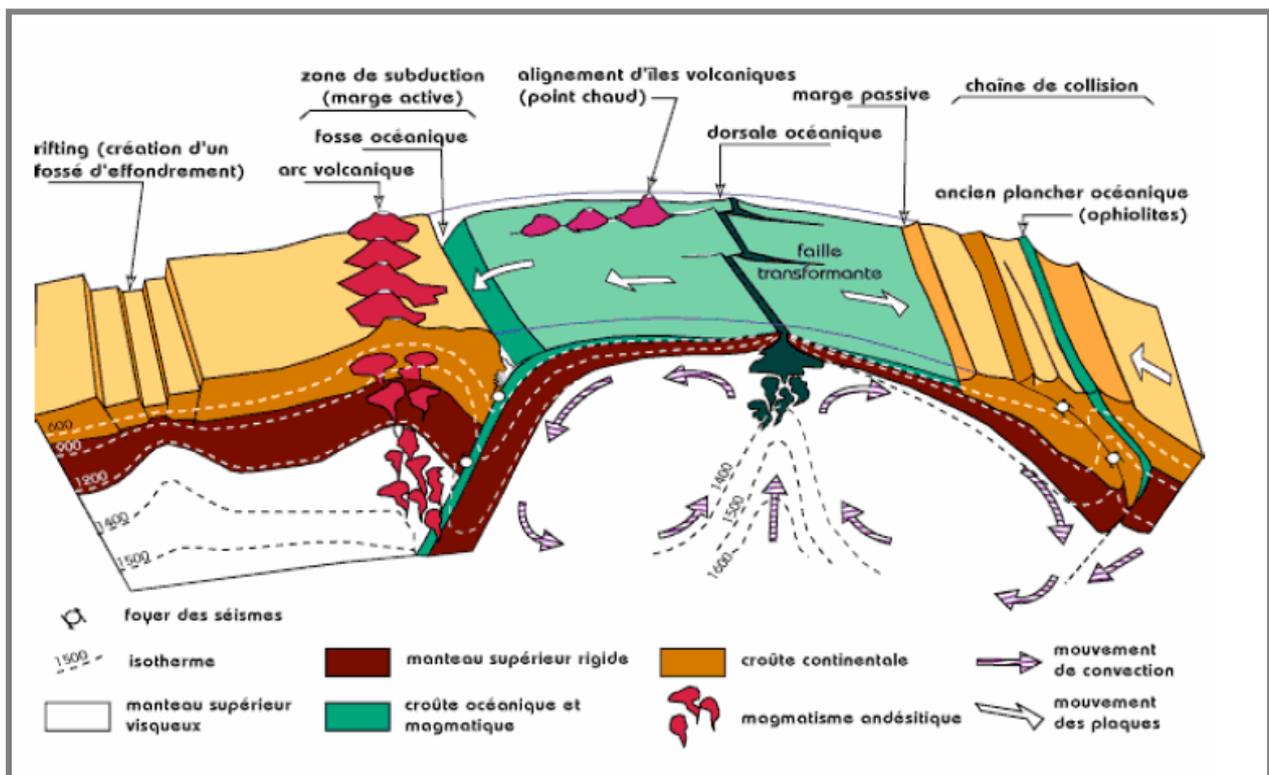




Support de cours « Géodynamique Interne »

Filière GGA & SV Semestre 2



H. EL MESSBAHI

Année universitaire 2022-2023

CHAPITRE 1: DONNEES GENERALES SUR LE GLOBE TERRESTRE

I) Introduction.....	1
I-1) Place de la planète Terre dans le système solaire.....	1
I-2) La planète "Terre" en quelques chiffres.....	1
I-3) Moyens d'accès à la connaissance de l'intérieur de la terre.....	2
II) Structure du globe terrestre.....	3
II-1) La croûte.....	3
II-2) Le manteau.....	4
II-3) Le noyau.....	5
III) composition chimique de la terre.....	6

Chapitre 2 : Sismologie

I) Introduction.....	8
I-1) Définition d'un séisme.....	8
I-2) Foyer et épïcêtre.....	8
II) Intensité et magnitude des séismes.....	9
II-1) Intensité d'un séisme.....	9
II-2) Magnitude.....	10
III) Etudes de la propagation des ondes sismiques.....	12
III-1) Les différents types d'ondes.....	13
III-2) vitesse des différentes d'ondes.....	15
IV) Apport de la sismologie à la connaissance de la structure de la terre.....	16
IV-1) Mise en évidence d'un noyau entouré d'un manteau.....	16
IV-2) Mise en évidence d'une discontinuité séparant la croûte du manteau.....	17
IV-3) Hétérogénéité du manteau.....	17
V) Expression des rais sismiques dans la terre.....	18
VI) Répartition mondiale des séismes.....	19
VII) Prévision et protection contre les séismes.....	20

CHAPITRE 3 : GRAVIMETRIE

LES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE

I) Notions de gravimétrie.....	22
I-1) Définitions.....	22
I-2) Les variations de g.....	22
I-3) Les surfaces de références.....	22
II) Les anomalies de la gravité.....	23
II-1) l'approximation de Clérait.....	23
II-2) Les corrections.....	23
III) Les interprétations des compensations gravimétriques : notions d'isostasie.....	24
III-1) Les hypothèses.....	24
III-2) Isostasie.....	25

CHAPITRE 4: DE LA DERIVE DES CONTINENTS A LA TECTONIQUE DES PLAQUES

La dérive des continents: Idée d'un déplacement latéral des continents (Hypothèse de Wegener)

I) Introduction.....	26
II) Argument en faveur de la théorie de Wagner.....	26
II-1) Arguments géométriques ou morphologiques.....	26
II- 2) Arguments paléontologiques.....	27
II- 3) Arguments paléoclimatiques.....	28
II- 4) Arguments géologiques.....	28
II- 5) Arguments Paléomagnétiques.....	30

La tectonique des plaques

I) Définitions.....	32
II) Le moteur de la tectonique des plaques.....	32
III) Les frontières de plaques.....	33
IV) Les différentes plaques lithosphériques.....	35
V) Les limites divergentes et naissance des océans.....	36
V- 1) Stade de distension.....	36
V- 2) Stade d'un rift continental.....	37
V- 3) Stade de mer linéaire.....	37
V- 4) Stade océanique.....	38
V- 5) La morphologie des fonds océaniques.....	38
V- 6-) Les vitesses de l'expansion océanique : Inversions du magnétisme terrestre.....	41
VI) Les limites convergentes : fermeture d'un océan et formation de chaîne de montagne.....	44
VI - 1) Collision entre deux plaques océaniques.....	44
VI - 2) Convergence entre plaque océanique et une plaque continentale (subduction).....	45
VI -3) Convergence entre deux plaques continentales.....	45

CHAPITRE 5 : MAGMATISME & METAMORPHISME

PARTIE I : MAGMATISME ET ROCHES MAGMATIQUES

I) Magma et son origine.....	47
I-1) Source des magmas.....	47
I-2) Constitution du manteau.....	48
I-3) Fusion partielle.....	49
II) Volcanisme et roches volcaniques.....	51
II.1) Magmas primaires.....	51
II.2) Ascension et éruption.....	52
II.3) Différenciation magmatique.....	53
II-4) Déclenchement de l'éruption.....	54
II-5) Produits volcaniques.....	59
II-6) Edifices volcaniques.....	61
III) Répartition spatiale du volcanisme.....	65
III-1) Volcanisme des frontières des plaques lithosphériques.....	66
III-2) Volcanisme intraplaque.....	66
IV) Répartition temporelle du volcanisme.....	68
V) Plutonisme et roches plutoniques.....	68
VI) Textures des roches magmatiques.....	70
VII) Classification des roches magmatiques.....	72

PARTIE II : METAMORPHISME ET ROCHES METAMORPHIQUES

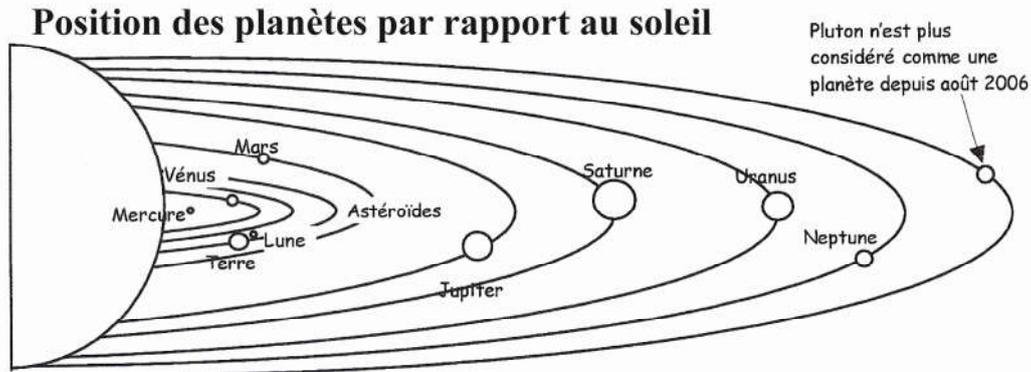
I) Définitions.....	77
II) Facteurs contrôlent le métamorphisme.....	77
III) Différents types de métamorphisme.....	79
IV) Classification des roches métamorphiques.....	81
V) Séquence métamorphique.....	84
VI) Zones et isogrades métamorphiques.....	85
VII) Faciès métamorphiques.....	86

Chapitre 1: Données générales sur le globe terrestre

I) Introduction

I-1) Place de la planète Terre dans le système solaire

L'univers est composé des étoiles, de groupes d'étoiles (galaxies) et des vides. La galaxie dite



Mon Vieux, Tu M'as Jeté Sur Une Nouvelle Planète

voie lactée contient le système solaire auquel appartient la planète Terre.

I-2) La planète "Terre" en quelques chiffres ...

Si l'on néglige les inégalités de surface dues au relief, on peut considérer que la forme du globe terrestre est un ellipsoïde de révolution c'est à dire un ellipse tournant autour de l'un de ses axes.

-rayon équatorial (R_e) : 6400 km, plus grand rayon ; rayon polaire (R_p): 6357 km plus petit rayon ; surface: 5.10 million km^2 ; volume: 1083. 1012 km^3 ; densité moyenne: 5,52 g/cm^3 ; masse: 5 1024 kg ; surface des continents : 149.000.000 km^2 (3/10) ; surface des océans : 361.000.000 km^2 (7/10)



Plus de 71 % de la surface du globe terrestre sont couverts par les océans dont le Pacifique est le plus grand, et 29 % sont couverts par des masses continentales dont 65 % sont situées dans l'hémisphère nord (boréal). La profondeur moyenne des océans est d'environ 4 km (profondeur la plus grande : fosse des Mariannes, dans l'océan Pacifique à l'est du Japon et des Philippines : 11 km). L'altitude moyenne des continents est de 900 m.

I-3) Moyens d'accès à la connaissance de l'intérieur de la terre

a) Moyens directs

On obtient des données sur les parties internes du globe terrestre en étudiant soit les roches en affleurement soit les roches de forage et de sondage. Les roches actuellement à l'affleurement peuvent correspondre à des roches formées dans un passé, plus ou moins lointain, à quelques kilomètres de profondeur, et mise en place à la surface suite au soulèvement et/ou de l'érosion des terrains les recouvrant. Les roches de forage et de sondage ne permettent d'accéder qu'à des profondeurs de quelques milliers de mètres, toujours inférieures ou égales 12 km.

b) Moyens indirects

Il s'agit, d'une part, de l'étude des produits émis par les volcans et, d'autre part des méthodes géophysiques : sismologie et gravimétrie. La vitesse de propagation des ondes sismiques varie en fonction des caractéristiques du milieu de propagation. La gravimétrie a pour objet la mesure des variations apportées à l'intensité de la pesanteur et de déterminer la forme de la terre. On appelle pesanteur l'attraction d'un objet par la terre.

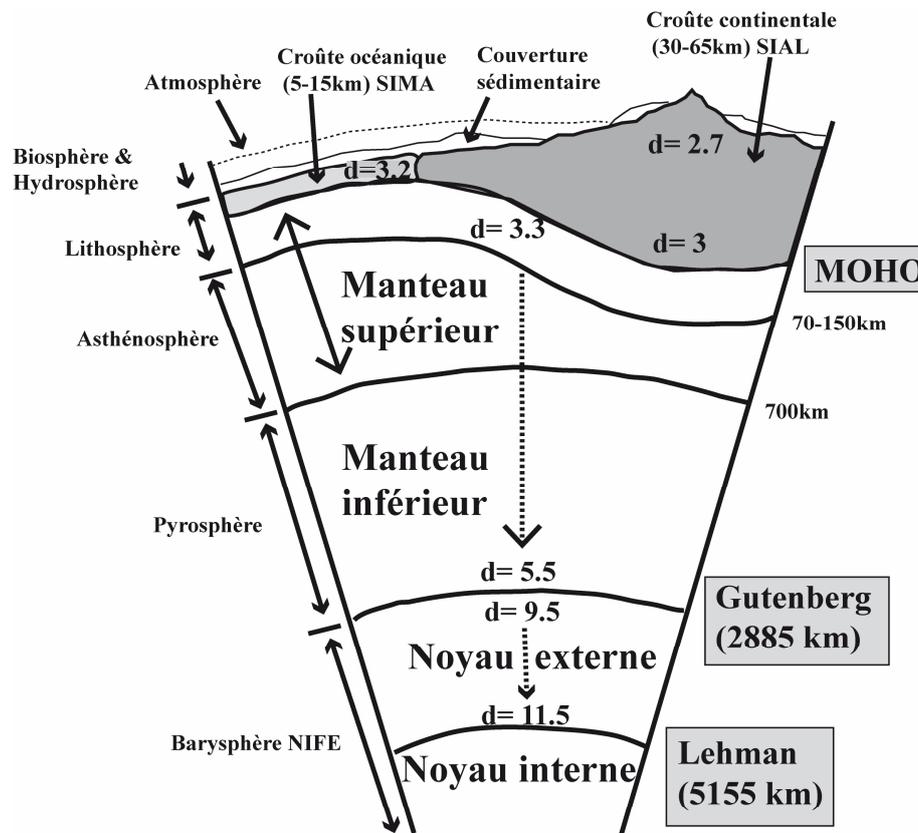
La connaissance de la structure profonde de la Terre a été révélée, surtout d'une manière indirecte, grâce à l'apport de plusieurs disciplines des sciences de la terre parmi lesquelles on cite :

- L'étude des forages, mais elle est insuffisante car le forage le plus profond ne dépassent pas 12 km, alors que le rayon de la terre est de 6357 km. L'intérieur du globe ne peut donc être connue que de manière indirecte,
- La sismologie = étude des séismes naturels et artificiels,
- La gravimétrie = étude des variations de g, accélération de la pesanteur,
- La volcanologie = étude des volcans et des activités volcaniques,
- Le géomagnétisme = étude du champ magnétique terrestre,
- La géothermie = étude des répartitions des températures à l'intérieur de la terre, et des phénomènes physiques et géologiques qui leur sont liés,
- La géochimie = étude de la composition et des propriétés chimiques des roches,
- La minéralogie = étude de la composition et des propriétés minéralogiques des roches,
- Les études de laboratoire en créant les conditions thermodynamiques régnant à l'intérieur de la terre = étude des géomatériaux,
- Les études des météorites et des astéroïdes qui se sont formés en même temps que la terre.

Ne pouvant pas traiter, dans le détail, de l'apport de chacune de ces disciplines nous nous limiterons ici à évoquer brièvement le principe de quelques méthodes en donnant leurs principaux résultats.

II) Structure du globe terrestre

La terre est constituée de parties ou couches concentriques distinguées suivant les vitesses des ondes sismiques. Il s'agit de la croûte, le manteau et le noyau. (fig. 1).



Détail des différentes sous-unités
(échelle non respectée)

Figure 1 : structure interne de la terre

II-1) La croûte

C'est la partie externe de la Terre. La croûte atteint son épaisseur maximale sous les plus récentes des chaînes de montagne. Elle constitue avec la partie supérieure du manteau ce que l'on appelle *la lithosphère*. On distingue une croûte continentale et une croûte océanique.

a) La croûte continentale (sous les continents)

Elle possède une épaisseur moyenne de 30 à 35 km : sous une partie superficielle faite de sédiments et de volcanites, se trouve une croûte supérieure et une croûte inférieure, séparées par la discontinuité de Conrad.

Dans la croûte supérieure, la vitesse de propagation des ondes sismiques est semblable à celle mesurée expérimentalement dans les granites, on pense que la composition moyenne de la croûte supérieure est proche de celle des granites. Dans la croûte inférieure, la vitesse de

propagation des ondes sismiques est voisine de celle connue expérimentalement dans les basaltes et les gabbros et elle est parfois qualifiée de croûte basaltique (**fig. 1**).

Remarque : la croûte continentale est anciennement désignée par le nom de SIAL en raison de sa richesse relative en silicium et aluminium.

b) La croûte océanique (sous les océans sauf sur leur bord)

Elle possède une épaisseur moyenne de 5 km. Elle est formée du haut vers le bas par trois couches (**fig. 1 et fig. 2**) :

- couche 1 : sédiments meubles ou partiellement consolidés (épaisseur moyenne:= 1 km),
- couche 2 : constituée de basaltes ; comporte parfois vers sa partie supérieure des sédiments consolidés (épaisseur moyenne = 1,7 km),
- couche 3 : probablement formée de roches ultrabasiques métamorphisées.

Remarque : la croûte océanique est anciennement désignée par le nom de SIMA en raison de sa richesse relative en silicium et magnésium.

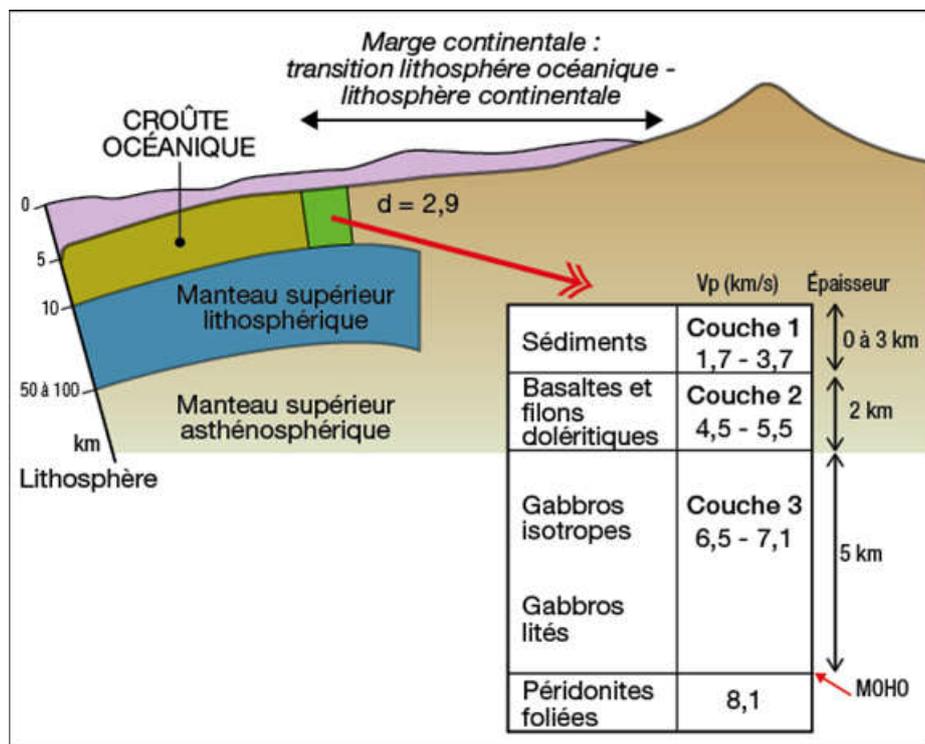


Figure 2 : structure de la croûte océanique

II-2) Le manteau

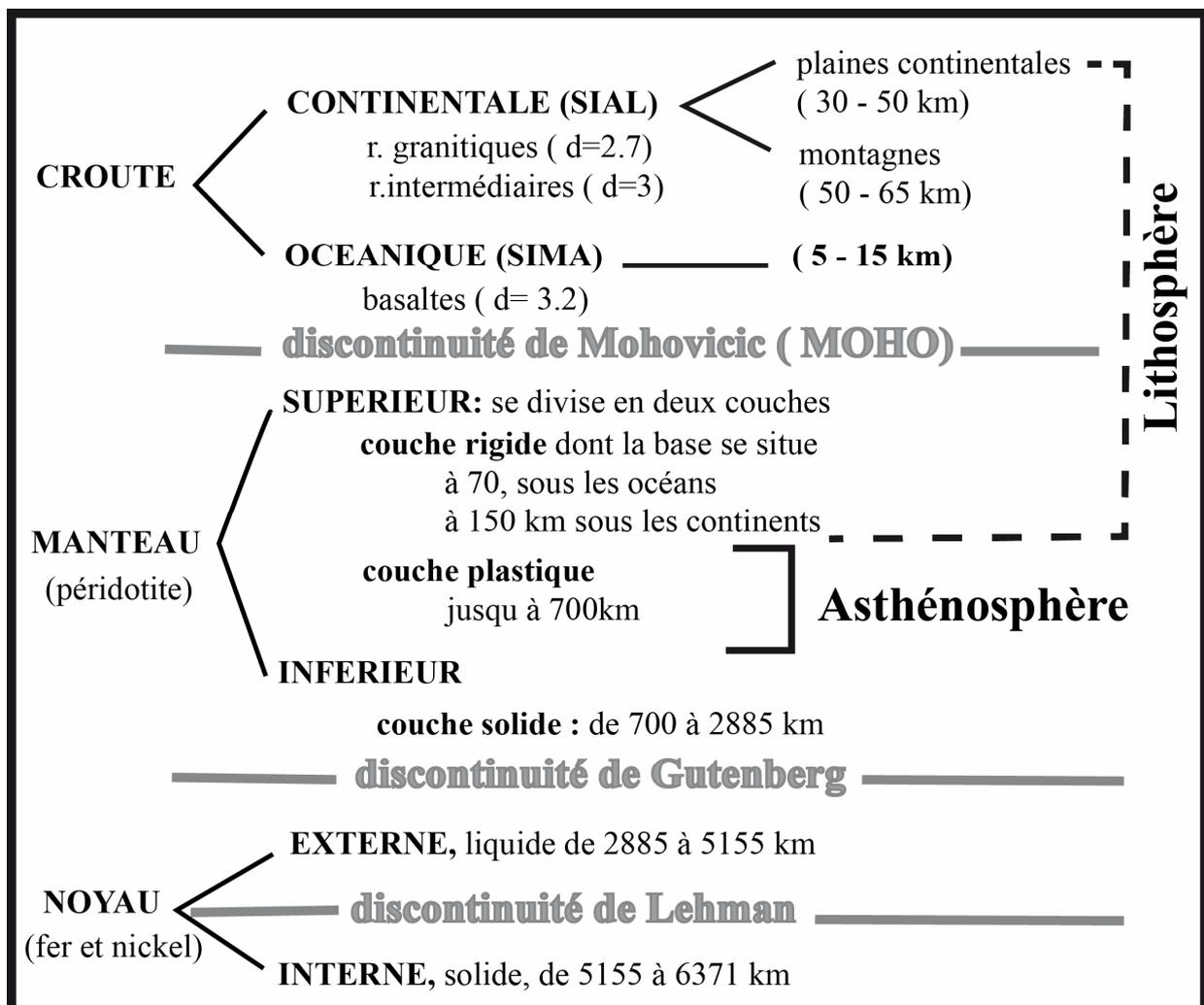
Il est séparé de la croûte par la discontinuité de Mohorovicic (ou Moho). Le manteau est probablement composé de roches ultrabasiques. Sa partie supérieure rigide compose avec la croûte ce que l'on appelle la lithosphère. Celle-ci est épaisse de 50 à 100 km. Sous la lithosphère, se trouve l'asthénosphère. Certaines zones de l'asthénosphère sont en état de fusion partielle, ce qui constitue une source de volcans. La lithosphère réagit de manière

rigide aux contraintes, il se casse sous l'accumulation de ces contraintes alors que l'asthénosphère se comporte de manière moins rigide que la lithosphère c'est à dire que sous l'accumulation de la contrainte, il ne se casse pas mais il flue (il se déforme comme le ferait une pâte). A une profondeur comprise entre 250 et 350 km, on a la mésosphère qui est plus rigide que l'asthénosphère (**fig. 1**).

II-3) Le noyau

Il est séparé du manteau par la discontinuité de Gutenberg localisée vers 2900 km. La discontinuité de Lehmann située à 5000 km sépare un noyau externe liquide d'un noyau interne dit graine qui est de nouveau solide. La composition du noyau est probablement à base de nickel et du fer d'où l'ancien nom de NIFE (**fig. 1**).

En résumé...



III) composition chimique de la terre

Les compositions chimiques de la croûte terrestre sont obtenues par analyses des roches affleurantes et de sondage et aussi celles des produits volcaniques.

Éléments	% massique	
	Croûte continentale	Croûte océanique
O	46,9	43,7
Si	32,2	22
Al	7,7	8,5
Fe	2,9	6,5
Mg	0,7	7,6
Ca	1,9	7,1
K	3,2	0,33
Na	2,9	1,6

Le tableau ci-contre donne la composition chimique moyenne de la croûte terrestre. Les éléments les plus abondants dans la croûte sont : O, Si, AL, Fe, Ca, Na, K, Mg. Ils représentent, en masse, à eux seuls plus de 98%. L'abondance de l'ion O est importante en volume car le rayon ionique de cet ion est grand et il occupe donc plus de volume. La croûte terrestre est un agrégat d'ions oxygène

lies entre eux par des ions de silicium et autres éléments tels que l'aluminium.

Les éléments chimiques se classent en quatre grandes familles géochimiques ((**fig. 3**):

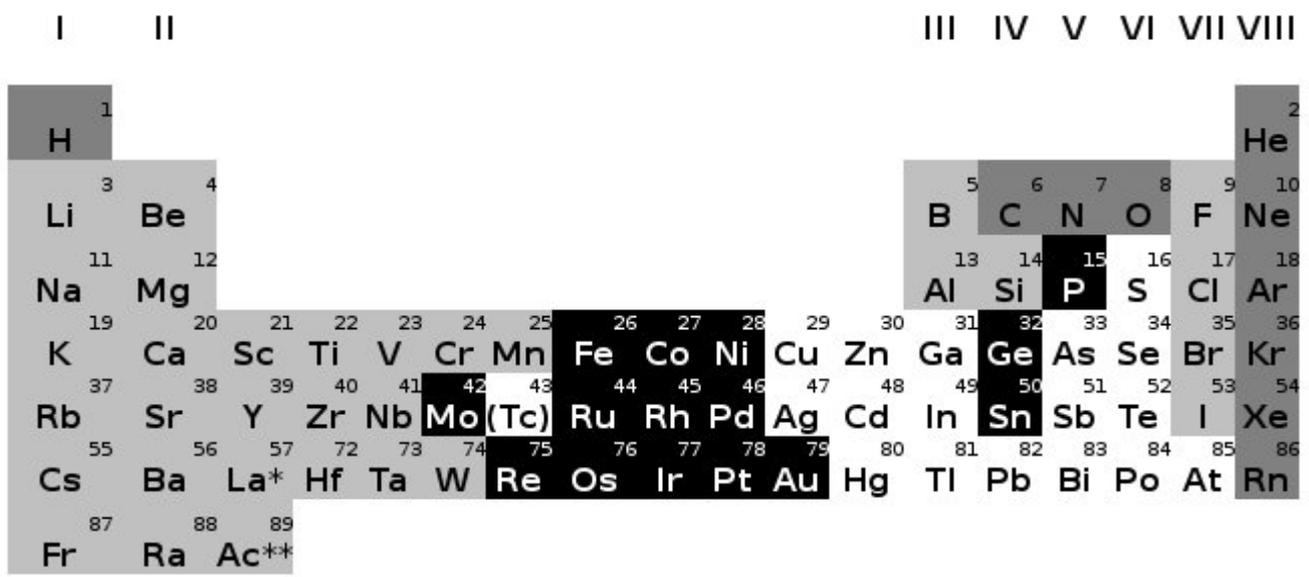
- **les éléments atmophiles** ont une affinité pour l'atmosphère : azote, oxygène, hydrogène et gaz rares (hélium, néon, argon, krypton et xénon). L'atmosphère est la couche gazeuse qui enveloppe le globe terrestre.

- **les éléments lithophiles**, affinité pour les pierres c'est à dire les matériaux de la croûte et le manteau. Ce sont les éléments constitutifs des silicates : Si, Al, Ca, K, Na, Mg et éléments mineurs qui ont des propriétés voisines (rubidium, strontium, césium, baryum, germanium, gallium, etc ...),

- **les éléments sidérophiles** (sidero : fer) qui s'associent préférentiellement au fer. Cette famille comprend en plus du fer, le nickel, le cobalt, l'osmium, le rhénium, l'iridium et l'or, éléments très abondants; dans les météorites de fer (sidérites). une météorite est un fragment rocheux ou métallifère venant de l'espace et atteignant la Terre.

- **les éléments chalcophiles** s'associent préférentiellement au soufre. Il s'agit du cuivre, du fer, du plomb, du zinc et de l'arsenic.

Les atmophiles se distribuent dans l'atmosphère, les lithophiles dans la croûte et le manteau supérieur, les chalcophiles dans le manteau inférieur et les sidérophiles dans le noyau (fig. 4). Il y'a donc une relation entre les familles géochimiques et les couches structurales de la terre.



*Lanthanides
 **Actinides

Os sidérophile **Cu** chalcophile **Rb** lithophile **N** atmophile

Figure 3 : Tableau périodique des éléments chimiques et affinités pour les différentes enveloppes de la terre.

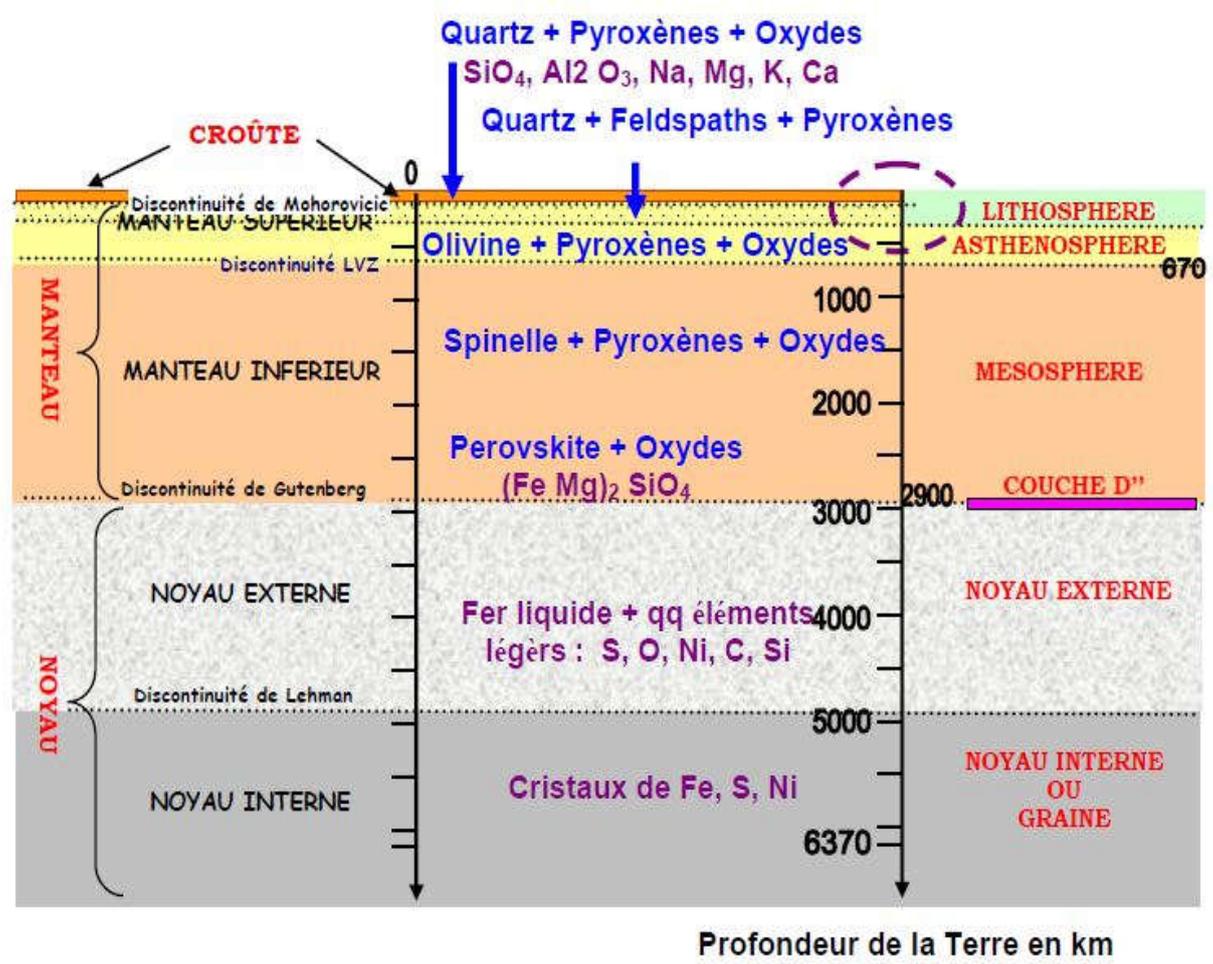


Figure 4 : Répartition des éléments chimiques et des minéraux à l'intérieur de la terre

Chapitre 2 : Sismologie

I) Introduction

I-1) Définition d'un séisme

Un séisme ou tremblement de terre est une secousse ou série de secousses plus au moins violentes du sol par un mouvement relatif brusque de deux compartiments profonds. Il y a libération instantanée d'énergie qui s'était accumulée. Dès la fin du séisme, l'énergie commence à s'accumuler jusqu'à une nouvelle libération d'énergie. L'énergie libérée lors d'un séisme se propage sous forme d'ondes appelées ondes sismiques.

Causes des séismes

- Géologiques

- Ruptures le long de failles (anciennes ou nouvelles): La quasi-totalité.
Ex: El Hoceima, San Andreas, etc.
- Volcans, glissements de terrain, effondrements, météorites...

- Anthropiques (l'Homme)

- tirs de mines, essais nucléaires souterraines...

I-2) Foyer et épicentre

On appelle foyer ou hypocentre le point de la profondeur où se produit la libération initiale d'énergie (c'est le lieu ou l'origine de séisme). L'épicentre est le point de la surface situé à la verticale du foyer (fig. 5).

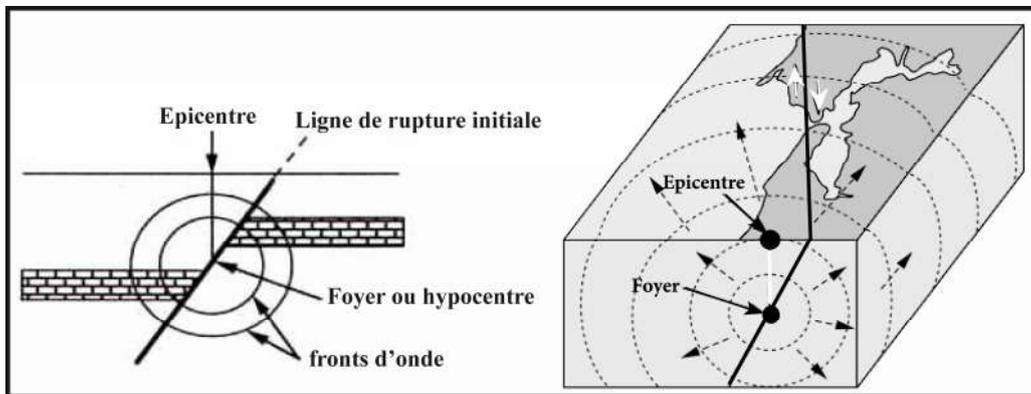


Figure 5 : Eléments de définition d'un séisme

La localisation d'un foyer s'exprime par sa profondeur, sa longitude et sa latitude.

Classement des séismes en fonction de la profondeur de leurs foyers:

- profondeur inférieure 70 Km : séismes superficiels (70 % des séismes)
- profondeur entre 70 et 300 km : séismes intermédiaires (25 % des séismes)
- profondeur supérieure à 300Km : séismes profonds (5 % des séismes)

Remarque : pas de foyers plus profonds que 720 km.

II) Intensité et magnitude des séismes

Dans un séisme, la mesure de son ampleur est estimée ; soit par intensité qui se base sur l'observation des dégâts, soit par mesure de l'énergie libérée par le séisme (magnitude).

II-1) Intensité d'un séisme

L'intensité du séisme est définie en se basant sur l'observation des effets des séismes dont quelques exemples sont : les fractures et failles, certains glissements de terrain, effondrement des oeuvres humaines, Tsunamis. Les effets d'un séisme peuvent être mesurés en utilisant une échelle d'intensité telle que celle de Mercalli (1902) et qui a été modifiée en 1956 et l'échelle MSK créée en 1964, du nom des trois sismologues européens Medvedev, Sponheuer et Karnik. C'est une échelle arbitraire basée sur des observations de phénomènes produits lors du séisme. Cette intensité dépend de la gravité des dommages causés par ce séisme. Elle décroît généralement lorsqu'on s'éloigne de l'épicentre du séisme mais varie aussi selon la structure géologique. Ces deux échelles comportent douze degrés notés généralement en chiffres romains de I à XII (Tab1).

Echelle d'intensité M. S. K		
Degré	Type de réponse	Magnitude A l'échelle de Richter
I	Seulement enregistré par les sismographes	1 2 3
II	A peine ressenti par les personnes au repos aux étages élevés	
III	Ressenti par peu de monde; il est analogue au passage d'un camion	
IV	Ressenti par beaucoup. Craquements, léger balancement des lustres.	4
V	Beaucoup de dormeurs s'éveillent, fort balancement des lustres	5
VI	Petites fissures dans les murs d'adobe et les plâtres	6
VII	Larges fissures dans les constructions A, faibles dans les constructions B, chutes de cheminées	7
VIII	Ecroulement partiel des constructions A, gros dégâts dans constructions B. Statues et dalles tombales déplacées. Variations du niveau d'eau dans les puits, eaux des lacs boueuses, fissures dans les sols.	8
IX	Ecroulement partiel des constructions B, gros dégâts dans les constructions C; Glissement de terrain.	9
X	Ecroulement partiel de constructions C. Fissures dans le sol atteignant 1m parfois. Rupture des routes, voies ferrées, canalisations enterrées, barrages.	
XI	Même dégâts généralisés	
XII	Bouleversement total de la surface du sol. Toute construction humaine est détruite. Nouveaux lacs ou cascades, changement du cours des rivières.	

**Echelle d'intensité
M.S.K. et
comparaison avec
l'échelle de Richter**

Exemples d'intensité:
Agadir 29/02/1960.
Degré X;

Ai Asnam (Algérie)
10/10/1980. Degré X
a XI.

A: Construction d'adobe (plots d'argile séchée au soleil ou en pierre des champs non taillées et mal liés.

B: Maison en briques, en bois et briques, en pierre taillée.

C: Maison à chaînage de béton armée, chalets de bois bien construits

Remarque: l'échelle ne fait pas référence au nombre des victimes humaines qui n'est pas strictement en rapport avec l'intensité des séismes mais dépend des autres circonstances (incendie ou pas, nuit ou jour, hiver ou été, etc ...).

Pour chaque séisme, le degré diminue en s'éloignant de l'épicentre. Une **carte isoseiste** est une carte dans laquelle on regroupe les zones dans lesquelles le séisme est ressenti avec la même intensité d'après les enquêtes menées auprès des habitants de ces zones (fig. 6). On appelle **aire épiscopentrale**, la zone où l'intensité du séisme était la plus forte (intensité maximale). La **ligne isoseiste** est la ligne qui entoure les zones où le séisme a été ressenti avec la même intensité.

L'étude des séismes basée sur les effets est adaptée aux zones peuplées du globe, c'est là où il est possible d'obtenir des informations. Cependant, la méthode est inefficace pour les régions non peuplées d'où la nécessité d'utiliser des instruments de mesure.

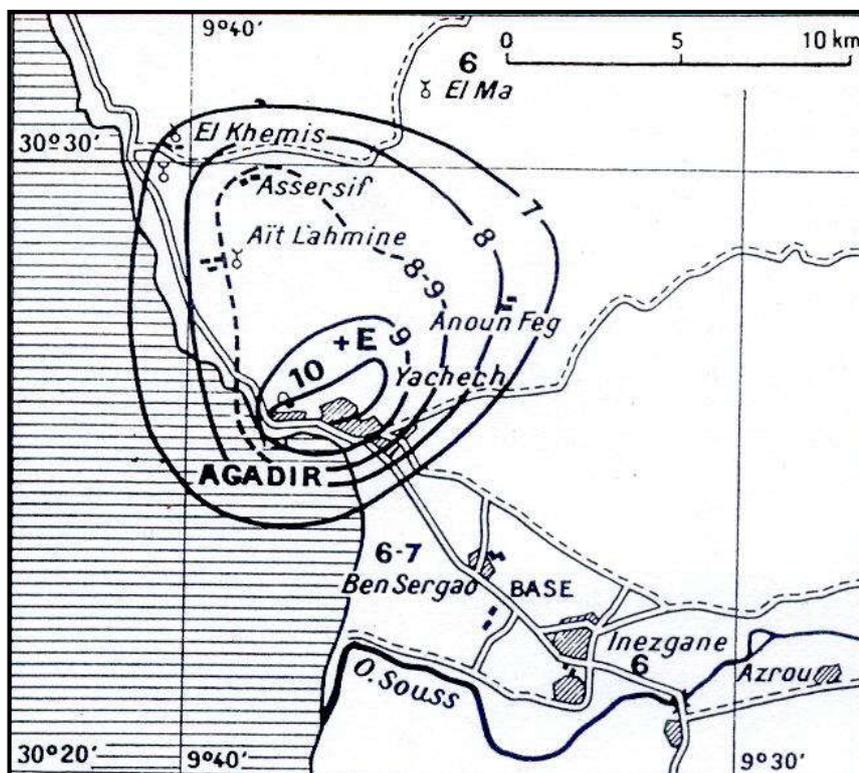


Figure 6 : Courbes d'Isoséistes lors de tremblement de terre d'Agadir (d'après J.-P. Rothé)

II-2) Magnitude

a. Sismographe et sismogramme

Un sismographe peut-être assimilé à un pendule composé d'une masse de grande inertie et lié à un système enregistreur. Les enregistrements obtenus sur papier enregistreur sont appelés sismogrammes (voir fig. 8).

b. Magnitude

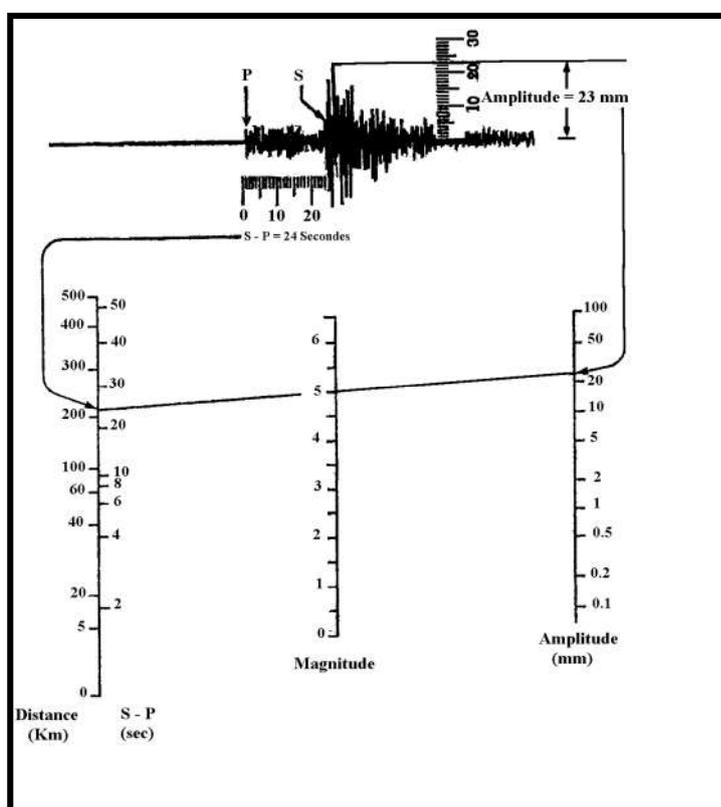
L'évaluation précise d'un séisme est donnée par la magnitude. Celle-ci est déterminée par l'analyse du sismogramme d'un séisme. La magnitude est une mesure de l'énergie libérée sous forme d'onde élastique enregistrée. Elle correspond à une valeur intrinsèque du séisme, indépendante du lieu d'observation et des témoignages de la population. C'est **Richter** (1935) qui a développé cette échelle de magnitude selon la formule ci-dessous:

$$M = \text{Log}\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta)$$

Avec :

- M : Magnitude
- A : Amplitude maximale de premier cycle en micron
- T : $T_s - T_p$
- $f(\Delta)$: terme empirique compensant l'amortissement du signal en fonction de la distance.

Deux mesures sont donc nécessaires pour déterminer la magnitude d'un séisme: l'intervalle de temps entre l'arrivée des ondes S et P (ΔT) ainsi que l'amplitude maximale de l'onde enregistrée (A) (fig. 7).



* Etape 1:

Détermination de l'amplitude (A en mm) à partir du sismogramme et sa projection sur l'axe des amplitudes.

* Etape 2:

Détermination de la différence de temps d'arrivée des ondes P et S ($S-P$ en sec) et sa projection sur l'axe des temps.

* Etape 3:

On relie les deux points par une droite. L'intersection de celle-ci avec l'axe des Magnitudes correspond à la Magnitude du séisme

Figure 7 : Procédure de calcul de la Magnitude par la méthode graphique

La magnitude d'un séisme calculée après plusieurs corrections (fonction de type de sismographe utilisé, distance entre le séisme et la station d'enregistrement, profondeur du séisme, ...) est la même et unique partout dans le monde, tandis que, suivant les lieux, un même séisme peut avoir plusieurs intensités. La magnitude d'un séisme peut être également déterminée par la méthode graphique (Figure I-9) La détermination de la magnitude permet de

calculer la quantité d'énergie sismique libérée par les séismes de forte amplitude (Guetenberg et Richter, 1956) par la relation:

$$\text{Log } E = 1.5 M + 40.8$$

E est exprimé en joules

M = 4.5 : début des dommages et M = 7.5 : limite inférieure des grands séismes. M = 8.9 Correspondant aux séismes qui ont frappé respectivement le Chili en 1960 et le Japon en 11 Mars 2011, E = 100 x la bombe atomique d'Hiroshima.

III) Etudes de la propagation des ondes sismiques

Le séisme provoque les secousses du sol, le support du sismographe solidaire du sol le suit passivement et immédiatement, le mouvement de la masse est retardé à cause de sa forte inertie. Elle est alors déséquilibrée et retrouve son équilibre après quelques oscillations. Le mouvement de la masse s'inscrira sur le cylindre enregistreur. Plus la secousse du sol sera importante, plus grande sera l'amplitude de l'enregistrement. En même temps, on enregistre le temps pour l'heure d'arrivée des ondes sismiques. Pour étudier parfaitement le mouvement du sol, il faut utiliser au moins trois sismographes (Fig. 8) : deux enregistrent les mouvements horizontaux (Ils sont placés à 90° l'un de l'autre, l'autre enregistre les mouvements verticaux).

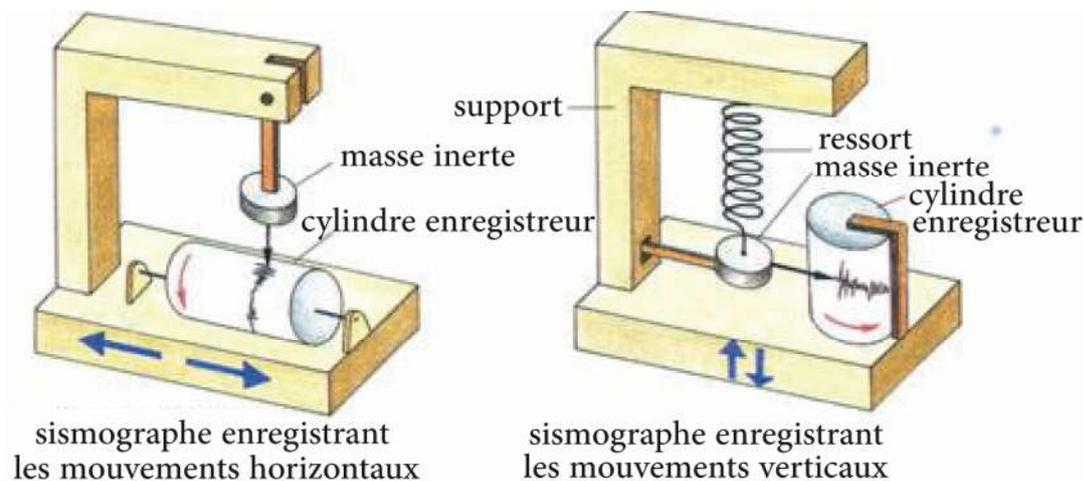
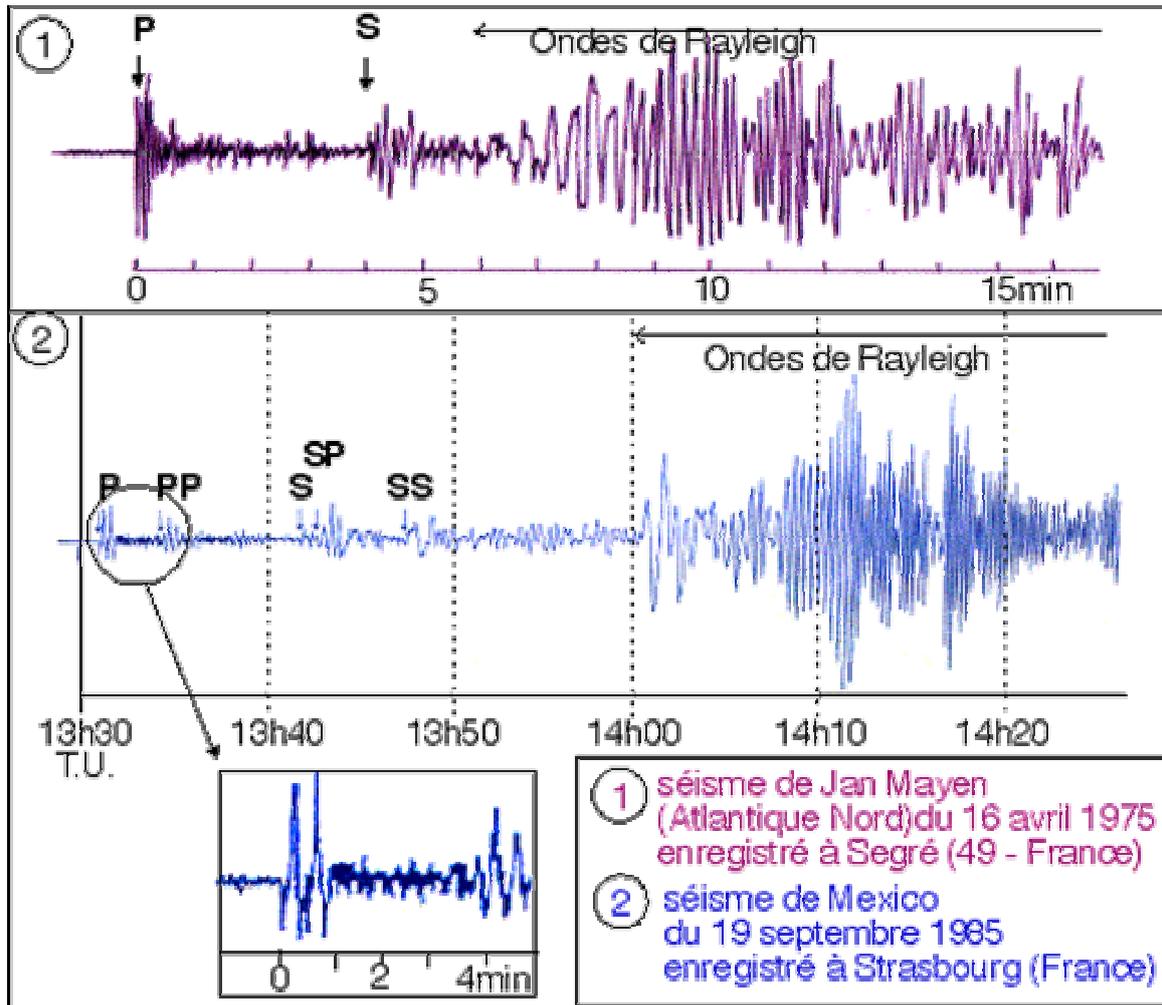


Figure 8 : Principes de fonctionnement des sismographes : à déplacement horizontale et à déplacement vertical

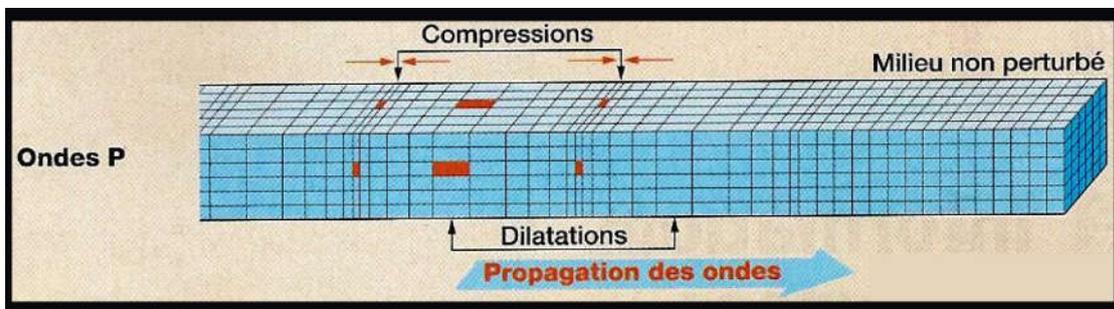
III.1) Les différents types d'ondes

Un sismographe montre généralement plusieurs types d'ondes qui se propagent dans toutes les directions.



a. Les ondes P (ondes longitudinales ou de compression)

Les particules sont déplacées dans la direction de l'onde. Les ondes sont distinguées en fonction de type de mouvement affectant les particules. Le trajet parcouru par l'onde s'appelle rai sismique. Les ondes P se déplacent aussi bien à travers les milieux solides qu'à travers les milieux liquides : magmas ou eau des océans (fig. 9).



Onde P (compression)

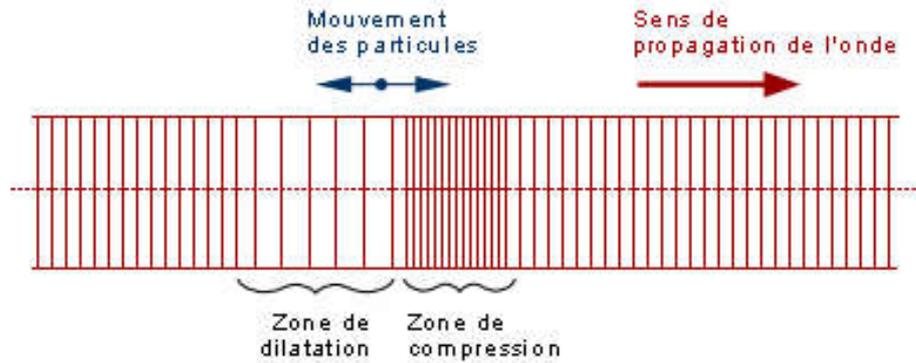
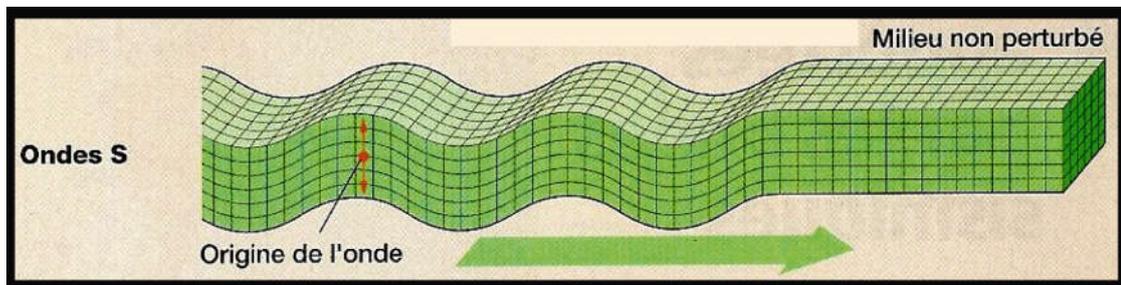


Figure 9 : Propagation des ondes sismiques P

b. Les ondes S (ondes transversales ou de cisaillement)

Les particules sont déplacées dans la direction perpendiculaire à la propagation de l'onde. Elles sont généralement polarisées soit verticalement (Sv) soit horizontalement (Sh). Ces ondes S ne se propagent que dans les solides (fig. 10).



Onde S (cisaillement)

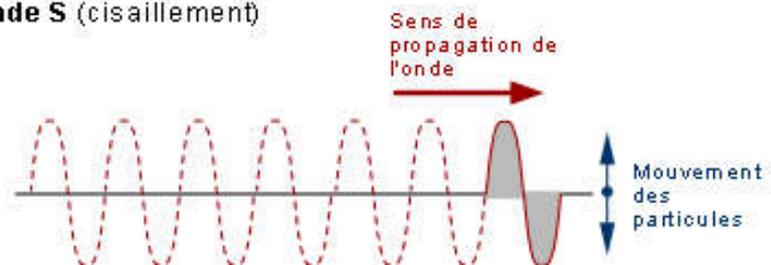
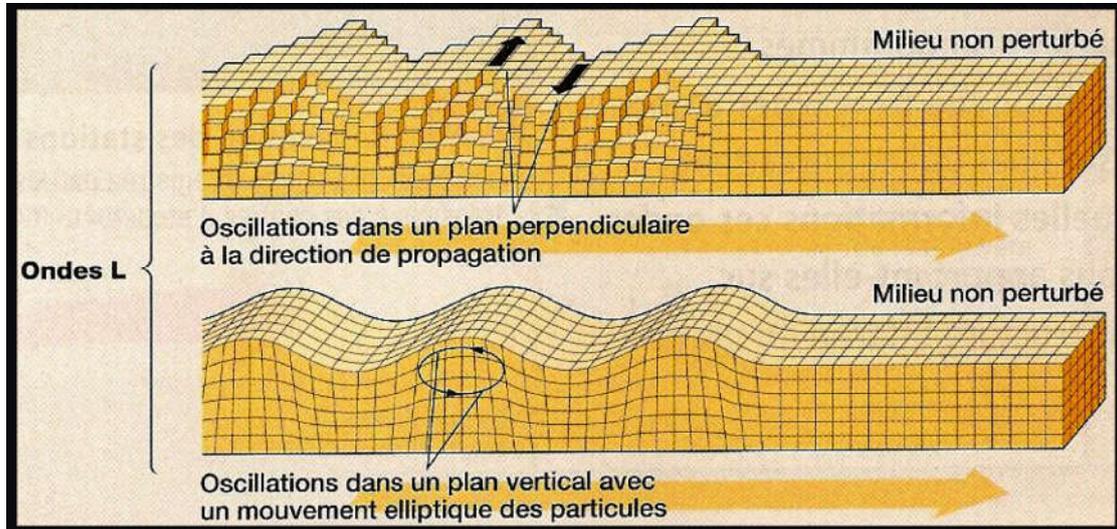


Figure 10 : Propagation des ondes sismiques S

c. Les ondes L

Ces ondes se propagent uniquement dans la partie superficielle du globe. Elles sont divisées en ondes de Love (L) de cisaillement et polarisant horizontalement et les ondes de Rayleigh (R) où les particules sont déplacées selon une ellipse à grand axe vertical (fig. 11).



Onde L (de Love) (cisaillement)



Onde de Rayleigh

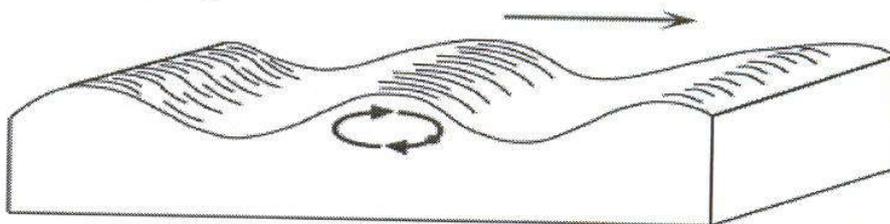
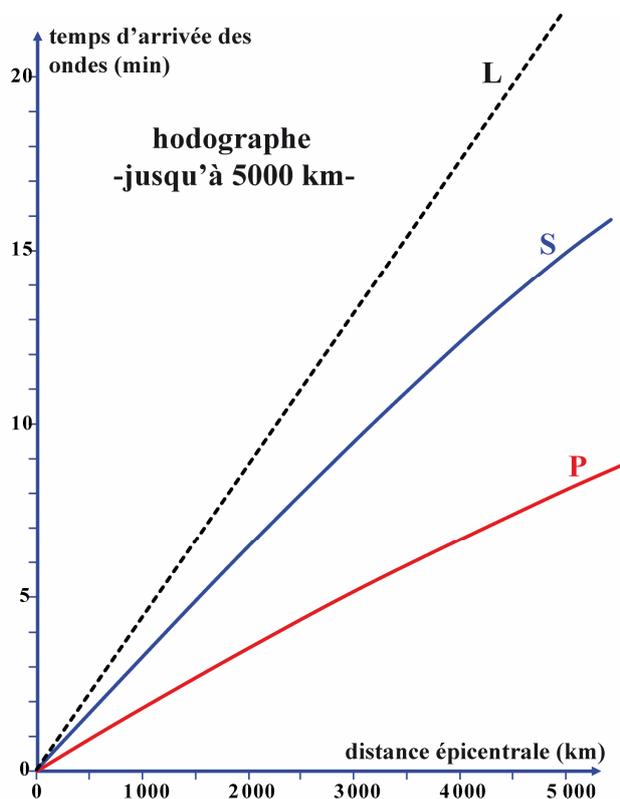


Figure 11 : Propagation des ondes sismiques L

III-2) Vitesse des différentes ondes

Pour les séismes des régions peuplées, on peut connaître l'heure du séisme et déterminer l'épicentre. Il devient possible de déterminer la vitesse de chacune des ondes (c'est l'hodographe).



Les vitesses sont différentes suivant le type d'onde : les ondes P sont plus rapides que les ondes S et toutes les deux présentent des vitesses croissantes avec la distance parcourue ; les ondes L se propagent à une vitesse constante.

Sachant que la vitesse de propagation dépend de la nature et de la densité du milieu traversé. Il en résulte que les ondes L n'ont pas changé de milieu parce que ce sont des ondes de surface alors que les ondes P et S ont traversé en profondeur des milieux plus denses et/ou de natures différentes. Donc la Terre n'est pas un milieu homogène (elle est hétérogène :

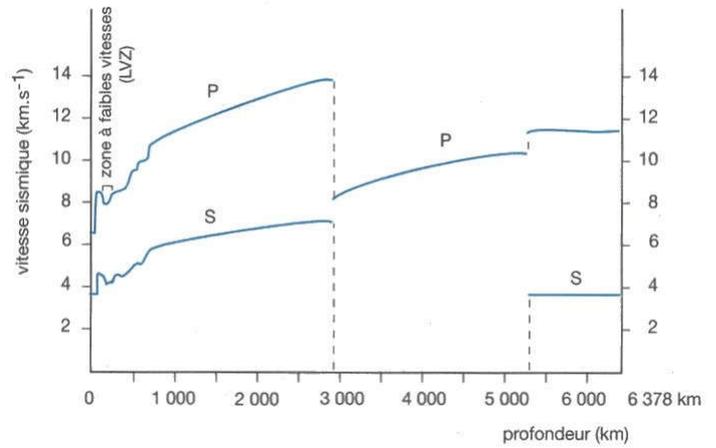
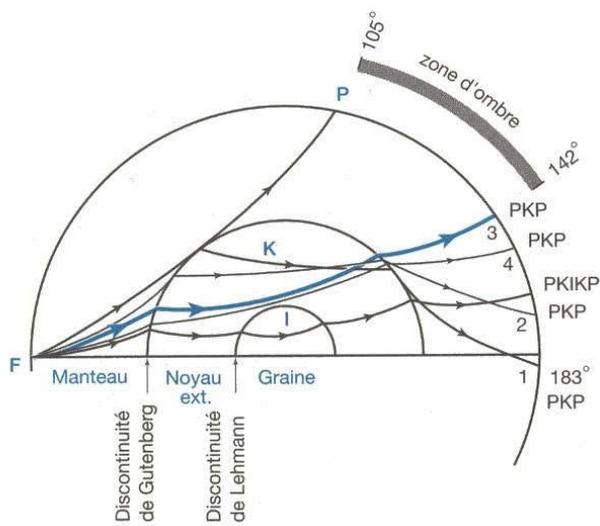
succession des milieux plus dense et/ou de nature différente). Plus que la distance épacentrale est grande plus que les ondes pénétrées par réfractions dans des grandes profondeurs sont reçues en surface par des stations sismiques réceptrices.

Remarque : Lorsqu'une onde (p ou S) rencontre une interface entre deux milieux différents, elle peut donner naissance à 4 ondes : 2 ondes réfléchies (Pet S) et 2 ondes réfractées (P et S). L'essentiel de l'énergie d'une onde incidente P se distribue dans les ondes P réfléchie et P réfractée. De même, dans le cas d'une onde S incidente, l'onde S réfléchie et S réfractée auront le maximum d'énergie.

IV) Apport de la sismologie à la connaissance de la structure de la terre

IV-1) Mise en évidence d'un noyau entouré d'un manteau

Pour les stations de mesure localisées entre 800 et 11500km (105°) de l'épicentre, on observe une réception normale d'ondes P et S directes. Entre 11500km (105°) et 14500km (143°), il existe une zone d'ombre sismique ou anneau de silence où aucune onde directe P ou S n'est reçue.



Au delà de 14500km, les ondes P+S réapparaissent mais après avoir subies double réfraction sur une discontinuité séparant une structure externe (le manteau) et une structure interne (le noyau) où la vitesse est plus faible. C'est la discontinuité de Gutenberg localisée à une profondeur de 2900km. Une autre discontinuité (discontinuité de Lehman) localisée à 5000km de profondeur sépare le noyau externe du noyau interne (appelé aussi graine). Au delà de 14500km (143°), on ne reçoit plus d'ondes S ce qui permet de penser que le noyau externe est un milieu liquide. Le fait que les ondes P qui atteignent la profondeur de 5000km montrent une vitesse plus forte permet de penser que le noyau interne est de nouveau solide.

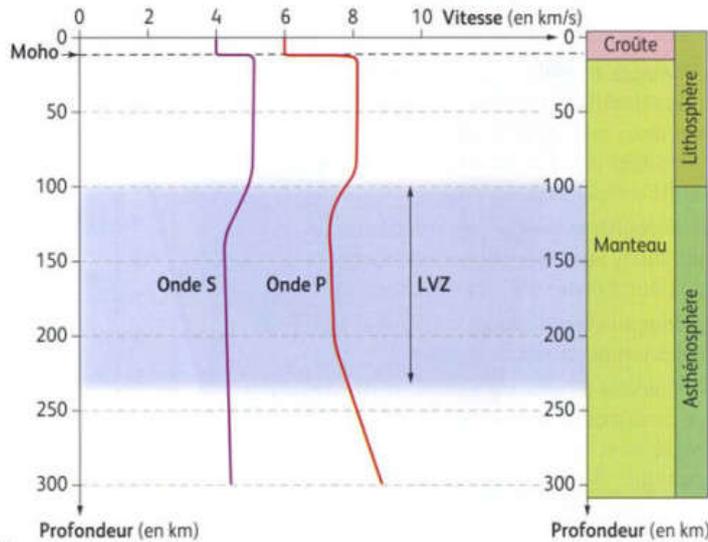
IV-2) Mise en évidence d'une discontinuité séparant la croûte du manteau

L'étude des vitesses P et S dans les stations proches de l'épicentre (800km) a montré que les ondes subissent des réflexions et réfractions à quelques dizaines de kilomètres de profondeur (30-35km) liée à l'existence d'une autre discontinuité : discontinuité de Mohorovicic (ou Moho) qui sépare la croûte du manteau.

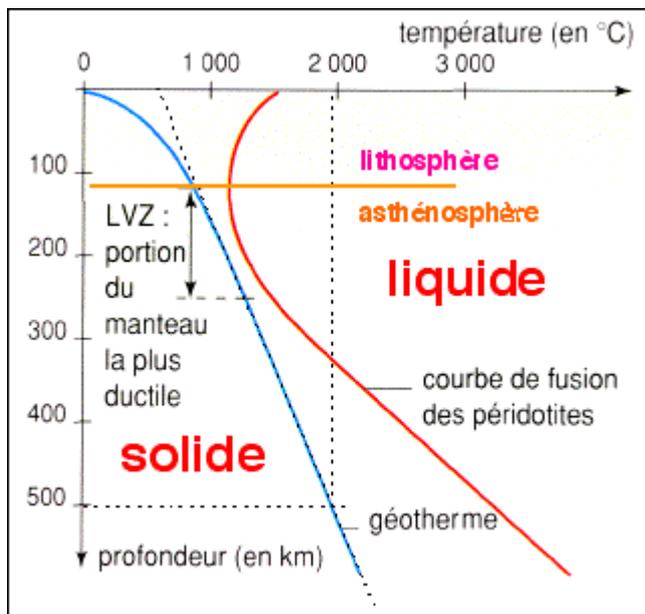
NB : une autre discontinuité dite de Conrad est mise en évidence entre la croûte continentale supérieure et inférieure avec une certaine ambiguïté de son plongement sous les chaînes de montagnes.

IV-3) Hétérogénéité du manteau

On observe une faible diminution de la vitesse des ondes P et S vers 100km de profondeur. Cette zone souvent appelée LVZ (Low Velocity Zone) s'étend de 125 à 235 km de profondeur. La diminution de vitesse des ondes sismiques est due à une fusion partielle (très faible de l'ordre de 1%) du matériel mantellique. Cette particularité sismique a permis de définir une autre structure terrestre : l'asthénosphère. C'est une structure séparant deux structures rigides : la lithosphère (croûte + partie supérieure du manteau) et la mésosphère formée par le reste du manteau.



On constate que la vitesse des ondes P diminue légèrement dans une zone du manteau située entre 100 et 250 km de profondeur. On appelle cette zone, la LVZ (low velocity zone). Cette diminution de la vitesse correspond à une légère augmentation de ductilité du manteau.



On peut voir sur le diagramme pression-température que c'est dans la LVZ que la courbe de fusion des péridotites est le plus proche du géotherme (courbe de température du globe). C'est cette particularité qui explique que le manteau est légèrement plus mou dans cette zone qu'ailleurs.

V) Expression des rais sismiques dans la terre

On a montré que le globe est composé de discontinuités. A l'interface de ceux-ci les ondes subissent des réflexions ou réfractions et même changer de nature (fig. 12). Ci-dessous, brièvement, la nomination des rais sismiques issus lors d'un séisme en fonction des zones traversées :

- Les réflexions à la surface (écorce terrestre) sont indiquées par des répétitions de la lettre **P**.

Exemple: PP, PPP

- Les réflexions à la frontière manteau-noyau sont indiquées par la lettre **c** (le **c** vient de *core*, noyau en anglais).

Exemple: PcP

- La traversée du noyau liquide est indiquée par la lettre **K** (**K** vient de *Kern*, noyau en allemand) et celle de la graine par la lettre **I** (**I** pour *Inner core*).

Exemple: PKP, PKIKP.

- Les réflexions à la surface de la graine sont indiquées par la lettre **i**.

Exemple: PKiKP.

- Les ondes P et S peuvent se convertir en S et P, respectivement, lors d'une réflexion ou réfraction à une surface de discontinuité (*SP*).
- Les lettres **SKS** désignent une onde S qui se convertit en P à la frontière manteau-noyau, traverse le noyau liquide et se convertit en S à la sortie.

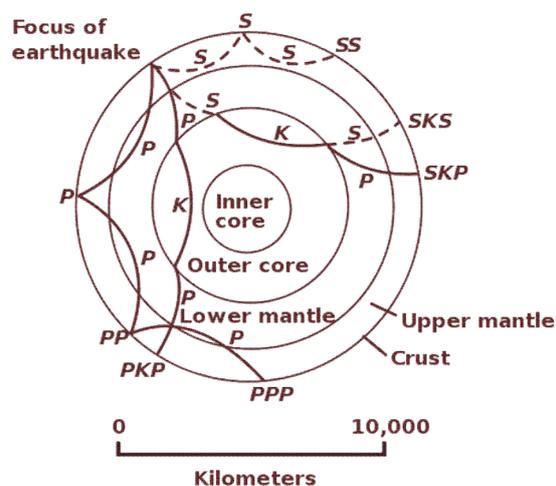


Figure 12 : trajet des ondes sismiques

VI) Répartition mondiale des séismes

A la surface du globe, existent trois zones principales d'activité sismique (fig. 13) :

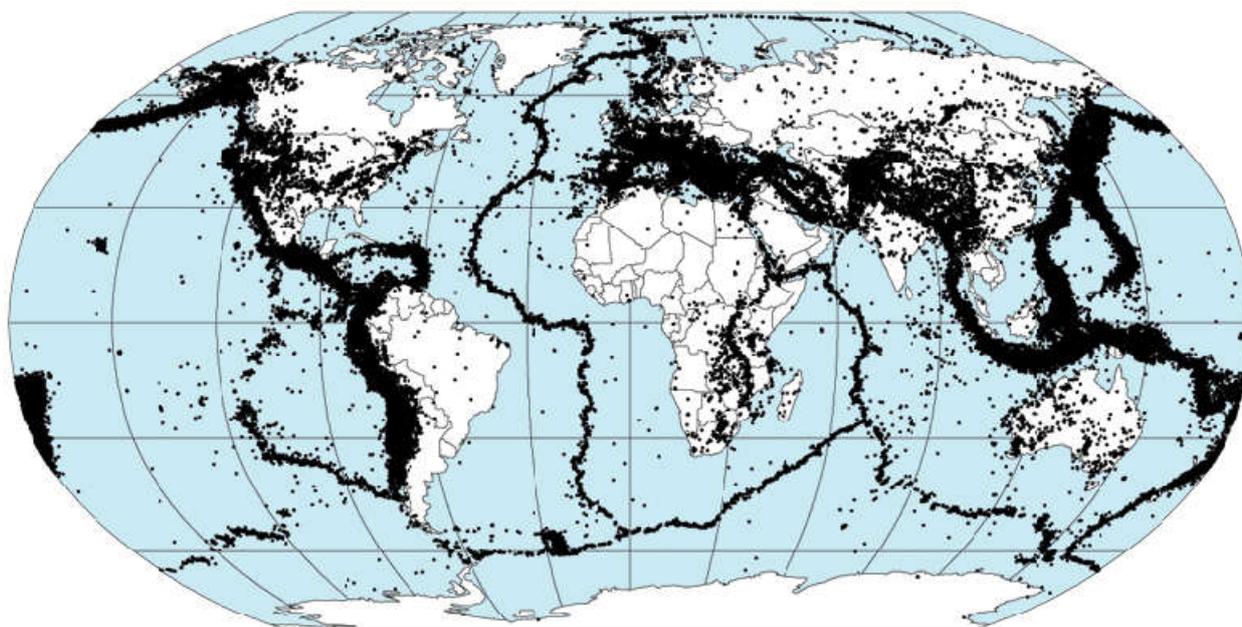


Figure 13 : Localisation de 358 214 séismes enregistrés entre 1963 et 1998.

- ♣ les dorsales médio-océaniques : les séismes y sont très superficiels et la magnitude généralement très faible. Ils correspondent à des mouvements de distension ou de coulissement (fig. 13).

- ❖ la ceinture latitudinale transeurasiatique comportant les chaînes alpines depuis la Méditerranée occidentale jusqu'aux chaînes de l'Asie Centrale. Les séismes peuvent y être superficiels soit intermédiaires et traduisent des mouvements convergents (fig. 13).
- ❖ la zone prépacifique (circumpacifique) localisée à l'ouest du continent américain et à l'est de l'Asie où les séismes correspondent aux grandes fosses océaniques des marges actives. Ils se représentent les plus grands séismes du globe. Dans cette zone en particulier, les séismes superficiels, intermédiaires et profonds se répartissent en une bande inclinée dite plan de Benioff qui caractérise la présence d'une zone de subduction ((fig. 13 & 14).

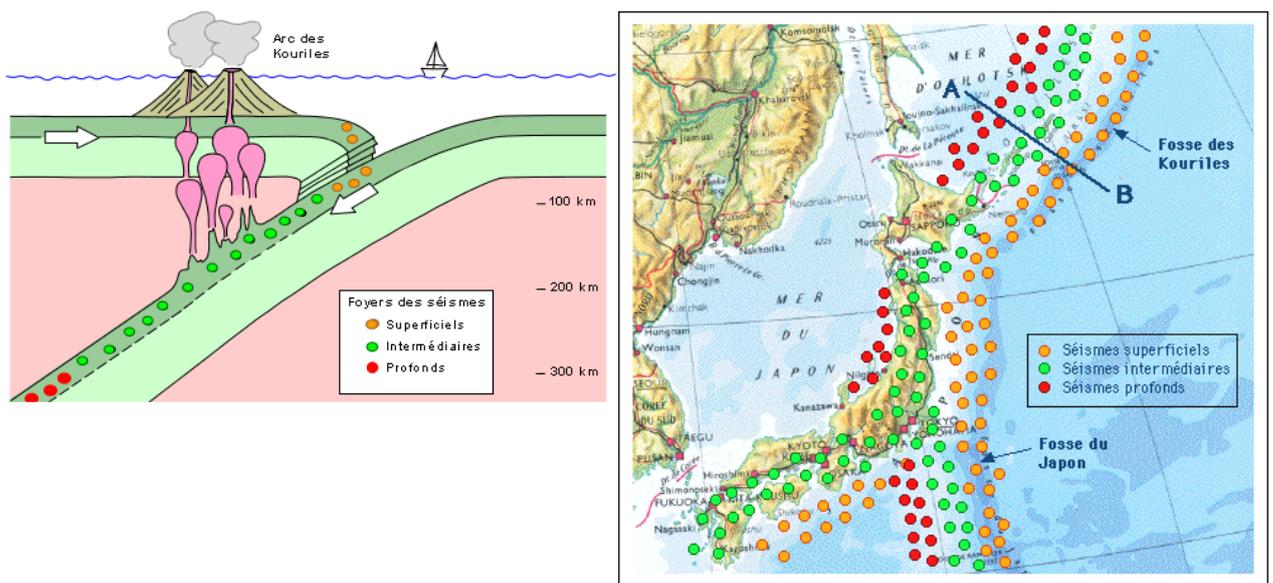


Figure 13 : Répartition des séismes au niveau d'une zone de subduction (fosse des Kouriles)

VII) Prévision et protection contre les séismes

Parmi les indices prémonitoires des séismes on cite :

- Diminution de la résistivité des roches ;
- Variation du champ magnétique local ;
- Augmentation de la circulation des eaux souterraines et fluctuation du niveau d'eau des puits et du débit des sources ;
- Inquiétude de certains animaux (serpents quittent leur terrier, animaux attachés tentent de s'échapper,...) ;
- Légères déformations de la surface du sol.

méthode VAN: "chaque séisme de magnitude supérieure à 3,5 est précédé d'un signal électrosismique est tout signal électrosismique est suivi par un tremblement de terre dont la magnitude et épocentre peuvent être prévus avec précision". C'est une méthode basée sur la

mesure des impulsions électriques. La méthode à été efficace pour prévoir certains séismes superficiels en Grèce mais peu efficace pour d'autres, en particulier les séismes profonds. La meilleure protection contre les séismes reste l'éducation des populations et le respect des normes de construction (exemple le Japon connu par ses constructions parasismiques). Eviter des ouvrages sur des zones faillées, des terrains en pente et sur des alluvions.



Chapitre 3 : Gravimétrie

Les mouvements verticaux de la lithosphère

Dans tous ce qui précède, nous avons assimilé la terre à une sphère. Les études gravimétriques ont permis de montrer que la terre est un ellipsoïde aplatis aux pôles.

I) Notions de gravimétrie

I-1) Définitions

La gravimétrie étudie l'intensité de la pesanteur et ses variations à la surface du globe.

La pesanteur est l'attraction de tout corps par la terre conformément à la loi d'attraction universelle de Newton

$$F = k m m' / r^2$$

m et m' étant des masses situées à une distance r l'une de l'autre ; k est une constante :

$$k = 6.672 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}.$$

La gravité est l'intensité de cette pesanteur, elle dépend de l'altitude et de la latitude.

Dans le cas de la terre, la masse et le rayon sont constants, la force appliquée à une masse m en chute libre est $f = mg$

g est l'accélération de la pesanteur en ms^{-2}

En hommage à Galilée, elle s'exprime en **Gal** :

$$1 \text{ Gal} = 1 \text{ cms}^{-2} = 0.01 \text{ ms}^{-2}$$

A la surface de la terre, $g = 9.81 \text{ ms}^{-2} = 981 \text{ Gal}$

I-2) Les variations de g

La valeurs de g varie à la surface de la terre en fonction de :

- ☞ La Latitude : au pôle le rayon de la terre est inférieur à celui de l'équateur, de plus la vitesse de rotation de la terre augmente au fur et a mesure que l'on s'éloigne de pôles.
- ☞ Altitude : le rayon r augmente avec l'altitude, donc l'attraction diminue.
- ☞ Relief : a proximité de la montagne, la masse augmente, donc g augmente.

Pour pallier tous ces problèmes, il faut connaître parfaitement la forme de la terre et définir une surface de référence.

I-3) Les surfaces de références

Le Géoïde : c'est la surface équipotentielle de g et qui correspond au niveau moyen des mes.

Si la terre est homogène, immobile, ce géoïde serait une sphère.

Ellipsoïde de Clérait : En tenant compte de la rotation de la terre et en considérant que la terre est homogène, Clérait montre que la surface équipotentielle est un ellipsoïde de révolution.

II) Les anomalies de la gravité

II-1) l'approximation de Cléraud

On appelle gravimétrie la différence entre la valeur mesurée et la valeur calculée de g.

L'approximation de Cléraud reste la base de la détermination de la valeur théorique de g en tout point du globe terrestre.

→ La valeur mesurée de g est donnée par un gravimètre ;

→ La valeur théorique est calculée en tenant compte de l'aplatissement de la terre et de la latitude, Cléraud a établi une approximation mathématique où g théorique est donnée par l'équation :

$$G(\theta) = 978.049 (1 + 0.0052884 \sin^2(\theta) - 0.0000059 \sin^2(2\theta))$$

θ Est la latitude.

A l'équateur $\theta = 0$ donc $g = 978.049$ Gal

Aux pôles $\theta = 90$ donc $g = 983.221$ Gal

II-2) Les corrections

Les corrections sont au nombre de 3 :

a – Correction d'altitude (= de l'air libre = correction de Faye)

Elle prend en compte la différence d'altitude entre l'ellipsoïde et le point de mesure mais ne tient pas compte des terrains compris entre le géoïde et le point considéré.

- La correction d'altitude est $\delta g(\text{altitude}) = (2kM/r^2)(h/r)$

- L'anomalie à l'air libre est $\Delta g(\text{altitude}) = g(M) - g(\theta) - \delta g(\text{altitude})$

Avec : $g(M)$ = valeur mesurée en un point

$g(\theta)$ = valeur calculée pour l'ellipsoïde

$\delta g(\text{altitude})$ = correction d'altitude.

Les anomalies à l'air libre sont en général faibles de l'ordre de 50mGal. $\delta g(\text{altitude})$ s'ajoute quand on se rapproche du centre de la terre et se retranche dans le cas contraire.

b- Correction de plateau.

Elle prend en compte les terrains se trouvant entre l'ellipsoïde et la station de mesure.

La correction de plateau $\delta g(\text{plateau}) = 2\pi k\rho h$

ρ étant la densité des roches crustales et h, l'épaisseur du plateau par rapport à l'ellipsoïde.

c- Correction topographique

Elle prend en compte les irrégularités topographiques de la surface terrestre (montagne, vallées ...).

On utilise un système d'abaques pour déterminer $\delta g(\text{topo})$.

d- La correction de Bouguer

C'est la somme de ces trois corrections :

$$\delta g(\text{Bouguer}) = \delta g(\text{altitude}) + \delta g(\text{plateau}) + \delta g(\text{topo})$$

L'anomalie de Bouguer est alors :

$$\Delta g(\text{Bouguer}) = g(\text{M}) - g(\text{th}) - \delta g(\text{Bouguer})$$

Remarque

Les anomalies de Bouguer sont :

- ☞ faibles au niveau des plaines
- ☞ positives au niveau des océans
- ☞ négatives au niveau des montagnes

!!! Les corrections augmentent les écarts entre la valeur mesurée et la valeur calculée et corrigée.

Tout se passe comme si les corrections, pourtant logiques étaient inutiles.

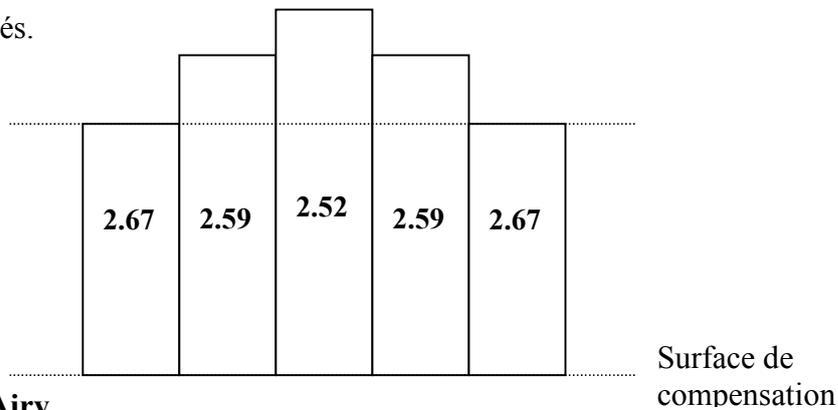
C.a.d. comme si l'effet du relief sur la pesanteur était compensé en profondeur.

III) Les interprétations des compensations gravimétriques : notions d'isostasie

III-1) Les hypothèses

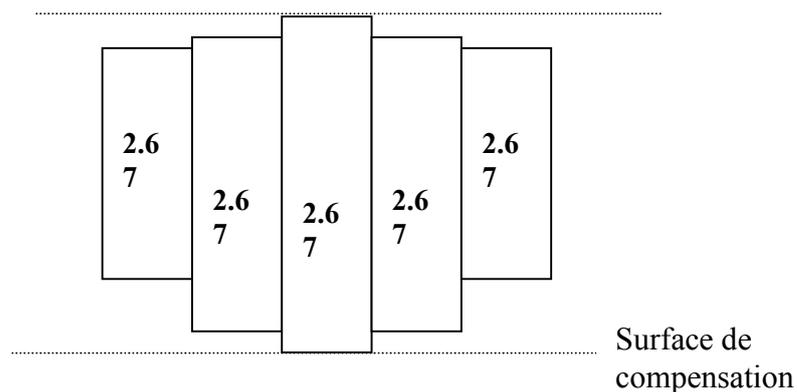
a- Hypothèse de Pratt

Pratt considère que les masses montagneuses ne sont pas homogènes, il propose une variation latérale des densités.



b- Hypothèse d'Airy

Airy suppose que les montagnes flottent, comme toute la croûte sur un milieu de plus forte densité. Les élévations topographiques sont compensées en profondeur par de véritables racines dans un matériau plus dense.



III-2) Isostasie

Du latin : **iso** = égal et **stasie** = équilibre

On appelle isostasie, l'ensemble des hypothèses qui tentent d'interpréter la compensation en profondeur des reliefs superficiels.

Remarque : Le modèle d'Airy est plus proche de ce qu'on observe en surface, les terrains d'une montagne qui s'érode gardent toujours la même densité. Le modèle de Pratt suppose par contre une variation latérale de la densité au fur et à mesure que la montagne s'érode, ce qui est difficile à admettre. Néanmoins, dans la croûte océanique, où on a un gradient de température, qui diminue en s'éloignant de la crête médio-océanique, ce qui implique un gradient de densité qui évolue dans le sens contraire ; le modèle de Pratt est largement utilisé.

Les anomalies isostatiques

L'anomalie isostatique correspond à la différence existant entre la valeur de la pesanteur mesurée et la valeur théorique corrigée.

Les anomalies isostatiques sont très faibles ce qui traduit que l'équilibre isostatique existe. Il y a cependant, des régions (ex : Scandinavie) où il y a de fortes anomalies isostatiques montrant que l'équilibre n'est pas encore réalisé). Une anomalie isostatique négative indique qu'il existe sous cette région un déficit de masse (donc un excès de matière à faible densité par rapport à ce qui existerait si l'équilibre était réalisé; une anomalie positive indique un excès de matière à forte densité. De telles régions sont soumises à des mouvements verticaux (soulèvement dans le cas d'une anomalie négative, affaissement pour une anomalie positive) qui tendent à rétablir les conditions d'équilibre.

Exemple : la Scandinavie où un soulèvement de 9 mm/an a été enregistré durant le siècle dernier.

Donc la gravimétrie permet de mettre en évidence la possibilité de mouvements verticaux importants dans les enveloppes externes du globe terrestre.

Chapitre 4: De la dérive des continents à la tectonique des plaques

Au cours des années soixante, les sciences de la terre ont été le siège d'une révolution correspondant à l'élaboration de la théorie de tectonique des plaques. La théorie qui repose sur deux notions principales (dérive des continents et expansion océanique) a contraint la communauté géologique à abandonner ses fixistes pour le concept du mobilisme.

La dérive des continents: Idée d'un déplacement latéral des continents (Hypothèse de Wegener)

I) Introduction

Bien que la notion de dérive des continents à été évoquée le 19ème siècle, ce n'est qu'en 1912 que le physicien-météorologue **Alfred Wegener** à proposé la théorie de la dérive des continents. La similitude du tracé des côtes entre l'Amérique du sud et l'Afrique, de part et d'autre de l'Atlantique, était à l'origine de cette théorie.

Wegener croyait à l'idée que l'Afrique et l'Amérique du sud formaient avant un seul et même bloc qui se serait fragmenté en deux parties lesquelles se seraient ensuite éloignées l'une de l'autre. C'est la théorie de la dérive des continents.

II) Argument en faveur de la théorie de Wagner

Pour appuyer sa théorie, Wegener a avancé plusieurs arguments : géométriques, paléontologiques, paléoclimatiques et géologiques.

II-1) Arguments géométriques ou morphologiques

L'auteur constate un net parallélisme des lignes des côtes entre l'Amérique du sud et l'Afrique. Cela suppose que ces deux continents sont les deux morceaux d'un même bloc (fig. 14).



Figure 14 : répartition actuelle des continents

Il généralise ensuite son observation à l'ensemble de la planète, et montre que toutes les masses continentales ont été jadis réunies en un seul mégacontinent, appelé la Pangée (fig. 15).

La Pangée de Wegener

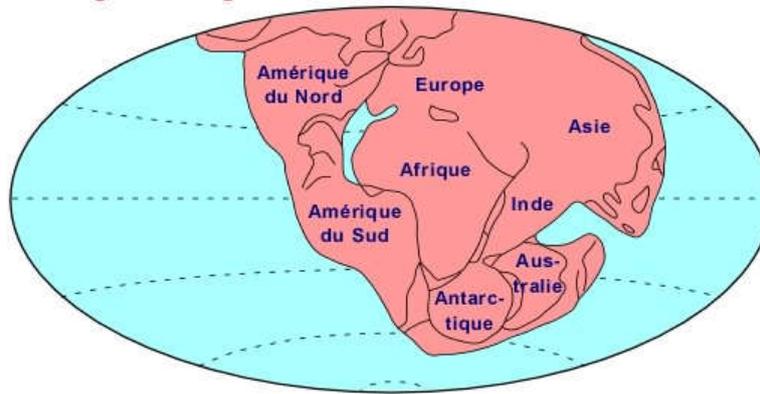
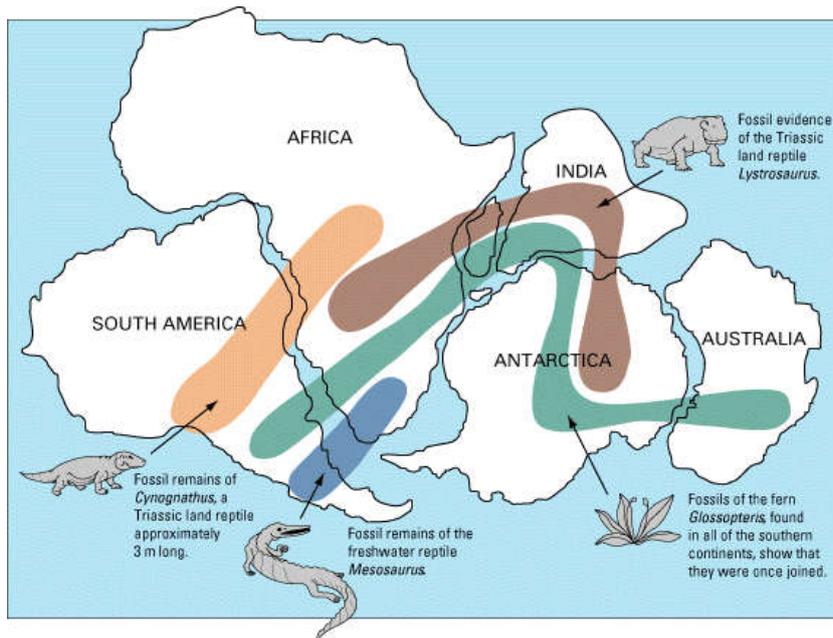


Figure 15 : emboîtement des continents: la Pangée (fin du Permien)

II- 2) Arguments paléontologiques

Toujours de part et d'autre de l'Atlantique, la comparaison de la flore et de la faune suggère un rapprochement de l'ensemble des continents à l'époque du Permien (vers 250 Ma). Ces organismes (Cynognathus, Mesosaurus, Lystrisaurus, Glossoptéris) rencontrés en Afrique – Amérique du sud - Antarc-tique – Australie – Inde, n'avaient pas la capacité de traverser un si large océan (fig. 16).



Cynognathus : reptile prédateur terrestre ayant vécu il y a 240 Ma.

Mesosaurus : petit reptile de lacs d'eau douce, il y a 260 Ma.

Lystrisaurus : reptile terrestre ayant vécu il y a 240 Ma.

Glossoptéris : plante terrestre d'il y a 240 Ma.

Figure 16 : répartition de la flore et de la faune suggère à l'époque du Permien.

⇒ Positions de l'Afrique et de l'Amérique du Sud, il y a environ 200 Ma, à partir des informations structurales et paléontologiques. C'est sur de telles données que Wegener avait fondé sa théorie de dérive des continents.

II- 3) Arguments paléoclimatiques

Des traces de glaciations qui datent de 250 Ma ont été observées sur certains continents (Afrique, Amérique du sud, Inde, Australie), ils indiquent que ces derniers ont été recouverts par une calotte glaciaire.

Le rassemblement des masses continentales (Pangée) donne des directions d'écoulement de la glace, relevées sur plusieurs sédiments glaciaires (Moraine). La répartition sur la Pangée montre que le pôle sud était recouvert d'une calotte glaciaire et l'écoulement de la glace se faisait en périphérie de la calotte, comme il se doit (fig.17).

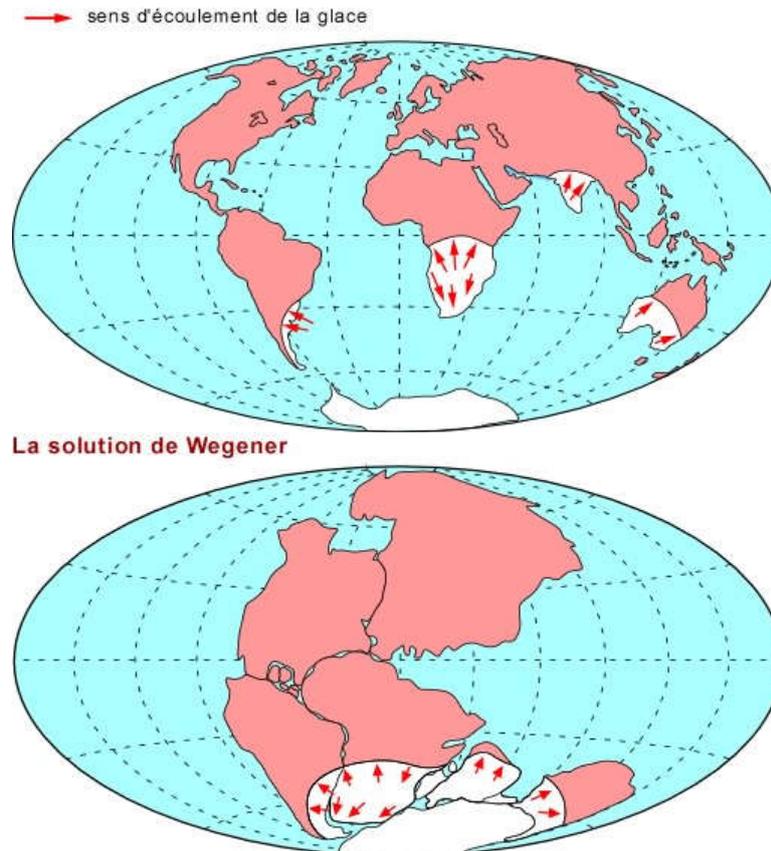


Figure 17 : traces de glaciation et sens d'écoulement de la glace

II- 4) Arguments géologiques

La distribution des anciens blocs continentaux (boucliers) ayant plus de 2 GA (milliards d'années, Précambrien) entre l'Afrique et l'Amérique du sud appuie l'argument de Wegener (fig.18).

Autour de ces boucliers, les chaînes de montagnes plus récentes ont des âges allant de 450 à 650 Ma (Néoprotérozoïque terminal – Ordovicien).

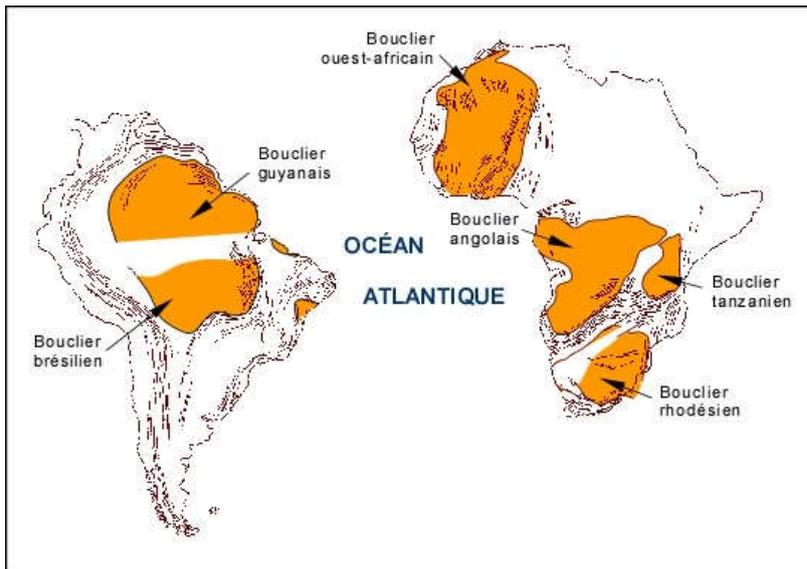


Figure 18 : répartition des boucliers entre l'Afrique et l'Amérique du Sud

Un autre exemple est la correspondance des structures géologiques entre l'Amérique du Nord et l'Europe (fig.18). Les trois chaînes de montagnes : les **Appalaches** : Est de l'Amérique du Nord ; les **Mauritanides** : Nord-ouest de l'Afrique et les **Calédonides** : Iles britanniques, Scandinavie séparées par l'Océan Atlantique, ne forment jadis qu'une seule chaîne continue si on rapproche les continents. Les géologues savent depuis longtemps qu'effectivement ces trois chaînes ont des structures géologiques identiques et qu'elles se sont formées en même temps entre 470 et 350 Ma (Ordovicien – dévonien).

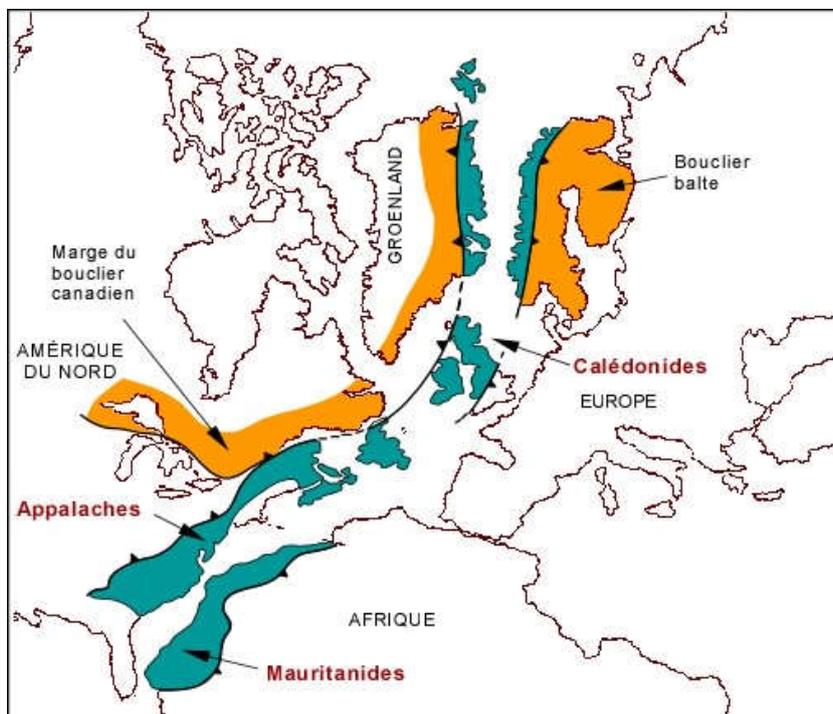


Figure 18 : répartition des structures géolo-giques entre l'Amérique du Nord et l'Europe.

Remarque : Le géophysicien Wegener était bien au fait que la croûte continentale était plus épaisse sous les chaînes de montagnes que sous les plaines, et que cette situation répondait

au principe de l'isostasie qui veut qu'il y ait un équilibre entre les divers compartiments de l'écorce terrestre dû aux différences de densité. Il en conçut l'idée que les continents "flottaient" sur le manteau et qu'ainsi ils pouvaient dériver les uns par rapport aux autres.

II- 5) Arguments Paléomagnétiques

II- 5 – 1- Rappels sur le magnétisme terrestre

William **Gilbert**, physicien et médecin au début du 18^e siècle, avait réalisé que si l'aiguille aimantée d'une boussole pointe invariablement vers le Nord, c'est qu'il y a une sorte d'aimant placé au centre de la terre, et qu'il devient possible de calculer la direction et l'intensité du champ magnétique en tout point de la surface du globe (fig.19).

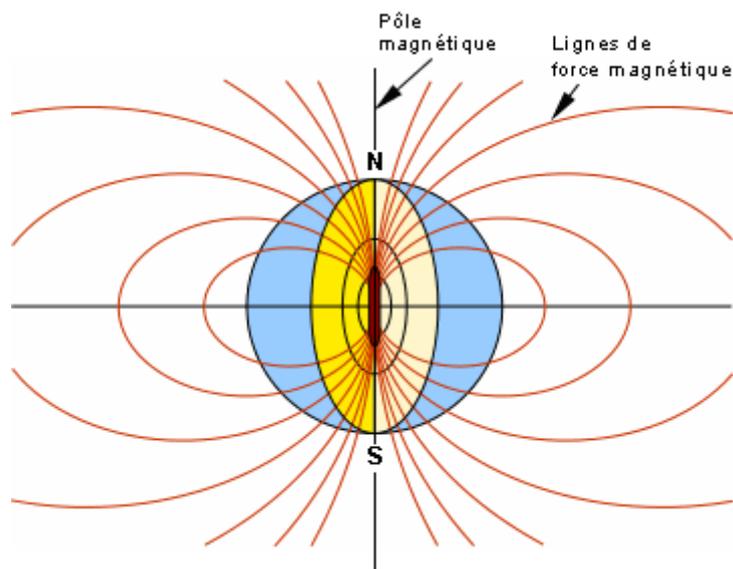


Figure 19 : le champs magnétique terrestre

Lors du refroidissement d'un magma, de nombreux minéraux comme la magnétite (Fe_3O_4) acquièrent une aimantation. Ils s'orientent selon le champ magnétique terrestre qui règne à l'époque de cristallisation.

De même, dans les roches sédimentaires, des particules ferrimagnétiques détritiques peuvent s'orienter et acquérir une aimantation dans le champ magnétique terrestre. Si aucune reprise thermique n'affecte postérieurement ces roches, cette aimantation sera fossilisée telle une boussole fossile.

II- 5 - 2 - le paléomagnétisme

Des roches ayant fossilisé une aimantation passée peut être datées soit par la chronologie absolue (radiochronologie) pour les roches magmatiques ou par les fossiles pour les roches sédimentaires. Il sera donc possible de comparer les pôles des directions fossilisées dans différents terrains de même âge.

En 1952, le physicien anglais Patrick **Blackett**, (prix Nobel en 1948) invente le magnétomètre astatique, capable de mesurer des champs magnétiques extrêmement faibles. En 1959, avec ses collaborateurs Keith **Runcorn** et Ted **Irving**, l'auteur utilise l'appareil pour mesurer la mémoire magnétique des roches; c'est la naissance d'une discipline qu'on appelle aujourd'hui le **paléomagnétisme**.

On se rend compte que grâce à cette mémoire, on peut déterminer la position des pôles magnétiques pour diverses périodes géologiques à partir de roches dont l'âge est connu. On définit la position des paléo-pôles magnétique dans l'Europe, l'Amérique du nord et l'Inde (trajectoire de la "promenade des pôles" = polar wandering) à travers les temps géologiques (fig. 20).

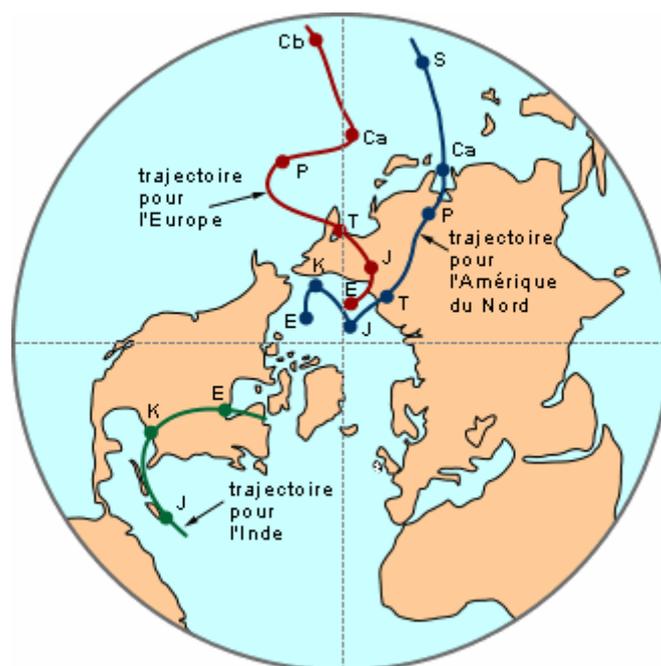


Figure 20 : trajectoires du paléopôle dans le continent européen ; nord-américain et Indien. E=Éocène (50 Ma); J=Jurassique (175 Ma); T=Trias (225 Ma); P=Permien (260 Ma); Ca=Carbonifère (320 Ma); S=Silurien (420 Ma); Cb=Cambrien (530 Ma). Les âges absolus (entre parenthèses) correspondent au milieu de la période mentionnée.

Deux choses apparaissent anormales ici:

- les trois trajectoires ne coïncident pas; il devrait pourtant n'y avoir qu'une seule trajectoire puisqu'il n'y a qu'un seul pôle nord magnétique terrestre;
- plus on recule dans le temps, plus le pôle magnétique s'éloigne du pôle géographique;

On sait aujourd'hui que même si le pôle magnétique terrestre se déplace par rapport au pôle géographique, ce déplacement est très faible; les trajectoires représentées ici sont donc beaucoup trop longues pour être réalistes.

Aujourd'hui, on comprend bien que la seule façon de résoudre ce problème de l'apparente promenade des pôles à travers les temps géologiques et de leur manque de concordance selon que les données viennent d'un continent ou l'autre est de déplacer les masses continentales les unes par rapport aux autres.

Wegener avait supposé que la Pangée avait existé depuis l'origine de la terre et qu'elle n'avait commencé à se disloquer qu'autour des 200 Ma. La dérive des continents était pour lui un phénomène irréversible : morcellement d'un mégacontinent originel en parties de plus en plus petites. Mais les paléomagnéticiens ne se sont pas arrêtés aux derniers 200 Ma. Ils ont reculé jusqu'au début du Paléozoïque pour se rendre compte qu'il y a eu des dérives continentales plus anciennes, antérieures à 300 Ma.

La tectonique des plaques

I) Définitions

La **tectonique des plaques** est une théorie scientifique planétaire unificatrice qui propose que les déformations de la lithosphère sont reliées aux forces internes de la terre et que ces déformations se traduisent par le découpage de la lithosphère en un certain nombre de plaques rigides qui bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère.

II) Le moteur de la tectonique des plaques

Les plaques peuvent se déplacer horizontalement sur le substratum visqueux appelé asthénosphère, leur déplacement s'effectue à des vitesses qui vont presque de 1 cm/an jusqu'à 18 cm/an dans certaines régions du Sud-Est asiatique (Nouvelle Guinée).

On associe généralement le mouvement des plaques à un effet d'entraînement par des courants convectifs du manteau terrestre : On admet actuellement que les écarts de température existant entre la surface de la terre froide et son centre chaud (dû à la désintégration nucléaire) induit des courants (ou cellules) de convection (fig. 21). Le fonctionnement de ces courants de convection serait à l'origine de la mobilité des plaques. D'autres forces sont cependant enjeu, dont l'injection de matériel frais au niveau des dorsales qui provoquerait une poussée horizontale des plaques.

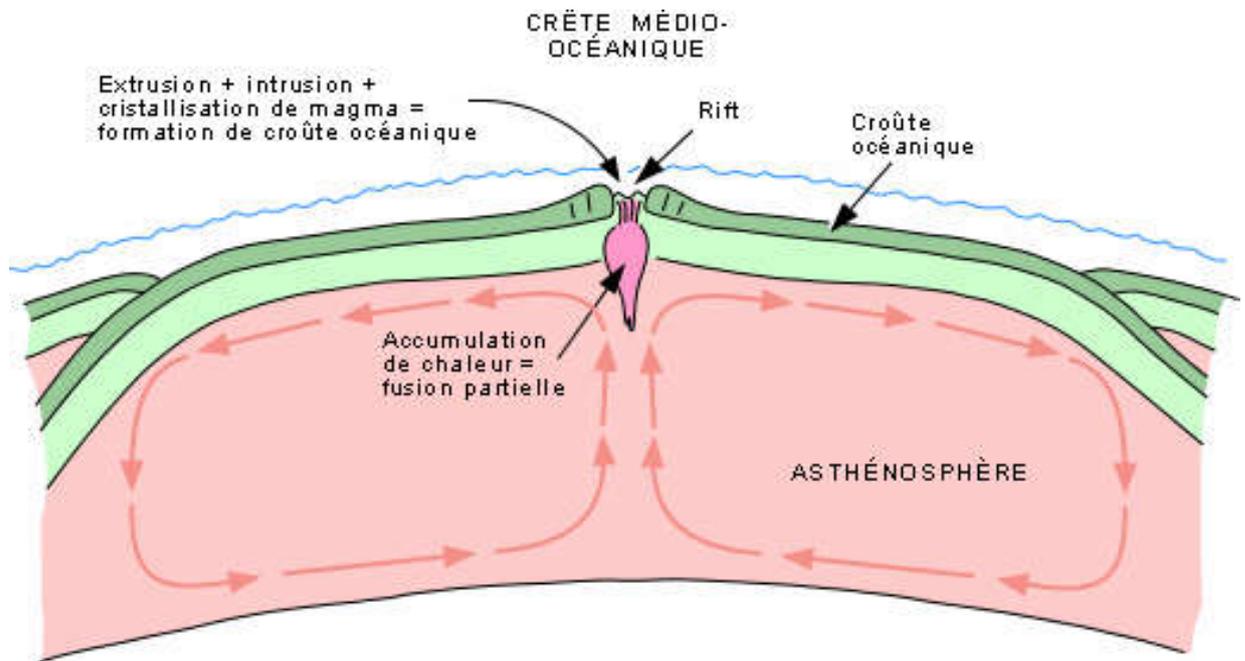


Figure 21: Création et déplacement des plaques lithosphériques

III) Les frontières de plaques

On distingue trois types de limites de plaques (fig. 22) :

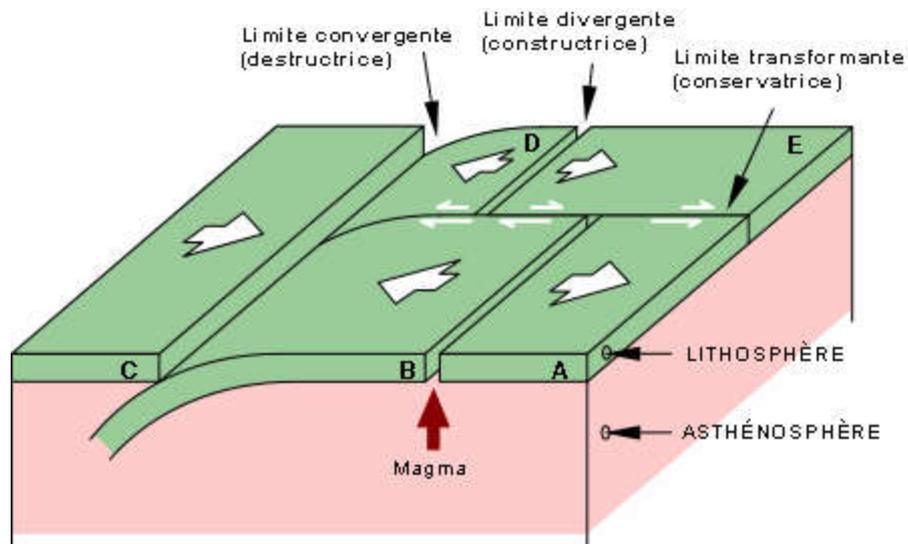


Figure 22 : les différentes limites lithosphériques

1) **les frontières divergentes**, là où les plaques s'éloignent l'une de l'autre et où il y a production de nouvelle croûte océanique. C'est dans ces zones qu'on a des **séismes** et des **éruptions volcaniques**. Ces zones se situent au niveau des dorsales océaniques, source continue d'un volcanisme tholéitique de type MORB.

2) les frontières convergentes, là où deux plaques entrent en collision, conséquence de la divergence. Elles impliquent une disparition de la surface lithosphérique.

En profondeur, le long du plan de subduction on a production de **séisme** par frottement de plaques, ce plan est dit **plan de Bénihoff**.

La plaque plongeante subit la fusion partielle en profondeur pour donner un volcanisme andésitique calco- alcalin à la surface.

3) les frontières transformantes, correspondent à de grandes fractures qui affectent toute l'épaisseur de la lithosphère. Elles se trouvent le plus souvent dans la lithosphère océanique. Lorsque deux plaques glissent latéralement l'une contre l'autre, le long de failles; ce coulissement s'effectue sans destruction ni création de la surface lithosphérique. Ce type de limites permet d'accommoder des différences de vitesses dans le déplacement de plaques les unes par rapport aux autres (exemple : fig. 23).

Exemple : la faille de San Andreas

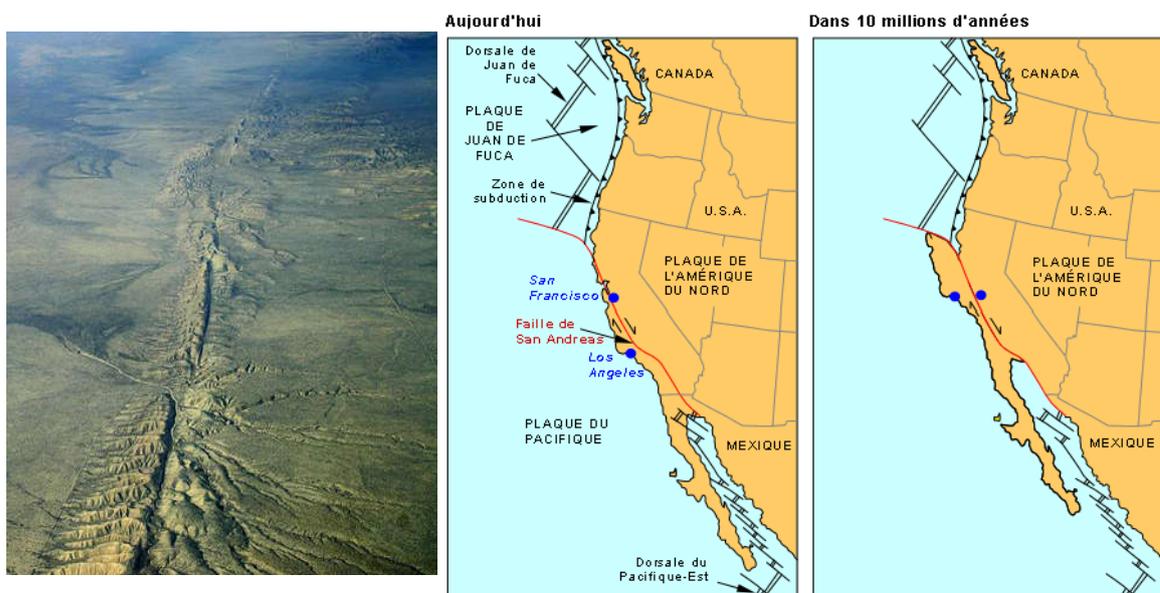


Figure 23: la faille de San Andreas San Andreas, au niveau de la Corrizo Plain - photo Ikluft

La faille de San Andreas en Californie est un bon exemple de cette situation: elle assure le relais du mouvement entre :

- la limite divergente de la dorsale du Pacifique-Est,
- la limite convergente des plaques Juan de Fuca-Amérique du Nord,
- la limite divergente de la dorsale de Juan de Fuca.

La faille de San Andreas affecte à la fois la lithosphère océanique et la lithosphère continentale. Elle constitue la limite entre trois plaques: la plaque de Juan de Fuca, la plaque

de l'Amérique du Nord et plaque du Pacifique, elle traverse la ville de San Francisco. Le rythme actuel du déplacement est de ($\sim 5,5$ cm/an).

IV) Les différentes plaques lithosphériques

Les frontières de plaques sont localisées grâce aux phénomènes géologiques spectaculaires qui se produisent à la surface de la terre.

- Des fusions de la lithosphère ou de l'asthénosphère donnant lieu à du volcanisme en surface.
- Le frottement entre plaques produisant des déformations.
- Des ruptures de plaques produisent des séismes. (Voir figure répartition des séismes à l'échelle du globe, chapitre 2)

Il existe actuellement 13 plaques lithosphériques, mais leur nombre varie au cours des temps géologiques (fig. 24).

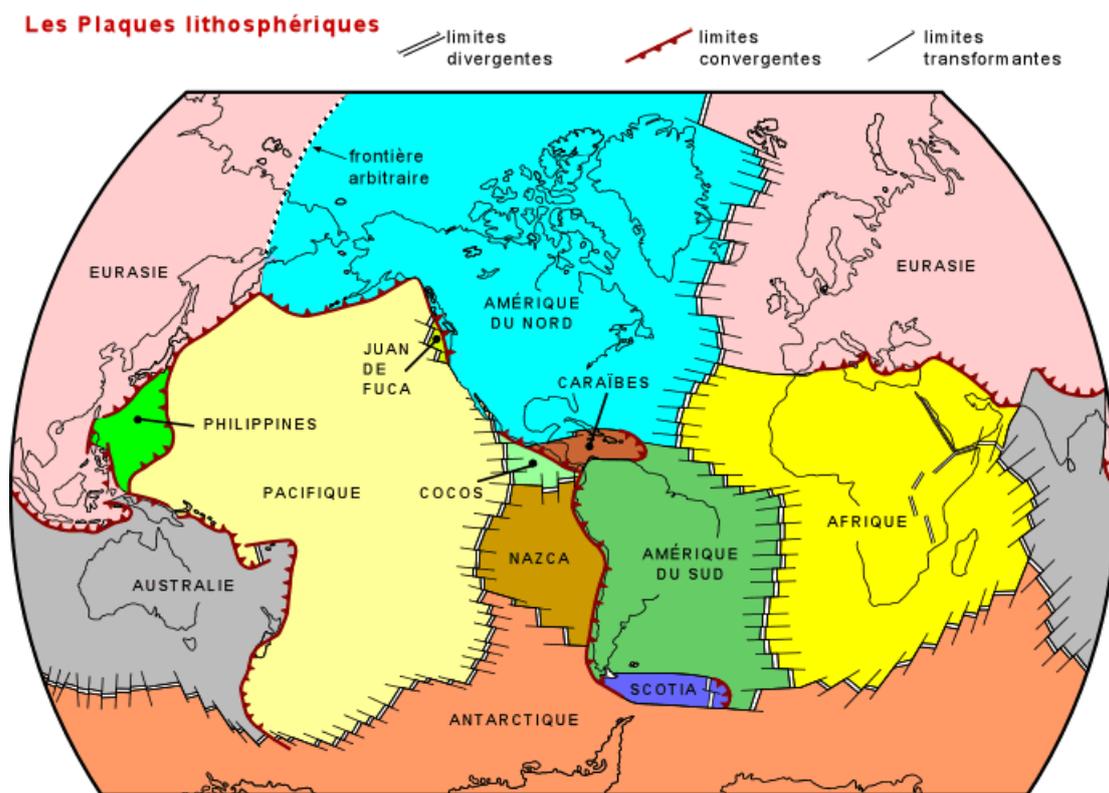


Figure 24 : les 13 plaques lithosphériques

- **Eurasie** : Correspond à l'Europe et à l'Asie, elle est essentiellement continentale, mais comprend la partie Nord de l'Atlantique.
- **Amérique du nord** : Amérique du nord + une partie de l'Atlantique Nord.
- **Juan de Fuca** : Située à l'ouest des USA, elle est entièrement océanique.
- **Caraïbes** : correspond à la mer des Antilles et aux terres environnantes (jonction Amérique du nord et Amérique du sud).
- **Cocos** : Entièrement océanique, à l'ouest de la plaque Caraïbes.
- **Philippine** : Entièrement océanique (ouest Pacifique), située entre deux limites convergentes.
- **Pacifique** : Entièrement océanique.
- **Afrique** : entièrement continentale
- **Nazca** : entièrement océanique, limitée au nord, ouest et sud, par des limites divergentes et à l'est par une limite convergente.
- **Amérique du Sud** : Amérique du sud + une partie de l'Atlantique sud.
- **Australie** : Comprend l'Australie + partie sud de l'océan indien.
- **Scotia** : Entièrement océanique, située au sud de l'Amérique du Sud.
- **Antarctique** : en partie continentale et en partie océanique.

V) Les limites divergentes et naissance des océans

Nous savons qu'il existe un flux de chaleur qui va du centre vers l'extérieur de la terre, un flux causé par la désintégration radioactive de certains éléments chimiques et qui engendre des cellules de convection dans le manteau plastique (asthénosphère).

V- 1) Stade de distension

Grâce à cette convection, il y a concentration de chaleur et le matériel chauffé se dilate, ce qui provoque des forces de tension conduisant à un bombement et des fractures dans la lithosphère. C'est l'amorce du mouvement de divergence ou de distension. Le magma viendra s'infiltrer dans les fissures, ce qui causera par endroits du volcanisme continental ; les laves formeront des volcans ou s'écouleront le long des fissures (fig. 25).

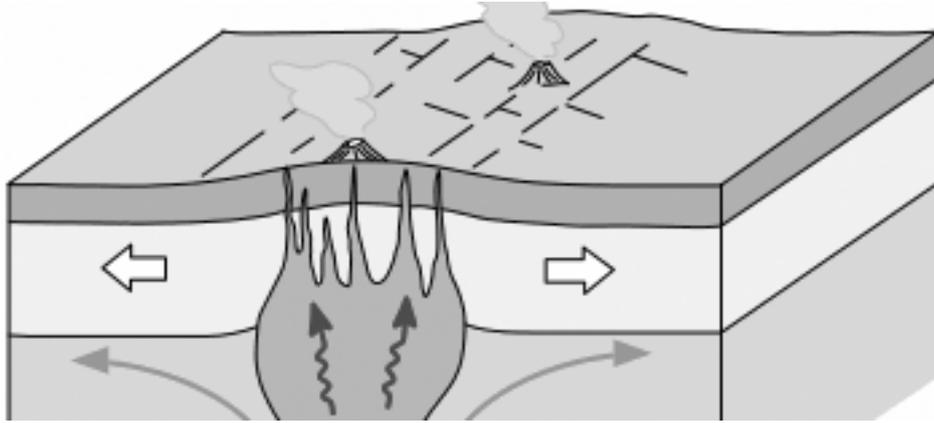


Figure 25 : Stade de distension

V- 2) Stade d'un rift continental

La poursuite des tensions produit un étirement (amincissement) de la lithosphère; il y aura alors effondrement en escalier (graben), ce qui produit une vallée appelée un rift continental. Il y aura des volcans et des épanchements de laves le long des fractures (fig. 26).

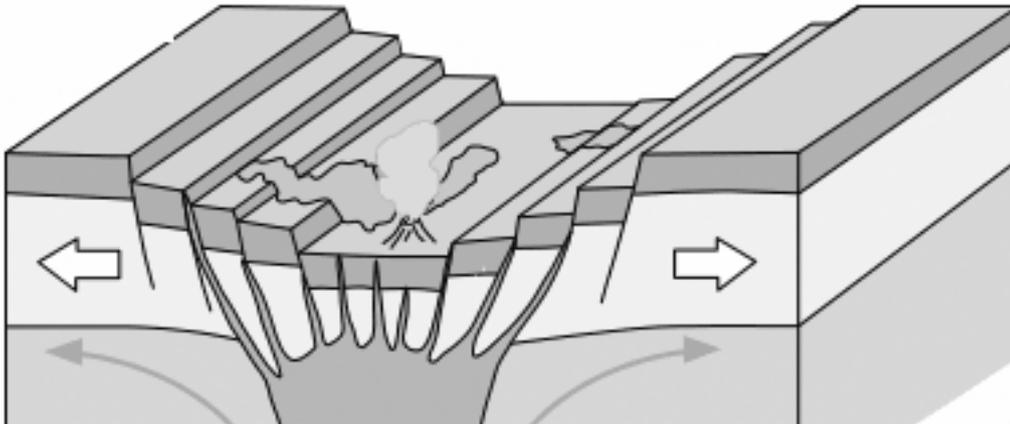


Figure 26 : Stade rift continental

Exemple : Le Grand Rift africain en Afrique orientale.

V- 3) Stade de mer linéaire

Avec la poursuite de l'étirement, le rift s'enfonce sous le niveau de la mer et les eaux marines envahissent la vallée. Deux morceaux de lithosphère continentale se séparent et s'éloignent progressivement l'un de l'autre, les cellules de convection et la mise en place du volcanisme représentent le moteur de la distension. Le volcanisme sous-marin forme un premier plancher océanique basaltique (croûte océanique) de part et d'autre d'une dorsale embryonnaire; c'est le stade de mer linéaire (fig. 27).

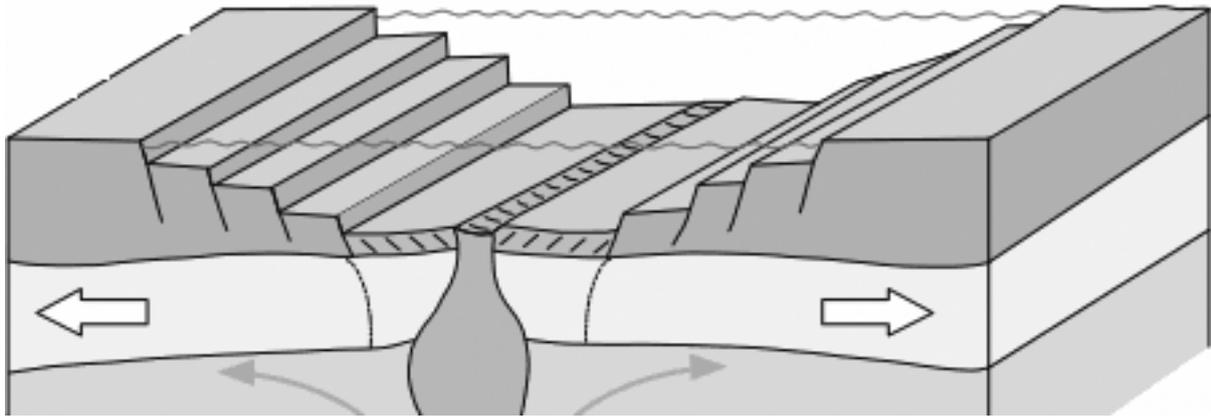


Figure 27 : Stade mer linéaire

Exemple : la Mer Rouge.

V- 4) Stade océanique

L'élargissement de la mer linéaire par l'étalement des fonds océaniques conduit à la formation d'un océan de type Atlantique, avec sa dorsale bien individualisée, ses plaines abyssales et ses plateaux continentaux correspondant à la marge de la croûte continentale (fig. 28).

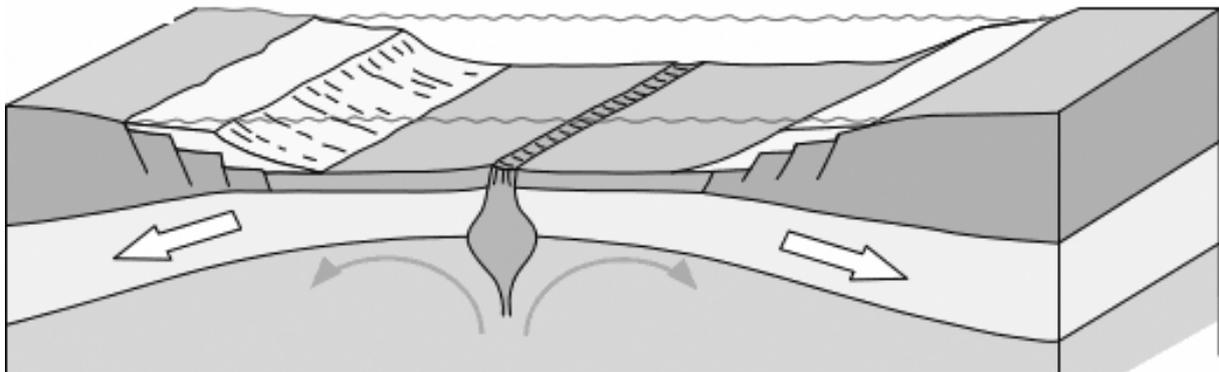


Figure 28 : Stade océanique

Les océans couvrent plus de 2/3 de la surface terrestre, les plus importants sont l'Atlantique, le Pacifique et l'Indien.

V- 5) La morphologie des fonds océaniques

Des études bathymétriques et géologiques ont permis de répartir les fonds océaniques en trois domaines morphologiques distincts : les marges, les bassins et les dorsales océaniques (fig. 29).

a- Les marges continentales

Selon leurs comportements géodynamiques on distingue des marges actives et des marges passives. Dans les premières, la croûte océanique s'enfonce par subduction sous la croûte continentale, on a donc des séismes et production de volcanisme. Dans les secondes, le

passage de la croûte continentale à la croûte océanique se fait au sein de la même plaque lithosphérique.

La marge passive type atlantique comprend 3 unités distinctes, du continent vers le large, on distingue :

Le plateau ou plate-forme continental : bordure du continent mais immergé, la profondeur moyenne est de 200m et la pente est faible (1 m/km). Les reliefs sont modestes, aplanis par l'apport continu de sédiments. Il représente 10 % de la surface du globe.

Le talus ou pente continental : domaine de transition entre océan et continent, la pente est souvent douce (5 %) mais peut être plus forte, jusqu'à 40 %. Il est souvent entaillé de canyons.

Le glacis continental : Zone d'épandage des sédiments au pied du talus continental, la pente est très faible mais peut atteindre les profondeurs de 5000m. Il est caractérisé par la présence de courants longitudinaux reprenant les sédiments déversés par les canyons.

La marge active type pacifique : ici le glacis continental est remplacé par une fosse marginale large de 100 Km et profonde de plus de 10 Km. Elle est dite active parce qu'elle est caractérisée par une activité sismique importante et un volcanisme intense.

b- Les bassins océaniques ou plaine abyssale

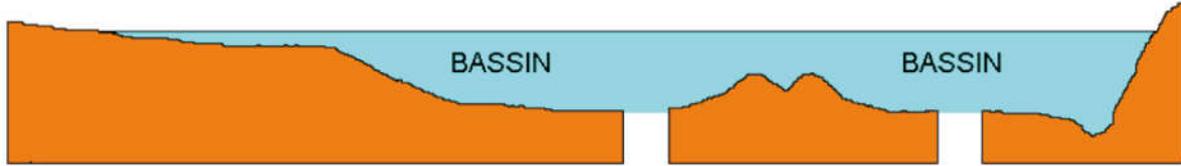
Elles ont une profondeur de 5000 m, les reliefs peu accidentés sont recouverts par des dépôts meubles et très fins. Près des marges actives, les reliefs sont plus accentués.

c- Dorsale (ou ride) médio- océanique : grand relief continu à l'échelle de l'océan, on y note : (1) un rift médian (vallée) profond et large de 25 à 50 km. (2) de part et d'autre du rift, des crêtes pouvant atteindre 1000 à 3000 m de hauteur au dessus du niveau du bassin océanique. La pente est douce vers la plaine abyssale et abrupte vers le rift.

Dans l'atlantique, on notera surtout la symétrie de cet ensemble de part et d'autre du rift ; par contre la ride océanique n'est pas médiane (centre), elle est décalée vers le SE, dans le pacifique.

MARGE PASSIVE

MARGE ACTIVE



C

PC
PFC

TC

GC

BO/PA

DO

BO/PA

FO

C

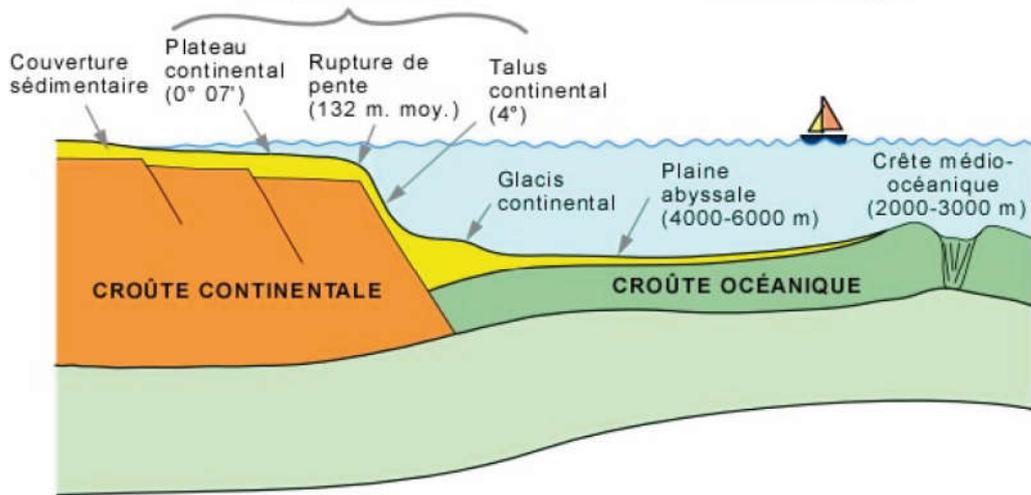
Type Atlantique

Type Pacifique

MARGE PASSIVE

Marge continentale

Bassin océanique



MARGE ACTIVE

Marge continentale

Bassin océanique

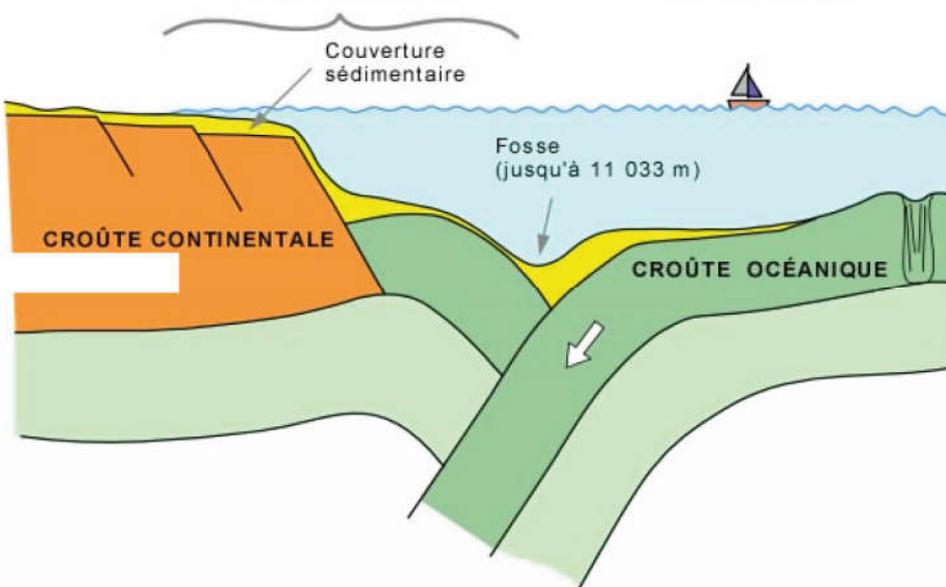


Figure 29 : morphologie des fonds océaniques

V- 6-) Les vitesses de l'expansion océanique : Inversions du magnétisme terrestre

V- 6-1) Les Inversions du magnétisme terrestre

En 1906, **Brunhes** découvre que certaines laves montrent des inversions du magnétisme; autrement dit que le sens n'est pas toujours identique au sens actuel, en d'autres termes, le dipôle Nord-Sud aurait été à certaines époques Sud-Nord.

On a pu ainsi mettre en évidence une succession de périodes pendant lesquelles le champ magnétique terrestre avait le même sens qu'aujourd'hui : on les qualifie de **normales**, et des périodes pendant lesquelles le champ magnétique avait même la direction mais un sens différent : on les appelle **inverses** (fig. 30).

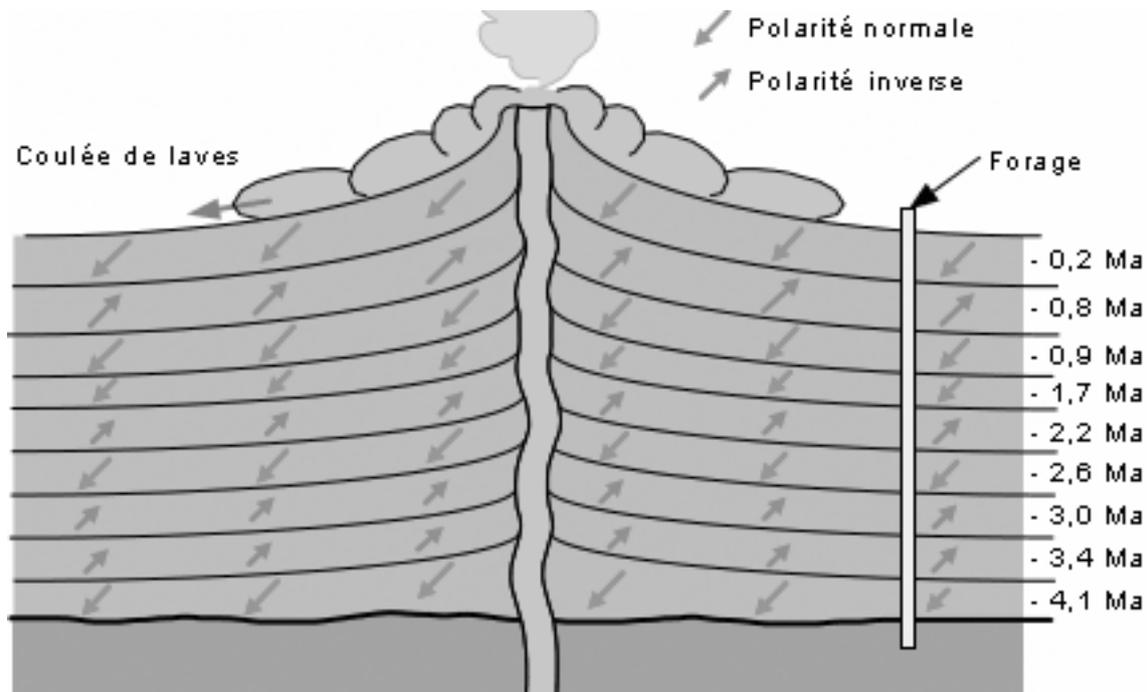


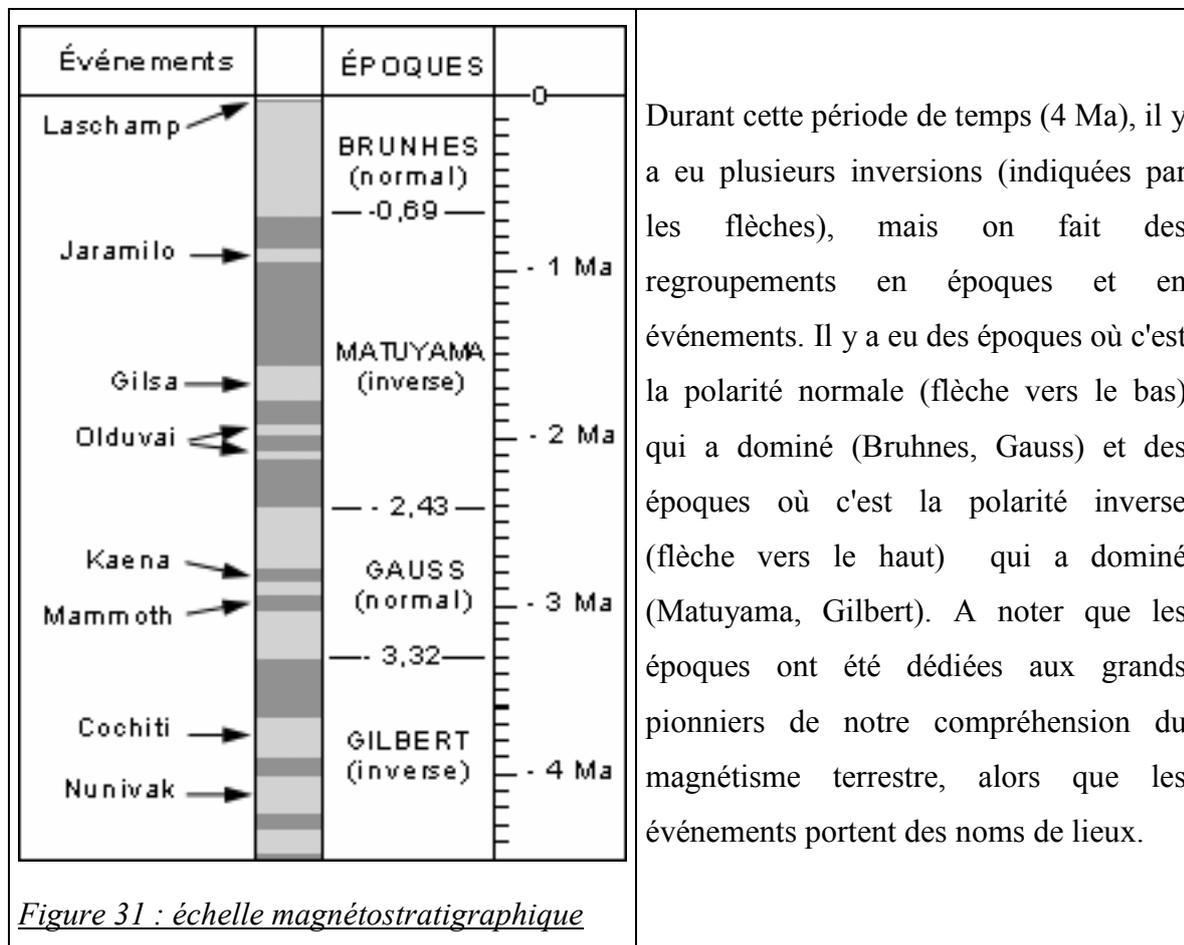
Figure 30 : les inversions du magnétisme terrestre pour les derniers 4 Ma.

V- 6- 2) Etablissement d'une échelle magnétostratigraphique

On a vu que les laves enregistrent, au moment de leur cristallisation, le champ magnétique terrestre telle qu'il est à ce moment. Avec le temps, il se construit un édifice stratifié, constitué de coulées de polarité, normale ou inverse, et de plus en plus jeunes vers le sommet de la pile volcanique.

A partir de laves relativement récentes, des datations isotopiques et des mesures précises d'orientation du paléomagnétisme sur les mêmes échantillons ont conduit à la réalisation d'une échelle des inversions de la polarité magnétique pour les derniers 4 Ma, une échelle applicable aux U.S.A., à l'Europe, au Pacifique et à l'Australie, et qui a valeur mondiale.

On reportera les données sur une échelle de temps géologique, en indiquant la polarité (flèche vers le bas ou vers le haut). Plus on aura de points, plus notre échelle sera précise. C'est en regroupant les données de plusieurs successions au monde (plusieurs échelles locales) qu'on est parvenu à construire l'échelle magnétostratigraphique des derniers 4 Ma (fig. 31).



V- 6- 3) Hypothèse de Vine et Matthews

Ces chercheurs ont proposé que les anomalies de l'intensité magnétique sur les fonds océaniques soient dues aux inversions de polarité magnétique. S'il y a alternance de bandes normales et inverses, c'est qu'il se génère continuellement de la nouvelle croûte à la dorsale et que le plancher océanique se déplace latéralement sous l'effet d'une convection sous-jacente, à la manière d'un tapis roulant (sea floor spreading). Les sédiments qui recouvrent la croûte océanique sont aussi transportés sur ce tapis roulant (fig 32).

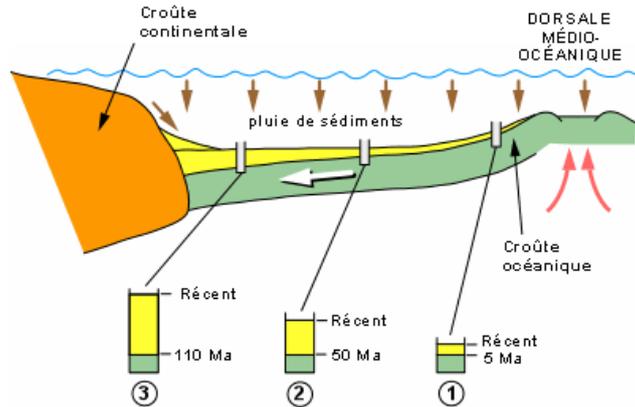
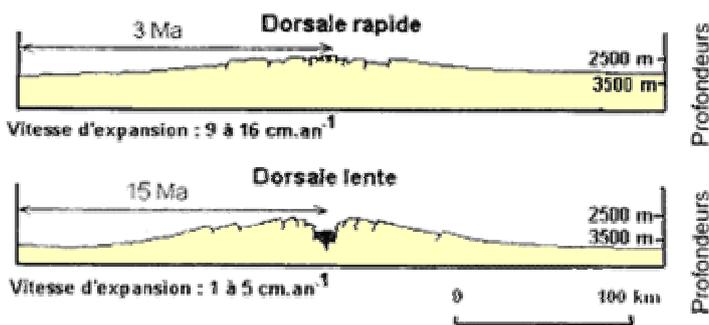


Figure 32 : Forages océaniques : l'âge de la croûte océanique est plus vieux en s'éloignant de la dorsale médio- océanique

Tous ces forages ont permis de démontrer que l'âge des basaltes du plancher océanique, ainsi que des sédiments les recouvrant sont de plus en plus vieux à mesure que l'on s'éloigne de la dorsale (fig. 32).

V- 6- 4-Taux d'expansion océanique

Connaissant la surface engendrée par les émissions de basaltes le long des dorsales medio- océaniques par simple lecture des cartes magnétiques et le temps pendant lequel cette surface à été couverte, il est facile de déterminer la vitesse de l'expansion de l'océan : on parle d'expansion ou de renouvellement de la croûte océanique. Sur les cartes les anomalies magnétiques ont été répertoriées, numérotées et un âge à été proposé.



•La morphologie des rides dépendra du taux d'expansion:

•Dorsales lentes (1 à 4 cm/an)

- Reliefs très accusés (1000 à 3500 m d'altitude),
- Ride étroite (1000 Km de part et d'autre)

•Dorsales rapides (+ de 6 cm/an):

- reliefs plus doux
- rides plus larges (2000 Km de part et d'autre de la partie centrale)

La divergence varie de : 1,8 à 4,1 cm/an dans l'Atlantique

7,7 à plus de 18 cm/an dans le Pacifique.

VI) Les limites convergentes : fermeture d'un océan et formation de chaîne de montagne

Actuellement on sait que la terre n'est pas en perpétuelle expansion comme on le croyait auparavant. Si la surface de la terre est un espace fini, le fait que les plaques grandissent aux frontières divergentes implique qu'il faudra détruire de la lithosphère ailleurs pour maintenir constante la surface terrestre. Cette destruction se fait aux frontières convergentes qui, comme le nom l'indique, marquent le contact entre deux plaques lithosphériques qui convergent l'une vers l'autre.

La destruction de plaque se fait par l'enfoncement dans l'asthénosphère d'une plaque sous l'autre plaque, et par la digestion de la portion de plaque enfoncée dans l'asthénosphère. Les résultats (déformations, chaînes de montagnes, volcans, séismes) diffèrent selon la nature des plaques, océaniques ou continentales, qui entrent en collision.

VI - 1) Collision entre deux plaques océaniques

Dans ce genre de collision (fig. 33), une des deux plaques (la plus dense, généralement la plus froide donc la plus vieille) s'enfonce sous l'autre moins dense, plus chaude, plus jeune.

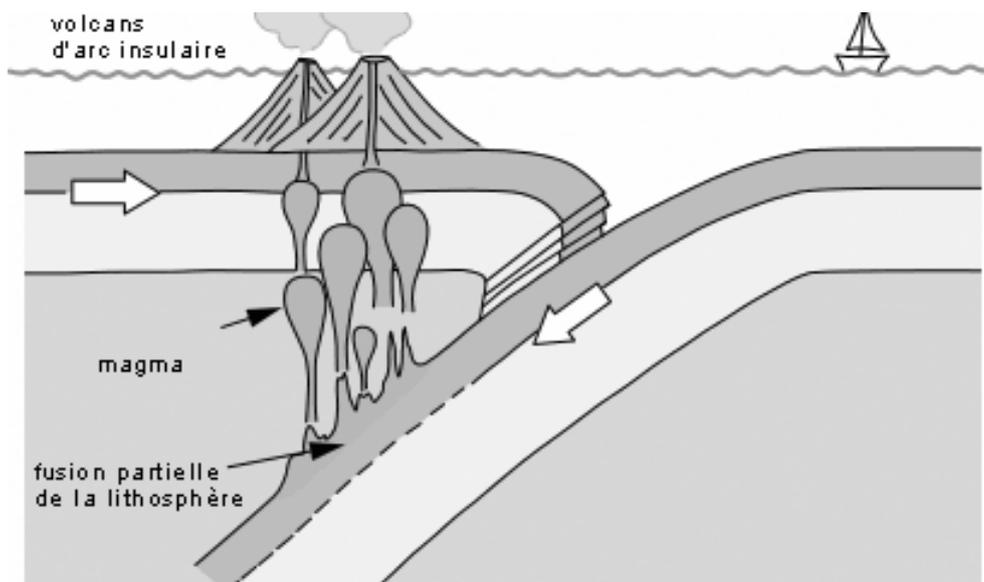


Figure 33: collision entre deux plaques océaniques

On plonge du matériel plus dense ($d \sim 3,3$) dans du matériel moins dense ($d \sim 3,2$), du matériel moins chaud dans du matériel plus chaud. L'asthénosphère "digère" peu à peu la plaque lithosphérique. Il se produit le phénomène de fusion partielle de la plaque subductée. Le magma résultant, moins dense que le milieu ambiant, monte vers la surface. Une grande partie de ce magma reste emprisonnée dans la lithosphère, mais une partie est expulsée à la surface, produisant des volcans sous la forme d'une série d'îles volcaniques (arc insulaire volcanique) sur le plancher océanique.

VI - 2) Convergence entre plaque océanique et une plaque continentale (subduction)

Dans ce type de collision (fig. 34), la plaque océanique (basaltique $d = 3.2$) plus dense s'enfonce sous la plaque continentale (granitique $d = 2.7$) moins dense.

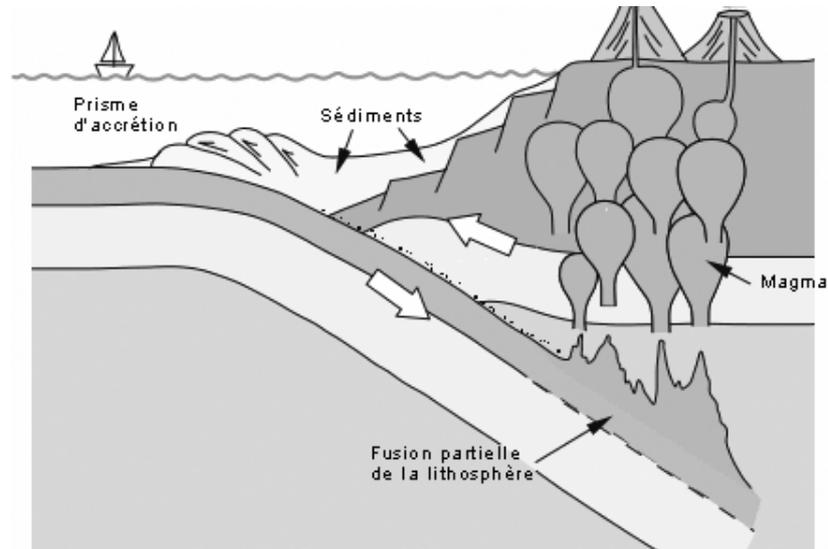


Figure 34: collision entre plaque océanique et plaque continentale

Les basaltes de la plaque océanique et les sédiments du plancher océanique s'enfoncent le long du plan de Bénioff dans du matériel lithosphérique sous continental. A une certaine profondeur, le matériel océanique est partiellement fondu. Comme dans le cas précédent, la plus grande partie du magma restera emprisonnée dans la lithosphère (ici continentale); l'autre partie du magma donnera en surface une chaîne de volcans (arc volcanique continental).

Dans une phase avancée de la collision, le matériel sédimentaire qui se trouve sur les fonds océaniques et qui est transporté par le tapis roulant vient se concentrer au niveau de la zone de subduction pour former un prisme d'accrétion.

Exemple : la marge du Pacifique-Est, comme les volcans de la Chaîne des Cascades (Cascade Range) aux USA (incluant le Mont St. Hellens) résultat de la subduction dans la fosse de Juan de Fuca.

- La Cordillères des Andes en Amérique du Sud reliée à la fosse du Pérou-Chili.

VI – 3) Convergence entre deux plaques continentales

Ce type de collision (fig. 35) implique deux plaques continentales, il fait suite aux deux cas précédents. Au fur et à mesure du rapprochement de deux plaques continentales, l'espace océanique se referme. Le matériel sédimentaire du plancher océanique, plus abondant près des continents, et celui du prisme d'accrétion se concentre de plus en plus; le prisme d'accrétion croît.

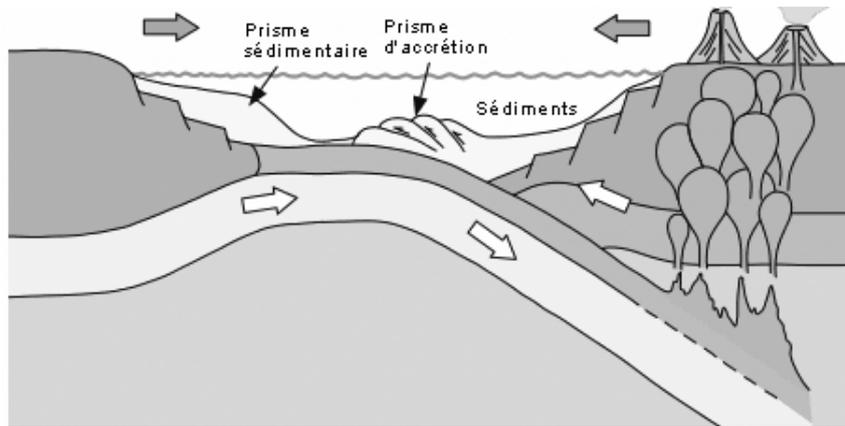


Figure 35: rapprochement entre deux plaques continentales

Lorsque les deux plaques entrent en collision, à un certain moment, le mécanisme de convergence se coince : le moteur du déplacement (la convection dans le manteau supérieur) n'est pas assez fort pour enfoncer une des deux plaques dans l'asthénosphère à cause de la trop faible densité de la lithosphère continentale ($d = 2.7$) par rapport à celle de l'asthénosphère. Tout le matériel sédimentaire est comprimé et se soulève pour former une chaîne de montagnes où les roches sont plissées et faillées. C'est la soudure entre deux plaques continentales pour n'en former qu'une seule (fig. 36).

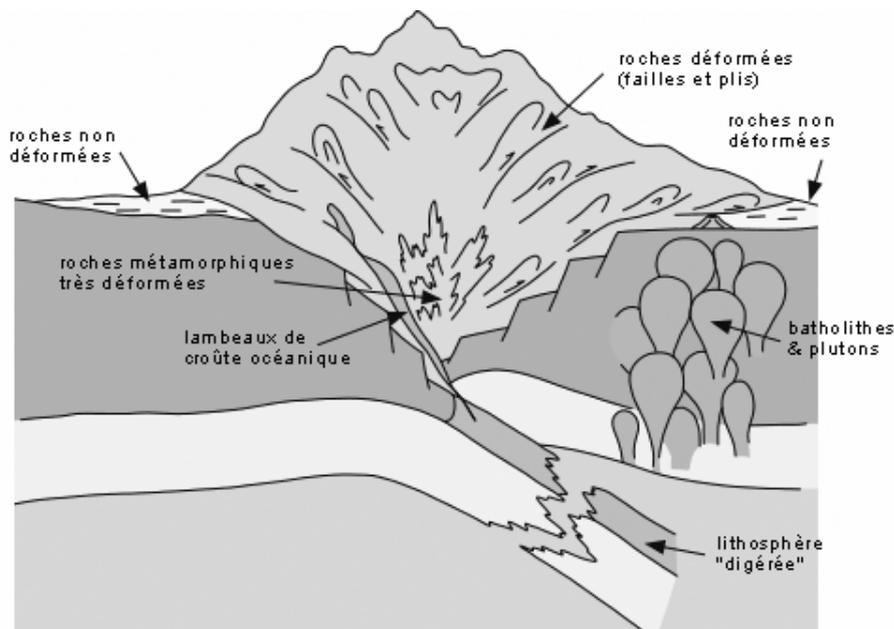


Figure 36: collision entre deux plaques continentales

La convergence se fait à raison de 3,7 à 5,5 cm/an dans le Pacifique.

Toutes les grandes chaînes de montagnes plissées ont été formées par ce mécanisme.

Exemple : l'Himalaya = soudure de l'Inde au continent asiatique, il y a à peine quelques millions d'années.

Chapitre 5 : Magmatisme & métamorphisme

PARTIE II : MAGMATISME ET ROCHES MAGMATIQUES

I) Magma et son origine

Les produits du volcanisme (laves, gaz, projections) proviennent des **magmas**. On appelle magma, un liquide à *haute température* (entre 600 °C et 1200°C) et contenant des gaz en solution et des *cristaux silicatés* en suspension.

I-1) Source des magmas

Les magmas prennent naissance à l'intérieur de la Terre, en général dans le manteau et dans certains cas dans la croûte par le phénomène de **fusion partielle**. Les températures régnant au centre de la Terre ont été estimées à 5300°C, valeur nettement supérieure à celle de la fusion des roches (600°C- 1200°C). Les vitesses des ondes sismiques montrent que la majeure partie du globe est solide (croûte, manteau, noyau interne). Seul le noyau externe (entre 2900 et 5100 km) serait liquide car il ne transmet pas les ondes transversales. Il n'est cependant pas en relation directe avec la surface et ne peut donc constituer une zone de formation de magma. A une profondeur moyenne de 100 à 250 km, il existe une zone dite *zone de moindre vitesse* ou low Velocity Zone « LVZ » parce qu'elle ralentit sensiblement les vitesses des ondes sismiques. La LVZ sépare la lithosphère de l'asthénosphère. Certaines zones de LVZ sont en état de fusion partielle très faible (1% environ c'est à dire 10 g de magma pour 1 kg de manteau solide). La LVZ et la zone sus-jacente apparaissent comme les lieux privilégiés de formation des magmas. Donc, la plupart des magmas prennent naissance dans le manteau supérieur mais d'autres magmas naissent plus superficiellement dans la croûte terrestre (20-30 km de profondeur) mais ils sont une minorité (fig. 37).

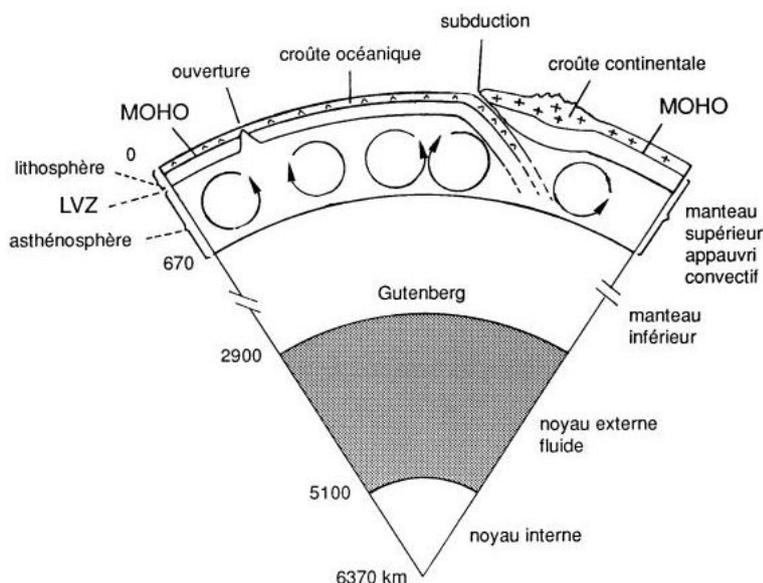


Figure 37 : Coupe schématique de la Terre. Les échelles verticales ne sont pas respectées : les épaisseurs des croûtes océanique et continentale, de la lithosphère et de l'asthénosphère sont exagérées.

Les magmas donnent des roches par *solidification* ou *refroidissement* soit à une certaine profondeur au cours d'un *refroidissement lent* (**roches plutoniques**) soit en surface par *refroidissement rapide* (**roches volcaniques**) (fig. 38).

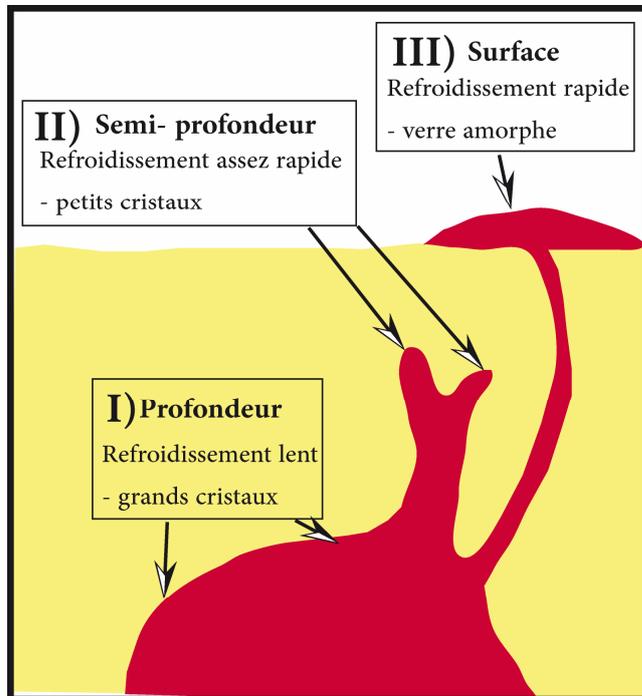


Figure 38 : Roches magmatiques et processus de formation

I) Roches plutoniques II) Roches hypo-volcaniques
III) Roches volcaniques

I-2) Constitution du manteau

La roche constituant le **manteau supérieur** fût baptisée « pyrolite ». Sa nature pétrographique est proche d'une péridotite de type lherzolite (assemblage d'une majorité d'olivine avec des orthopyroxènes et des clinopyroxènes). Sa composition chimique a été calculée en supposant une combinaison de $\frac{3}{4}$ de péridotite et de $\frac{1}{4}$ de basalte. Cette composition est celle d'un manteau théoriquement anhydre. Une légère hydratation du manteau permet l'existence de phases hydroxylées, amphibole et phlogopite (mica).

Le **manteau inférieur** (profondeur > 700km) est constitué de la pérowskite (Mg, Fe)SiO₃ associée à des différents oxydes de fer, de magnésium et d'aluminium. Les données pétrologiques et géochimiques démontrent que le manteau est hétérogène : manteau *enrichi* (en alcalins K, Rb, Cs) et en terres rares légères, et manteau *appauvri* en ces éléments.

I-3) Fusion partielle

a) Définition

Pour produire un magma, seule une *fraction du manteau* (ou de la croûte) fond, dans laquelle entre préférentiellement les *éléments hygromagmatophiles (incompatibles)*, qui ont une préférence pour les phases fluides magmatiques ou hydratés. Ces éléments sont les alcalins (K, Rb, Cs), les lanthanides (La, Sm, Yb), Zr, Hf, Nb, Ta, U, Th et, dans une moindre mesure, les alcalino-terreux (Sr, Ba), et se concentrent dans la phase fluide. Les éléments incompatibles ont peu d'affinité pour les minéraux. Le taux de la fusion est la quantité de la phase liquide / quantité de la phase solide initiale.

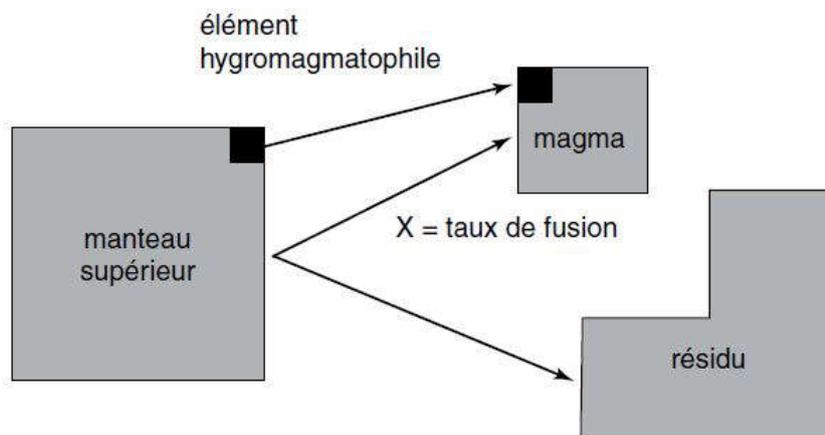


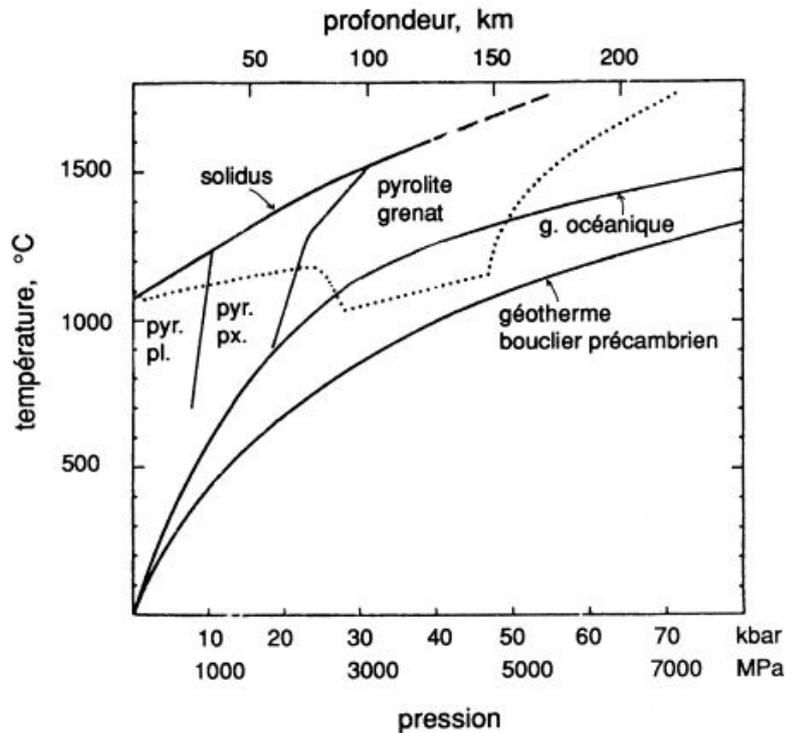
Schéma de la fusion partielle du manteau supérieur donnant naissance à un magma «primaire». $X = \text{taux de fusion} = \text{quantité de magma} / \text{quantité de manteau initial}$. Un élément hygromagmatophile théorique parfait (carré noir) passe intégralement dans la phase fluide en s'y concentrant $1/X$ fois.

b) Causes de fusion partielle

- augmentation de la température dans une zone déterminée. En effet, la Terre produit de la chaleur. Une partie provient de la chaleur initiale datant des premiers temps de l'histoire de la Terre (accrétion de la planète) et se dissipe depuis, tandis que l'autre partie provient de la désintégration des éléments radioactifs (K, U, Th) contenus dans les matériaux du globe. Cette chaleur se dissipe principalement par conduction thermique. Le *géotherme* désigne l'augmentation de la température en fonction de la profondeur.

- une baisse de pression (décompression) par exemple lors d'une ouverture océanique et remontée du manteau.

- Les fluides (eau par exemple) jouent par ailleurs un rôle majeur en abaissant le point de fusion. Le solidus¹ de la pyrolite sèche reste constamment au-dessus du géotherme². Toute fusion reste alors impossible. Pour une péridotite hydratée, le solidus s'abaisse considérablement. Il recoupe le géotherme entre 100 et 150km. Une fusion partielle devient possible.



¹ Solidus = limite au-dessus de laquelle le matériel fond en partie

² Géotherme = augmentation de la température terrestre avec la profondeur

Fusion de la pyrolite (d'après Green et Ringwood, 1967a, modifié). Champs respectifs de la pyrolite à plagioclase (pyr. pl.), de la pyrolite à pyroxène (pyr. px.) et de la pyrolite à grenat. Le géotherme océanique et le géotherme des boucliers précambriens sont tracés, le géotherme moyen se situant entre les deux. Alors que le solidus de la pyrolite sèche (trait plein) se situe au-dessus de ceux-ci, celui de la pyrolite hydratée (pointillé) recoupe le géotherme entre 100 et 150 km de profondeur, autorisant ainsi une fusion partielle.

Le Solidus : limite au-dessus de laquelle le matériel fond en partie, ou la courbe qui sépare le domaine où la phase (fluide solide) existe seule du domaine où elle existe avec une phase liquide.

Liquidus : est la courbe qui sépare le domaine mixte (liquide et cristaux) de celui où existe seule une phase liquide).

Les produits du volcanisme (laves, projections, gaz) proviennent des magmas. On appelle magma, un liquide à haute température (entre 600°C et 1200°C) et contenant des gaz en solution et des cristaux silicates en suspension.

Ces magmas donnent des roches par solidification ou refroidissement, soit à une certaine profondeur au cours d'un refroidissement lent (roches plutoniques), soit en surface par refroidissement rapide (roches volcaniques). Les magmas prennent naissance à des endroits où les matériaux du manteau (et dans certains cas de la croûte) subissent le phénomène de fusion partielle, soit parce que localement la température est suffisamment élevée, soit parce que une baisse locale de la pression (décompression) a provoqué un abaissement du point de fusion.

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

Un silicate est un minéral caractérisé par le motif élémentaire tétraédrique ou tétraèdre $[SiO_4]$ comportant un atome de Si au centre et des atomes d'oxygènes aux quatre sommets. Ces tétraèdres sont reliés entre eux, soit par des cations, soit en partie, par un ou plusieurs atomes oxygène communs à 2 tétraèdres.

La classification structurale des silicates comporte les principales familles suivantes: néosilicate, sorosilicates, cyclosilicates, inosilicates phyllosilicates, tectosilicates (voir le photocopié des travaux pratiques)

II) Volcanisme et roches volcaniques

Un *volcan* est un appareil qui met en relation des couches internes de la terre avec sa surface, ce qui permet de faire parvenir en surface des matériaux d'origine interne. Le *volcanisme* est l'ensemble des processus selon lesquels se déroulent la genèse, l'ascension et l'évolution des magmas.

La *volcanologie* (ou *vulcanologie*) est l'une des disciplines de la géologie qui a pour objet l'étude des volcans.

II.1) Magmas primaires

On appelle un *magma primaire* un liquide directement issu de la source (manteau ou croûte) par fusion partielle, qui n'a pas encore subi de transformations ; celles-ci correspondent au phénomène de *différenciation magmatique*. Il s'agit de liquides basiques (riches en Mg, Fe et

Ca), alumineux et chromifères. Un rapport $\# mg = 100Mg / Mg + Fe^{2+}$ proche de 70 atteste du caractère primaire d'un liquide magmatique.

II.2) Ascension et éruption

Le magma primaire, de composition basaltique s.l. a une densité de 2,9 environ, inférieure à celle du manteau encaissant (densité moyenne de 3,3), il est donc plus léger que les roches solides qui l'entourent : il va donc monter à travers la lithosphère, comme une bulle légère.

A un niveau structural supérieur, rigide et cassant, les conditions mécaniques changent : dans un contexte localement distensif et à la faveur de fractures, le magma effectue son ascension vers la surface. Cependant dans la majorité des cas ce pendant, l'ascension s'arrête en cours de route et le magma est stoppé dans des **chambres magmatiques** de tailles très variables à des profondeurs variables de l'ordre de 10 à 30 km en général, et ce pour plusieurs causes possibles : modification tectonique locale, variation du taux de production magmatique. Dans la chambre, le magma séjourne parfois plusieurs siècles. Il y subit des transformations importantes avant de reprendre son ascension lors d'une éruption. En général, le magma ne peut sortir à la surface immédiatement, par exemple à cause d'un bouchon volcanique. Il stagne sous l'édifice à faible profondeur (quelques kilomètres au maximum) dans un réservoir de petites dimensions. Il s'agit de la dernière étape avant l'éruption. La chambre magmatique de Skaergaard (Groenland) est l'une des mieux étudiées (fig. 39).

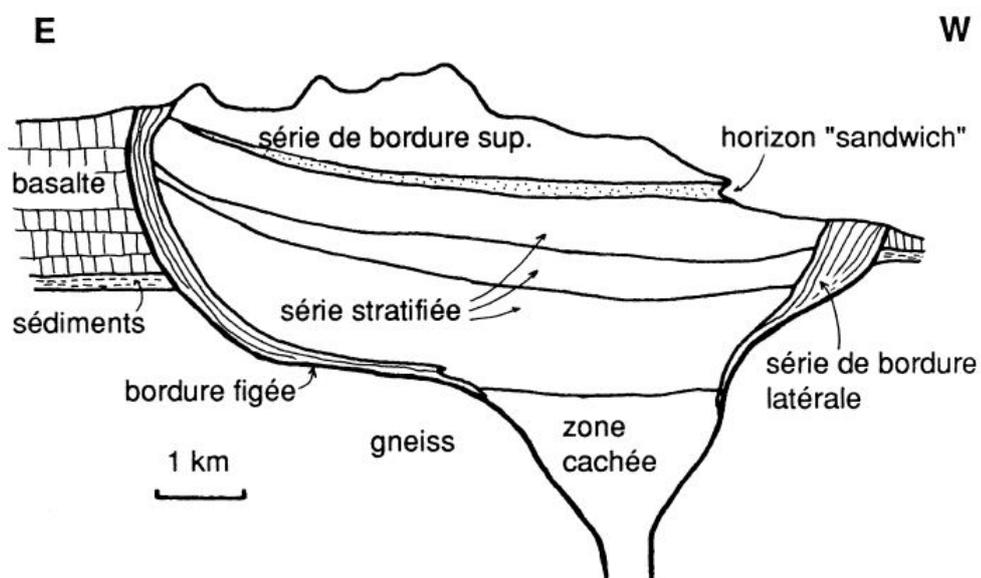


Figure 39 : Le massif grenu du Skaergaard (Groenland), chambre magmatique fossile : coupe schématique E-W (vue vers le Sud) (d'après McBirney, 1993, modifié).

II.3) Différenciation magmatique

Dans ces chambres, le magma subit des transformations importantes car tous les paramètres thermo-dynamiques (P, T, densité, viscosité,...) vont varier, avant de reprendre son ascension lors d'une éruption : (1) des *minéraux cristallisent* au dépens du liquide magmatique en nombre de plus en plus croissant. Selon leur densité, ces minéraux vont soit s'accumuler sur le fond de la chambre magmatique (phénomène de cumulation ou d'accumulation), soit migrer vers la partie supérieure (phénomène de flottation).

Les minéraux sombres (mélanocrates), basiques (riches en Mg, Fe, Ca), denses (olivines, pyroxènes) vont s'accumuler tandis que les minéraux clairs (leucocrates), alcalins (riches en Na, K) et plus légers vont flotter. Ce phénomène qui sépare les phases minérales initiales à partir du mélange s'appelle *cristallisation fractionnée*. Les minéraux représentant la phase solide du magma incorporent préférentiellement tel ou tel élément, il s'ensuit une modification de la composition chimique de la phase liquide initiale. (2) les *éléments volatils (gazeux)* dissous dans le magma commencent à se dégager : on assiste alors au phénomène de *vésiculation* : des petites bulles vont prendre naissance puis grossir et se rassembler dans la partie supérieure de la chambre magmatique. le *liquide résiduel* surnageant change de composition chimique et devient de plus en plus *acide*, c'est à dire plus riche en silice : c'est le phénomène de **différenciation magmatique**. Les premiers liquides produits sont *basiques (basaltes)*, ensuite se forment des magmas *intermédiaires* comme ceux des *andésites* puis des magmas *différenciés acides* comme ceux des *rhyolites* et des *trachytes*. Parfois, le magma reste dans la chambre magmatique et cristallise lentement et complètement pour donner une **roche grenue**, exemple: le granite qui est l'équivalent formé en profondeur de la rhyolite. La roche cristallisée dans la chambre magmatique est **plutonique**, la seconde parvenue en surface est une roche **effusive ou volcanique**. Si le magma cristallise dans des fractures situées entre la chambre magmatique et la surface, les roches sont hypovolcaniques ou de semi-profondeur, exemple : microgranite ; dolérite (fig.40).

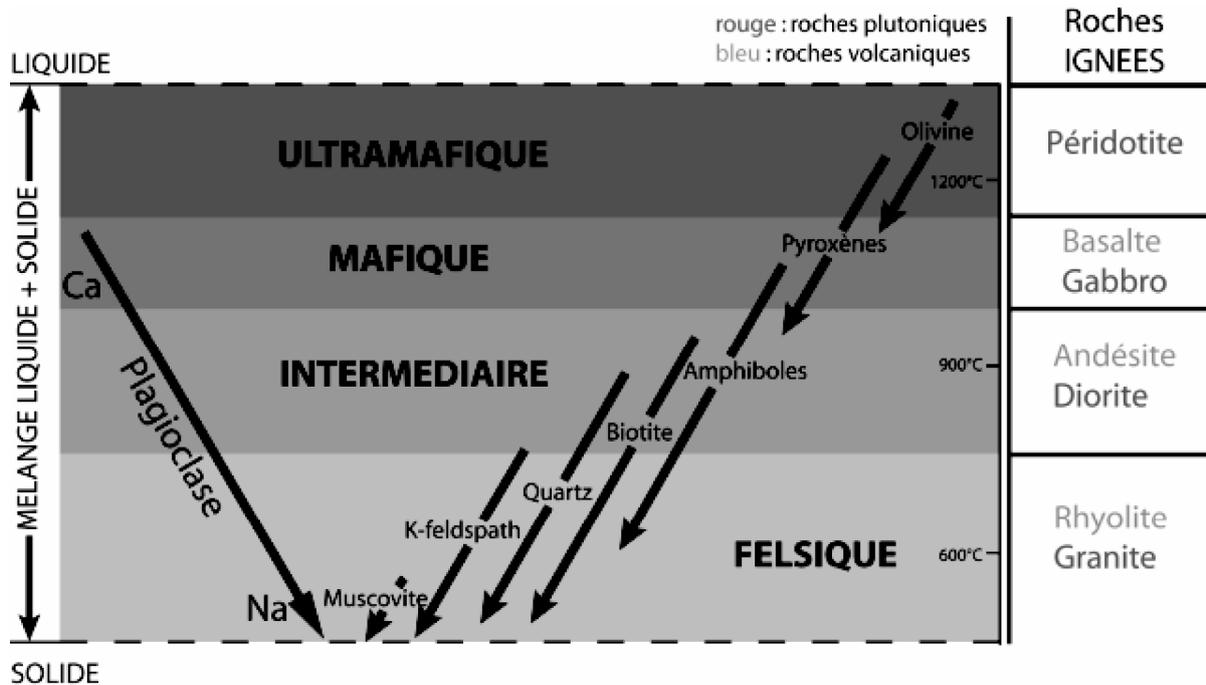


Figure 40 : Les lignes de cristallisation (définies par Bowen, 1928).

II-4) Déclenchement de l'éruption

Le magma s'épanche à la surface de la terre par une éruption. Les contrôles qui déclenchent l'éruption sont (fig. 41):

- 1) le contrôle tectonique
- 2) La différenciation magmatique
- 3) les mélanges des magmas
- 4) les éléments volatils
- 5) la résistance à la traction.

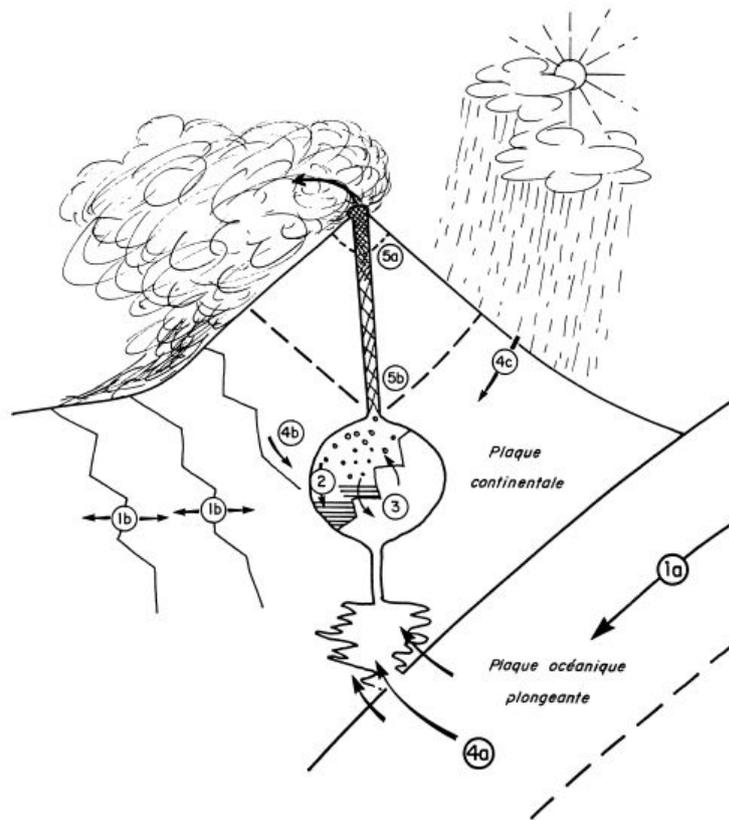


Figure 41 : Les facteurs responsables du déclenchement d'une éruption explosive (exemple choisi dans un contexte de subduction). Le contrôle tectonique (1) : vitesse de subduction de la plaque plongeante (1a) et failles distensives sur la plaque chevauchante, autorisant l'éventuelle montée du magma (1b). La différenciation et la stratification des liquides et la sédimentation des minéraux dans la chambre magmatique (2) et le mélange de magmas (3). Le rôle des fluides (4), « juvéniles » (4a), météoriques infiltrés profondément (4b) ou superficiels (4c). La résistance (5) du bouchon de lave (5a) ou du toit de l'édifice volcanique (5b). Cette représentation schématique ne peut pas respecter l'échelle verticale : le toit volcanique a une épaisseur de quelques centaines de mètres, la chambre magmatique se situe à une profondeur de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres et la déshydratation de la croûte océanique se produit à une profondeur de l'ordre de 100 km ou plus (Bardintzeff, 1985a, 1986, 1987).

a) contrôle tectonique

Les volcans sont rassemblés dans les zones les plus actives du globe (dorsales médio-océaniques, rifts, zones de subduction, zones de collision). Dans les deux dernières zones, des distensions locales se juxtaposent à des zones de compression et autorisent alors le passage du magma. Les failles distensives favorisent la montée du magma (fig.42).

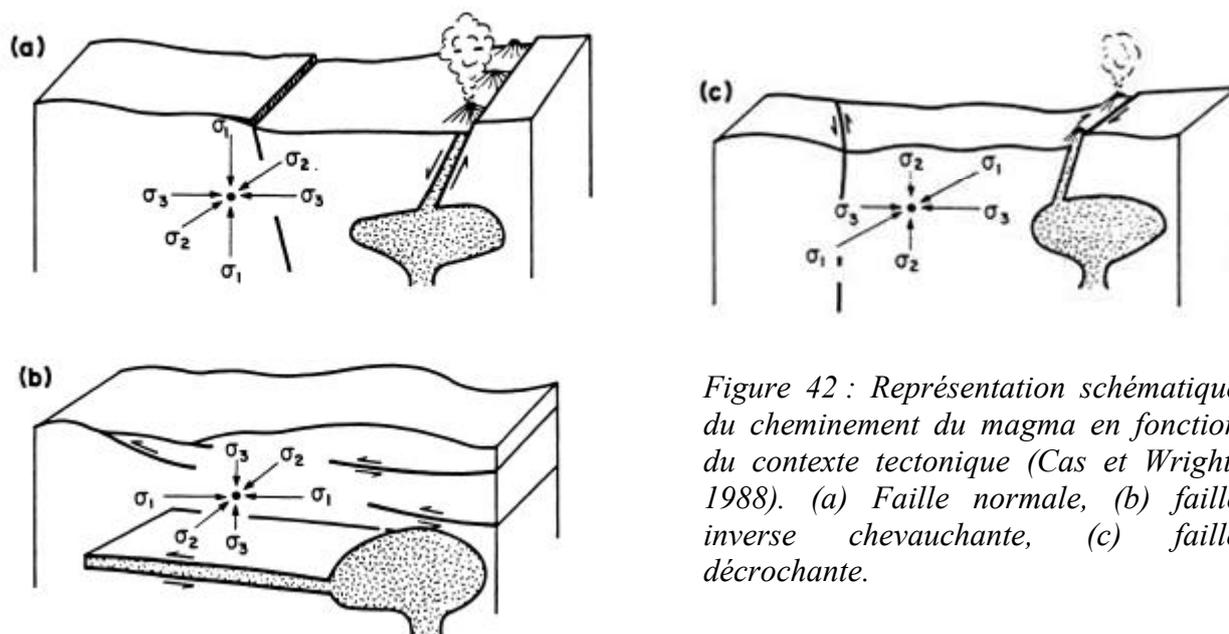


Figure 42 : Représentation schématique du cheminement du magma en fonction du contexte tectonique (Cas et Wright, 1988). (a) Faille normale, (b) faille inverse chevauchante, (c) faille décrochante.

b) différenciation magmatique

Les phénomènes de stratification magmatique, de cristallisation fractionnée sont à l'origine de la séparation de deux ou plusieurs liquides ayant des propriétés bien différentes (par exemple magma acide à l'apex, peu dense, visqueux et riches en fluides surmontant un magma basique plus dense).

c) mélanges des magmas

Les mélanges des différents magmas séjournant dans la chambre magmatique et/ou l'arrivée dans la chambre d'un nouveau magma contribue à vésiculation importante jouant un rôle dans le déclenchement des éruptions explosives en particulier (fig. 43).

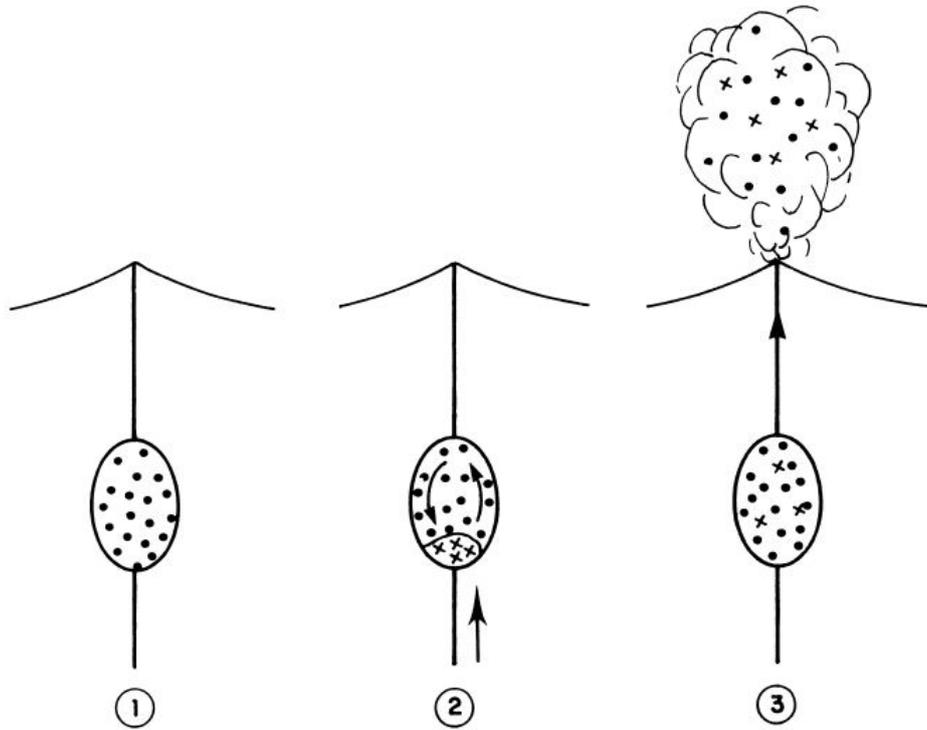


Figure 43 : Un mélange de magma à l'origine du déclenchement d'une éruption explosive. 1. Un magma acide séjourne dans une chambre magmatique. 2. Une réalimentation par un magma basique plus chaud provoque un brassage de l'ensemble. 3. Le mélange des deux phases provoque de brusques variations des paramètres thermodynamiques, à l'origine d'une éruption violemment explosive. (in Bardintzeff, 1986, d'après le modèle de Sparks et al., 1977).

d) les éléments volatils

Les éléments volatils (eaux essentiellement, CO₂ parfois) créent des fortes pressions. Les gaz séparés du liquide deviennent des bulles au sein du magma (vésiculation). La montée du magma favorise la formation et la croissance des bulles, éventuellement suivie par leur coalescence voire enfin par leur éclatement. Le liquide se transforme en une sorte d'écume.

Écume : mousse blanche qui se forme sur les vagues dans la mer ou sur les lacs.

Les éruptions volcaniques sont plus au moins explosives selon la manière dont se fait le dégazage. En effet, dans un réservoir, le magma subit une baisse de la pression, des bulles de gaz apparaissent et font effervescence, comme une bouteille d'eau gazeuse que l'on débouche après l'avoir agitée. Les gaz peuvent dépasser la température de 1000°C à leur sortie à l'air libre, leur détente (c à d baisse brusque de la pression du gaz par augmentation de son volume) exerce une forte force qui provoque l'éruption. Si le dégazage est brutal, la lave sera fragmentée et l'éruption sera explosive, s'il est plus modéré, la lave pourra s'épancher et l'éruption sera effusive.

e) la résistance du bouchon de lave ou du toit de l'édifice volcanique

La cristallisation fractionnée et la sursaturation en fluides induite créent une surpression dans la chambre qui voit son volume augmenter par déformation dans l'encaissant. Quand la surpression dépasse plus ou moins sensiblement la résistance à la traction de l'édifice, l'éruption se produit. Le réservoir retrouve son volume et sa pression initiale jusqu'à l'éruption suivante.

Remarque : seule la conjonction de plusieurs des 5 facteurs envisagés autorise le déclenchement de l'éruption.

f) ARRIVEE DU MAGMA EN SURFACE

Le magma arrive en surface (aérienne ou sous-marine) à la faveur d'une éruption. Les vitesses moyennes de remontée de magma varient entre 1.3 et 1.8 m/s.

La phase liquide reste continue et se dégaze régulièrement, le magma s'épanche sous forme d'une coulée de lave qui épouse le relief et se cantonne de préférence dans les points bas. Un magma plus visqueux, qui ne peut pas couler, s'accumule et constitue un dôme, on parle dans les deux cas d'éruption lavique ou effusive. D'autres fois, le magma constitué d'un mélange des phases solide, liquide et/ou gazeuse, arrive violemment en surface lors d'une éruption explosive. Les matériaux pyroclastiques (ou pyroclastites c-à-d cassés par le feu) sont projetés à grande vitesse à des altitudes et des distances importantes recouvrant des grandes surfaces on appelle tephra, l'ensemble des produits d'origine volcanique à l'exception des laves. Le terme englobe une grande variété de matériaux (cendres, bombes, blocs, ponces).

Exemples d'éruptions volcaniques

- L'éruption du Vésuve (Italie) en 1906. Les laves très visqueuses (pas très fluides) émises, ont édifié un *cône* formé de laves et de projections.

- l'éruption de la Montagne Pelée (Martinique) en 1902. Les produits émis, lors d'une éruption très explosive, sont des projections et des laves très visqueuses.

Les volcans sont soit **actifs** (= **vivants**) ou **éteints**. Un volcan est dit **actif** lorsqu'il a eu des éruptions historiques, exemple : Etna, Vésuve (Italie), Merapi (Indonésie). Un volcan **éteint** est celui qui n'a pas donné naissance à des éruptions historiques, exemple : Jbel Hebri (Moyen-Atlas).

II-5) Produits volcaniques

Ce sont les gaz, les coulées et les projections.

a) Les gaz

Il s'agit des gaz dissous dans le magma. Les volcans en rejettent dans l'atmosphère une grande variété. Le volcan peut laisser fuir des gaz à basse température: ce sont des **fumerolles**. Les fumerolles sont qualifiées de **solfatares** lorsqu'elles produisent des dépôts de soufre. Les vapeurs froides très riches en CO₂ sont appelées **mofettes**. Les gaz qui se dégagent des volcans, attaquent profondément les roches qu'ils traversent et qui prennent des teintes multicolores (rougeâtres, verdâtres, blanchâtres, ...): c'est l'**altération hydrothermale**.

Les gaz les plus abondants sont : la **vapeur d'eau** (H₂O), **CO₂**. Les autres gaz sont : **H₂**, **méthane (CH₄)**, l'**ammoniac**, l'**acide chlorhydrique**, le **soufre**, le **bore (B)**.

b. Les coulées : ce sont soit des coulées de laves soit des lahars.

b-1. Les coulées de laves

Ce sont des magmas ayant perdus une proportion plus au moins grande de gaz. Les coulées sont caractérisées par leur composition chimique et leur viscosité.

- composition chimique

Les laves sont généralement formées de *silicates*. Les principaux éléments des laves sont : **O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K** et **Mg**. Ces éléments sont combinés à l'état d'*oxydes*, exemple : Si et O₂ forment SiO₂ ou silice. Lorsque la lave est riche en SiO₂, elle est **acide**, exemple : rhyolite, pauvre en SiO₂, elle est **basique**, exemple : basaltes qui représentent les laves les plus abondantes.

- viscosité

C'est la *résistance qu'un corps déformable oppose aux forces qui lui sont appliquées* (contraire de fluidité). Elle dépend essentiellement de la température des laves, de leur teneur en gaz et surtout de leur composition et en particulier de leur teneur en Si.

	Paramètres	Viscosité
Température	+	-
Teneur en gaz	+	-
Teneur en Si	+	+
Teneur en alcalins	+	+
Teneur en Fe, Mg, Ca	+	-

(+) : élevé ; (-) : faible.

Exemple : la rhyolite est plus riche en Si, plus pauvre en Fe, Mg, Ca que le basalte : la rhyolite est plus visqueuse que le basalte.

La vitesse d'écoulement des laves et l'étendue couverte par ces laves dépendent de plusieurs facteurs, principalement le *volume de laves émises*, de la *pente du terrain* et surtout de la *viscosité*. La longueur de la coulée fluide du volcan Laki (Islande) : 88 km, en général cette longueur est plus faible. Pour les laves basaltiques très fluides, la vitesse est en général de quelques dizaines de km/h, rarement 80 km/h. A l'opposé, les laves acides très visqueuses donnent de petites coulées souvent irrégulières

L'ASPECT MACROSCOPIQUE DES LAVES

La surface des laves montre différents aspects :

- coulées « **aa** » : coulées à surfaces irrégulières dites scoriacées dues à un dégagement tumultueux des gaz au moment de l'écoulement, exemple : coulées du plateau d'Azrou dans le Moyen-Atlas.

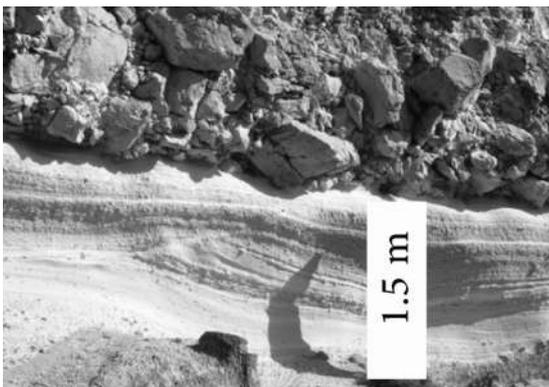
- coulées « **pahoehoe** », qualifiées aussi de **cordées**, à surfaces lisses. Cet aspect s'explique par le fait que la lave reste fluide en profondeur sous une pellicule superficielle déjà visqueuse. Exemple : lave du Piton de la Fournaise dans l'île de la Réunion.

- coulées **prismées** ou **orgues**, se forment lorsque la lave basique ou parfois acide, se refroidit relativement lentement. Des fissures de retrait apparaissent et dessinent un réseau polygonal découpant dans la coulée des prismes hexagonaux perpendiculaires à la surface de refroidissement. Exemple, près de Oulmès, dans le Maroc Central.

- coulées en **coussins** (ou **pillows lavas**) : la lave chaude, lorsque elle s'échappe par des fissures dans un milieu aquatique moins chaud (mer par exemple) subit une trempe brutale : sa surface se vitrifie. Il se forme alors des *laves en coussins*.

b-2. Les lahars

Ce sont des *coulées boueuses* transportant des matériaux détritiques, des cendres, des lapillis,...Ils coulent à grande vitesse à cause de leur fluidité. Ils se forment lorsqu'il y'a un lac de cratère ou une couverture de neige qui fond rapidement lors de l'éruption. Exemple : volcan Armero en Colombie.



Le mont Zini dans l'île de Kos (Grèce). Des dépôts grossiers d'avalanche surmontent des niveaux à strati cations entrecroisées de tufs hydrovolcaniques. Notez la différence de granulométrie ! (Photo H. Traineau.)

c) Les projections ou produits pyroclastiques

Ce sont des fragments projetés soit par l'éclatement des bulles de gaz soit par la destruction d'une partie de l'édifice volcanique. On peut y trouver des débris arrachés par le magma aux parois du conduit volcanique. L'altitude de projection varie entre quelques mètres et quelques kilomètres (record 51 km, volcan Taupo en Nouvelle Zélande). Selon leur taille, on en distingue de bombes et blocs, des lapillis et des cendres.

- **blocs** et **bombes** : taille > 32 mm. Les blocs sont anguleux, projetés à l'état pâteux. leur forme est soit fusiforme (par tournoiement en l'air alors que la lave était encore pâteuse), soit globuleuse (croûte de pain) soit aplaties.

- **lapillis** : taille < 32 mm et > 4 mm : ce sont des fragments irréguliers, souvent vacuolaires, constitués par une forte proportion de verre (exemple *ponces* et *pouzzolanes*).

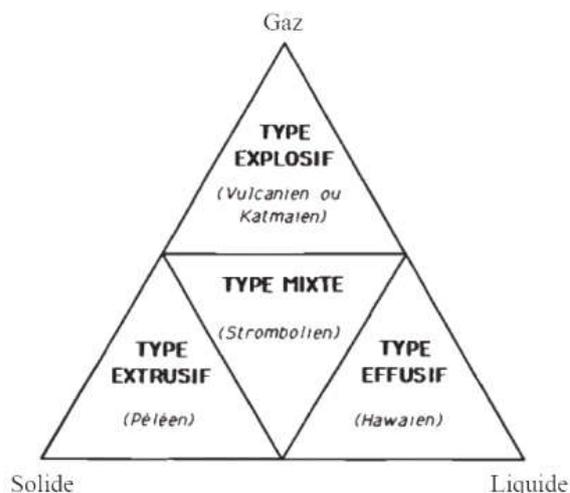
- **cendres** : taille < 4 mm et > 0,2 mm, et **poussières** : taille < 0,2 mm et > 4 mm.

Remarque : les **ignimbrites** et les **nuées ardentes** correspondent à une catégorie particulière de projections. Les nuées ardentes sont des projections souvent hétérogènes, ressoudées après leur épanchement. Les ignimbrites correspondent à un cas particulier de nuées ardentes. Elles se forment suite à des violentes explosions.

II-6) EDIFICES VOLCANIQUES sont des FORMES DE RELIEF D'ORIGINE VOLCANIQUE

Un volcan produit rarement au cours de sa période d'activité les mêmes types de laves. Les produits émis varient ainsi que les types d'éruption passant de dynamisme effusif relativement calme avec des coulées plus ou moins fluides au dynamisme explosif avec des projections et retombées pyroclastiques.

La classification de Geze (1964) permet de distinguer les *dynamismes volcaniques* en fonction de la qualité des matériaux prédominants émis (laves, gaz et produits solides). Les quatre types de dynamismes sont (fig. 44):



- type explosif : prédominance des gaz,
- type effusif : prédominance des laves,
- type extrusif : prédominance des solides,
- type mixte : pas de prédominance.

Figure 44 : Classification des différentes types d'éruption volcaniques selon Geze (1964)

A chaque type de dynamisme volcanique correspond un type d'édifice volcanique (fig. 45)

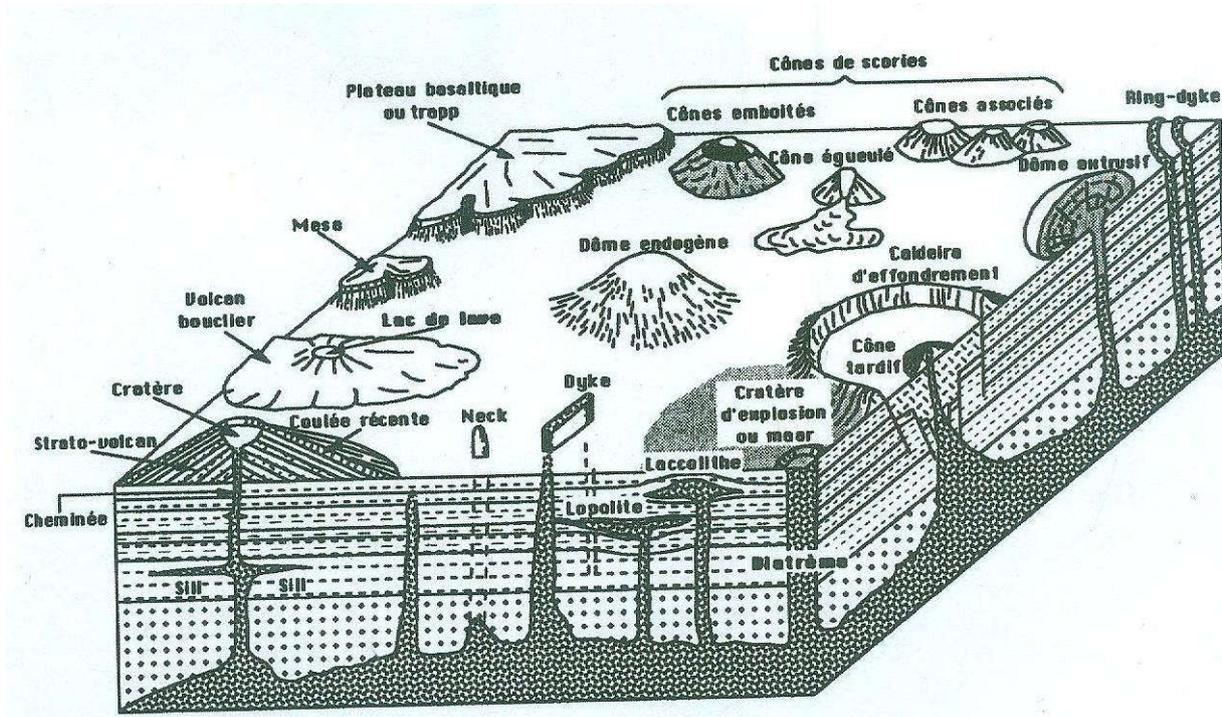


Figure 45 : Les différents types des édifices volcaniques et hypovolcaniques

➤ **le type effusif** : Il y a prédominance des laves. On distingue deux cas en fonction du volume émis :

1. les éruptions fissurales : sont à l'origine des **plaines et plateaux volcaniques** :

lorsqu'un grand volume de laves fluides est émis, la surface recouverte par les coulées constitue une **plaine de laves**. L'empilement de plusieurs coulées de laves crée un **plateau de laves** ou **trapp**.

Les plus grands plateaux de laves ont une surface de plusieurs centaines de milliers de km² et sont constitués de basaltes d'origine fissurale. Exemple : Deccan (Inde) et Parana (Brésil).

2. les éruptions hawaiiennes : les laves très fluides dominant. Le cône est étendu avec des pentes faibles (6-10°). Les laves s'épanchent à partir d'un *cratère* de vastes dimensions qui est une *caldeira*.

Exemple : volcan Mauna Loa, Hawaï, haut de 10 km et une base de 400 km enracinée sous l'eau.

➤ **le type mixte** : dans ce cas, il ya alternance de phases explosives et de phases effusives.

Exemple : Stromboli (Italie). On distingue trois faciès :

- le faciès « cœur de cône » dont la couleur rouge est due à la présence d'oxydes de fer, conséquence d'une chaleur importante existante au centre du volcan,
- le faciès « bas de cône », de couleur noire (état d'oxydation de fer plus faible)

- et le faciès de « saupoudrage », grisâtre et plus fin.

- **le type extrusif** : la lave a une viscosité forte, les projections sont peu importantes. La lave sort lentement. L'exemple est la Montagne Pelée : une *aiguille* de trachy-andysite s'est soulevée de 400m en un an. Elle s'est mise en place à 900°C. L'édifice volcanique peut être aussi sous forme de *dôme* ou *dôme-coulée*.
- **le type explosif** : Les gaz sont abondants et s'échappent de façon brève et violente. Les magmas sont généralement acides, plus intermédiaires. Les roches issues de ce type de dynamisme sont appelées pyroclastites. Exemples : Krakatoa et Tombora (Indonésie) et Mont Saint Helens (Etats unis d'Amérique).

Ils sont soit visibles dès leur formation à l'origine soit seulement après érosion des terrains qui les recouvraient.

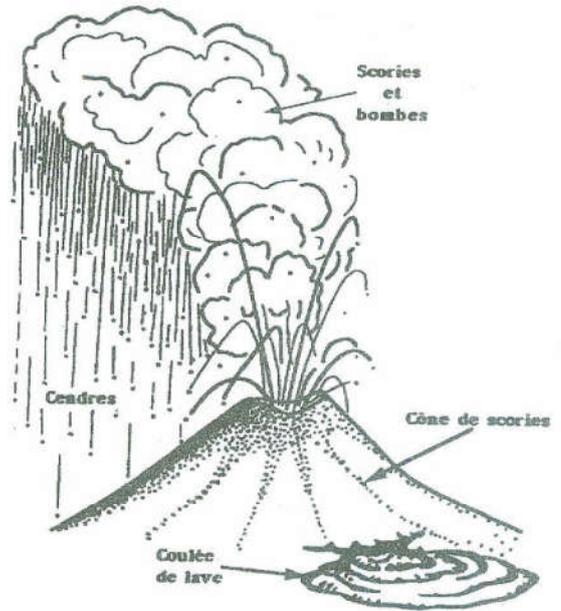
Les cratères volcaniques : ce sont des dépressions terminales visibles au sommet de beaucoup d'édifices volcaniques, de diamètre et de profondeur de quelques centaines de mètres. Exemple : Etna en Sicile ; diamètre : 300 m, profondeur : 850 m.

Calderas ou caldeiras ; ce sont des grandes dépressions d'origine volcanique larges de plusieurs km (5-6) et profondes de quelques centaines de mètres, exemple : Sud de Las Palmas dans les îles Canaries. Les calderas se forment soit par l'effondrement du toit de la chambre magmatique soit par l'explosion volcanique.

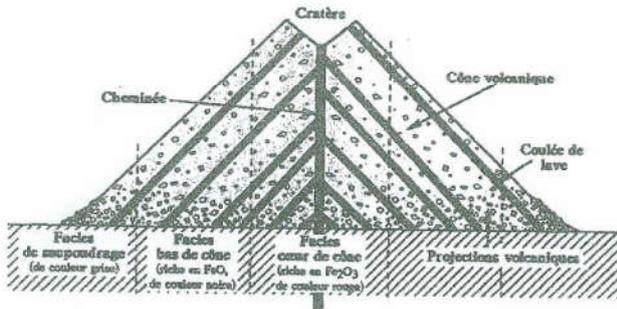
Il existe des cratères d'explosion ou maar qui se forment lorsque le magma entre en contact avec un niveau aquifère.



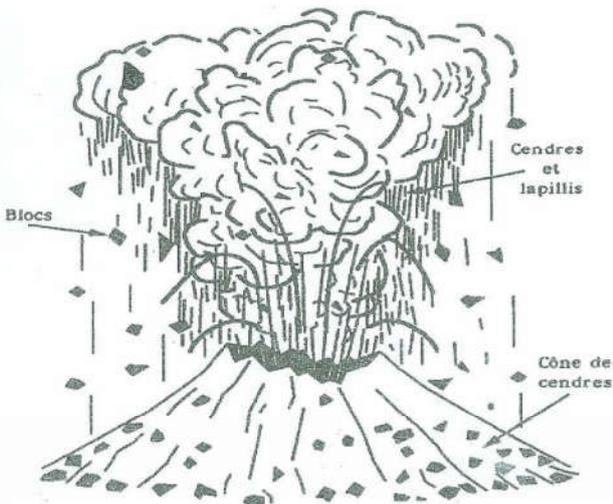
Type effusif ou type Hawaïen



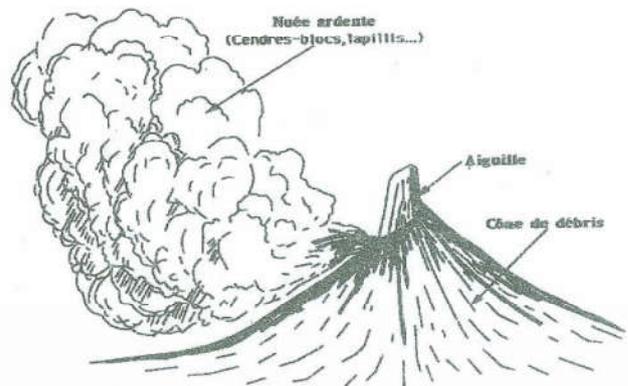
Type mixte ou type Strombolien



coupe transversale schématique d'un volcan mixte de type strombolien



Type explosif ou type vulcanien



Type extrusif ou type Péléen

III) Répartition spatiale du volcanisme

Il existe environ 1300 volcans ayant émis des produits au cours des dix derniers milliers d'années à la surface de la terre, on dénombre une cinquantaine d'appareils en éruption chaque année. La plus grande majorité est concentré (fig. 46) :

- soit dans des **zones d'extension ou d'accrétion** où s'écartent les plaques lithosphériques. Le matériel volcanique constitue les dorsales médio-océaniques. Exemple : l'océan atlantique,

- soit dans les **zones de subduction** où convergent des plaques. Exemples : 1) zone circumpacifique 2) zone volcanique méditerranéenne, 3) zone volcanique de l'arc indonésien.

Il existe toutefois, un **volcanisme**, plus restreint, **intraplaque** (océanique ou continental) lié à l'existence de « **points chauds** ».

On constate que la carte de répartition du volcanisme est très voisine de celle de la sismicité (fig. 46).

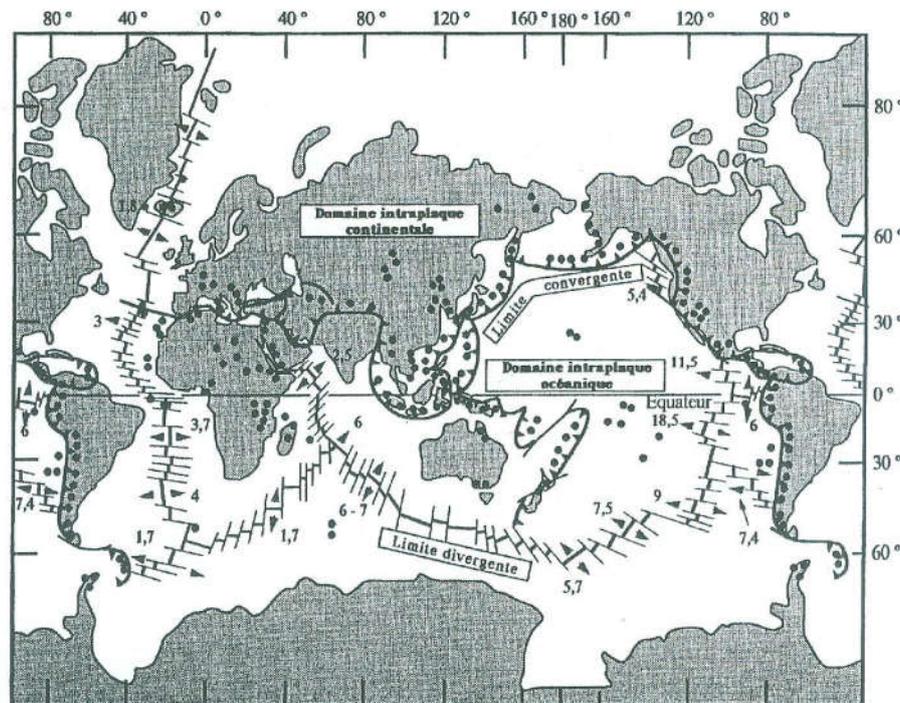


Figure 46 : Répartition géographique des principales volcans dans le monde. Les points noirs correspondent aux volcans entrés en activité depuis 1 Ma ; les chiffres correspondent aux vitesses d'expansion océanique en cm/an

La répartition géographique des volcans et des séismes montre donc que les deux phénomènes sont associés au niveau des **frontières des plaques lithosphériques**. Aussi, il existe un volcanisme intraplaque.

III-1) Volcanisme des frontières des plaques lithosphériques

a. Volcanisme de frontières de divergence de plaques

Le volcanisme est essentiellement basaltique. Au niveau des dorsales océaniques, il y'a écartement de deux plaques lithosphériques : le système de fractures permet la remontée de l'asthénosphère qui subit une *fusion* partielle générant un magma de **type tholéitique** (cas de fusion à faible profondeur) ou **alcalin** (cas de fusion à plus grande profondeur). Aux basaltes tholéitiques, sont associées des roches ultrabasiques (péridotites) et des roches sédimentaires siliceuses : les radiolarites : cette **trilogie** forme ce que l'on appelle **cortège ophiolitique** ou **ophiolite**. Sa présence dans certaines chaînes de montagne indique que celles-ci représentent un *océan fermé* ou océan disparu.

b. Volcanisme de frontières de convergence de plaques.

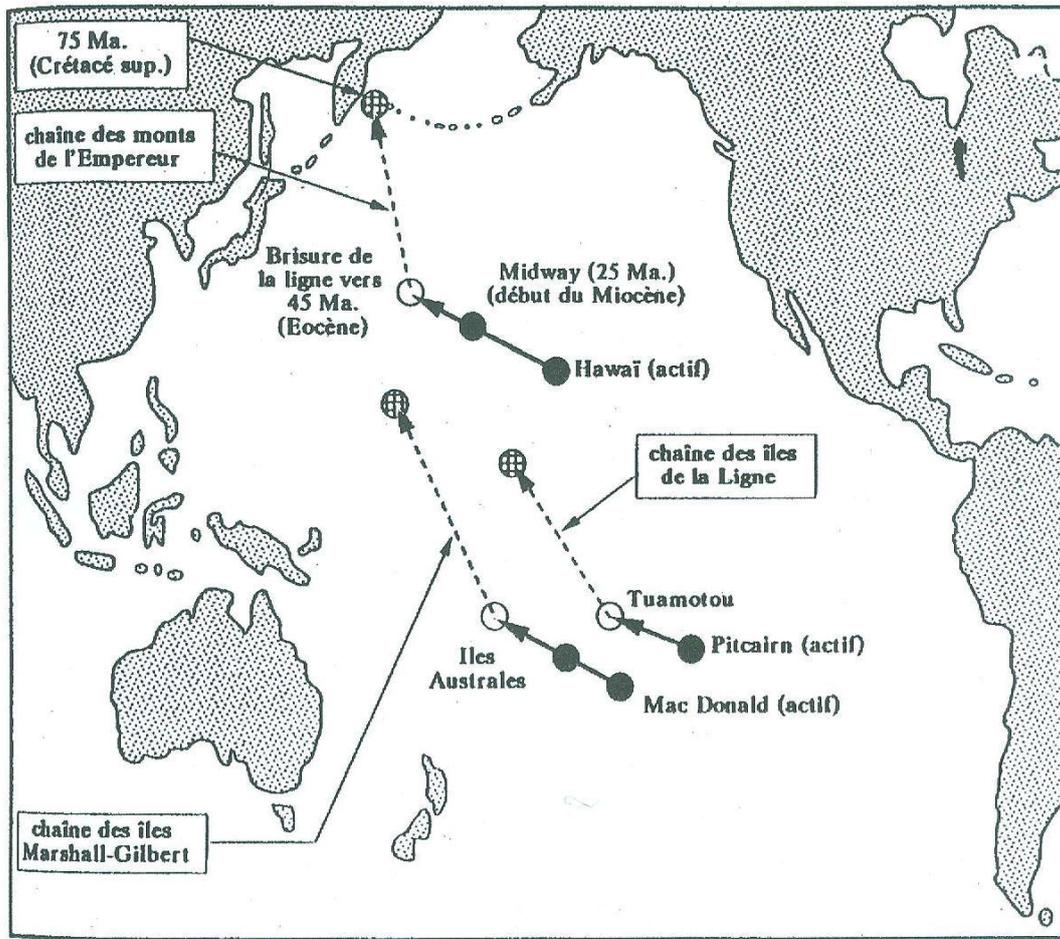
Les produits éjectés par les volcans sont à dominante **andésitique**. En zone de subduction, ces volcans sont à l'aplomb (à la verticale) des foyers des séismes intermédiaires. La croûte de la plaque plongeante subit un métamorphisme accompagné d'une déshydratation. L'eau ainsi libérée permet une fusion partielle du manteau sus-jacent produisant un magma de *type andésitique*.

c. Volcanisme de frontières de glissement des plaques ou volcanisme des failles transformantes

On appelle **faille transformante** de grandes fractures qui représentent des frontières possibles entre deux plaques. Ces frontières interrompent le plus souvent les dorsales. Il s'agit d'un cas particulier de failles. En effet si c'était une faille réelle décalant postérieurement la dorsale, l'activité sismique se manifesterait tout au long de la faille. Dans le cas d'une faille transformante, l'activité sismique est limitée à la zone située entre les dorsales où les mouvements sont inverses. Les failles transformantes ne décalent pas les dorsales mais sont contemporaines de leur fonctionnement : elles traduisent des différences de vitesse dans l'expansion océanique (càd divergence des plaques). Un volcanisme basaltique se manifeste au niveau de certaines failles transformantes.

III-2) Volcanisme intraplaque

Ces volcans correspondent à des **points chauds**. Chaque point chaud forme un panache de matière chaude qui traverse le manteau à l'intérieur d'une plaque océanique ou continentale. La trace du point chaud forme un chapelet d'îles à la manière des points d'une machine à coudre alignés dans le sens de mouvements de plaque. Les volcans sont de plus en plus vieux au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la position actuelle du point chaud. Les laves émises en zones de point chaud sont de nature tholéitique. Exemple : de point chaud : îles Hawaii (fig. 47)



Points chauds de la plaque pacifique

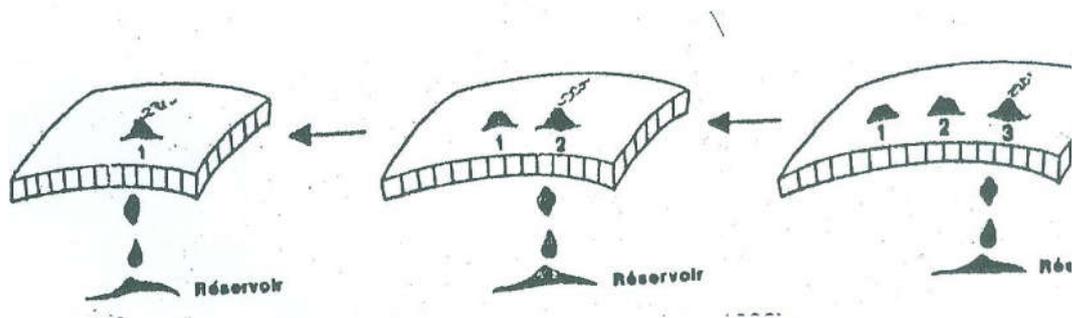


Figure 47 : Explication schématique du phénomène du volcanisme des points chauds. Point fixe situé sous la lithosphère émet des panaches de magma qui viennent perforer la plaque lithosphérique qui se déplace au-dessus.

IV) Répartition temporelle du volcanisme

La datation des roches volcaniques montre que le volcanisme existe depuis le temps les plus anciens c'ad du Précambrien à l'Actuel.

Cas du Maroc :

- Ere précambrienne : volcanisme de l'Anti-Atlas,
- Paléozoïque : Anti-Atlas, Haut-Atlas, Meseta,
- Mésozoïque : Meseta, Anti-Atlas, Haut-Atlas et Moyen-Atlas,
- Cénozoïque : Anti-Atlas (Siroua), Maroc Central (Khénifra) et Nord-Est (Gourougou),
- Quaternaire : Moyen-Atlas (El Hajeb, Ifrane, Azrou), Maroc Nord-Est (Oujda).

V) Plutonisme et roches plutoniques

Le terme « roches plutonique » indique les roches magmatiques qui se solidifient et se mettent en place en profondeur. Leur affleurement en surface est dû au phénomène de l'érosion. On découvre alors des formes variées désignées par le nom général de pluton quelles que soient leurs dimensions.

Les plutons de faibles dimensions :

Les **dykes** sont des corps de faible épaisseur discordants par rapport aux couches encaissantes. Les dykes peuvent être circulaires (**ring-dyke**) ou coniques avec la pointe tournée vers le bas (**cone-sheet**). Les **Plugs et stocks** ce sont des intrusions de faible importance. Elles ont soit la forme de cheminée (plug) soit la forme de nombreux doigts de gant (stock). Les **sills** sont des corps concordants par rapport aux couches encaissantes de dimension très variables, mais qui ont toujours des épaisseurs faibles par rapport à son extension. Il se distingue d'une coulée par le métamorphisme de contact qu'il développe dans les niveaux sédimentaires encaissants à sa base et à son toit. *Corps tabulaires concordants par rapport à la foliation ou la stratification.* (fig. 48-a).

Les plutons de dimensions moyennes:

Ce sont des plutons en forme de soucoupes, droites (**laccolite**) ou renversées (**lopolite**) dont les dimensions peuvent être grandes (fig. 48-b).

-laccolites: intrusions concordantes, généralement mises en place dans des roches sédimentaires non déformées, ayant une forme de champignon de dimension variable atteignant au maximum quelques dizaines de km de diamètres et 1 km de puissance;

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

Les plutons de grandes dimensions : les batholites

Ce sont des plutons dont la surface est supérieure à 100 km². Le plus grand connu est celui de Colombie britannique, à l'Ouest du Canada : 1800km de long, 200 km de large.

Les Necks :

C'est le culot de laves refroidies qui a rempli un conduit volcanique tubulaire. Il correspond soit à une ancienne cheminée de volcan volcanique soit à un conduit qui n'est jamais arrivé en surface. Exemple : neck de kimberlite diamantifère d'Afrique de Sud.

Massifs : on appelle massifs les corps plutoniques quelles que soient leur forme et leur taille, différenciés ou non, et qui ne présentent pas un énorme écart entre l'épaisseur et l'extension.

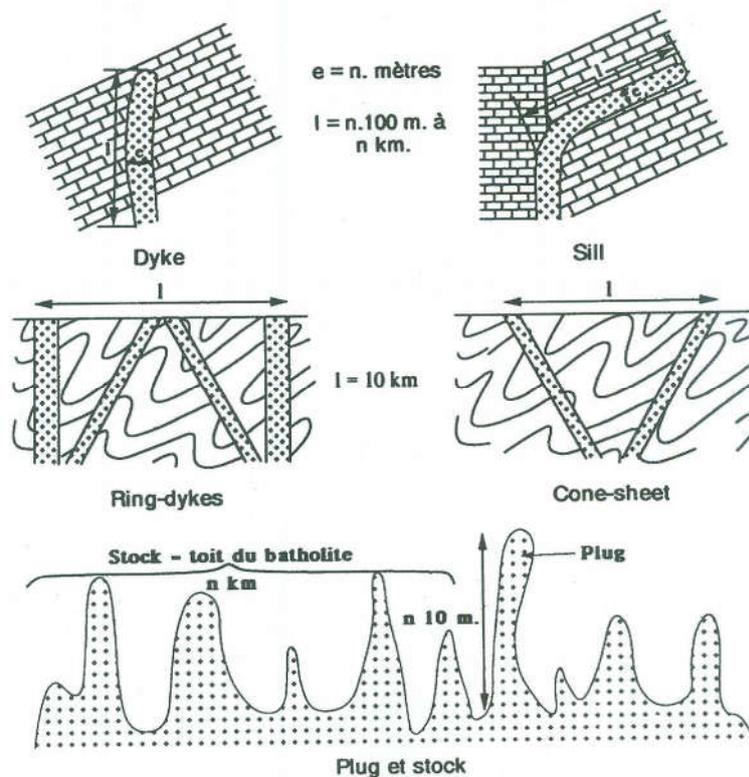


Figure 48-a : Modes de gisements des roches plutoniques : ces des plutons de petites dimensions

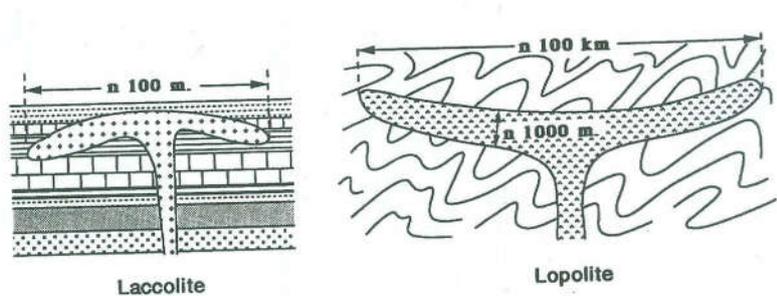


Figure 48-b : Différentes formes schématiques de plutons de tailles moyenne à grand

VI) Textures des roches magmatiques

La texture d'une roche dépend surtout de la vitesse de cristallisation du magma. On distingue plusieurs types de textures.

1. Texture pégmatisique. Concerne les pégmatises issues des fluides tardi-magmatiques. Les cristaux sont de grande taille : quelques centimètres à plus d'un mètre. Pégmatises du Minas Gerais au Brésil (un cristal de quartz peut atteindre 2 tonnes), de Madagascar, de Taznakht au Maroc (le Beryl mesure jusqu'à 1 m).

2. Texture grenue. Roche holocristalline. Minéraux visibles à l'oeil nu (quelques mm). Refroidissement lent : Granite, Gabbro. Elle caractérise les roches plutoniques.

3. Texture microgrenue. Roche holocristalline mais la taille des grains est à peine visible à l'oeil nu (<1mm). Intéresse les roches de bordures des grandes intrusions ou bien les petites intrusions de faible profondeur. On les nomme roches hypovolcaniques : Microgranite.

4. Texture doléritique. Roches hypovolcaniques également. Refroidissement moins lent que la texture grenue ; cette texture est caractérisée par l'entrecroisement des lattes de plagioclases. Retrouvée dans les roches filoniennes. Dolérite.

5. Texture microlitique. Cette texture est caractérisée par la présence de phénocristaux, de microlites et du verre. Refroidissement rapide. Elle caractérise les roches volcaniques. Ex. Basalte, Rhyolite.

6. Texture vitreuse (hyaline). Refroidissement brutal. Texture de trempe : toute la matière est amorphe (pas de cristallisation). Elle caractérise également les roches volcaniques. Ex. Obsidienne.

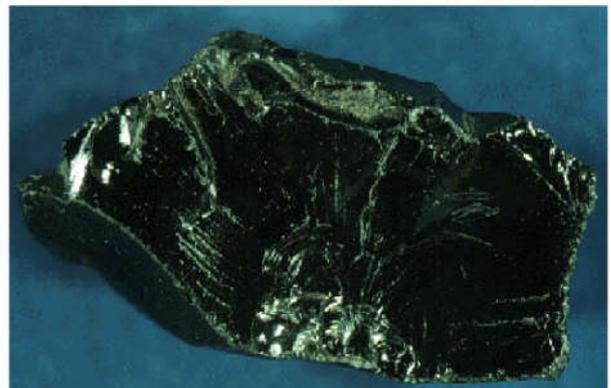
TEXTURE PEGMATITIQUE (Plutonienne et filonienne)

Pegmatite à grenats



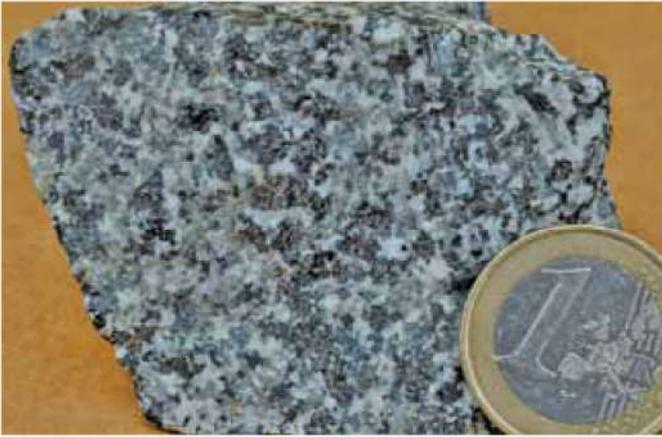
TEXTURE VITREUSE (Volcanique et pyroclastique)

Obsidienne

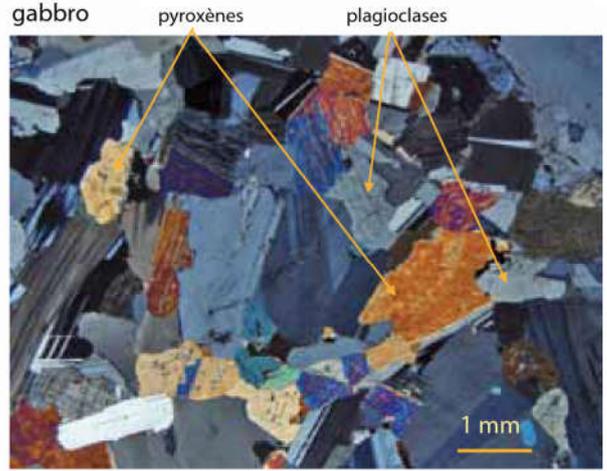


Texture grenue

Roches plutoniques (et roches mantelliques : péridotites)
Exemple d'un gabbro



Roche entièrement cristallisée (ou holocristalline) ;
cristaux visibles à l'oeil nu

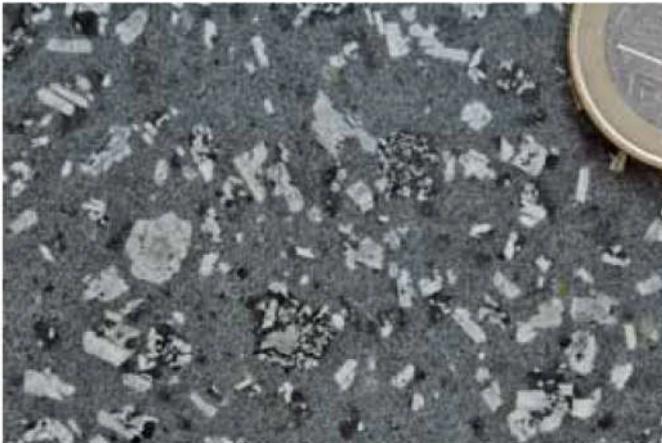


LPA

Texture microgrenue

Roches filoniennes

Exemple d'un microgabbro (ici texture porphyrique)



Roche entièrement cristallisée ;
cristaux de petite taille, visibles au microscope



LPA

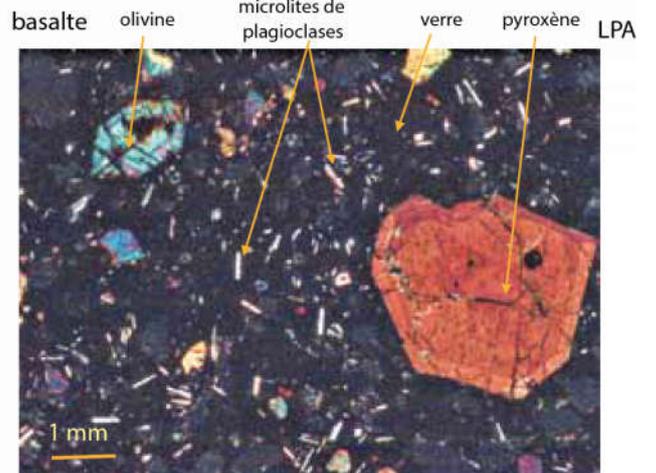
Texture microlitique

Roches volcaniques

Exemple d'un basalte (ici, texture porphyrique et vacuolaire)



Roche montrant des cristaux
dispersés dans un verre non cristallisé
(roche hémicristalline)



LPA

VII) Classification des roches magmatiques.

1. Texture

Grenue : Roches plutoniques

Microlitique : Roches volcaniques....etc.

2. Acidité des roches (Pourcentage en silice)

En fait, on a tendance à confondre richesse en silice et saturation de la roche en SiO₂. En principe, la richesse en silice exprime l'acidité d'une roche, c'est-à-dire le rapport de la quantité d'oxygène fixée par Si à la quantité d'oxygène fixée par tous les autres cations ; on peut ainsi distinguer

- Roches acides : 65 < %SiO₂ : Granite
- Roches intermédiaires : 52 < %SiO₂ < 65 : Andésite, Diorite
- Roches basiques : 45 < %SiO₂ < 52 : Basalte, Gabbro
- Roches ultrabasiqes : %SiO₂ < 45 : Péridotites.

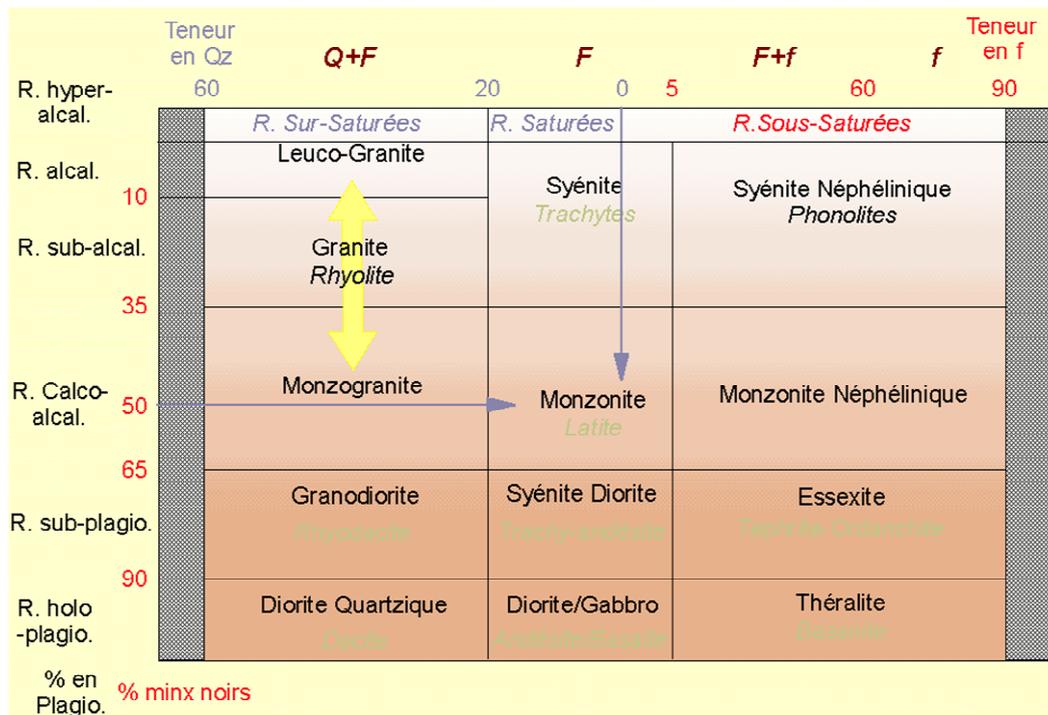
3. Degré de saturation en silice

La silice est présente dans tous les silicates, mais lorsqu'elle est très abondante dans le magma (> 65 %), elle peut s'individualiser et former du quartz. On dit que la roche est sursaturée. Si la quantité est moindre (45 % < SiO₂ < 65 %), le quartz ne cristallise plus et seuls apparaissent les feldspaths. On dit que la roche est saturée. Si la quantité de silice est inférieure à 45 %, des feldspathoïdes apparaissent car ce sont des minéraux qui requièrent peu de silice pour se former ; donc quartz et feldspathoïdes s'excluent mutuellement, un magma ne pouvant être à la fois riche et pauvre en silice. Dans ce cas on dit que la roche est sous-saturée ou extrêmement sous-saturée selon que l'on observe ou non des feldspaths

Quartz		Feldspathoïde
Granite (Rhyolite)	Syènite (Trachyte) >=60% FK Biotite Amphibole verte	Syènite Néphélinique (Trachyte Néph.)
Monzogranite	Monzonite (Latite) FK=Plagioclase Amphibole verte Pyroxène Biotite	Monzonite néphélinique (Latite Néph.)
Granodiorite (Rhyodacite)	Diorite (Andésite) Plagioclase Na-Ca Amphibole verte Biotite	Essexite (Téphrite- Ordanchite)
Diorite Quartzite (Dacite)	Gabbro (Basalte) Plagioclase Ca Pyroxène Amphibole brune Olivine Biotite	Théralite (Basanite)
	← R. Sur-Saturées R. Saturées R. Sous-Saturées →	

4. En fonction de l'alcalinité de la roche

On peut ainsi distinguer les roches hyperalcalines ($Na + K \gg Ca$), les roches alcalines ($Na + K > Ca$), les roches calcoalcalines ($Na + K \# Ca$), les roches sub-calciques et calciques ou roches calcosodiques ($Na + K < Ca$).



5. Degré de saturation en alumine

Trois subdivisions de roches sont distinguées sur la base des proportions moléculaires d' Al_2O_3 , Na_2O , K_2O et CaO , et ce pour les compositions granitiques en particulier :

-roches hyperalumineuses : $Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O + CaO)$

-roches méta-alumineuses : $Al_2O_3 < (Na_2O + K_2O + CaO)$ mais $Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O)$

-roches sub-alumineuses : $Al_2O_3 = (Na_2O + K_2O)$

6. Indice de coloration (% Minéraux mafiques et felsiques)

Il s'agit en fait des minéraux ferro-magnésiens : olivine, pyroxènes, amphiboles, biotite ... On peut ainsi distinguer :

0 – 5% minéraux mafiques : Hololeucocrate

5 – 35% minéraux mafiques : Leucocrate

35 – 65% minéraux mafiques : Mésocrate

65 – 95% minéraux mafiques : Mélanocrate

95 – 100% minéraux mafiques : Holomélanocrate

Lorsque la roche est plus pauvre en minéraux colorés, on parle de roche felsique (roches à quartz et feldspaths) ; lorsque la teneur est plus ou moins élevée, on parle de roche mafique (magnésium et fer) ; lorsque la teneur est très élevée, on parle de roches ultramafiques. On

substitue souvent ces mots à « acide » et « basique », car les magmas n'ont pas un pH acide ou un pH basique.

7. Classification qualitative et quantitative

Pour le pétrographe la simple reconnaissance des minéraux n'est souvent pas suffisante. Il faut connaître aussi la proportion de chacun d'eux. D'autre part, lorsque l'on a affaire à une roche volcanique contenant du verre, il faut en tenir compte car il s'agit d'une partie du magma qui n'est pas à l'origine de cristaux ; donc on a des difficultés à la classer. On peut alors utiliser l'analyse chimique et, connaissant la composition théorique des minéraux cardinaux, on peut calculer à partir de cette analyse les minéraux qui auraient dû apparaître si tout le liquide avait cristallisé. Ceci nous permet de distinguer 2 types de classification de ce point de vue :

- On peut effectuer une classification simplement qualitative = observée : c'est le mode de la roche et on parlera de classification modale. C'est le cas de la classification de Streckeisen.
- On peut également partir de la composition chimique exacte de la roche, et effectuer une classification quantitative = calculée ; c'est la norme de la roche et on parle de classification normative (Norme CIPW : acronymes des noms de 4 américains qui ont nos au point cette norme).

LA CLASSIFICATION DE STRECKEISEN

Les classifications antérieures étant trop rigides, il est préférable d'employer la classification internationale : celle de Streckeisen. Il utilise un losange dont les 4 sommets correspondent : au quartz, aux feldspaths alcalins, aux plagioclases et aux feldspathoïdes. Il faut compléter cette classification basée exclusivement sur des minéraux clairs par un triangle dont les sommets sont l'olivine, les clinopyroxènes et les orthopyroxènes, ceci pour les roches ne contenant pas de minéraux clairs (roches ultramafiques). Cette classification, utilisée à l'heure actuelle, est donc basée sur les proportions des minéraux présents, mesurées grâce au compteur de points (le mouvement micrométrique d'un chariot fixé sur la platine d'un microscope permet le comptage des principaux minéraux de la roche). Dans le cas des roches volcaniques, on est obligé de faire entrer une part de calcul pour tenir compte du verre

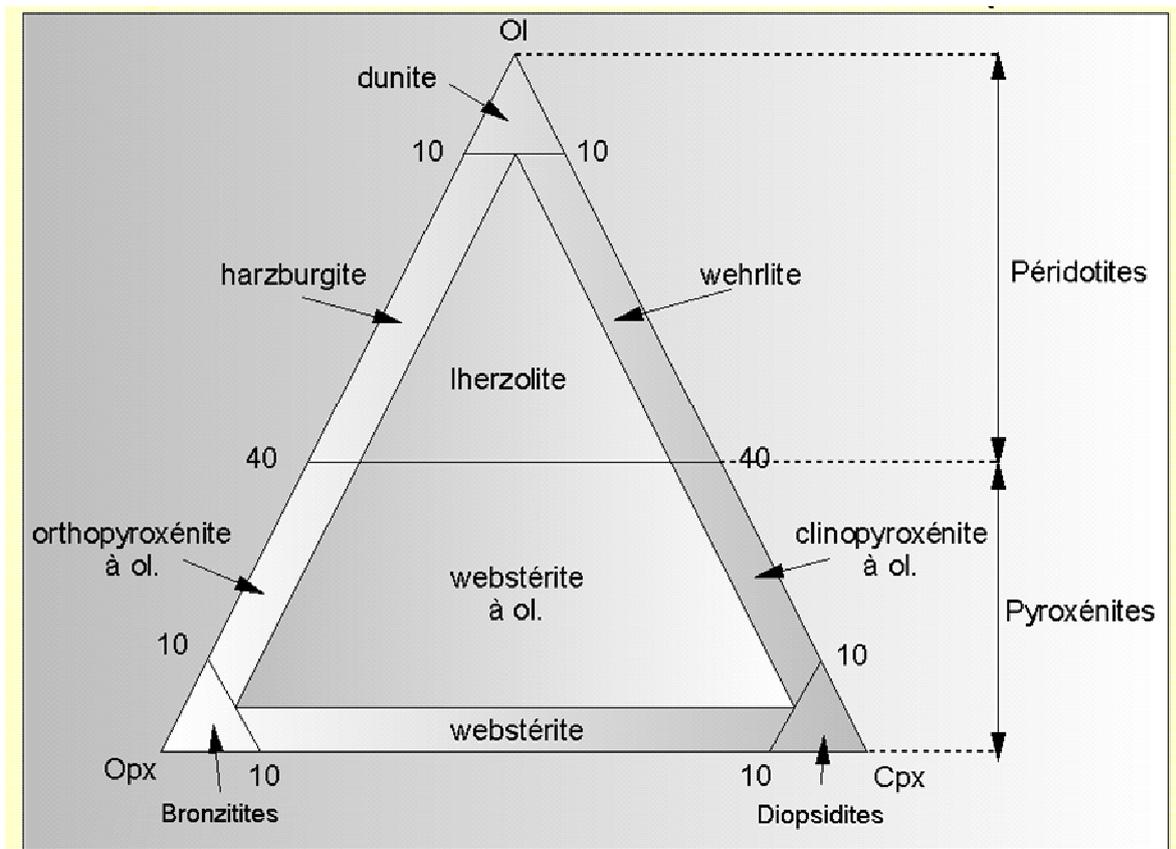
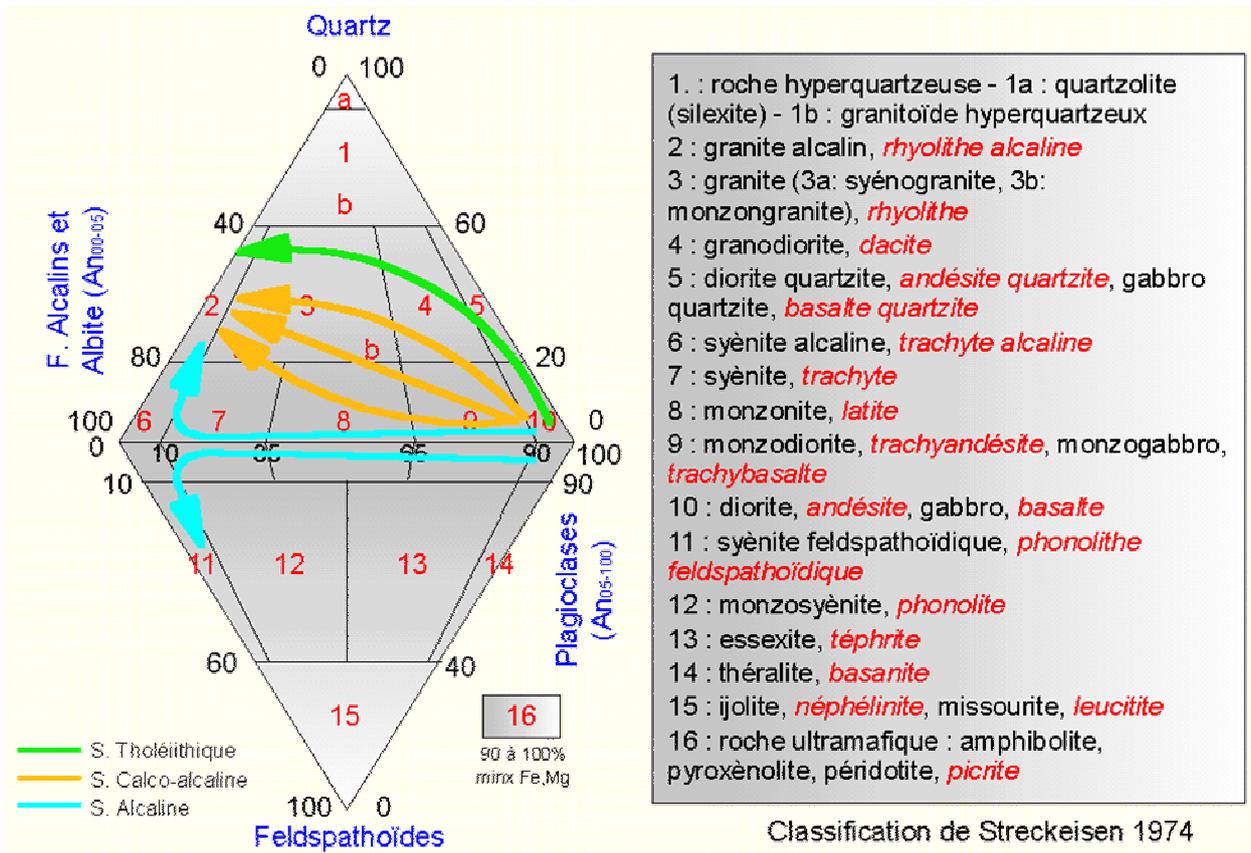


Diagramme de Streckeisen pour les roches ultrabasiq

LE DIAGRAMME DE COX et al.

Nous avons vu en géochimie que le diagramme de Harker pouvait être intéressant à plus d'un titre. Non seulement il permettait de comprendre les évolutions minéralogiques, mais il permet également de mettre en évidence les filiations des roches entre elles. En effet, à partir d'un magma basaltique peut naître un groupe de roches, une série magmatique, qu'il est intéressant de mettre en évidence. On porte en abscisse le pourcentage en SiO_2 , et en ordonnée la somme des pourcentages en $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$. On peut alors sur ce diagramme visualiser l'ensemble des roches magmatiques. C'est ce qu'ont fait Cox et al. en 1979. Ce diagramme est préférable à une classification car il permet de mettre immédiatement en évidence les évolutions magmatiques, que les roches soient cristallisées ou vitreuses. On a également porté sur ce diagramme les équivalents plutoniques des roches volcaniques

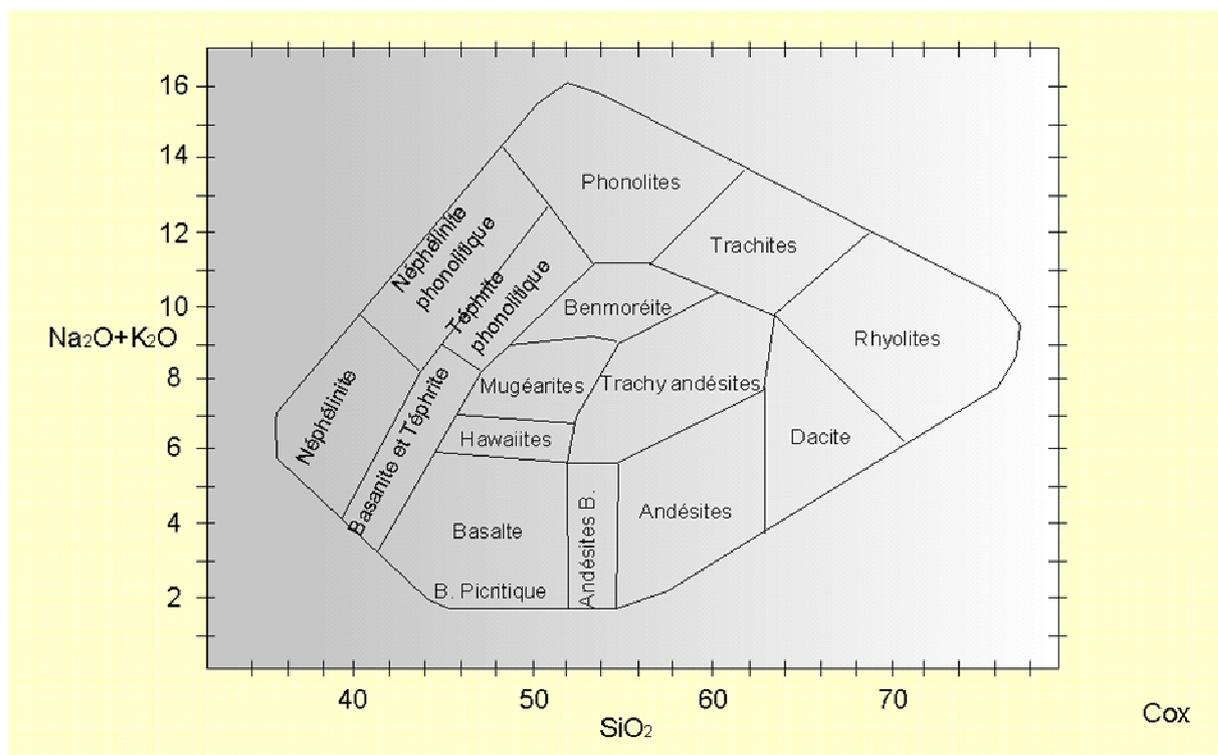


Diagramme de Cox et al. 1979

PARTIE II : METAMORPHISME ET ROCHES METAMORPHIQUES

I) Définitions

Métamorphisme : le métamorphisme est l'ensemble des transformations qui affecte les roches à l'état solide sous l'effet d'un changement de température (T), de pression (P) ou de compositions, quelque soit l'origine de ces roches (sédimentaires, magmatiques ou déjà métamorphiques). Ces transformations conduisent à des changements dans :

- la minéralogie (remplacement d'anciens minéraux par des minéraux nouveaux du métamorphisme).
- la texture (apparition des fabriques planaires : orientations des minéraux)
- la composition chimique de la roche d'origine parfois, par ajout ou perte d'éléments.

La limite inférieure du métamorphisme est la diagenèse. La limite supérieure est représentée par la fusion (Anatexie) c à d des températures comprises environ 200 et 700 à 1000°.

Métamorphisme topochimique : c'est un métamorphisme qui procède sans échange d'éléments chimiques avec le milieu extérieur, c'est-à-dire la composition chimique de la roche d'origine reste inchangée pendant et après le métamorphisme (système fermé).

Métamorphisme métagénétique : c'est un métamorphisme qui se déroule en un système ouvert (échange de matière avec le milieu extérieur), donc en fin de compte la composition chimique de la roche d'origine est modifiée.

Un métamorphisme prograde : ou progressif est un métamorphisme qui s'accompagne d'une augmentation simultanée de P et T.

Un métamorphisme rétrograde : ou régressif est un métamorphisme qui s'accompagne d'une chute de P et ou de T.

Quand la roche qui subi le métamorphisme est d'origine sédimentaire, on utilise le préfixe **para** (exemple : paragneiss). Quand elle est d'origine magmatique on utilise le préfixe **ortho** (exemple : orthogneiss).

Si la roche initiale reste reconnaissable, on utilise le préfixe **méta** (exemple : métapélite, métagabbro...).

II) Facteurs contrôlent le métamorphisme.

Les principaux facteurs qui contrôlent le métamorphisme sont la température et la pression. Ces principaux facteurs varient d'une zone à l'autre dans la croûte et donnent naissance à différents types du métamorphisme.

La température

La température augmente avec la profondeur selon le gradient géothermique. La valeur du gradient géothermique varie selon les contextes géodynamiques, mais généralement elle est comprise entre 15 et 30°C / km. Toutefois dans valeurs extrêmes peuvent s'enregistrer :

-zone de subduction : 10°C / km

-zone continentale : 20-25°C / km

-zone volcanique : 100°C / km

L'augmentation de la température peut être due à :

- 1) la présence locale d'intrusions magmatiques de HT (provoquant un métamorphisme de contact),
- 2) ou l'enfouissement des roches à des profondeurs de plus en plus grandes liées au phénomène du métamorphisme régional,
- 3) ou à la désintégration des isotopes radioactifs (U, Th, K) présents dans les minéraux des roches avec libération d'énergie qui permet le déroulement des réactions chimiques intra et inter- minérales. La température joue un rôle très important dans la rapidité et l'importance des réactions métamorphiques.

La pression

C'est le second facteur principal qui contrôle les processus métamorphiques. Il existe plusieurs types de pression dont les plus importantes :

Pression lithostatique (pression de charge) due à la masse des roches qui surmontent la roche considérée. Sa valeur dépend principalement de la profondeur des roches considérées.

Pressions orientées dues aux contraintes orientées ; présentes dans le métamorphisme régional et absentes dans le métamorphisme de contact.

Pressions partielles de certains fluides (H₂O, CO₂). Elles peuvent être plus élevées que les autres pressions (à proximité d'un magma riche en H₂O par exemple).

Apports et /ou départs d'éléments

Ils sont dus à la circulation des fluides minéralisés qui provoquent des modifications de la composition minéralogique et/ou chimique globale des roches (surtout dans le cas du métamorphisme de contact). Le métamorphisme dû aux apports et/ou départs d'éléments chimiques est appelé métasomatisme. Ce dernier facteur est relativement peu fréquent.

III) Différents types de métamorphisme

Les deux paramètres qui contrôlent le métamorphisme sont la pression et la température. Or ces deux paramètres sont indépendants et peuvent agir seuls ou conjugués, et selon l'importance d'un paramètre par rapport à l'autre on a différents types de métamorphisme

Paramètre (s) principal (aux)	type de métamorphisme	exemples
Pression	Dynamométamorphisme	Tectonites : cataclastites, mylonites
Température	Thermométamorphisme	Métamorphisme de contact Xénolites métamorphiques
Pression + température	Thermométamorphisme : Méta. régional	Métamorphisme de : BP, MP, HP, *
P et T anormalement élevées et instantanées	Métamorphisme d'impact ou De choc	impactites

*métamorphisme d'enfouissement et métamorphisme dynamique

*métamorphisme métagénétique : changement de la composition initial

Métamorphisme de contact (T°).

Le métamorphisme de contact est caractérisé uniquement par des *transformations minéralogiques*. Il est localisé au contact des intrusions magmatiques ; le facteur principal est donc la *température*, la pression intervient accessoirement (pression de charge). Autour de l'intrusion et plus qu'on se rapproche de celle-ci, plus la température augmente ; ce qui induit l'individualisation des zones transformées concentriques caractérisées par des recristallisations minérales plus ou moins importantes. Ces zones sont appelées **auréoles** métamorphiques.

Les principaux facteurs contrôlant l'épaisseur de l'auréole du métamorphisme de contact sont :

a- l'importance de la masse magmatique et de sa température initiale: la quantité de chaleur dégagée et par conséquent la durée de l'élévation de la température dans l'encaissant en dépendent: un filon de quelques décimètres d'épaisseur ne donnera pratiquement pas de métamorphisme de contact alors qu'un massif granitique de plusieurs kilomètres de diamètre en donnera.

b- La nature du magma: la température initiale est contrôlée par le type d'intrusion : les magmas basiques sont plus chauds que les magmas acides.

c- la profondeur de mise en place: un granite mis en place à grande profondeur, se refroidit plus lentement qu'un autre mis en place à plus faible profondeur car le premier se trouvera dans un environnement plus chaud que le second, son auréole sera donc plus large. Le métamorphisme est essentiellement thermique, sans déformation.

d- la nature de l'encaissant : les transformations métamorphiques seront d'autant plus fortes que la différence de température entre le magma et son encaissant est plus importante. Un magma granitique arrivant au contact d'une pélite (roche formée de minéraux de BT) la transformera sur une grande épaisseur. Au contraire, s'il arrive au contact d'un gneiss dont l'association minéralogique correspondrait déjà à des T élevées, ne le transformera que sur une très faible épaisseur.

Métamorphisme régional (P et T)

Les roches sont soumises à des augmentations simultanées de T et de P. Ces augmentations affectent des grandes surfaces. En effet, ce métamorphisme régional est lié à la formation des chaînes de montagnes (orogénèse) et il est généralement accompagné de plissement. Il va en résulter pour les roches affectées des modifications minéralogiques et structurales. Pour les décrire, il faut examiner sommairement l'influence de la P et de la T sur la déformation des matériaux de la croûte terrestre. Si l'on schématise par le bloc-diagramme une chaîne de montagne:

- près de la surface, donc à P et T faible les roches sont cassantes, c'est le domaine des failles
- plus bas, donc à des P et T plus élevées, les roches sont souples, c'est le domaine des plis; à l'intérieur de ce domaine, on établit des subdivisions : en effet, si l'on continue à s'enfoncer, vont apparaître dans les roches des surfaces de discontinuités serrées, sensiblement parallèles entre elles, conférant à la roche un débit en feuillets: c'est la

- si l'on continue à s'enfoncer davantage, le métamorphisme se manifeste de façon plus forte par la recristallisation de minéraux dans les plans de schistosité (séricite, chlorite). Ce phénomène s'accroît jusqu'à l'apparition d'un litage minéralogique: c'est la foliation (gneiss). En plus de ces structures planes (schistosité, foliation), apparaissent souvent des structures linéaires appelées linéations. Certaines sont dues à l'existence d'une direction d'étirement maximum de la matière selon laquelle vont se positionner les minéraux en baguettes (linéation d'étirement). D'autres linéations correspondent à la trace laissée, sur une surface antérieure, exemple la stratification So, par une nouvelle surface structurale (linéation d'intersection).

Métamorphisme de choc ou d'impact (P et T).

Il se produit lorsqu'une météorite de grande taille rentre en collision avec la surface de la terre. L'onde de choc génère des pressions et des températures anormalement élevées pouvant

atteindre 10^5 Kb et 10^4 °C durant une fraction de seconde. Vu, la durée très brève de ce métamorphisme les réactions n'auront pas suffisamment de temps pour se déclencher et on à uniquement des transformations polymorphiques :

Le quartz se transforme en coésite et stishovite, qui sont des formes de HP (haute pression) et HT (haute température) de la silice. On a aussi apparition des clivages dans le quartz, et des figures en arêtes de poisson dans les micas Ex. Meteor crater en Arizona (1200 m de diamètre).

Métamorphisme dynamique ou dynamo- métamorphisme localisé à proximité d'accidents tectoniques (failles, nappes de charriage). Les roches sont broyées plus ou moins fortement (écrasements des grains). Les roches résultantes sont des mylonites

IV) Classification des roches métamorphiques

La classification des roches métamorphiques n'est pas simple car elle tient compte des caractéristiques des roches initiales et celles du métamorphisme. Les classifications sont faites donc en fonction des séquences métamorphiques, des zones métamorphiques et des faciès métamorphiques.

Minéraux du métamorphisme.

Les minéraux comme les micas, quartz, feldspaths (plagioclase et feldspaths potassique) amphibole, pyroxène se rencontrent souvent dans ces roches. Les minéraux caractéristiques des métapélites sont : les silicates d'alumine (Andalousite, Sillimanite, Disthène), Staurotide, Cordiérite, Grenat et dans les metabasites : Epidote, Amphibole (actinote, trémolite, antophyllite)...

L'apparition de ces minéraux dépend de **P, T** et du **matériel initial** :

- roche alumineuse (pélite) : silicates d'alumine, staurotide, cordiérite
- roche ferro-magnésienne (gabbro) : hornblende, pyroxène, grenat.
- roche calcaire : Calcite, wollastonite, grossulaire...

Textures des roches métamorphiques.

Le développement des textures est contrôlé par le régime de contraintes et par la nature des minéraux des roches.

Les textures *granoblastiques* caractérisent les roches constituées pour l'essentiel de minéraux dont les formes sont relativement régulières (quartz, feldspaths, grenat, cordiérite, pyroxènes, olivine, carbonates, etc.). Lorsque les contraintes sont isotropes ou faiblement anisotropes au cours de la recristallisation, ces textures sont proches de l'arrangement idéal correspondant à la minimisation de l'énergie de surface, avec des joints de grains à 120° (

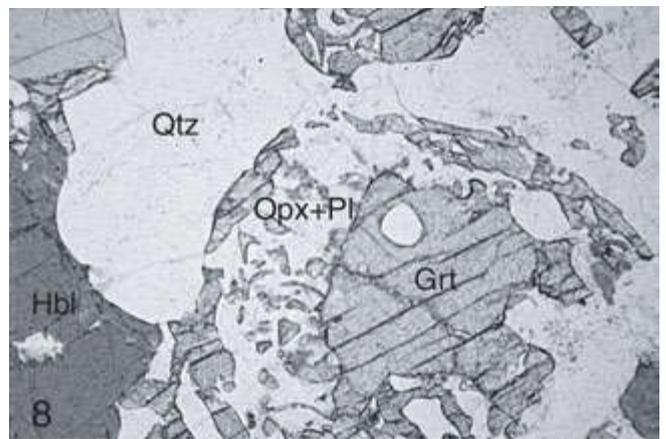
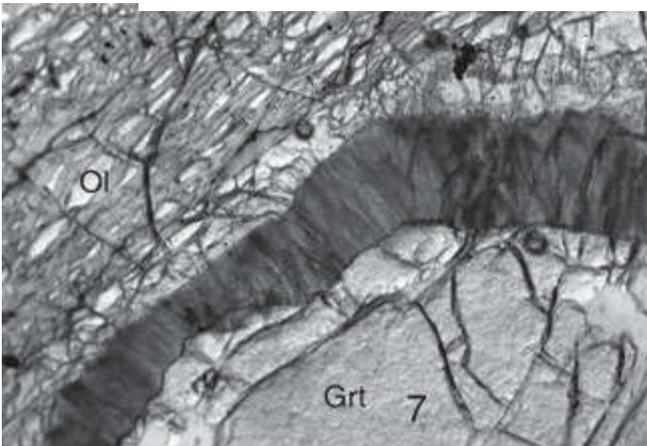
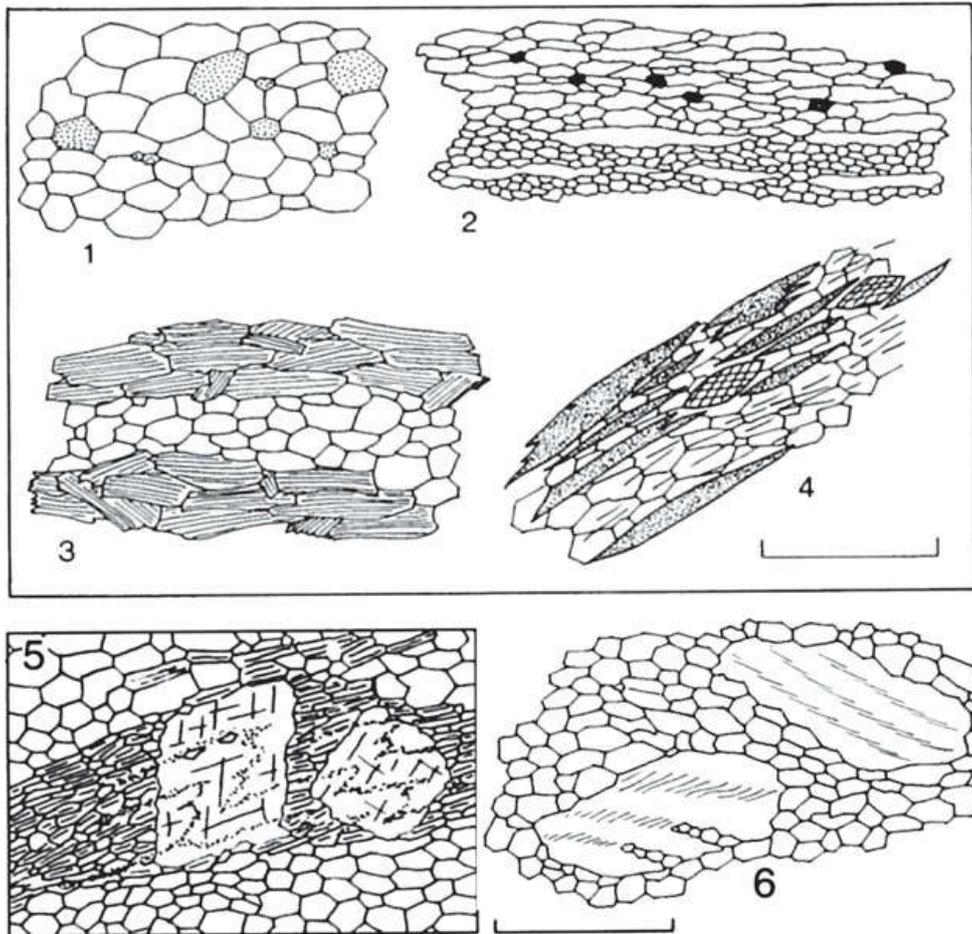
exemple cornéennes). Les contraintes plus nettement anisotropes conduisent à la croissance préférentielle des grains parallèlement à la schistosité et la texture devient *granoblastique orientée*, l'orientation étant déterminée par la trace de la schistosité sur le plan d'observation. Une déformation très accentuée (forte anisotropie de contrainte) mène à des textures *blastomylonitiques* caractérisées par des néoblastes de très petite taille parmi lesquels des porphyroclastes sont dispersés.

Les textures *lépidoblastiques* (de lepidos = écaille) sont caractéristiques des roches très riches en minéraux phylliteux (chlorites et micas à *habitus* aplati) disposés parallèlement à la schistosité. Les textures *nématoblastiques* (de nematos = aiguille) sont caractéristiques des roches très riches en minéraux aciculaires (amphiboles, sillimanite), dont l'orientation détermine souvent une linéation d'allongement.

L'association dans une même roche, à l'échelle centimétrique, de niveaux riches en minéraux phylliteux ou aciculaires, et de niveaux riches en quartz et feldspaths, détermine l'existence de textures mixtes, *granolépidoblastiques* et *granonématoblastiques*, extrêmement répandues dans les séries métamorphiques issues de la recristallisation des pélites et des grauwackes.

Le terme *porphyroblastique* désigne toute texture caractérisée par le développement de grands cristaux (*porphyroblastes*) généralement post-cinématiques. Le terme *porphyroclastique* est utilisé pour décrire la présence de cristaux antécinématiques déformés de grande taille (*porphyroclastes*).

La texture *symplectitique* (ou *symplectique*) est caractérisée par l'arrangement des cristaux néoformés sous la forme de vermicules très fins imbriqués les uns dans les autres (*symplectites*). Elle résulte de la transformation d'un minéral ou de minéraux qui ne sont plus en équilibre et que l'on retrouve parfois, à l'état de relique, au sein de la texture. En ce sens, elle a la même signification que la texture *coronitique* dans laquelle les minéraux néoformés sont disposés en couronne autour et entre les minéraux précoces réactionnels. L'évolution symplectique et la coronitisation caractérisent les évolutions d'assemblages minéralogiques qui n'ont atteint, en principe, ni l'équilibre thermodynamique, ni l'équilibre textural. Par la présence à la fois des minéraux néoformés et des minéraux réactifs, elles permettent de reconnaître sans mal les réactions impliquées.



1. Texture granoblastique : cornéenne, granofels ou marbre (voir aussi figure 2, planche 1).
 2. Texture granoblastique orientée et blastomylonitique (gneiss). 3. Texture granolépidoblastique (gneiss, micaschiste). 4. Texture granonématoblastique (amphibolite).
 5. Texture porphyroblastique. 6. Texture porphyroclastique. Échelles 1 à 6 : 1 mm à 1 cm. (Kornprobst, 2001). 7. Texture symplectitique : intercroissances d'orthopyroxène, spinelle et clinopyroxène autour d'un grenat au contact de l'olivine (partiellement serpentinisée) dans une lherzolite ; la symplectite se forme au cours de la réaction $Ol + Grt = Opx + Cpx + Spl$ (figure 16.1 ; voir aussi figure 13.5). 8. Texture coronitique : cristallisation d'orthopyroxène et de plagioclase aux dépens de l'association grenat + quartz au cours d'une baisse de pression (réaction $Grt + Qtz = Opx + Pl$) (voir aussi les planches photos). Échelle 7 et 8, grand côté des photos : 3 mm.

V) Séquence métamorphique.

Une séquence métamorphique regroupe l'ensemble des roches formées dans des conditions physico-chimiques variées à partir d'une même roche initiale.

Exemple : considérons la transformation de pélites dans des conditions croissantes de T et de P. La transformation se fait généralement selon plusieurs stades :

Stade 1 : la pélite sera affectée par une schistosité S1. On appellera cette nouvelle roche schiste. A l'œil nu, on n'y distinguera pas encore de recristallisation métamorphique, bien qu'il y'ait déjà commencé, les minéraux nouveaux ne seront visibles qu'au microscope ou même aux rayons X. une pélite très homogène affectée par une schistosité très fine et régulière donnera un schiste ardoisier.

Stade 2 : des minéraux plats cristallisent préférentiellement dans les plans de S1 commencent à être visibles à l'oeil nu : de la séricite, de la chlorite, on aura un schiste à séricite, à chlorite.

Stade 3 : cristallisation massive des micas: biotite ± muscovite formant des lits micacés, alternant avec des lits du quartz. la roche métamorphique est un micaschiste (à biotite, à muscovite) qui est une roche foliée formée essentiellement de micas.

Stade 4 : il est marqué par la recristallisation de feldspaths en quantité importante. La foliation est alors caractérisée par l'alternance de lits micacés riches en biotite et de lits clairs formés de quartz et feldspaths. La roche est un gneiss.

Stade 5 : lorsqu'on atteint une T de 650 ° C-700°C, si le gneiss est suffisamment riche en eau, il subit une fusion partielle que l'on appelle anatexie. Lorsque la T baissera, à la fin du phénomène métamorphique, le mélange liquide + eau représentant un magma ; cristallisera en donnant un assemblage de cristaux de quartz, orthose, plagioclase c'est à dire une roche qui aura une composition et un aspect du granite.

D'autres exemples

Séquence arénacée.

Les grés se transforment en *quartzites* quelque soit l'intensité du métamorphisme.

Séquence carbonatée.

Un calcaire pur donnera *un cipolin (marbre)* caractérisé par la recristallisation de la calcite de grande taille.

Séquence magmatique acide.

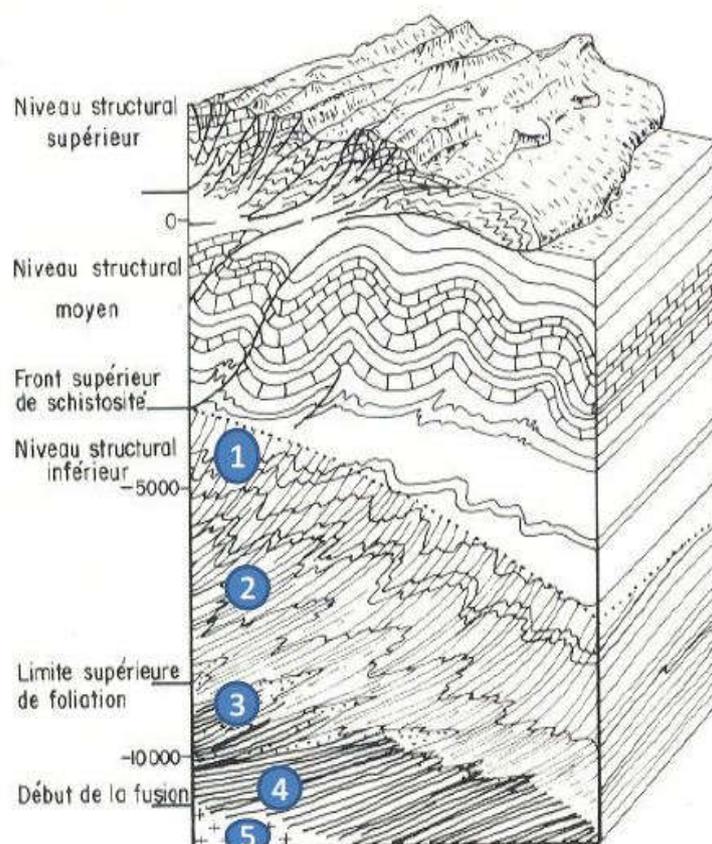
A partir d'une rhyolite, on obtiendra un gneiss clair à grain fin appelée leptynite. A partir d'un granite, on obtiendra un gneiss ocellé appelé orthogneiss.

Séquence magmatique basique.

A partir d'un basalte, on obtiendra une amphibolite.

Dans le cas de métamorphisme de contact, les roches appartiennent presque entièrement aux séquences pélitique et carbonatée.

Dans la séquence pélitique, cas du métamorphisme de contact, on trouve par exemple *le schiste tacheté*, *schiste noduleux* et *cornéenne* (près de l'intrusion).



Domaine de métamorphisme

VI) Zones et isogrades métamorphiques

Une zone correspond à un volume de terrain présentant un certain degré du métamorphisme. Les limites sur la carte de la zone sont les isogrades ou lieux d'égalité métamorphique. Ces limites sont caractérisées par l'apparition ou la disparition d'un minéral index. Chaque minéral est caractéristique d'un certain degré de métamorphisme. L'apparition successive de certains minéraux en fonction de l'intensité croissante du métamorphisme : chlorite, biotite, staurotide, disthène, silimanite... amène à délimiter les zones suivantes :

- Anchizone (faible métamorphisme) : intervient juste après la diagenèse
- Epizone (faible température) : chlorite, séricite, actinote, épidote...
- Mésozone (température moyenne) : biotite, muscovite, almandin, disthène, hornblende, staurotide...

- Catazone (haute température, métamorphisme intense) : sillimanite, cordièrite, grenats, orthose, Ca-plagioclase...

En fait l'apparition d'un minéral et/ou sa disparition fait suite à une réaction imposée par les changements des conditions physiques. Ce qui permettrait d'évaluer l'intensité du métamorphisme.

VII) Faciès métamorphiques

Le faciès est l'ensemble des roches métamorphiques d'origine et de composition chimique et minéralogique très diverses mais formées dans le même intervalle de T et de P. Les roches métamorphiques variées (provenant de strates variées : marbres, quartzites, gneiss) qui se sont formées dans les mêmes conditions appartiennent au même faciès. Les principaux faciès sont :

- 1- faciès à zéolites,
- 2- faciès à prehnite et pumpellyite,
- 3- faciès des schistes verts,
- 4- faciès des schistes bleus,
- 5- faciès des amphibolites,
- 6- faciès des écloqites,
- 7- faciès des cornéennes.

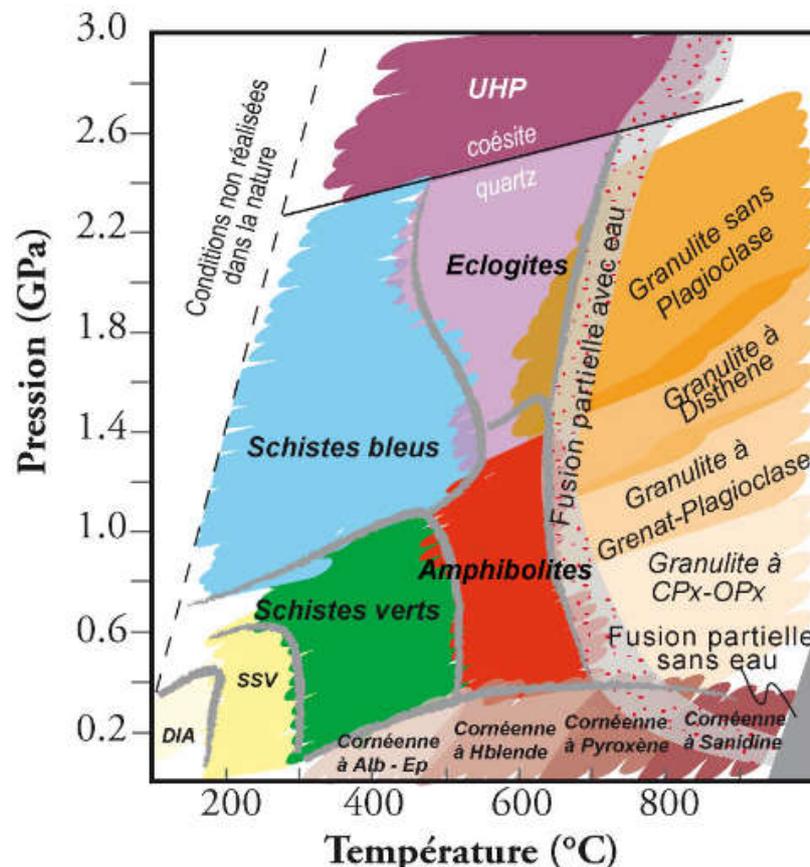


Diagramme P-T présentant les principaux faciès métamorphiques