52%*
- *Les roches ultrabasiqes : SiO₂<45%*

Ce dernier groupe est de beaucoup le moins abondant à la surface de la terre.

La comparaison des compositions chimiques moyennes des granites et des basaltes montre que ces deux types de roches s'opposent de deux façons :

- *Les granites sont des roches riches en silice. On parle également de roches acides. Les basaltes sont des roches pauvres en silice. On parle dans ce cas de roches basiques.*
- *Les granites sont dans l'ensemble riches en potassium et pauvres en Fe, Mg et Ca. Les basaltes sont dans l'ensemble pauvres en potassium et riches en Fe, Mg et Ca.*

Ce type de classification est largement employé. On peut cependant l'améliorer de deux manières :

- *En parlant de roches alcalines (riches en Na₂O et K₂O), calco-alcalines, calciques, magnésiennes, ..*
- *En tenant compte des autres constituants autres que la silice.*

III. La composition minéralogique des roches magmatiques

La classification minéralogique est plus expressive que la chimique et permet de faire des grandes classes de roches.

On distingue deux types de classification minéralogique :

1. Aspect qualitatif

Les roches magmatiques présentent des minéraux très variés, mais la prédominance des basaltes et granites a amené les géologues à établir une classification qui prend en compte quelques minéraux que l'on classe en quatre groupes :

- Les minéraux cardinaux : Ils déterminent les grands groupes de la classification. Ce sont le quartz, les feldspaths et les feldspathoïdes.*
- Les minéraux essentiels : Ils permettent de compléter la définition de la roche et de déterminer les coupures de deuxième ordre. Ce sont les éléments ferromagnésiens en général.*
- Les minéraux accessoires : Ils n'interviennent pas dans la classification mais présents de façon constante dans la roche, le plus souvent en petite quantité (apatite, zircon, ..).*
- Les minéraux accidentels : Ils ne sont présents que dans certains types particuliers de roches (grenats, corindon,...).*

2. Aspect quantitatif

En dépit de larges variations en silice et des autres oxydes, et comme il existe une corrélation simple entre la composition chimique et la composition minéralogique de ces roches magmatiques, on peut diviser les minéraux de ces roches en deux groupes principaux :

- Les minéraux clairs

Ils sont représentés par le quartz, les feldspaths potassiques, les plagioclases, les feldspathoïdes et les micas blancs.

Les roches de ce type sont acides et sont principalement représentés à la surface de la Terre par les granites. Les laves de même composition chimique étant les rhyolites.

- Les minéraux colorés

Ce sont les olivines, les pyroxènes, les amphiboles, les micas noirs et les oxydes de fer et de titane.

Ce type de roches est basique. Il représente la catégorie des roches magmatiques le plus répandu. Leur type le plus fréquent est le basalte. L'équivalent plutonique est le gabbro.

A ces deux grands groupes, il faut ajouter les roches uniquement plutoniques entièrement formées des minéraux colorés. Elles sont subdivisées en péridotites, pyroxénites et amphibolites suivant la nature du minéral prédominant (olivine, pyroxène, amphibole).

Entre roches acides et roches basiques, il existe en outre des roches de composition minéralogique et chimique intermédiaires, contenant des proportions à peu près égales de minéraux clairs et de minéraux colorés. Elles sont représentées par des roches volcaniques, les andésites et leurs équivalents plutoniques, les diorites.

Concernant cette méthode classification, on s'intéresse du point de vue quantitatif aux proportions exactes des minéraux dans la roche. Celles-ci sont mesurées à l'aide d'appareils spéciaux.

Le passage de la classification chimique à la classification minéralogique est aisée grâce à la norme P. En effet, contrairement aux roches plutoniques, la minéralogie des roches volcaniques ne permet pas un accès direct à la classification minéralogique à cause de la phase vitreuse; il faut donc utiliser un biais appelé « calcul de la norme ».

A partir de cette norme, on définit les paramètres qui conduisent au classement de la roche et à sa nomenclature. Ce sont :

- La classe, déterminée par le rapport $P = \text{coucholites/barylites}$ (en %.)

Les coucholites sont les minéraux clairs, silico-alumineux et les barylites les minéraux sombres, ferro-magnésiens.

A partir de ce paramètre P, lié donc à la teinte visible à l'œil nu des roches, on distingue cinq groupes :

. Roches hololeucocrates : $P > 95\%$

. Roches leucocrates : $P = 65 \text{ à } 95\%$

. Roches mésocrates : $P = 35 \text{ à } 65\%$

. Roches mélanocrates : $P = 5 \text{ à } 35\%$

. Roches holomélanocrates : $P < 5\%$

- L'ordre, donné par le rapport Q1 ou Q2 avec

:

$Q1 = \text{quartz/feldspaths}$ et $Q2 = \text{feldspathoïdes/feldspaths}$ (en %).

- Le rang, donné par $R = (K_2O + Na_2O / CaO)$ (en molécules)

- Le subrang S avec $S = K_2O / Na_2O$ (en molécules).

En tenant compte de la minéralogie et de la coloration des roches, on peut proposer la classification suivante (fig.4) :

	Roches à Quartz et Feldspaths		Roches à Feldspaths seuls		Roches à Feldsp. et Feldspathoïdes		Roches à Feldspathoïdes seuls	
	Feldspaths alcalins	Plagioclases	Feldspaths alcalins	Plagioclases	Feldspaths alcalins	Plagioclases	Néphéline	Leucite
ROCHES LEUCOCRATES	GRANITE rhyolite	GRANODIORITE rhyodacite DIORITE QUARTZIQUE dacite	SYENITE trachyte	DIORITE andésite			SYENITE NEPHELINIQUE phonolite	
ROCHES MESOCRATES			GABBRO basalte			basanite	néphéline	leucite
ROCHES MELANOCRATES				METAGABBRO métabasalte			Ankaramite	
ROCHES HOLO-MELANOCRATES			AMPHIBOLITE PERIDOTITE PYROXENOLITE picrite		AMPHIBOLITE PERIDOTITE PYROXENOLITE picrite			

Fig.4 : La classification basée sur les minéraux et la coloration des roches

3. Les difficultés de la classification basée sur la composition minéralogique quantitative.

Les corrélations entre chimisme et minéralogie qui existent entre les roches volcaniques et les roches plutoniques est une relation fondamentale. On connaît en effet des types de roches magmatiques qui ont la même composition chimique globale mais des compositions minéralogiques différentes. Ces différences de composition de la paragenèse minérale sont alors dues à des différences dans les conditions de cristallisation de la roche, essentiellement les pressions (profondeur) et les températures.

Beaucoup de pétrographes ont été tentés d'établir des classifications des roches magmatiques basées sur la composition minéralogique quantitative, soit les quantités respectives des minéraux constituant les paragenèses. Cette méthode a abouti à une pulvérisation des classes : plus de 700 noms ont été ainsi « inventés ».

Cette démarche a pendant longtemps contribué à donner de la pétrographie des roches magmatiques une image hermétique et rebutante, même parmi les spécialistes des Science de la Terre.

III. Un exemple d'une classification simple

L'une des classifications les plus simples qui existe est basée essentiellement sur des critères intrinsèques des échantillons, pour la plupart immédiatement perceptibles (fig.5)

1. La coloration

2. La présence ou l'absence de quelques minéraux symptomatiques et la variation d'un nombre de constituants chimiques.

Cette classification retenue est simple du fait que les roches magmatiques correspondent qu'à un nombre relativement peu élevé d'associations minérales qualitativement distinctes sur le plan des minéraux essentiels.

Il est à noter que cette division sur la base de la composition minéralogique, avec la reconnaissance d'espèces symptomatiques, ne recouvre pas exactement la distribution fondée sur la notion d'acidité/basicité d'après les seules teneurs en silice des roches magmatiques. Cela est dû au fait qu'en réalité, dans les deux grands groupes acides et basiques, les différents types de roches peuvent passer progressivement de l'un à l'autre, minéralogiquement et chimiquement.

Exemple : Par diminution progressive des proportions de quartz et du feldspath potassique au profit du plagioclase et des silicates ferromagnésiens, tous les termes de composition intermédiaire existent entre granite et diorite, puis entre granodiorite et gabbro.

SUBDIVISIONS		FAMILLES			FORMES		
		NOM	Principaux Minéraux	GRENUE	Micro-Grenue	MICROLITIQUE	
ROCHES HOLOMELANOCRATES		PERIODOTITES	OLIVINE	PERIODOTITE	X		
		PYROXENOLITES	PYROXENE	PYROXENOLITE		AUGITTE	
		HORNBLENDITES	AMPHIBOLE	HORNBLENDITE			
ROCHES SEULEMENT FELDSPATHOÏDIQUES		IOLITES	NEPHENILE	IOLITE		NEPHELINE	
			LEUCITE	MISSOURITE		LEUCITTE	
ROCHES ESSENTIELLEMENT FELDSPATHIQUES	FELDSPATHOÏDIQUES (SOUS-SATUREES)	C	PLAGIOCLASOLITES FELDSPATHOÏDIQUES	CABRADOR ANDESINE	THERALITE ESSEXITE		BASANITE ou TEPHRITE
		A B	SYENITES FELDSPATHOÏDIQUES	FELDSP.POTAS + PLAGIODASE	SYENITE NEPHELIQUE		PHONOLITE
	FELDSPATHIQUES SANS QUARTZ NI FELDSPATHOÏDES (SATUREES)	C	PLAGIOCLASOLITES	Plagioclase Seul	ANORTHOSITE		
				Ultrabazaltite Pyroxène	GABBRO		BASALTE
				Oligoclase-andésine Amphibole	DIORITE		ANDESITE
		B A	SYENITES ET MONZONITES	Plagioclase ≥ Felds. K Feldsp K > Plagiocl. Feldspéine Alcalins	MONZONITE PLAUENITE SYENITE ALCALINE		TRACHYTE
	QUARTZIQUES (SURSATUREES)	C	PLAGIOCLASOLITES QUARTZIQUES	+ Pyroxène Plagiocl. ou + Amphibole	Gabbro Quartzique Ou Diorite Quartzique		SAKALAVITE DACITE
		B	GRANITES	Plagiocl > Felds. K	GRANODIORITE		RHYOLITE
		A		Feldsp K ≥ Plagiocl. Feldsp. alcalins	Granite Calco - Alcalin GRANITE ALCALIN		

AJOUTER LE PREFIXE "MICRO" AU NOM DE LA ROCHE GRENUE

A : Feldspaths alcalins seuls presque
B : Feldspaths potassiques et plagioclases calco-sodiques
C : Plagioclases seuls

Fig.5 : Un exemple de classification des roches magmatiques

IV. Structures et textures

1. Structures à l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon

a. A l'échelle de l'affleurement

On peut observer tout d'abord le débit de la roche c'est-à-dire la manière dont elle se fragmente. Les types de débit les plus classiques sont :

- Les débits en dalles magmatiques effusives qui sont des laves visqueuses (coulées épaisses, dômes, dykes et filons). Ces roches sont associées à des basaltes à olivine, les labradorites. Les phonolites sont un exemple que l'on rencontre à l'Assekrem (Hoggar).

- Les débits en prisme : A peu près hexagonaux et jointifs, ils caractérisent certaines laves, en particulier les basaltes, et sont considérées comme dues à des fissures de retrait lors du refroidissement. Ces prismes sont en général perpendiculaires à la surface de la coulée.

Ce phénomène d'orgues se manifeste aussi bien dans les basaltes que dans les phonolites, les trachytes, les andésites....

L'exemple le plus spectaculaire est celui des orgues volcaniques qui sont des groupements de colonnes prismatiques parallèles entre elles (fig.6) :



Fig.6 : La « chaussée des géants » en Irlande.

- Les pillow lavas : Les débits en coussins, considérés comme caractéristiques des laves épanchées sous l'eau : les pillow lavas. Ces laves de 0.5 à 2 m sur 0.3 à 1 m et parfois plus, sont constituées surtout de basaltes et d'andésites. Chaque coussin ou oreiller montre une

croûte à structure hyaline (refroidissement très rapide) se desquamant facilement et un cœur plus cristallin affecté de cassures souvent rayonnantes.

b. A l'échelle de l'échantillon

On peut aussi observer à l'affleurement ou sur un échantillon une structure d'ensemble qui résulte de l'arrangement mutuel des ensembles cristallins au sein de la roche :

- Structure équante : A l'œil nu, les cristaux ne présentent aucune orientation préférentielle.

- Structure foliée ou schisteuse

- Structure vacuolaire : On a des petites cavités ou vacuoles dues à la présence de bulles de gaz durant la solidification des roches (cas des roches volcaniques) ou à la dissolution de certains de leurs minéraux.

Exemple : la pierre ponce qui est une roche magmatique, vitreuse, très poreuse, d'où une faible densité. Cette roche de teinte claire, friable, peut flotter sur l'eau.

- Structure béchique : les éléments sont compris dans un ciment.

2. Structures à l'échelle de la loupe et du microscope

On peut utiliser aussi pour la classification des roches magmatiques en se basant cette fois-ci sur les textures, un critère qui permet de les distinguer.

Les textures et les grains des roches plutoniques permettent dans le cas général de les distinguer immédiatement des roches volcaniques : elles ont un grain moyen à gros, résultat d'une cristallisation du magma plus lente. Cette durée plus grande de la cristallisation permet une croissance plus poussée des cristaux constitutifs.

Au cours de cette période de cristallisation et du refroidissement, des réactions peuvent se produire au sein de la roche en voie de consolidation finale.

Dans ces conditions de profondeur, donc de pression relativement élevée, les phases gazeuses dissoutes dans le magma, notamment la vapeur d'eau, sont en effet retenues plus longtemps et favorisent des transformations minéralogiques post-cristallines (métasomatose).

A l'échelle du microscope, on peut distinguer les textures suivantes :

- La structure grenue : C'est la plus répandue et elle est caractérisée par un agrégat régulier de gros cristaux pour la plupart sans forme définie. Dans cet agrégat, apparaissent parfois des cristaux de feldspaths de grande taille, grossièrement rectangulaires dits « dents de cheval » : La texture est alors dite porphyroïde.

La structure grenue s'applique à une roche montrant un assemblage de cristaux tous en grains visibles à l'œil nu. Elle est en particulier caractéristique de nombreuses roches magmatiques plutoniques (à refroidissement lent). Ces roches dites macrocristallines montrent des minéraux qui peuvent être :

. Automorphes : chaque grain est limité par des faces cristallines

. Hypidiomorphes : les minéraux ne réalisent que partiellement les formes caractéristiques des espèces ;

. Xénomorphes : les minéraux comblent les interstices en épousant les contours des autres minéraux. Les cristaux qui peuvent atteindre plusieurs centimètres de long sont appelés porphyroblastes ou phénoblastes.

- La structure aphanitique (cachée) : Elle s'applique aux roches magmatiques qui ne montrent pas de cristaux à l'œil nu, mis à part quelques individus isolés. Cette structure peut être aussi appliquée aux roches éruptives vitreuses, microlitiques et parfois même microgrenues.

- La structure hyaline ou vitreuse : Elle s'applique aux roches magmatiques volcaniques formées essentiellement de verre. Lorsque le magma se refroidit très rapidement, les atomes dispersés dans la matière fondue n'ont pas le temps de s'ordonner en réseaux cristallins et nous avons un verre : c'est le cas de l'obsidienne.

- La structure orbiculaire : Beaucoup plus rarement, se développent des structures orbiculaires, particulièrement dans certains granits et diorites présentant des zones concentriques de composition minéralogique et de coloration différentes.

- La structure graphique : On a dans ce cas une interpénétration de certains minéraux.

- La structure poecilitique : Les cristaux se développent largement en englobant les cristaux apparus avant eux.

- La structure porphyrique : La roche contient de grands cristaux bien visibles à l'œil nu, dans une pâte aphanitique.

. Si au microscope cette pâte se montre entièrement cristallisée en une mosaïque de petits cristaux, on a à faire une structure microgrenue.

. Si la pâte est constituée de très nombreux petits cristaux allongés en baguettes et nageant dans une matrice vitreuse ou cryptocristalline, on parle de structure microlitique, structure tout à fait caractéristique des roches volcaniques d'épanchement, caractérisées par l'extrême abondance de petits cristaux de feldspaths, inférieurs à 0.1 mm, développées en forme de tablettes, appelées microlites.

La structure porphyrique indique que la consolidation du magma s'est faite en deux temps principaux. Contrairement à la structure porphyroïde, ici les petits cristaux ne sont pas visibles à l'œil nu et les cristaux ont cristallisé les premiers, lentement et en profondeur. Le reste s'est solidifié plus tard, plus près de la surface, rapidement.

- La structure ophitique : Elle se rencontre dans certaines dolérites, roches à composition de basalte. Les plagioclases y forment de grands cristaux rectangulaires de 2 à 5 mm qui

dessinent une charpente dont les mailles sont occupées par des cristaux plus petits, non visibles à l'œil nu, avec ou sans verre.

Cette structure ophitique révèle qu'il y a eu deux temps principaux de cristallisation. Au cours d'un premier temps de refroidissement, lent, en profondeur, ont cristallisé les grands feldspaths. Au cours d'un deuxième temps, rapide, plus près de la surface se sont formés les petits cristaux.

D. LES ROCHES PLUTONIQUES

I. Introduction

Les roches plutoniques, localisées à différents niveaux de la croûte terrestre, portent aussi le nom de roches intrusives. Elles ne sont accessibles à l'observation directe que grâce aux déformations et à l'érosion des couches sus-jacentes.

Cette catégorie de roches magmatiques regroupe tous les granites composés d'un ensemble de nombreux cristaux, uniformément répartis et colorés : les quartz (transparent, translucide, voire incolore lorsqu'il est pur), les feldspaths (éclat vitreux avec une couleur variant du blanc à des teintes variées de rose, jaune et rouge), et les micas (noirs et brillants). Les autres principales roches plutoniques sont la syénite, la diorite et le gabbro. Ces roches sont rigides, mais très cassantes lorsqu'elles sont soumises à des efforts mécaniques. C'est pourquoi elles sont principalement utilisées pour le remblai (gravillons) ou la construction (pierres de construction).

II. La classification des roches plutoniques

La classification proposée par Streckeisen est basée sur la minéralogie et la chimie (fig.7).

III. La mise en place des roches plutoniques

La mise en place des laves et des filons est plus facile à expliquer que celle des grands massifs.

Pour comprendre le transfert des masses magmatiques à travers la croûte continentale, beaucoup d'hypothèses ont été avancées dont certaines ont été suivies de controverses.

A l'heure actuelle, deux mécanismes fondamentaux sont reconnus :

- La subsidence pour les plutons installés à faible profondeur, dans les régions rigides de l'écorce.

Le mécanisme repose sur le fait qu'à la verticale des caldeiras de surface (cratères), apparaît l'image d'une chambre souterraine créée par l'effondrement d'un bloc dans un réservoir magmatique. De nombreux massifs subvolcaniques ont été ainsi découverts à travers le monde.

- L'intrusion en force pour les sills ou les massifs mis en place dans les régions plastiques. Dans ce cas, le magma fait lui-même sa place dans des assises assez plastiques pour être

refoulées ou dans des fissures qu'il écarte. La viscosité plus élevée des magmas et le grand contraste de densité qu'ils présentent avec leur milieu sont, rappelons-le, les moteurs de leur ascension.

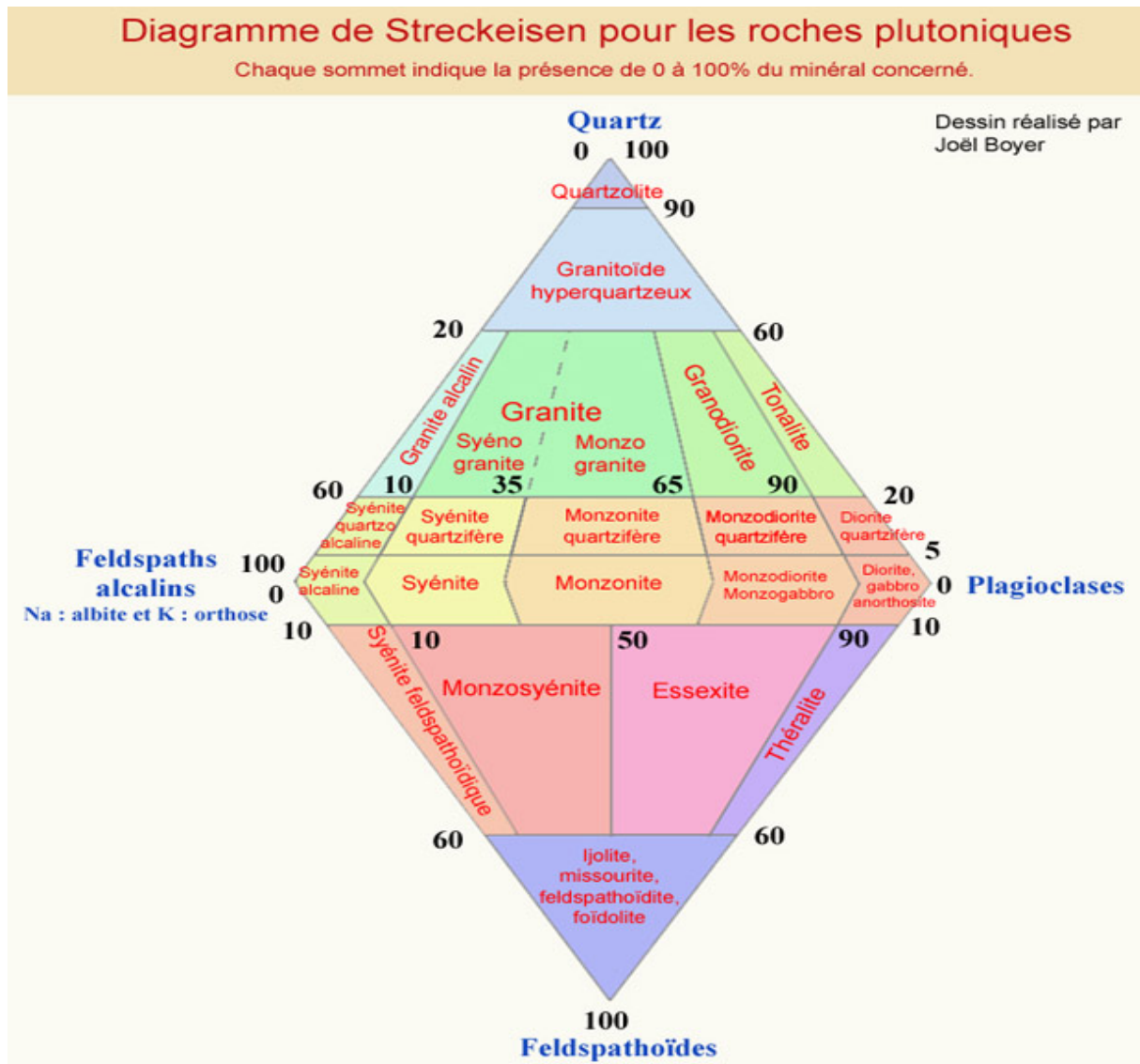


Fig.7 : La classification des roches plutoniques à partir des principes de Streckeisen

IV. Les modes de gisements

Les roches plutoniques peuvent se présenter sous deux formes : les filons et les massifs.

La cristallisation de magma à l'intérieur ou à la surface de la croûte terrestre produit des corps magmatiques. Les trois blocs-diagrammes (fig.8) qui suivent illustrent les principaux corps magmatiques hérités de l'activité magmatique dans une région, et leur mise à nu au fil de l'érosion.

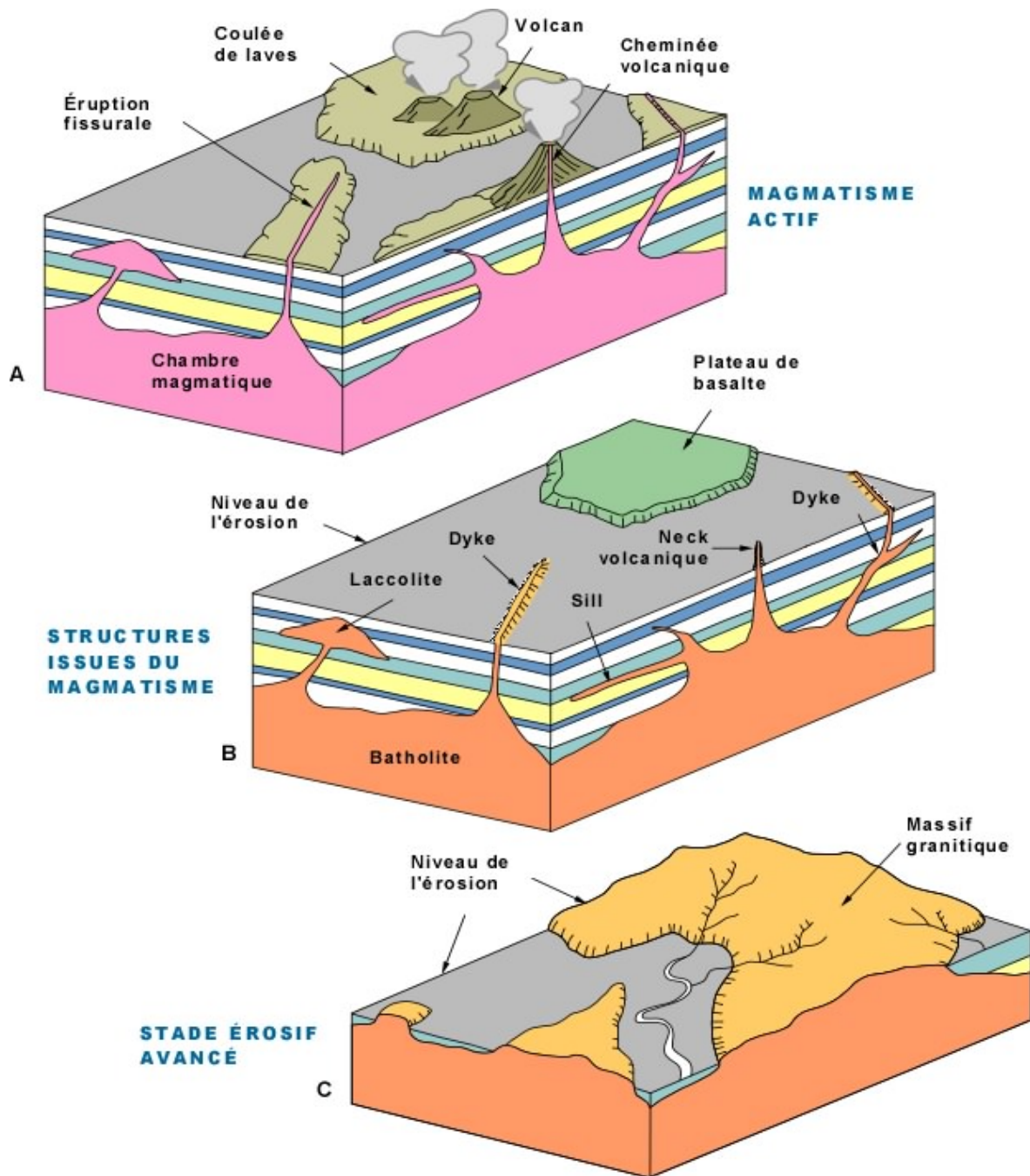


Fig.8 : Les principaux corps magmatiques

Divers corps intrusifs (on dit aussi plutoniques; du dieu des enfers, Pluton) pourront avoir été mis à nu par l'érosion : laccolites, dykes, necks volcaniques. Les roches ignées étant plus résistantes à l'érosion que les roches sédimentaires encaissantes, les corps magmatiques auront tendance à former des reliefs positifs.

1. Les filons

On rencontre des amas de moindre importance en général qui sont groupés sous le nom de filons quand ils sont suffisamment petits. Les roches occupent dans ce cas les fissures de la croûte terrestre où le magma a pu s'injecter et recristalliser (fig.9).

a. Les filons ou dykes

La mise en place des filons ne se fait pas par épanchements en surface. Ils se figent dans des fractures ouvertes. Leur dimension est très variable mais leur épaisseur est toujours faible par rapport à leur extension. Cette dernière va de quelques mètres à plusieurs dizaines de km.

De nombreux remplissages filoniens sont formés de dépôts laissés par des solutions : c'est ainsi que se constituent les filons de pegmatite, de quartz, de carbonates où se concentrent de nombreux éléments utiles.

b. Les filons annulaires ou ring-dykes

Certains filons sont annulaires et résultent de la mise en place de magma le long d'importantes fractures cylindriques ou légèrement coniques.

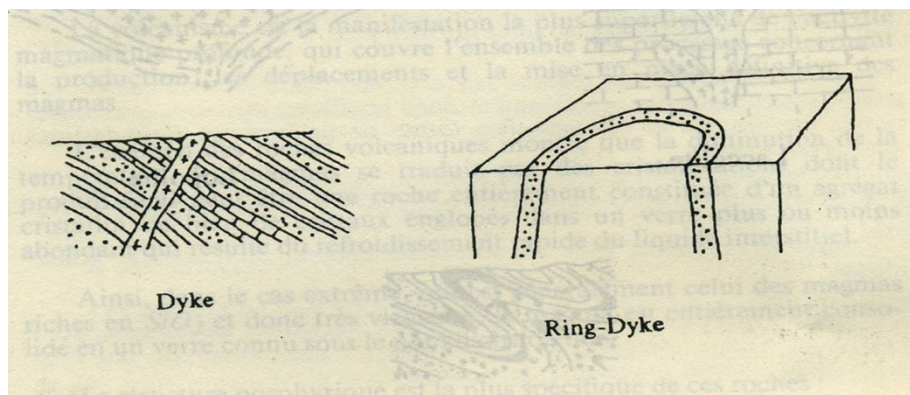


Fig.9 : Les dykes et les ring-dykes

c. Les filons-couches ou sills

Les sills ont des dimensions très variables, mais toujours une épaisseur faible par rapport à leur extension. Ils se distinguent des filons par leur caractère concordant avec les couches encaissantes (fig.10) et par leur métamorphisme qu'ils développent dans les niveaux sédimentaires à sa base et à son toit. Ces filons se rapprochent un peu des laccolites.

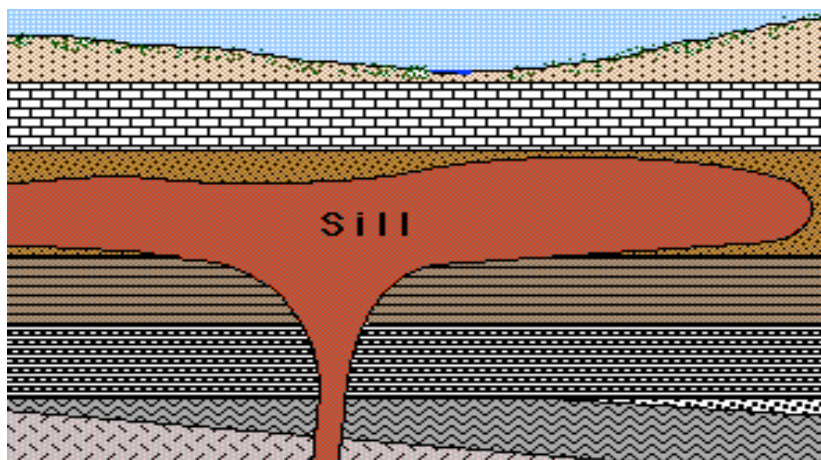


Fig.10 : Les sills

d. Les necks

Un neck est un mot anglais, signifiant cou. À la différence du sill, le neck recoupe les structures de l'encaissant. Souvent laissé en relief par l'érosion, le neck, dont le diamètre va d'une dizaine à quelques centaines de mètres, correspond au remplissage d'une ancienne cheminée volcanique (de là découle sa forme en piston cylindrique, conique) par une masse de roche magmatique, généralement bréchique.

2. Les massifs

On appelle massifs, les corps plutoniques quelles que soient leur forme et leur taille, différentes ou non et qui ne présentent pas l'énorme écart entre épaisseur et extension qui caractérise les filons.

Ils sont habituellement discordants (fig.11) sur les terrains qui les contiennent ou les supportent. C'est ce caractère discordant qui justifie l'emploi du qualificatif « éruptif ».

On distingue principalement trois types de massifs :

a. Les batholites

Ce sont de grands massifs individualisés ou non supposés liés en profondeur. Les batholites atteignent plusieurs centaines de km de long et plusieurs dizaines de km de large. La largeur de ces massifs croît souvent avec la profondeur. Ils tranchent en général les structures de l'encaissant et de ce fait, ils sont nommés aussi massifs intrusifs ou circonscrits ou encore « massifs discordants ». Ils sont fréquemment bordés par une zone de métamorphisme de contact.

b. Les laccolites

Concordants comme les sills, ils ont une forme trapue, lenticulaire avec un plancher plan et un toit convexe vers le haut. De dimensions variables, ils peuvent atteindre quelques dizaines de km d'épaisseur.

c. Les phacolites

Ce sont des corps intrusifs concordants situés dans les charnières anticlinales ou synclinales.

d. Les lopolites

Ce terme est réservé à des masses lenticulaires de très grandes dimensions. Les surfaces supérieures et inférieures sont toutes deux concaves vers le haut. L'ensemble est sensiblement parallèle aux structures de l'encaissant et de ce fait nommé parfois « massif concordant ». On n'est pas toujours certain de la façon dont se termine la partie inférieure.

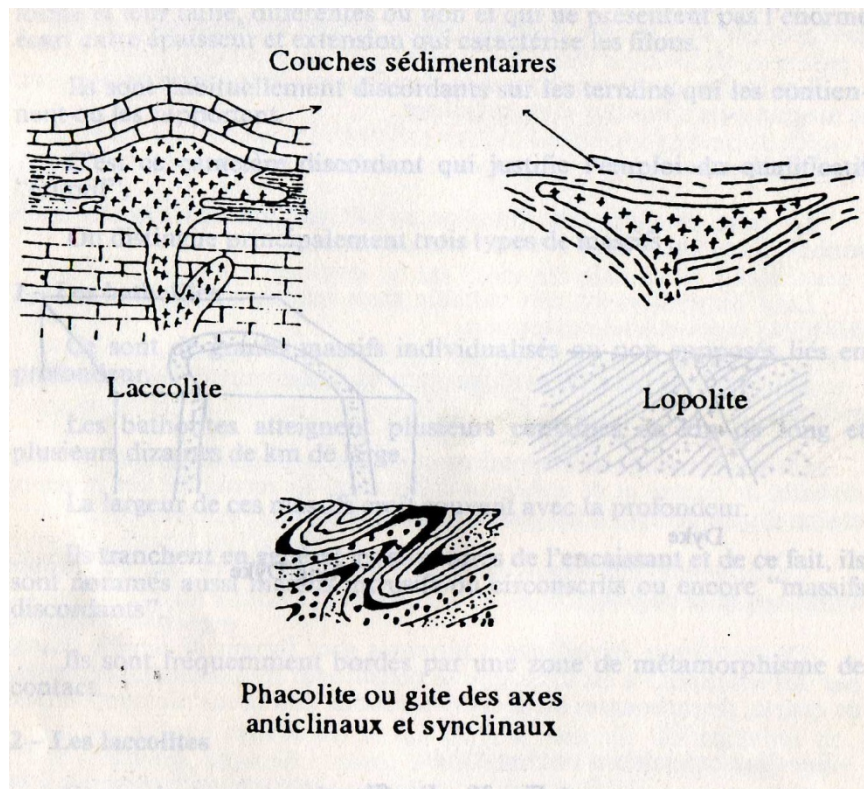


fig.11 : Les massifs plutoniques

E. LES ROCHES VOLCANIQUES

I. Introduction

Les roches magmatiques volcaniques ou effusives se forment à partir du magma qui remonte des profondeurs de la Terre par des fractures proches de la surface lors d'éruptions volcaniques. Ces roches se solidifient rapidement à la surface de la lithosphère, ce qui aboutit à la création de minéraux à grain fin comme le basalte constitué de peu de cristaux différents ou des roches semblables à du verre appelées obsidiennes. Les principales roches volcaniques sont, outre le basalte, la rhyolite, le trachyte et l'andésite.

À côté des roches provenant du refroidissement des laves, on distingue les roches hydrothermales formées à partir de fluides (gaz ou liquides) à hautes températures. Il y a également les pyroclastites qui sont éjectées de manière explosive vers l'atmosphère au cours d'éruptions volcaniques, pour retomber au sol à proximité immédiate du cratère. Leur taille varie des cendres et scories, aux bombes et lapilli (voir volcanisme).

L'examen des roches volcaniques montre que la diminution de la température des magmas se traduit par des cristallisations dont le produit final peut être une roche entièrement constituée d'un agrégat cristallin ou bien de cristaux englobés dans un verre plus ou moins abondant qui résulte du refroidissement rapide du liquide interstitiel.

La structure porphyrique est la plus spécifique de ces roches : les minéraux apparaissant les premiers dans le magma forment les cristaux généralement automorphes, appelés

phénocristaux, dans une matrice à grain fin entièrement cristallisé (parfois partiellement ou entièrement vitreux) provenant du refroidissement et de la solidification du liquide interstitiel à la surface.

Très fréquemment, la présence de bulles de gaz emprisonnées dans les laves se traduit par la formation de cavités conférant à la roche une texture vacuolaire.

II. Classification des roches volcaniques

Pour classer les roches volcaniques ou effusives, on peut utiliser le même principe que celui des roches plutoniques basé sur la présence ou non de certains minéraux majeurs qui reflète le chimisme de la roche (saturation en silice, alcalinité...). Mais contrairement à ces dernières la rapidité du refroidissement ne permet souvent que la cristallisation de petits minéraux, invisibles à l'œil nu, voir seulement du verre volcanique. C'est la mésostase. La mésostase est souvent accompagnée de phénocristaux, mais ceux-ci ne représentent qu'une petite partie de la roche. Pour déterminer précisément la roche il faut faire appel à une analyse chimique. La roche sera placée ensuite dans son champ pétrographique grâce au calcul de la norme (fig.12).

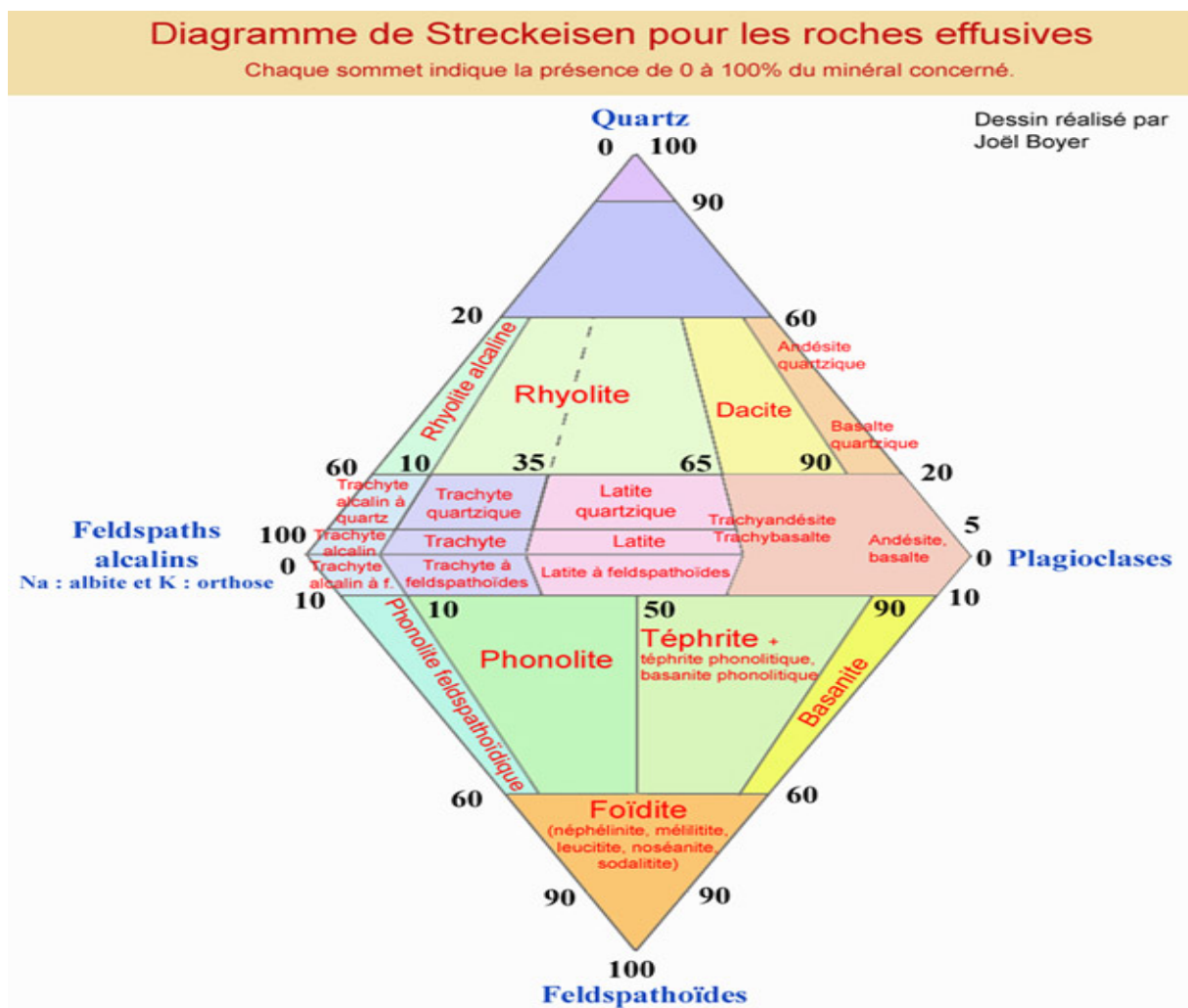


Fig.12 : la classification des roches volcaniques

III. LES MATERIAUX VOLCANIQUES

1. Les gaz

Leur composition est déterminée par des prélèvements au niveau des bouches émettrices ou au niveau d'événements situés sur les coulées épaisses au cours du refroidissement. Les analyses mettent en évidence de nombreux éléments chimiques : Dans tous les cas, la vapeur d'eau domine largement, suivie de CO₂. On trouve aussi d'autres composés du carbone (CO et CH₄), du soufre (SO₂ et H₂S), du chlore (HCl, AlCl₃, FeCl₃, NH₄Cl), du fluor (HF, SiF₄), du bore (H₃BO₃), de l'azote, ainsi que de l'argon et d'autres gaz rares.

Enfin de nombreux métaux (Fe, Cu, Zn, Hg,..., les mêmes que l'on trouve au contact des intrusions et dans les filons associés, sont transportés par les gaz et déposés sous forme de sulfures ou d'oxydes aux abords des événements.

a. Les sources chaudes

Elles témoignent, plus durablement encore, de l'activité volcanique. Les mesures de Hydrogène/Deutérium et ¹⁸O/¹⁶O montrent qu'il s'agit pour l'essentiel d'eaux météoriques réchauffées en profondeur du fait d'un gradient géothermique encore particulièrement élevé. On ne connaît pas de façon précise la proportion d'eau juvénile, c'est-à-dire qui atteint la surface pour la première fois.

b. Les mofettes et les solfatares

Lorsqu'on a un dégagement de H₂O et de CO₂, on parle de mofettes. Lorsque H₂S s'y ajoute, elles sont marquées par des encroûtements de soufre et prennent le nom de solfatares.

c. Les fumerolles

Longtemps après la fin du paroxysme des volcans, les gaz s'échappent encore en fumerolles.

2. Les laves

a. Les types de laves

Le comportement et l'aspect des laves émises à la surface dépendent de leur viscosité, de leur température et de leur teneur en gaz. :

- Si les gaz peuvent s'échapper d'une lave fluide, en milieu ouvert, l'émission est relativement tranquille ;

- Si au contraire, ils se trouvent bloqués par un bouchon résistant, ou comprimés dans une lave visqueuse, les émissions prennent un caractère explosif ;

- Les laves fluides, émises à des températures supérieures à leur température de solidification, s'épanchent en longues coulées selon la morphologie du substrat. Ce caractère est très marqué dans les coulées constituées de basaltes ou de roches voisines.

Les coulées de lave émises à partir de bouches ou de fissures éruptives engendrent des formes structurales dont les caractéristiques dépendent à la fois de la nature du magma, de sa température, de la quantité de gaz sous pression qu'il contient et de la topographie sur laquelle il s'épanche :

- Les laves visqueuses, en raison de leur acidité (trachytes, rhyolites) et parfois leur température relativement peu élevée, donnent des coulées courtes et épaisses au profil transversal bombé ;

- Par contre, les laves très fluides, généralement basaltiques, s'allongent en coulées linéaires sur des dizaines de km surtout lorsque les vallées les canalisent. Elles s'étalent aussi en nappes sur des topographies peu différenciées.

Les trappes, en particulier, constituent de vastes plateaux en pente insensible, limités par escarpements en marches d'escaliers.

L'aspect des laves est lié à la température, la pression, leur composition chimique. Elles varient avec la nature de l'éruption. On distingue les types de laves suivants :

- Les laves chaotiques : La lave, refroidie au contact de l'air ou du substrat, se fige et la coulée s'entoure d'une gaine scoriacée. A l'intérieur, la lave fluide continue sa progression et la gaine est rompue en blocs dont certains se ressoudent. La lave qui s'écoule est souvent totalement masquée par les blocs et les scories qu'elle transporte et forme devant elle.

- Les laves cordées : Elles présentent, au contraire, une surface lisse vitreuse, marquée de roulants incurvés (fig.13) dans le sens de progression de la coulée. Ces figures apparaissent seulement sur les laves fluides, rapidement figées en coulées de faible masse et qui ne peuvent rompre leur gaine solide par une progression assez rapide ou un dégazage assez violent.



Fig.13 : la lave cordée

- *Les coulées sous marines : Ces émissions produisent des laves en coussins ou « pillow lava ». Les océans n'ont cependant pas l'exclusivité de la formation des coussins dont la présence a été reconnue à la périphérie de coulées de laves fluides consolidées dans les lacs ou même dans la neige.*

b. La nature des coulées

Point de vue pétrographique, on distinguera deux types de laves :

- *Les laves de type basaltique : Pauvres en silice, elles sont extrêmement fluides (fig.14) au moment de leur émission et peuvent couler sur de grandes surfaces. De nombreux gaz en combustion entretiennent une haute température en surface et facilitent la coulée (1300 °C)*



Fig.14 : Les coulées basaltiques

- *Les rhyolites et trachytiques : Ces coulées riches en silice, sont au contraire très visqueuses (800 °C). Elles vont jusqu'à s'accumuler près du cratère allant jusqu'à l'obstruer (fig.15).*



Fig.15 : Les magmas visqueux du Hoggar

3. Les produits clastiques

a. Les projections

Les projections volcaniques, comme les roches sédimentaires détritiques, sont classées en fonction de leurs dimensions et aussi des processus générateurs quand il est possible de les reconstituer d'après la nature des éléments, leur forme, leur classement et leur agencement :

- On appelle blocs, les fragments dont la taille dépasse 64 mm quelque soit leur nature, laves ou roches non volcaniques éjectées par l'explosion ;*
- Les brèches sont des formations produites par l'accumulation de blocs et d'éléments plus fins, quels que soient les processus d'accumulation et de cimentation et quel que soit le ciment ;*
- Les lapillis sont des fragments de dimensions plus faibles, comprises entre 64 et 2 mm.*
- Les cendres sont des accumulations meubles de particules inférieures à 2 mm ;*
- Les formations indurées dont les éléments les plus grossiers ne dépassent pas 64 mm prennent le nom de tufs et les cinérites sont celles qui ne comportent que des débris fins ;*
- Les bombes volcaniques sont des éléments (jusqu'à 1 m de longueur) de lave incandescente qui prennent, au cours de leur trajet dans l'atmosphère, la forme fuselée. Ce phénomène suppose que le fragment est resté fluide assez longtemps pour acquérir sa forme aérodynamique et qu'à la fin de sa trajectoire, la bombe était assez solide pour que sa forme ne soit pas effacée par l'impact.*

Les lapillis et blocs, de forme souvent anguleuse, constituent avec les bombes lorsqu'elles existent, la plus grande part des projections.

Le caractère commun des éléments est le refroidissement rapide de la matière, qui de ce fait, est pour l'essentiel vitreuse.

Ces éléments lorsqu'ils sont vacuolaires suite à un dégazage portent le nom de scories.

- Les tufs soudés ou ignimbrites sont d'une toute autre ampleur : le dégagement des gaz dans les laves acides visqueuses, rhyolitiques ou dacitiques, produit une nuée ardente, mousse très mobile de gaz et de lave, plus dense que l'air et qui roule à la surface des terres sur des dizaines de km, en comblant les dépressions.*

Exemple : la « vallées de 10.000 fumées » en Alaska, résultat des fumerolles liées au dégagement des gaz et des vaporisations d'eaux d'infiltration.

Ces masses ignimbritiques forment une masse cohérente avec une forte proportion de verre.

b. Les coulées boueuses ou lahars

Les rivières chargées de cendres, de lapillis, de blocs, suite à une explosion, se transforment en lahars presque aussi dévastateurs que les projections elles-mêmes (cas de Pompeï et Herculaniùm en Italie).

Les éruptions explosives génèrent de grandes quantités de cendres qui s'accumulent sur les pentes généralement abruptes du volcan. Ce sont ces cendres, qui sous l'action de fortes pluies génèrent les lahars. Les coulées de boue ainsi formées descendent les flancs des volcans et peuvent atteindre de très grandes distances

Les lahars ne diffèrent des coulées de boue que par la nature volcanique des éléments.

On parle parfois de tuffites pour les formations contenant au moins 50 % de matériaux d'origine volcanique, mais entre les tufs formés exclusivement de matériel volcanique et les grauwackes, toutes les transitions existent.

La présence de constituants symptomatiques, pyroxènes, amphiboles, fragments vitreux altérés ou non, permet de retrouver dans un sédiment le phénomène volcanique.

G . EXEMPLES DE ROCHES MAGMATIQUES

1 Le granit

Le granite (fig.16) est une roche magmatique plutonique à structure grenue, formée par le refroidissement lent du magma en profondeur. Il est formé de minéraux en grains tous visibles à l'œil nu. C'est une roche acide composée principalement de quartz, de feldspaths potassiques, de plagioclases sodiques et de micas. Elle peut contenir également de la hornblende, de la magnétite, du grenat, du zircon et de l'apatite. En tout, on dénombre aujourd'hui plus de 500 couleurs de granites différentes.

Les roches volcaniques correspondantes sont les rhyolites.



Fig.16 : Deux types de granit

Il ne faut pas confondre granite et granit. Ce dernier terme est un terme technique utilisé par les marbriers. Il ne définit pas une roche spécifique : le granit est un type de roche non poreuse, imperméable et cohérente

Le petit granit des Ardennes est, par exemple, un calcaire. En Algérie, il correspond souvent à un gneiss.

Les utilisations sont multiples et variées : Matériaux de construction, empierrement, sculpture, comptoir. Matériau noble utilisé de par le monde pour la fabrication de monuments funéraires, dallage, bordure de trottoir, depuis les années 1980 ornement de cuisines et salles de bain, ... ;

L'altération du granite conduit, en climat tempéré, à la formation de boules de granites puis d'un chaos granitique au pied duquel on observe une arène granitique. L'arène est formée principalement de grains de quartz, mais aussi de feldspaths altérés et de micas altérés. La vitesse de désagrégation du granite dépend du climat.

La désagrégation du granite, ayant ainsi libéré le feldspath, le quartz et le mica, est à l'origine de gisements desquels on peut extraire ces différents minéraux. Le feldspath peut évoluer jusqu'au stade d'argile kaolinique.

2. L'andésite

L'andésite (fig.17) est une roche volcanique de composition intermédiaire, avec une texture variant de l'aphanitique au porphyrique. Elle est généralement composée de plagioclases (oligoclase et andésine), plus rarement de biotite, d'amphibole (hornblende) et de pyroxène. Les feldspaths potassiques en sont totalement absents.

Etant souvent associés aux basaltes, il est parfois difficile de les différencier (les 2 roches contenant plagioclases et minéraux ferromagnésiens). Cependant on peut caractériser une andésite selon les critères suivants :

- le type de plagioclase ;*
- le minéral ferromagnésien est une amphibole ;*
- le % en volume de ferromagnésiens est inférieur à 35-40%.*



Fig.17 : L'andésite

L'andésite est l'équivalent volcanique de la diorite plutonique (fig.18).



Fig.18 : La diorite

Comme les diorites, les andésites sont caractéristiques des zones de subduction et des environnements tectoniques.

3. Le basalte

Le basalte est une roche volcanique basique issue d'un magma refroidi rapidement au contact de l'eau ou de l'air. C'est le constituant principal de la couche supérieure de la croûte océanique. Le basalte est mélanocrate à holomélanocrate (sombre à très sombre). Il a une structure microlithique, est composé essentiellement de plagioclases (50 %), de pyroxènes (25 à 40 %), d'olivine (10 à 25 %), et de 2 à 3 % de magnétite.

La construction basaltique la plus célèbre est sans doute la chaussée des Géants en Irlande, où l'on peut admirer des orgues basaltiques (formations en forme de colonnes, généralement de coupe hexagonale).

4. La rhyolite

La rhyolite (fig.19) est une roche volcanique de couleur assez claire : rosée ou grise. C'est une roche à structure microlithique présentant des minéraux visibles à l'œil nu : quartz, feldspaths et amphibole.

La rhyolite est l'équivalent volcanique du granite.

Une rhyolite provient du refroidissement d'un magma riche en silice SiO_2 , comme le granite. Pour ces propriétés la rhyolite est utilisée comme granulat, utilisé pour le ballast des voies ferrées.



Fig.19 : La rhyolite

5. La dacite.

La dacite est une roche volcanique microlithique composée de quartz, de plagioclase, de verre et de minéraux ferromagnésiens : biotite, hornblende ou pyroxène.

6. Les trachytes

Les trachytes sont des roches volcaniques riches en feldspaths alcalins et à teneur en silice assez élevées. Leur structure est principalement microlithique mais la présence de phénocristaux est habituelle. La structure est également fluidale car les microcristaux présentent des champs d'orientation commune selon des lignes fluides. A la cassure, l'aspect est rugueux. La couleur est assez claire : les trachytes sont des roches leucocrates, généralement blanchâtres à gris verdâtre.

La roche magmatique plutonique équivalente est la syénite (fig.20). Les trachytes sont associés à un volcanisme de type explosif.



Fig.20 : La syénite

7. La phonolite

La phonolite est une roche volcanique à structure microlithique fluidale. De couleur grise à verdâtre, elle est composée de feldspath, de feldspathoïde et d'une pâte de verre peu abondante. La phonolite se débite en dalle. Cette roche se caractérise par un son clair quand on frappe une dalle. C'est cette propriété qui a donné son nom à la roche.

Utilisation : Les dalles de phonolite sont utilisées pour couvrir les toitures des maisons

8. L'obsidienne (fig.21)



Fig.21 : L'obsidienne

9. La pierre ponce

La pierre ponce (fig.22) provient d'une roche volcanique en fusion. Elle se forme donc à de hautes températures avoisinant les 500 à 600°C. Une fois qu'elle retombe par terre, la lave se refroidit en expulsant des gaz et c'est ce qui fait de la pierre ponce une pierre poreuse qui renferme de petites bulles grâce auxquelles elle représente une pierre très légère. La densité de cette pierre est vraiment très basse, ce qui lui vaut de compter parmi les rares pierres qui peuvent flotter à la surface de l'eau.

La pierre ponce peut afficher différentes couleurs à savoir le brun, le rouge ou encore le blanc. Elle est d'ailleurs constituée par des fragments de rhyolite, de dacite mais aussi d'andésite. A première vue, la pierre ponce ressemble à s'y méprendre à une éponge. A la différence de cette dernière, elle est pourtant solide et rugueuse à la fois.

La pierre ponce ne se présente pas toujours sous forme de pierre. Il est également possible de s'en procurer sous forme de poudre de ponce.

Depuis la nuit des temps, cette pierre est utilisée pour ses vertus d'abrasion mais également pour ses capacités d'exfoliation. En bref, il s'agit d'un véritable accessoire de beauté (traitement de la peau durcie des pieds malmenés par la marche).

La pierre ponce est utilisée aussi dans de nombreux domaines. Dans un premier temps, elle intervient beaucoup dans l'univers de la maçonnerie et est utilisée pour la production de béton léger. La pierre ponce est également très utile pour polir certaines surfaces. Du fait qu'elle possède des propriétés abrasives, elle est beaucoup utilisée pour user ou pour donner un air de jeunesse aux jeans. Actuellement, la pierre ponce est toujours utilisée dans les travaux de ponçage de bois verni. Les personnes manipulant des produits huileux (mécaniciens) utilisent la poudre de ponce pour nettoyer leurs mains.



Fig.22 : pierre ponce