

Magmatisme et Contextes géodynamiques

Sommaire

Partie I : la tectonique des plaques

- 1- L'approche de Wegener
- 2- L'étude de l'âge des sédiments océaniques
- 3- L'étude du magnétisme terrestres
- 4- L'étude de la sismicité
- 5- L'étude du volcanisme

Partie II : les minéraux constitutifs de la croûte terrestres

- 1- Introduction
- 2- Le tétratèdre isolé
- 3- La chaîne simple
- 4- La chaîne double
- 5- Le couche de tétraèdres

Partie III : le magmatisme

- 1- Définition
- 2- Formation des magmas
- 3- Fusion partielle des roches
 - *Le cas du silicium*
 - *Le cas des terres rares*
 - *Hétérogénéités en éléments traces et diversité des manteaux sources*
- 4- La remontée des magmas
 - *Mécanismes*
 - *Hybridation*
 - *Contamination*
- 5- La cristallisation fractionnée
 - *Le système binaire quartz / albite*
 - *Le système binaire Albite / Anorthite*
- 6- Classification des roches magmatiques
- 7- Magmatisme et contextes magmatiques
 - *Magmatisme des frontières divergentes*
 - *Magmatisme des frontières convergentes*
 - *Arcs insulaires*
 - *Arcs continentaux*
 - *Magmatisme intraplaque*

Introduction au magmatisme

PARTIE I La tectonique des plaques

1- L'approche de Wegener

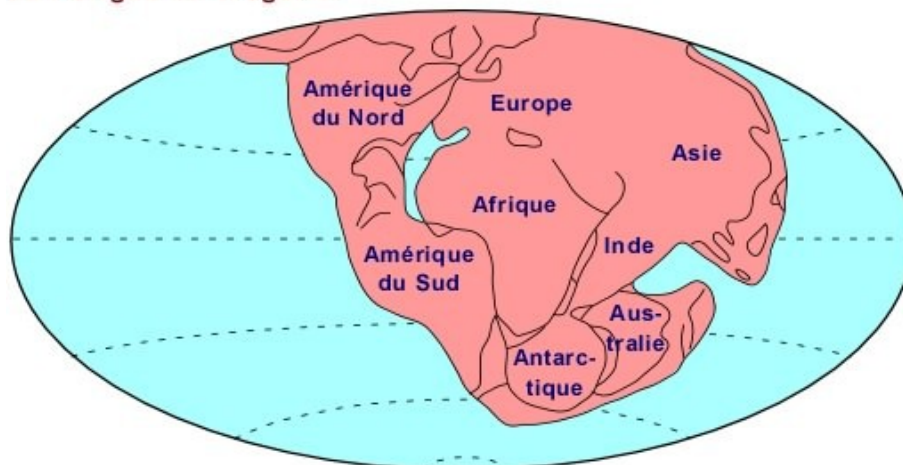
C'est à Wegener que l'on doit la formalisation de la théorie de la tectonique des plaques, qui a révolutionné la perception et la compréhension des phénomènes géologiques de grande ampleur auxquels est soumise notre planète.

C'est par l'observation naturaliste, agrégeant un faisceau d'arguments concordants, qu'il a pu imaginer ce moteur de transformation permanent de la Terre :

(schémas tirés de reconstitution de [Bullard et coll.](#) Basée sur les limites des marges continentales)

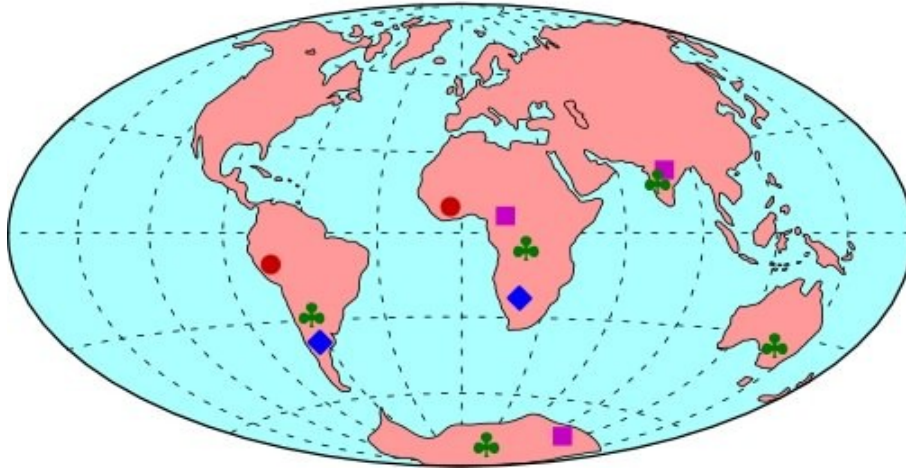
- La congruence des côtes Atlantique :

La Pangée de Wegener



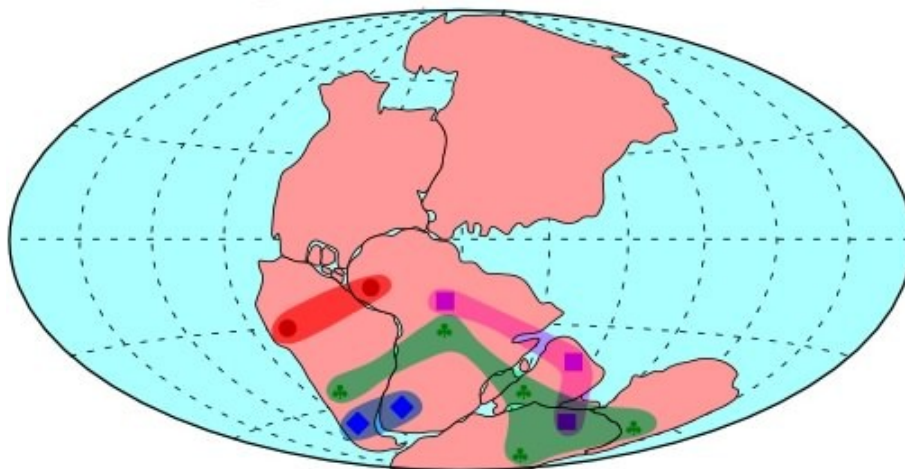
- La répartition de certains fossiles :

- **Cynognathus**: reptile prédateur terrestre ayant vécu il y a 240 Ma
- ◆ **Mesosaurus**: petit reptile de lacs d'eau douce, il y a 260 Ma
- **Lystrosaurus**: reptile terrestre ayant vécu il y a 240 Ma
- ♣ **Glossopteris**: plante terrestre d'il y a 240 Ma



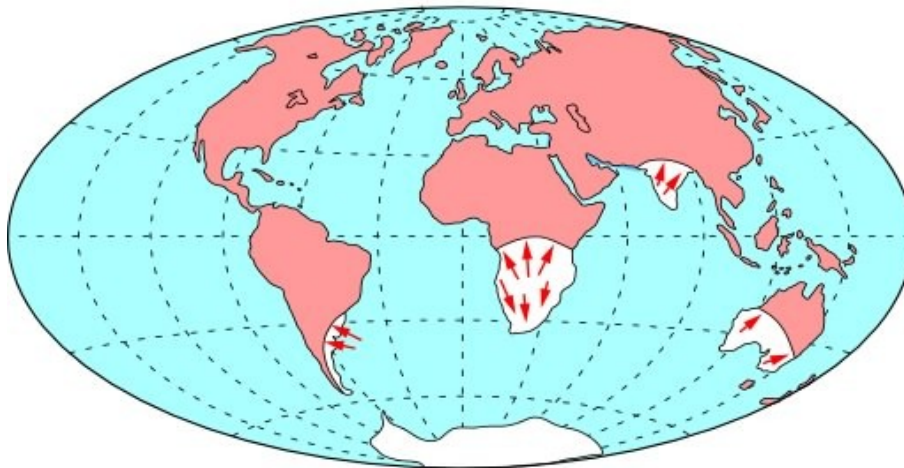
La répartition de ces populations de fossiles d'organismes terrestres, aux capacités de déplacements faibles à poussé Wegener à imaginer un continent unique, la Pangée, sur lequel auraient vécu ces organismes, avant que celui-ci ne se morcelle sous l'action d'un moteur encore hypothétique.

La solution de Wegener



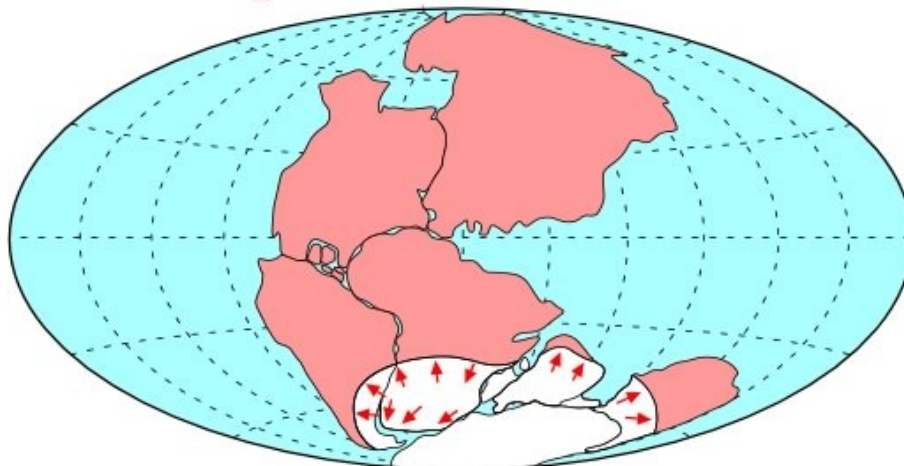
- La répartition de zones glaciaires

→ sens d'écoulement de la glace



Des traces de glaciers vieux de 250 Ma ont été découvertes sur différents continents. Non seulement il n'est pas envisageable que des glaciers aient pu se former dans des zones tropicales, mais les sens d'écoulement de ces glaciers sont incohérents.

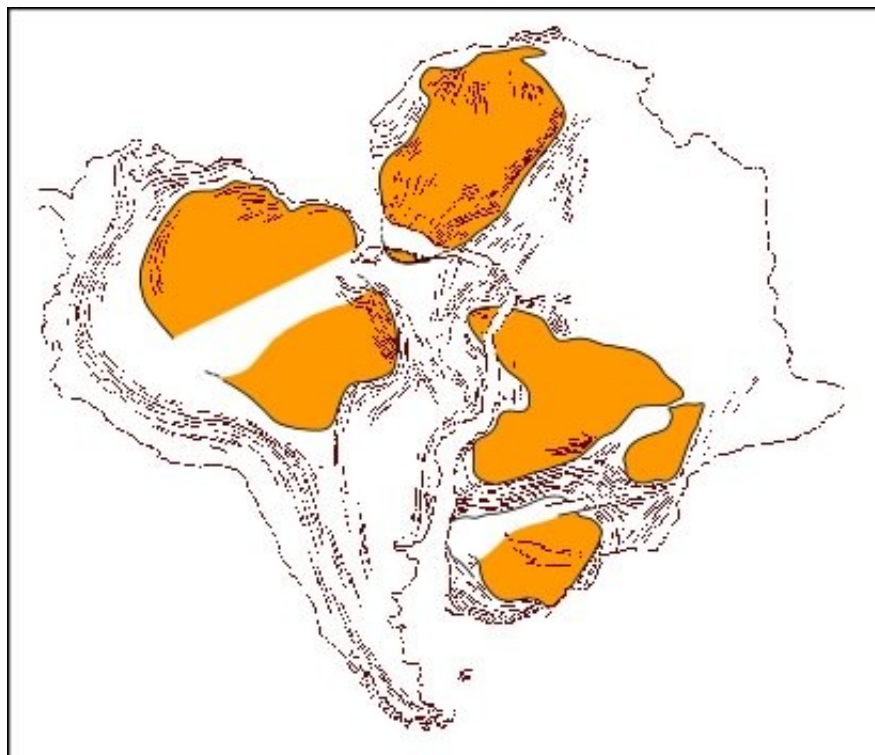
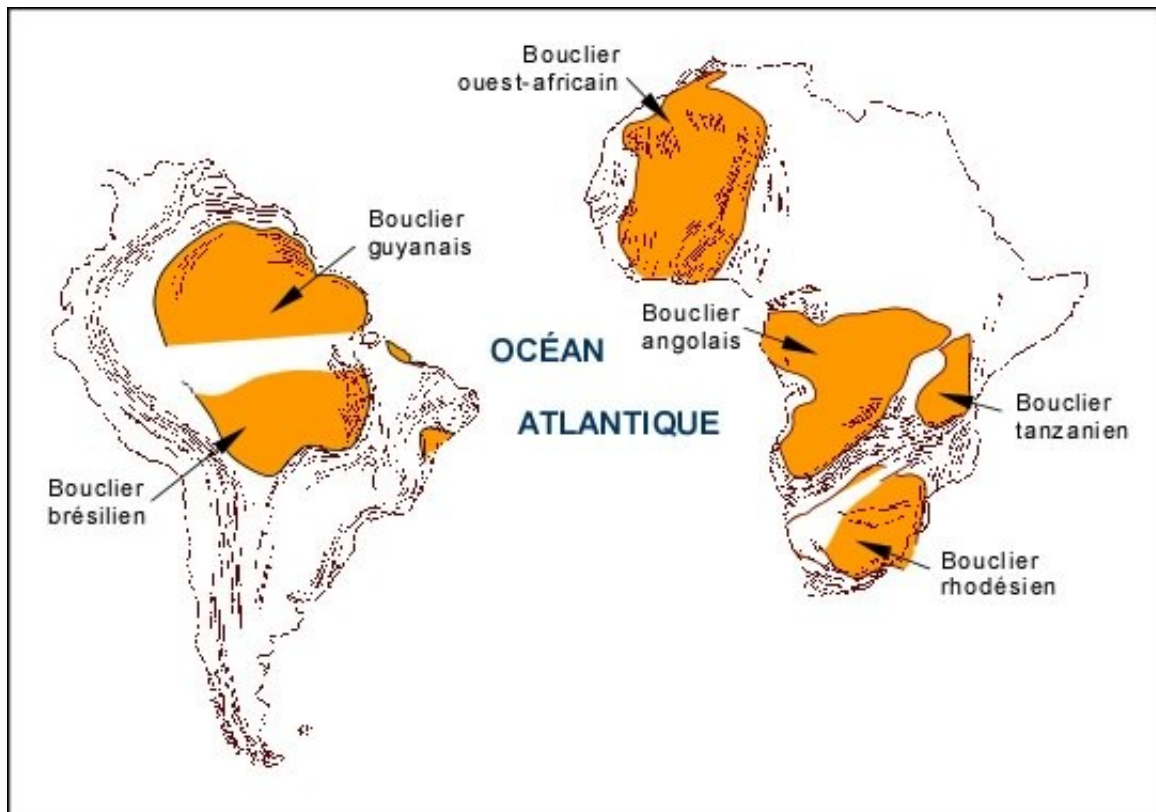
La solution de Wegener



Ce n'est qu'en réunissant ces continents que les structures glaciaires prennent du sens.

- La répartition de structures géologiques :

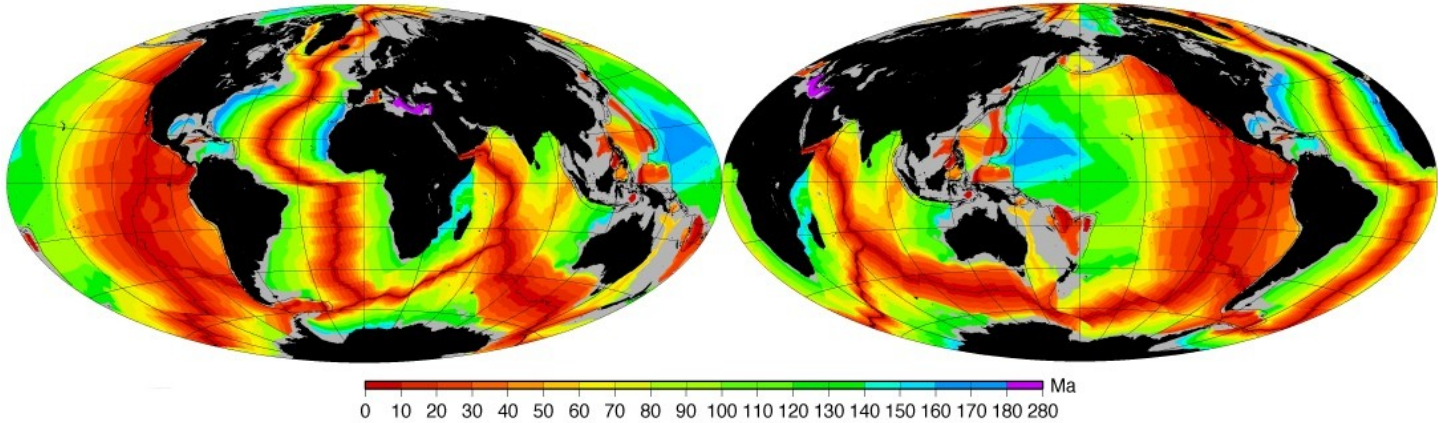
La répartition des boucliers ne semble cohérente que si l'on considère une dislocation d'un continent originel qui les aurait vu naître il y a plus de 2 Ga.



Ces observations prouvèrent que l'ensemble des continents actuels n'ont formé qu'un seul continent il y a 250 Ma, mais ne permirent pas de mettre en évidence le moteur de ces déplacements lithosphériques.

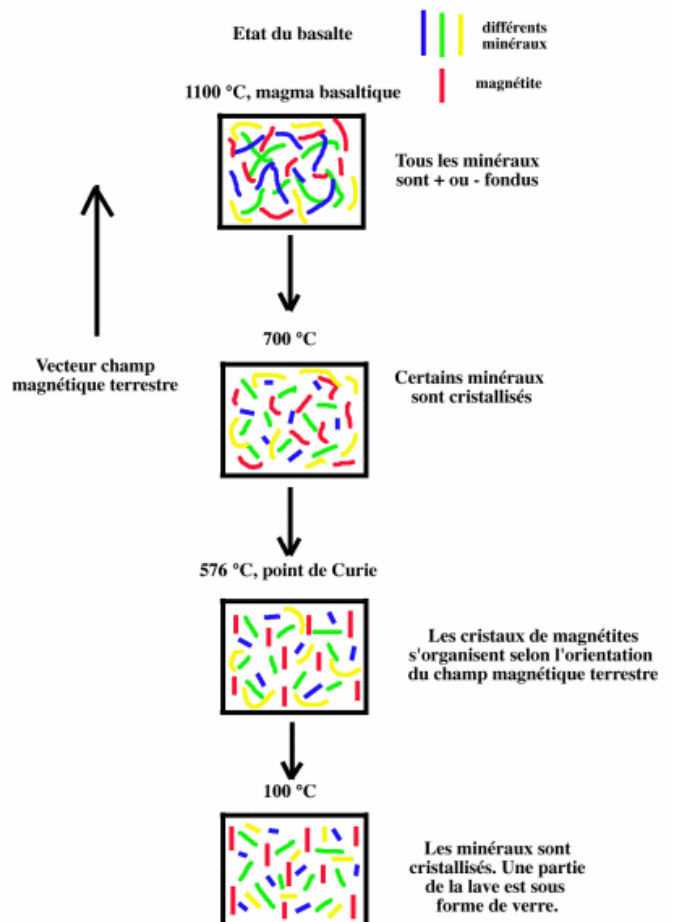
Ce ne sont que des moyens d'investigation assez récents qui nous ont permis de le faire, en particulier le magnétisme associé à la sédimentologie, la sismologie et la volcanologie.

2- L'étude de l'âge des sédiments des fonds océaniques nous montre que leur répartition n'est pas aléatoire : les plus jeunes sont toujours au niveau des dorsales océaniques. Plus on s'éloigne de la dorsale, plus les sédiments sont anciens, ce qui implique une mobilité de la croûte.

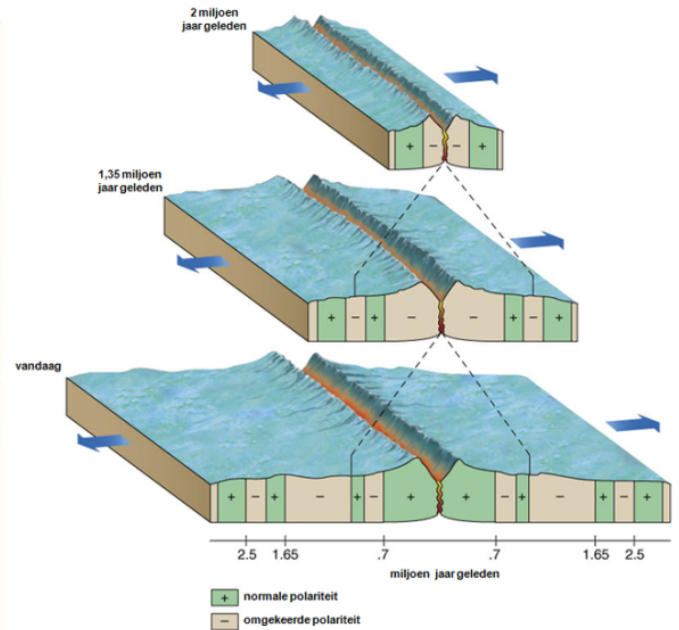
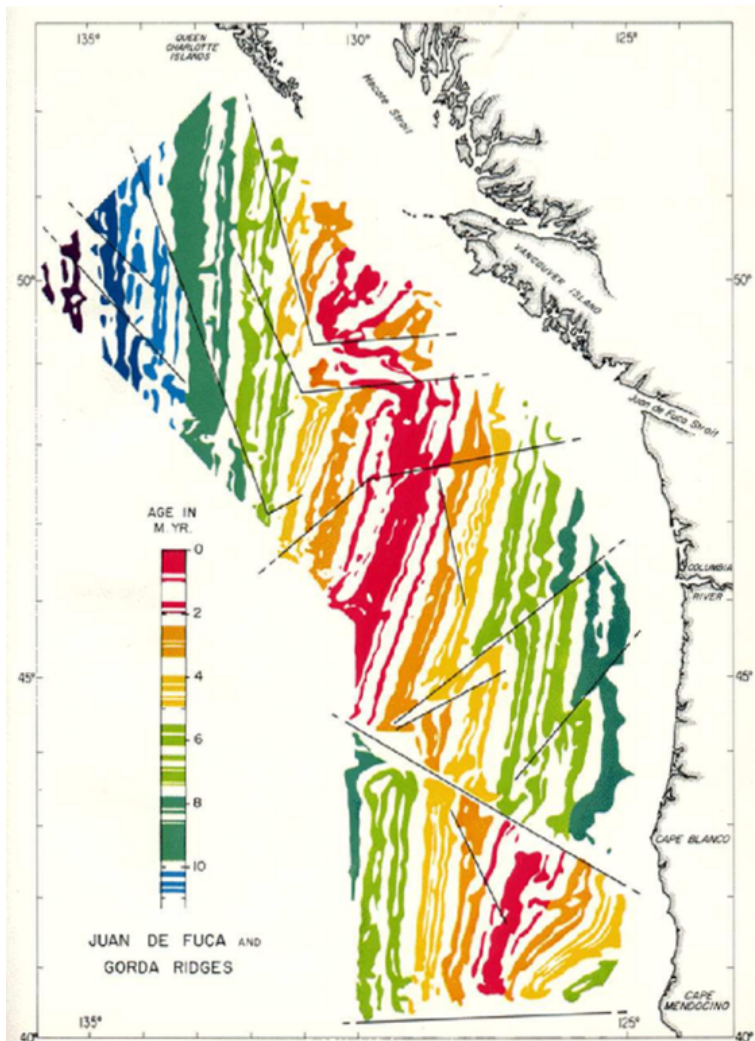


3- L'étude du magnétisme crustal (thermorémanence), au travers de l'observation de l'orientation des cristaux de magnétite au sein des basaltes constituant la partie superficielle de la lithosphère océanique, confirme ce mouvement crustal.

En effet, la Terre est entourée d'un champ magnétique créé par un gigantesque aimant dipolaire placé en son centre. Des campagnes d'exploration marines ont mesuré des anomalies magnétiques par rapport au champ actuel, enregistrées par les roches volcaniques océaniques. Celles-ci contiennent des minéraux naturellement aimantés qui figent l'orientation du champ magnétique au moment de leur cristallisation, on parle de paléomagnétisme thermorémanent.



Les laves océaniques sont principalement produites au niveau des dorsales océaniques, et vont donc enregistrer le magnétisme, formant des bandes parallèles à la dorsale, de largeur correspondant au temps durant lequel l'orientation du champ magnétique s'est maintenu. La datation des ces bandes montre que leur âge augmente avec l'éloignement à la dorsale.



Les mesures du paléomagnétisme ont permis de mettre en évidence l'existence de failles transformantes, accommodant les différentes vitesses d'expansion que l'on peut observer le long des dorsales. Le document ci-dessus, montrant le paléomagnétisme mesuré au niveau de la ride Juan de Fuca, illustre très bien cela.

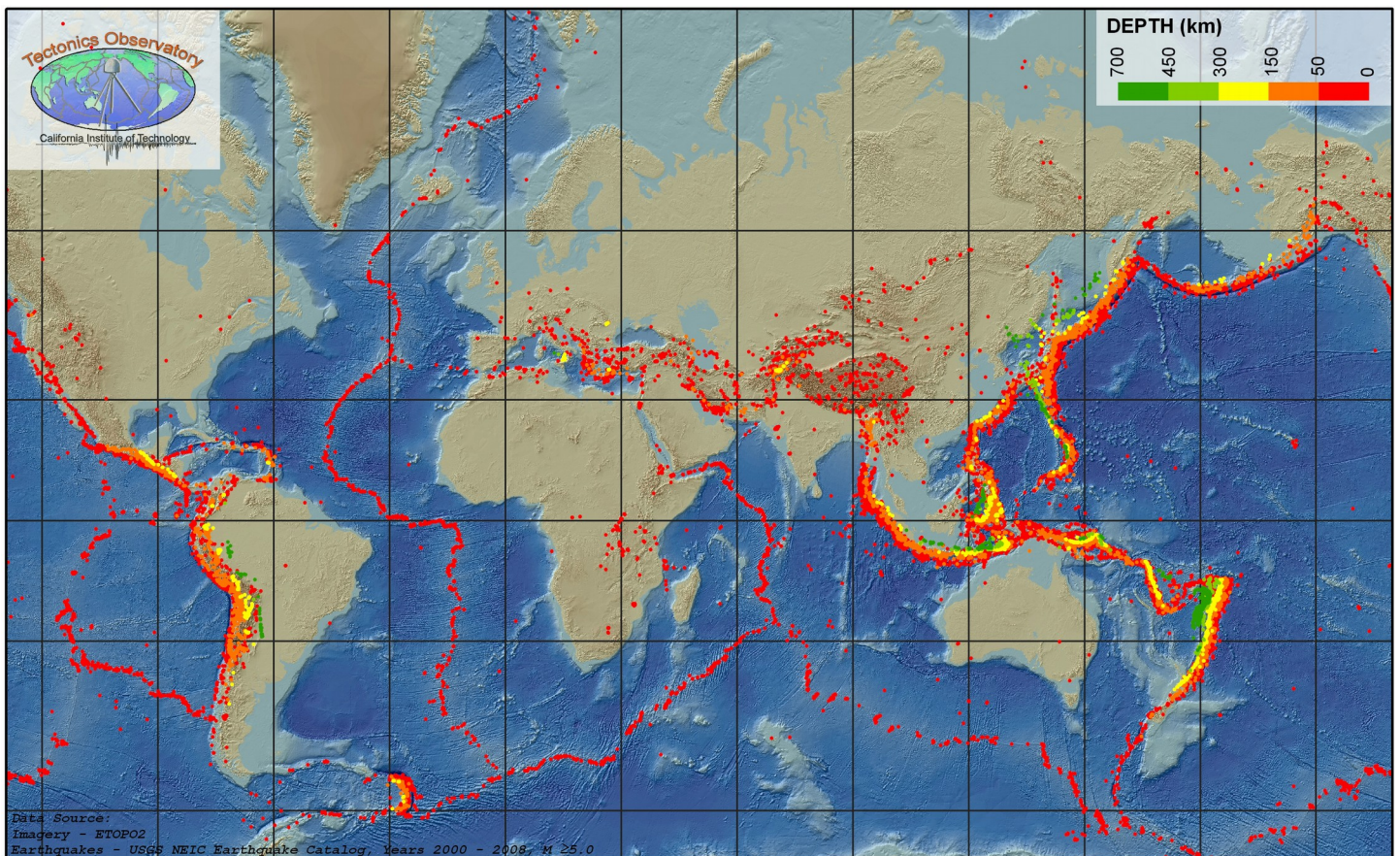
4- L'étude de la sismicité nous montre que la répartition des séismes n'est pas aléatoire, mais que ces ruptures de la croûte cassante, se font principalement au niveau des dorsales océaniques, des chaînes de montagnes, mais aussi au niveau des fosses océaniques. Ces zones sont donc soumises à des mouvements.

Une étude plus poussée de cette sismicité nous montre qu'il existe 3 types de séismes, dont les zones de répartition sont distinctes :

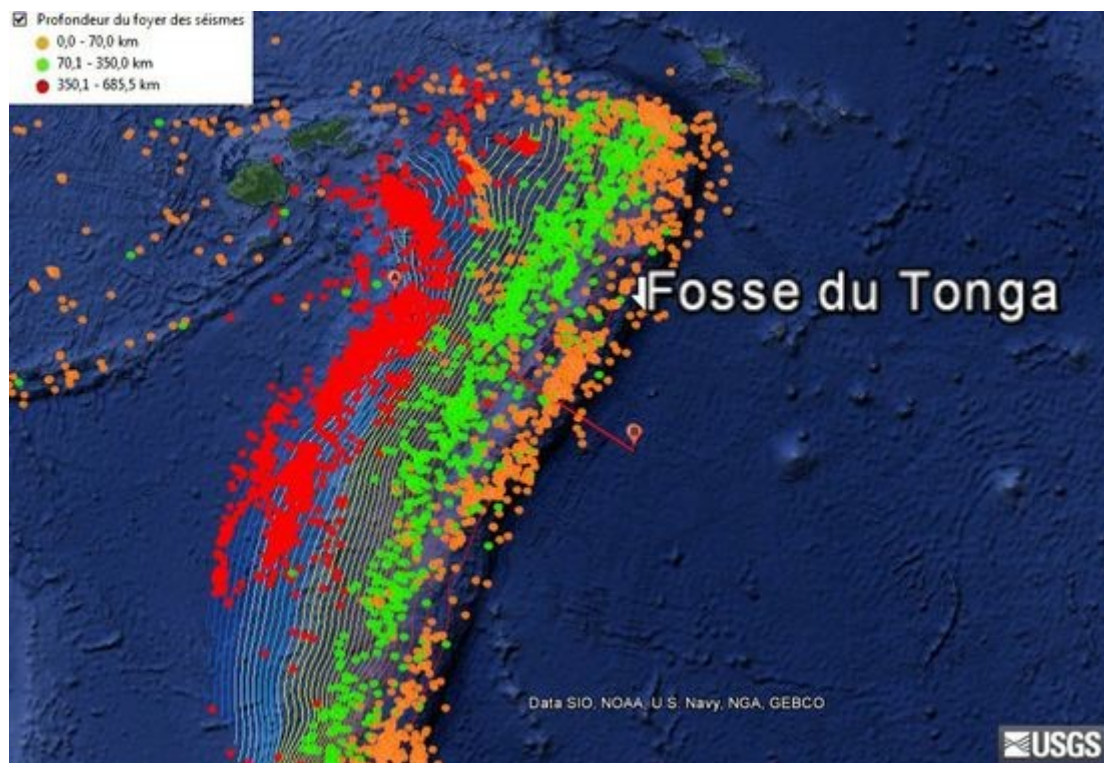
- **Les séismes superficiels**, qui se produisent à faible profondeur (quelques dizaines de Km), et que l'on retrouve autant dans les zones de divergence (dorsales océaniques), qu'au niveau des zones de convergence.

- **Les séismes intermédiaires**, que l'on ne trouve qu'au limites convergentes, et qui se produisent majoritairement entre 100 et 300 Km de profondeur.

- **Les séismes profonds**, exclusivement répartis le long des limites convergentes, ils peuvent se produire jusqu'à la base de l'asthénosphère (700 Km).



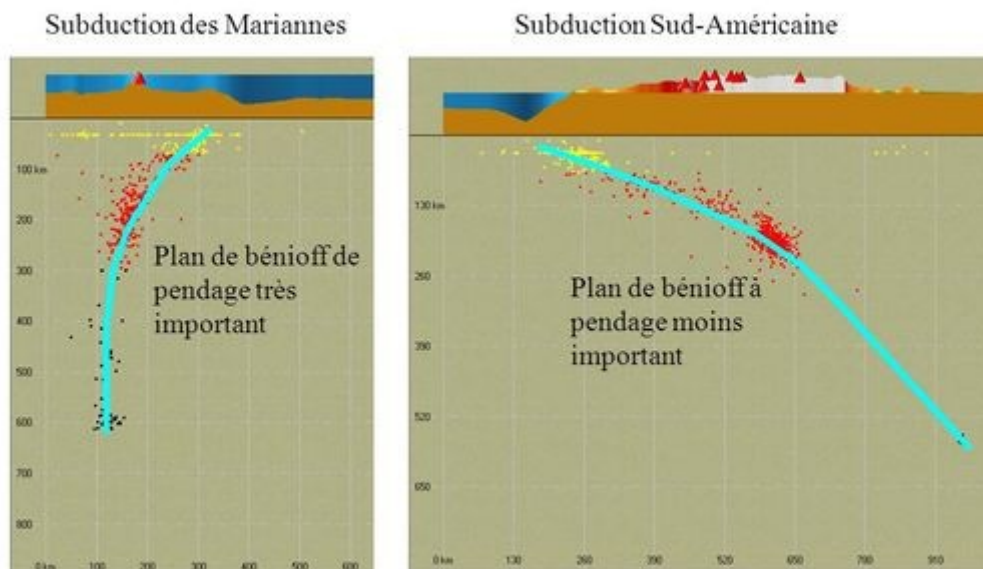
Dans les zones convergentes, la projection en surface, de cette répartition altitudinale des séismes se traduit par la mise en évidence de bandes parallèles aux fosses océaniques :



Cette répartition non chevauchante des différents types de séismes, met en évidence le plan de subduction entre les deux plaques tectoniques, appelé **plan de Benioff**.

L'étalement des bandes sismiques met en évidence le **pendage** de ce plan : plus les bandes sont resserrées, plus le pendage est fort, ce qui met en évidence une plaque subductante vieille, car froide et donc dense. A l'inverse, si les bandes sont étalées, le pendage est faible, mettant en évidence une lithosphère jeune, encore chaude, et peu dense, qui a donc plus de mal à pénétrer le manteau.

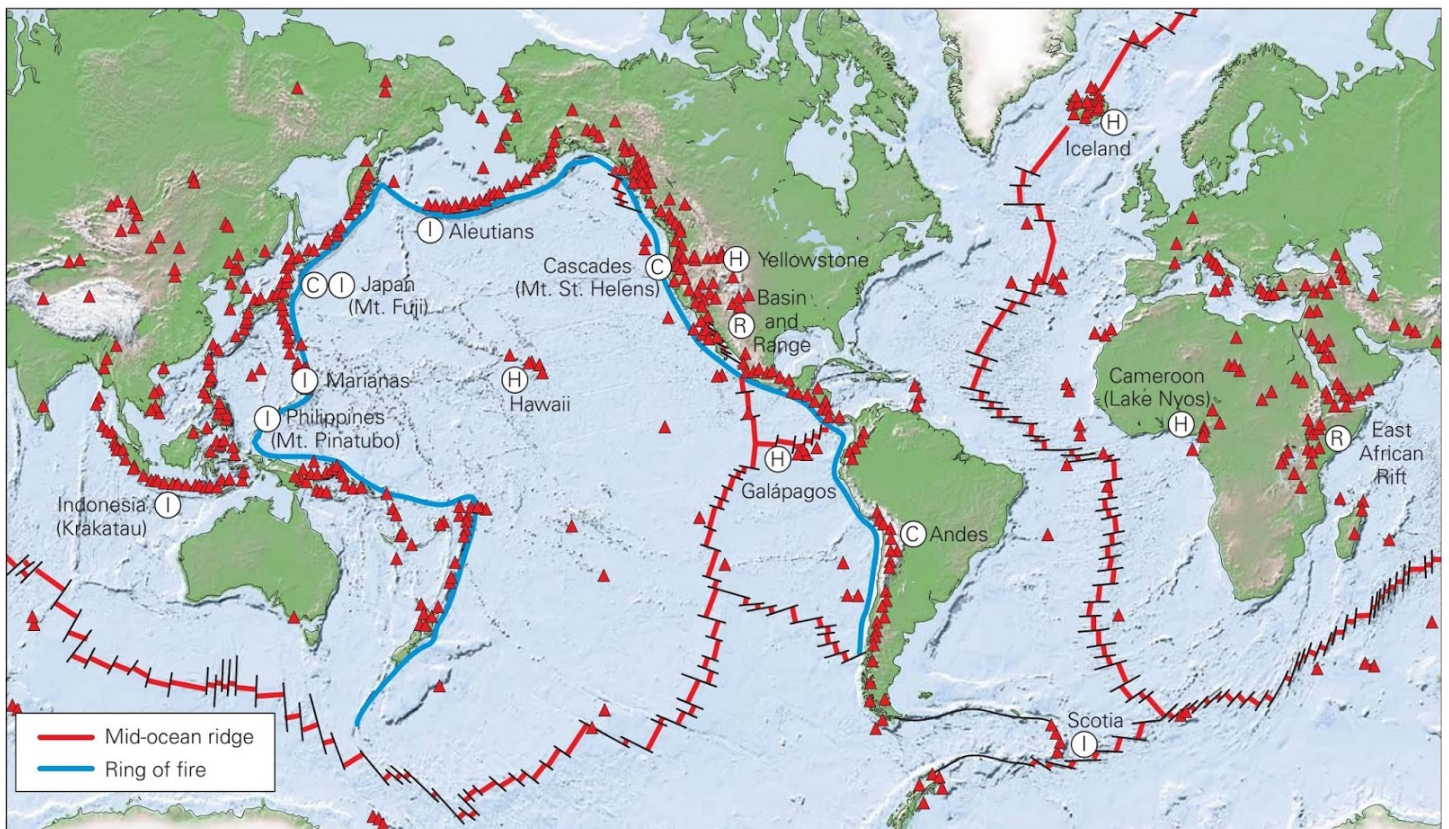
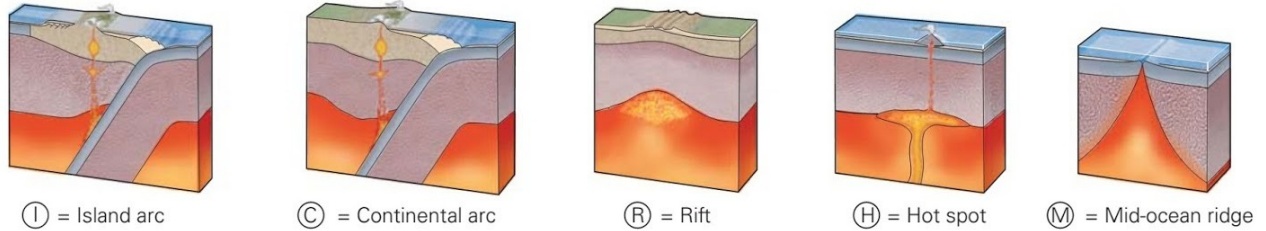
Une marge active : de nombreux séismes le long du plan de benioff



→ Dépend de la densité de la lithosphère océanique plongeante.
Plus cette lithosphère est vieille, plus elle est dense, et plus le pendage est fort.

5- L'étude du volcanisme

A l'image des séismes, les volcans ne sont pas aléatoirement répartis à la surface du globe. Ils sont très majoritairement concentrés aux limites de plaques, même s'il existe un volcanisme intra-plaque, dit de « point chaud », que nous évoquerons plus loin.

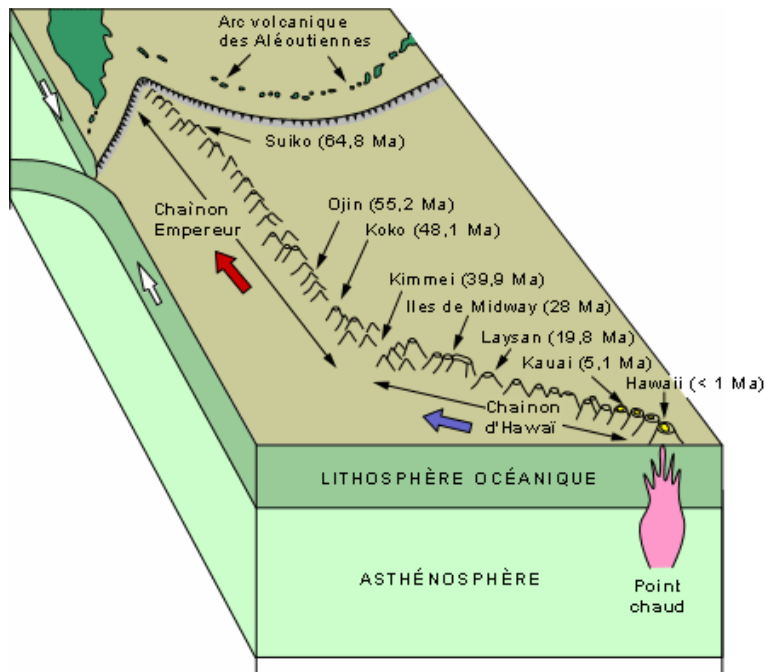
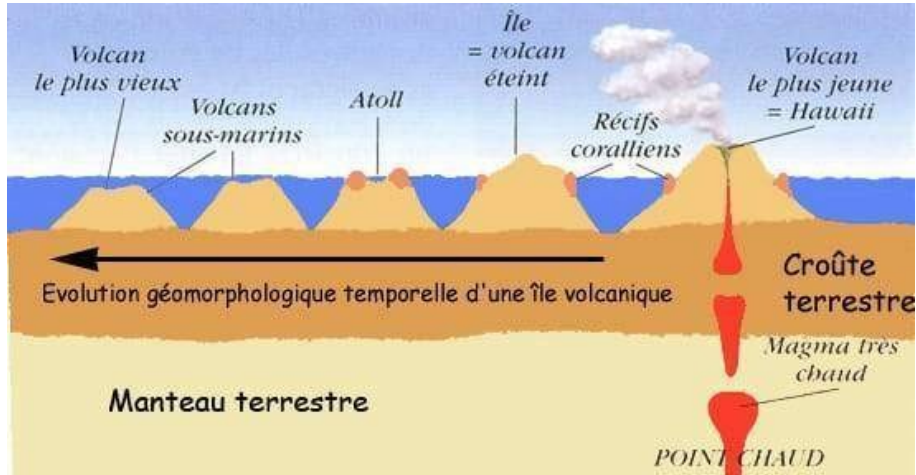


- **Le volcanisme des dorsales océaniques** est concentré dans les rifts centraux où se forme la lithosphère océanique, dont la composition basaltique / gabbroïque suppose une lave proche de la zone de fusion partielle du manteau péridotitique d'où est issu le magma qui lui a donné naissance.

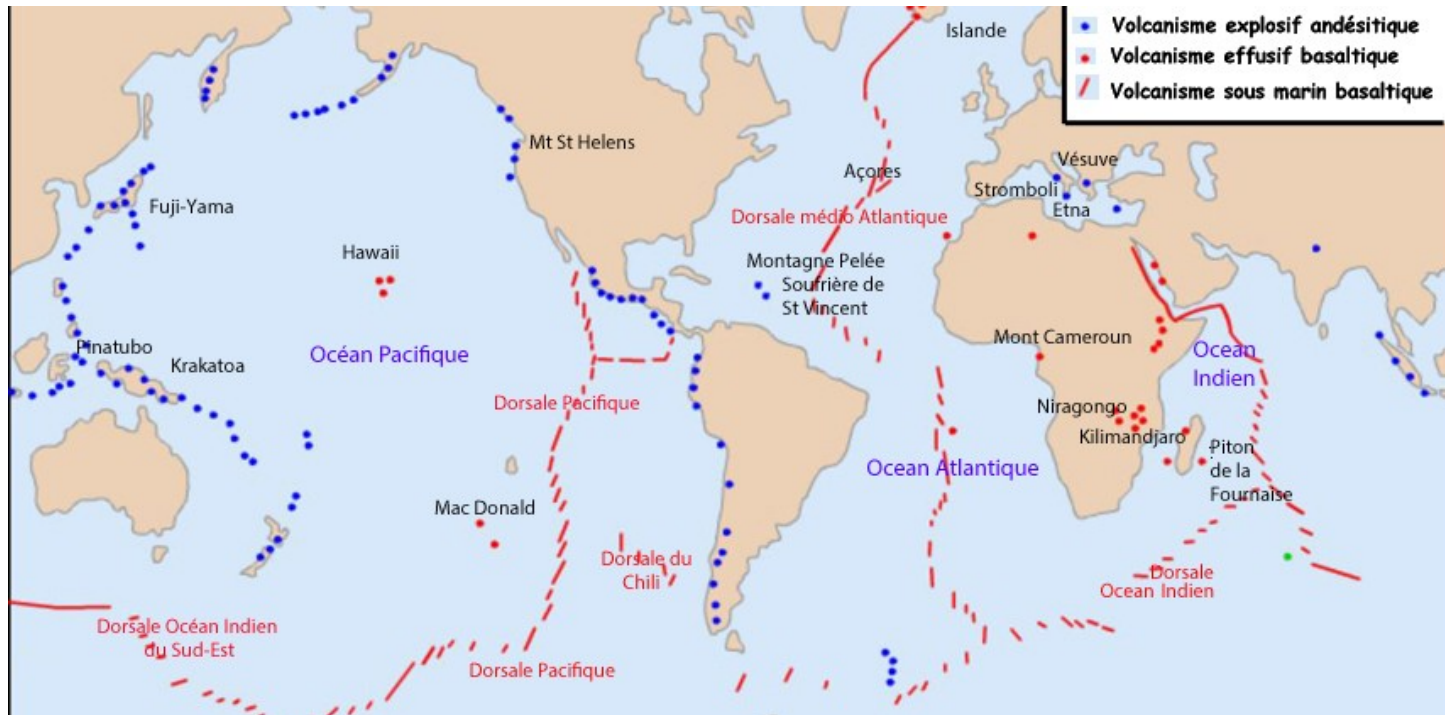
- **Le volcanisme des zones de subduction** est lié aux anomalies de pression et de température induites par le plongement d'une lithosphère océanique dans le manteau. Ce volcanisme est à l'origine de la formation de chaînes de volcans océaniques ou continentaux. La subduction d'une lithosphère océanique sous une autre lithosphère du même type donne donc naissance à un arc insulaire volcanique (parties Nord et Ouest de la ceinture de feu), caractérisé par un volcanisme différent de celui des arcs continentaux, issus de la subduction d'une lithosphère océanique sous une lithosphère continentale.

- **Le volcanisme de point chaud** est un volcanisme intra-plaque, principalement océanique, dû à un apport localisé de matériel chaud, dont l'origine est encore discutée, provoquant une fusion partielle du manteau.

On considère que les points chauds sont fixes, et peuvent fonctionner plusieurs millions d'années, perçant régulièrement la lithosphère qui se déplace dessus. Le magmatisme de point chaud est donc une preuve supplémentaire du déplacement des plaques tectoniques.



Carte de la répartition des 3 grands types de volcanisme :



Ces observations nous permettent de mettre en évidence le moteur de la tectonique des plaques : **le magmatisme.**

En effet, les frontières de plaques apparaissent comme des lieux d'**évacuation de l'énergie interne** de la Terre, soit par **déplacement** simple, et il n'y aura que des séismes, soit par déplacement et **dissipation thermique**, et nous serons en présence de zones à la fois sismiques et volcaniques. Dans tous les cas, seuls des mouvements mantelliques sous-jacents peuvent expliquer ces contextes géodynamiques.

Nous allons donc maintenant nous intéresser au phénomène magmatique, d'une manière générale d'une part, mais en essayant finalement, de le rattacher au contexte géodynamique dans lequel il est observé.

PARTIE II

Les minéraux constitutifs de la croûte terrestre

1- introduction

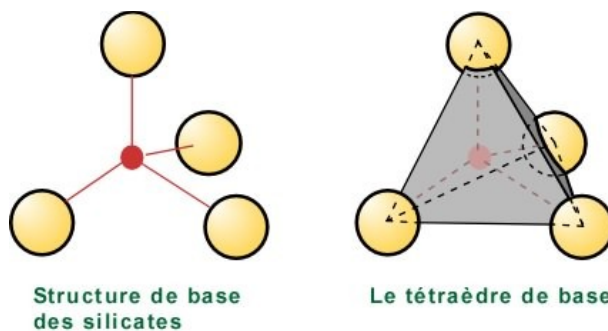
Oxygène (O)	46,6 %	~75 %
Silicium (Si)	27,7	
Aluminium (Al)	8,1	
Fer (Fe)	5,0	
Calcium (Ca)	3,6	
Sodium (Na)	2,8	
Potassium (K)	2,6	
Magnésium (Mg)	2,1	
... les autres	1,5	

La différenciation de la Terre en couches concentriques, est principalement due à la gravité : la fusion des composants de la Terre a permis qu'un phénomène d'**accrétion différentielle** se mette en place, rejetant les éléments chimiques les plus légers vers la surface, pendant que les plus lourds (principalement du fer et du Nickel) se sont concentrés dans le noyau.

Ceci explique la forte concentration en éléments légers de la croûte, au premier rang desquels on trouve l'**oxygène** et le **silicium**, qui à eux seuls représentent **75 %** des matériaux crustaux.

En conséquence, les minéraux principalement composés de Si et O représentent 95 % des minéraux de la croûte ! Ces minéraux forment **le groupe des silicates**.

Tous les silicates ont une structure de base commune, que l'on appellera tétraèdre de base, composé d'un atome de silice central et de quatre atomes d'oxygène périphériques :



Le bilan des charges d'un tétraèdre est donc négatif :

Le bilan des charges

Oxygène (O ²⁻)	: 4 x - 2 = - 8
Silicium (Si ⁴⁺)	: 1 x + 4 = + 4

	excès - 4

Représentation simplifiée d'un tétraèdre de base :

Représentation du tétraèdre de base

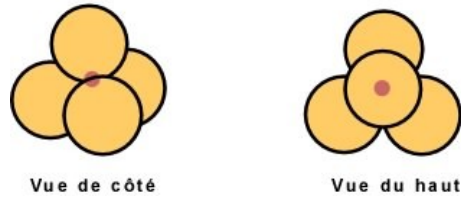
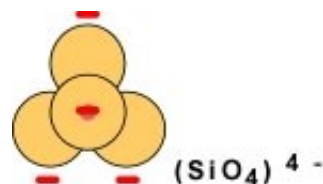


Tableau des principaux minéraux silicatés de la croûte :

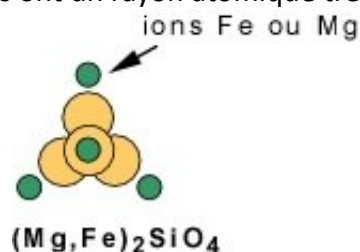
MINÉRAL		FORMULE CHIMIQUE IDÉALISÉE	CLIVAGE	RÉSEAU CRISTALLIN
Olivine		$(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$	Aucun	Tétraèdre isolé (B)
Groupe des pyroxènes		$(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$	2 plans à angle droit	Chaîne simple (C)
Groupe des amphiboles		$(\text{Mg, Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	2 plans (60° et 120°)	Chaîne double (D)
Micas	Muscovite	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	1 plan	Couche planaire (E)
	Biotite	$\text{K}(\text{Mg, Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$		
Feldspath	Orthoclase	KAlSi_3O_8	2 plans à 90°	Réseau en 3 dimensions
	Plagioclase	$(\text{Ca, Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$		
Quartz		SiO_2	Aucun	

Chacun de ces groupes de minéraux est caractérisé par une structure de base dont les charges négatives auront été neutralisées par l'addition d'ions métalliques positifs, comme Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ etc. Ces structures de base sont :

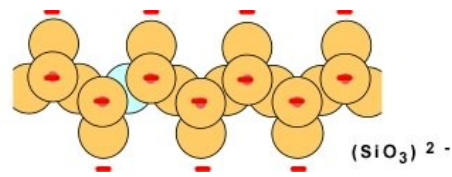
2- Le tétraèdre isolé :



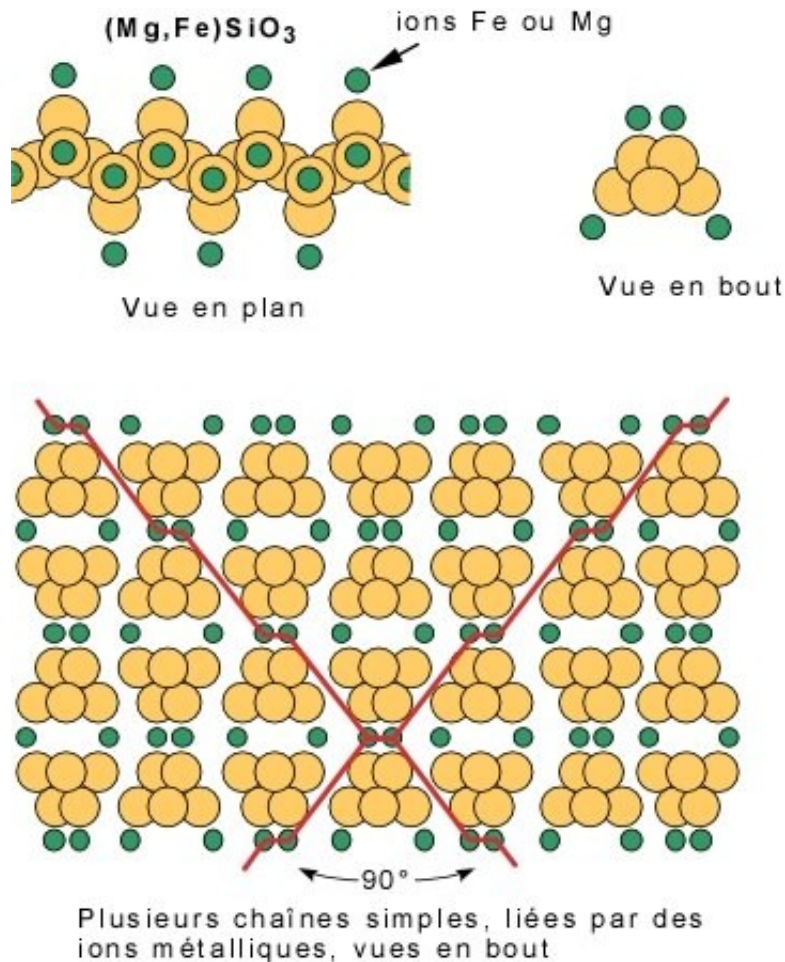
La liaison de tétraèdres isolés par du fer ou du magnésium donnera **l'olivine**. La proportion en ces éléments métalliques peut varier car ils ont un rayon atomique très proche.



3- La chaîne simple :

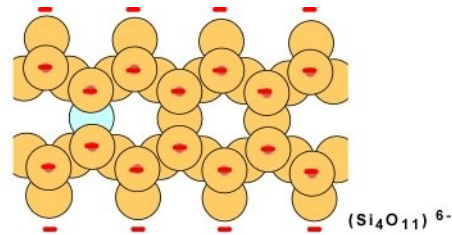


La liaison de chaînes simples par du fer ou du magnésium donnera **les pyroxènes** :

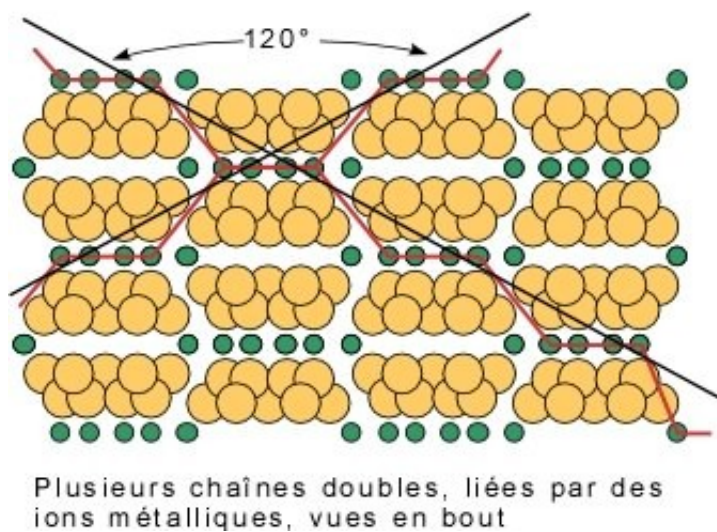
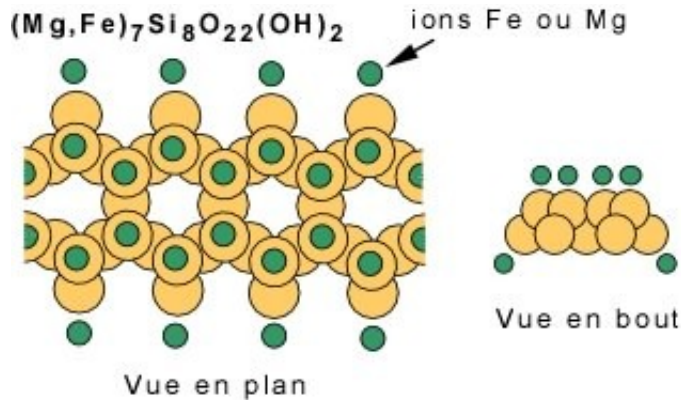


Les forces de liaison assurées par les ions métalliques sont plus faibles que celles s'opérant lors du partage d'un atome d'oxygène entre 2 tétraèdres. Il en découle un plan de faiblesse du minérale, nommé plan de clivage. Les pyroxènes ont donc deux plans de **clivages** présentant un angle de **90°**.

4- La chaîne double :



La liaison de chaînes doubles par du fer ou du magnésium donnera **les amphiboles**, qui présentent aussi deux plans de **clivage à 120° et 60°**.

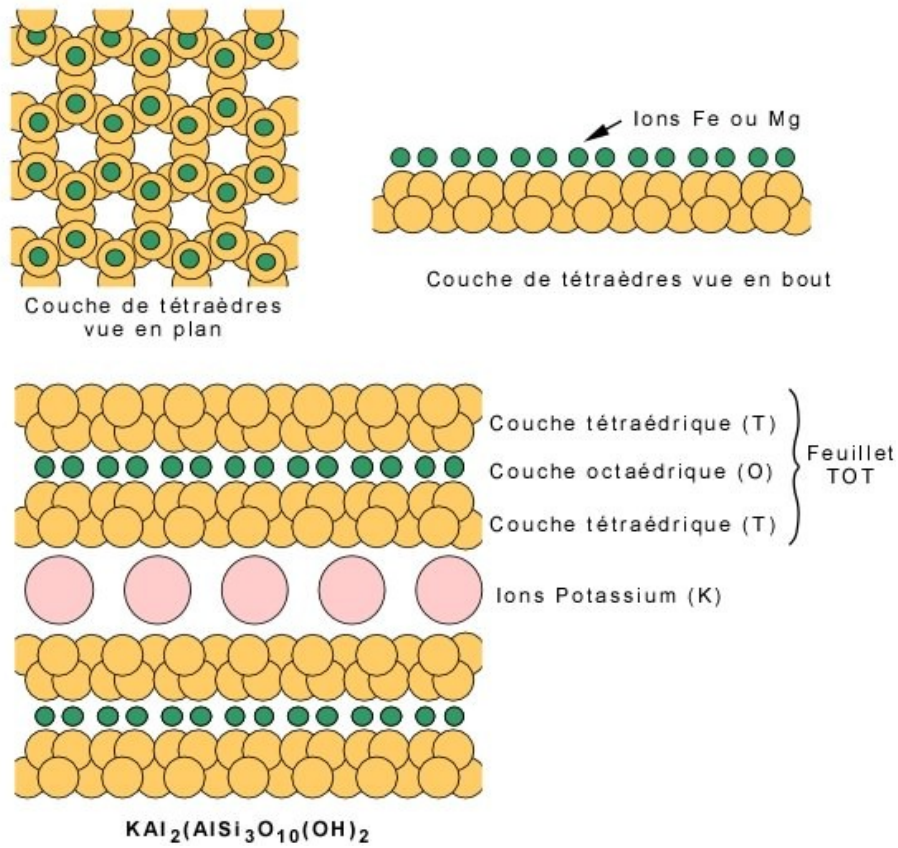


5- La couche de tétraèdres :

La liaison de couches de tétraèdres par du fer ou du magnésium donnera les micas.

Remarque : chez les micas, il y a deux types de couches : une couche tétraédrique, notée T, formée des tétraèdres silicium/oxygène, et une couche octaédrique notée O, formée des ions métalliques et d'oxygènes.

Les feuillets TOT sont liés par de gros ions, comme le potassium pour la muscovite.



Le Quartz SiO_2 , est le dernier type de silicates. Il ne présente pas de plan de clivage car il ne comporte pas d'ions métalliques. Tous les tétraèdres de silice sont liés par partage d'oxygènes.

Partie III

Le magmatisme

1- Définition :

Le magmatisme décrit l'ensemble des phénomènes touchant les magmas : leur **formation**, leur **migration**, ainsi que leur **crystallisation**. Ces bains silicatés, dont la température varie de **700°C** pour un magma granitique, à **1200°C** pour un magma basaltique, résultent d'une **fusion partielle** de la lithosphère, l'asthénosphère voire la mésosphère (manteau inférieur), et ont une teneur en **silice** variant entre 40 % et 75 %.

Un magma est constitué de 3 phases :

- **une phase liquide** représentant 10 à 70 % du magma.

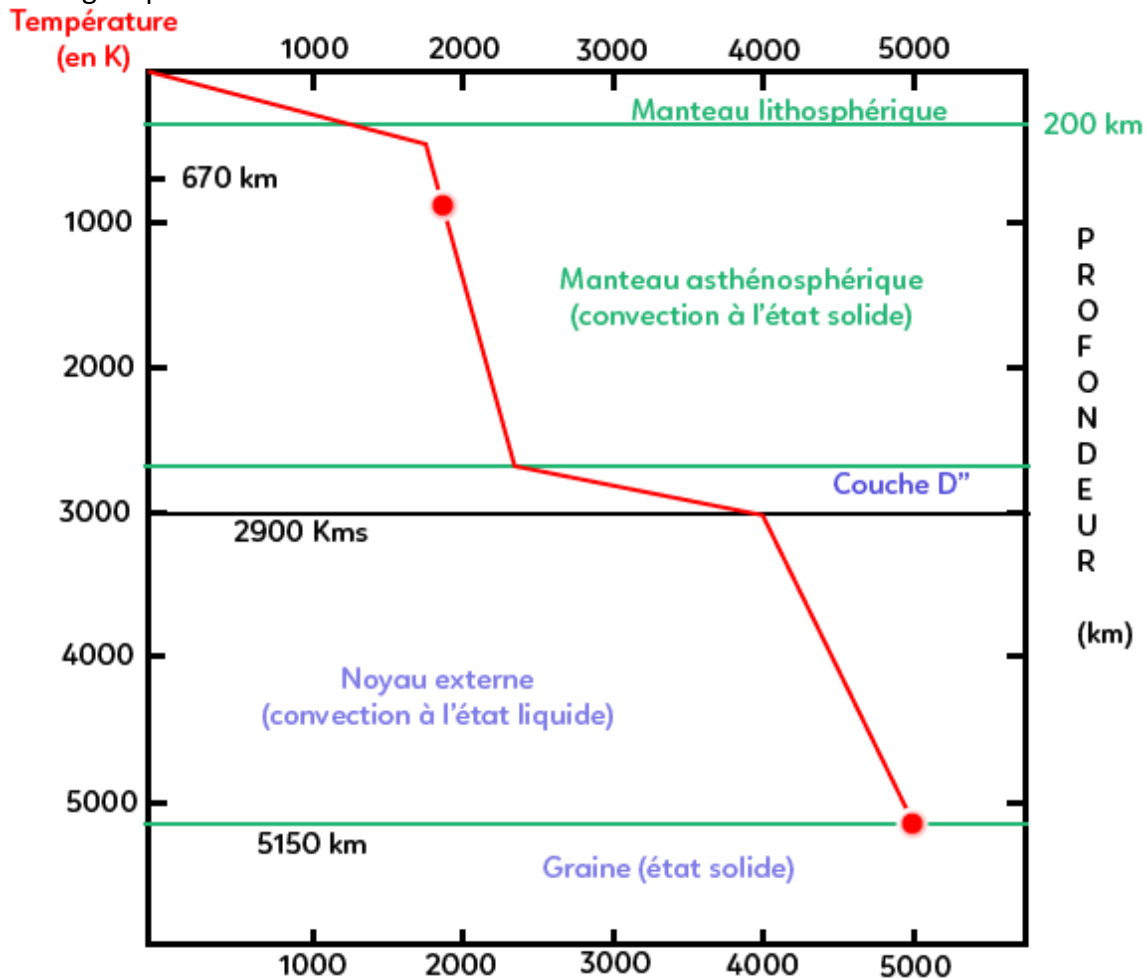
- **Une phase solide** très variable en quantité et en nature, car elle dépend du niveau de fusion partielle de la roche originelle, en grande partie responsable de la composition chimique du magma de départ, des minéraux arrachés aux fissures et cheminées empruntées par le magma lors de sa remontée, ainsi que de la cristallisation fractionnée qui s'opère lorsque le magma stagne dans des chambres magmatiques.

- **Une phase gazeuse** qui définit pour une grande part le dynamisme plus ou moins explosif du volcan. Les volcans explosifs sont le fruit de magmas contenant de 3 % (ceinture de feu du Pacifique) à 7 % d'eau (magmas rhyolitiques andins), tandis que les magmas à l'origine du volcanisme basaltique Hawaïen par exemple ne contiennent qu'1 % de gaz dissous.

On comprend donc mieux pourquoi un magma primaire ne donne pas la même roche en tout points du globe. Ils est soumis à deux mécanismes qui tendent à faire évoluer les phases liquides successivement générées lors de sa remontée. D'une part la **fusion partielle** produit des liquides qui n'ont pas la même composition que la roche de départ, et d'autre part la **crystallisation fractionnée** appauvrit le magma résiduel qui se différencie donc d'autant plus que sa remontée est lente.

2- La formation des magmas :

Les magmas sont issus de roches qui, soumises à des conditions de pression et température particulières, fondent. Nous savons depuis longtemps que la température augmente avec la profondeur, on pourrait donc penser que cette augmentation de température suffise à la genèse des magmas, mais c'est sans compter la pression, qui augmente elle aussi avec la profondeur, et s'oppose ainsi à l'agitation atomique. Il est donc nécessaire de connaître le géotherme terrestre de manière précise pour comprendre dans quelle conditions un magma peut se former.

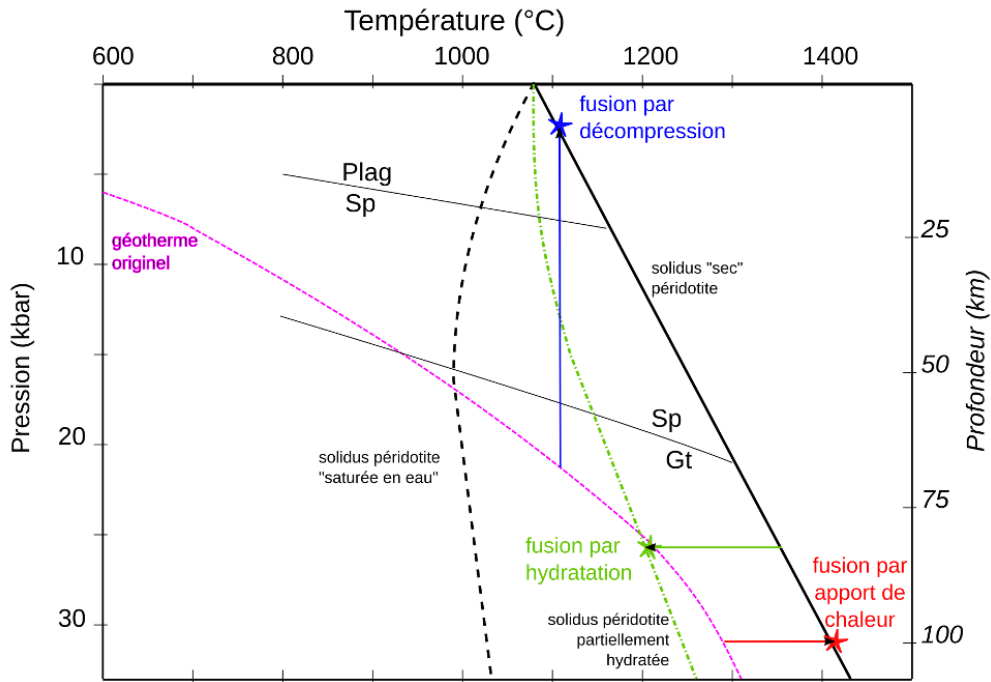


La Terre n'est thermodynamiquement parlant, pas un système stable, elle a besoin d'évacuer de l'énergie, notamment sous forme de chaleur. La chaleur peut se transmettre par **conduction** (transmission lente qui ne se produit que dans les zones stables, mouvements de matière faibles ou nuls) ou par **convection** (déplacement de matière qui transporte sa chaleur).

En fonction des conditions de températures et de pressions, les matériaux de l'écorce terrestre peuvent se présenter sous 3 états différents : solide, partiellement fondu ou liquide. Les courbes séparant ces 3 domaines sont appelées :

- **Le liquidus** : séparant le domaine purement liquide du domaine partiellement fondu, c'est à dire liquide + cristaux.

- **Le solidus** : séparant le domaine partiellement fondu du domaine solide.



On peut remarquer que les courbes des géothermes, qu'ils soient continentaux ou océaniques, ne croisent jamais le solidus. Ceci implique que, dans des conditions normales de pression et température, les roches ne fondent pas ! Il faut des conditions particulières pour arriver jusqu'à la fusion des roches.

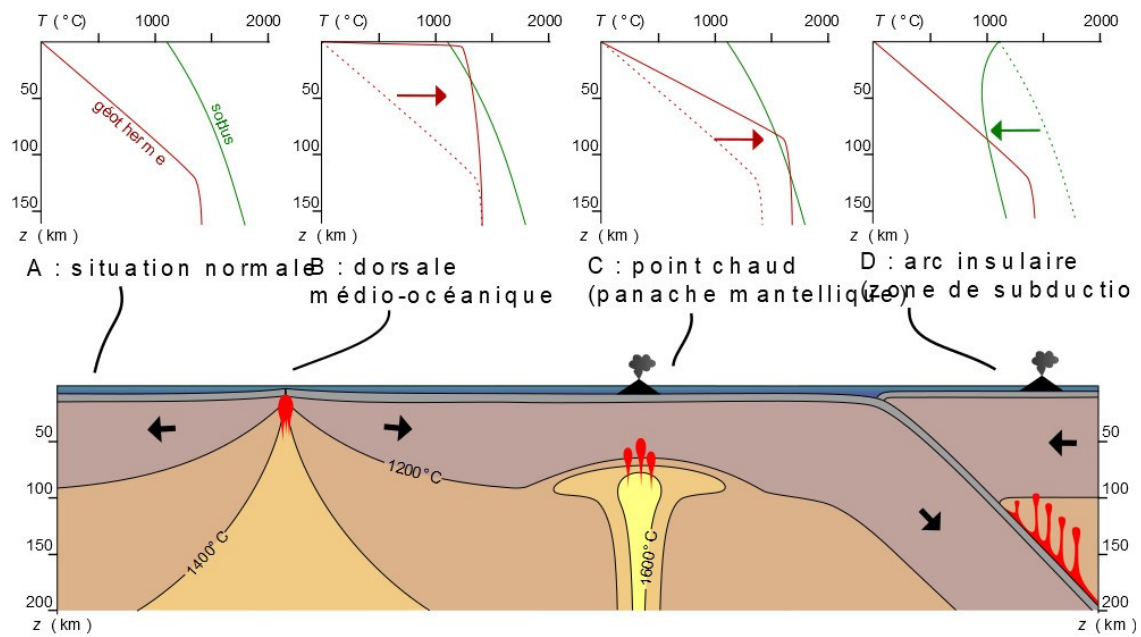
La courbe précédente montre les 3 conditions dans lesquelles une fusion est possible :

- **Une remontée de matériel**, sans perte de chaleur (flèche noire), provoquant une décompression adiabatique. C'est le cas au niveau des dorsales océaniques, où grâce à l'amincissement crustal dû au contexte distensif, il y a une chute de pression à température constante. Les roches qui cristallisent à partir de ces magmas font partie de la **série tholéiitique**.

- **Une augmentation de la température** (flèche rouge), c'est ce que l'on observe au niveau du volcanisme intra-plaque de point chaud.

- **Un apport d'eau**, constaté au niveau des zones de subduction. La plaque subduite subit une augmentation de pression assez rapide (fonction de la vitesse d'enfoncement) et une augmentation de température qui présente un certain retard puisque la chaleur est transmise uniquement par conduction.

Les minéraux hydratés de la croûte océanique (amphiboles, micas) deviennent **instables** et se transforment en minéraux **anhydres**. L'eau est alors expulsée, et provoque une **baisse du solidus**. Les roches qui cristallisent à partir de ce type de magma font partie de la **série calco-alcaline**.



L'observation des **roches basaltiques** à la surface de la Terre nous montre qu'il en existe 4 grand types : les **Tholéiites à quartz ou à olivine**, et les **basaltes alcalins ou calco-alcalins**. Chacun de ses types de basaltes est associé à un **contexte géodynamique** précis, ce qui, ajouté au fait que le manteau dont sont issus les magmas est **homogène**, nous impose l'existence de mécanismes influant sur la genèse des magmas ou leur évolution. Les deux mécanismes majeurs responsables de cette diversité des roches basaltiques sont la **fusion partielle**, et la **crystallisation fractionnée**.

3- La fusion partielle des roches :

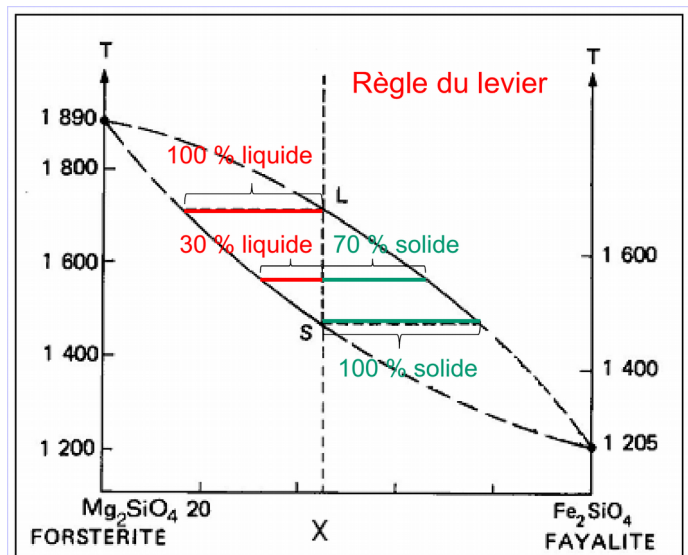
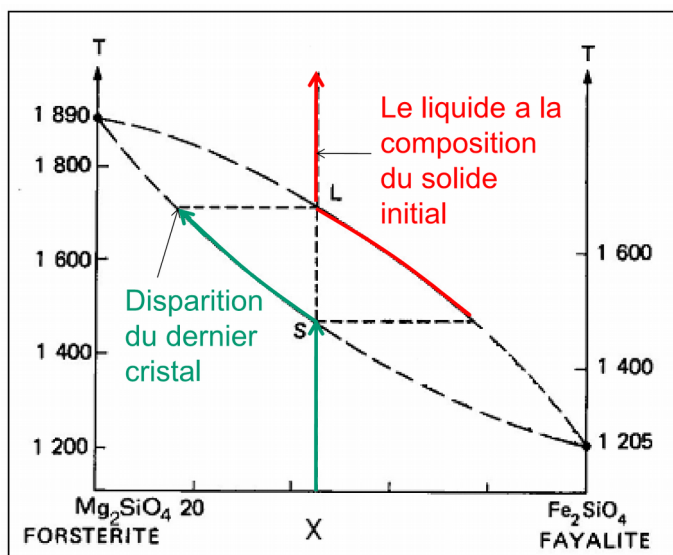
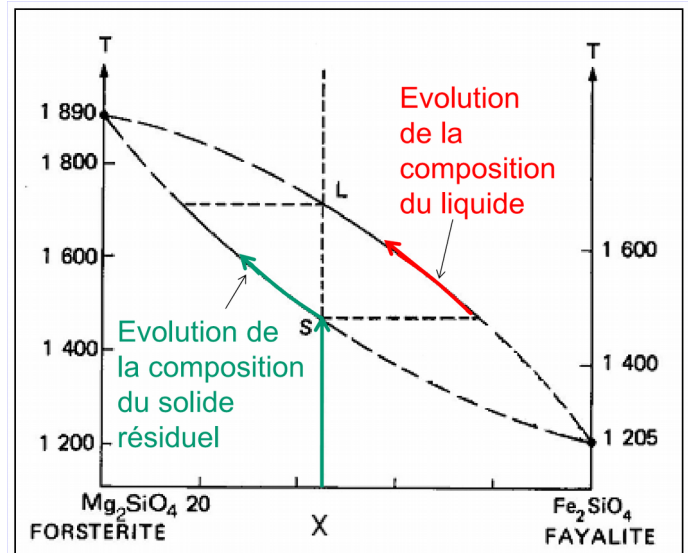
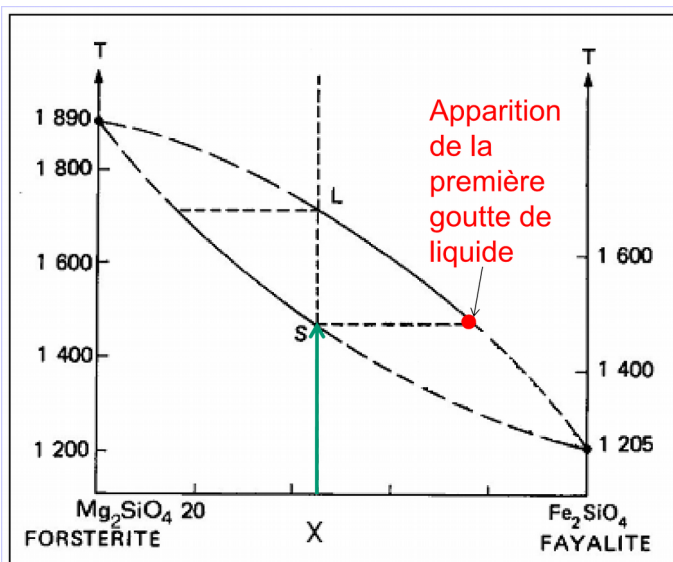
Les roches peuvent être soumises, comme nous l'avons vu précédemment, à une fusion donnant naissance à deux phases l'une liquide et l'autre solide qui vont coexister jusqu'à une éventuelle éjection du matériel liquide au niveau de zones volcaniques.

La fusion d'une roche mantellique n'est jamais totale, on l'appelle donc fusion partielle et peut aller de 5 % de la roche originelle au niveau des points chauds (magma alcalin), à 30 % au niveau des dorsales (magma tholéiitique).

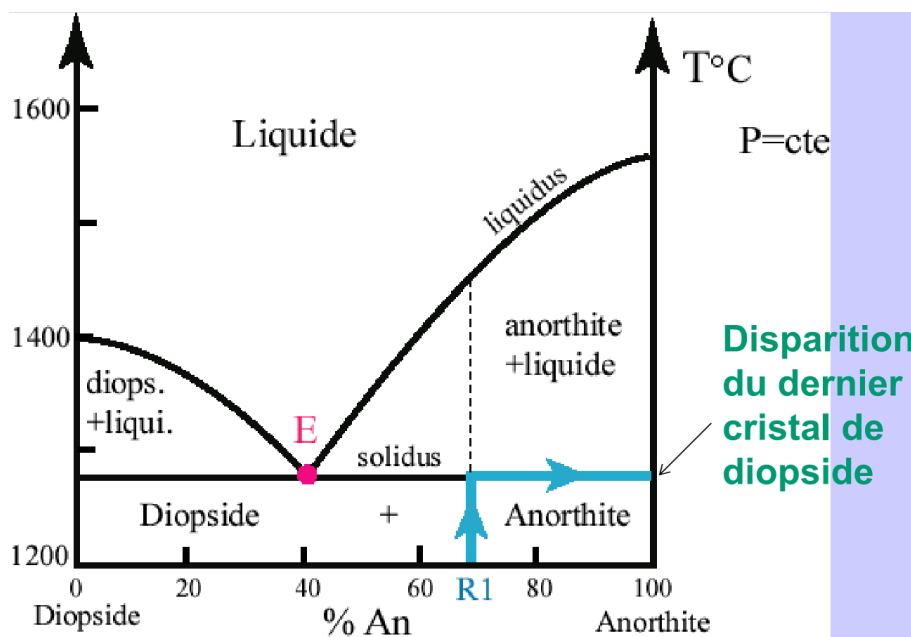
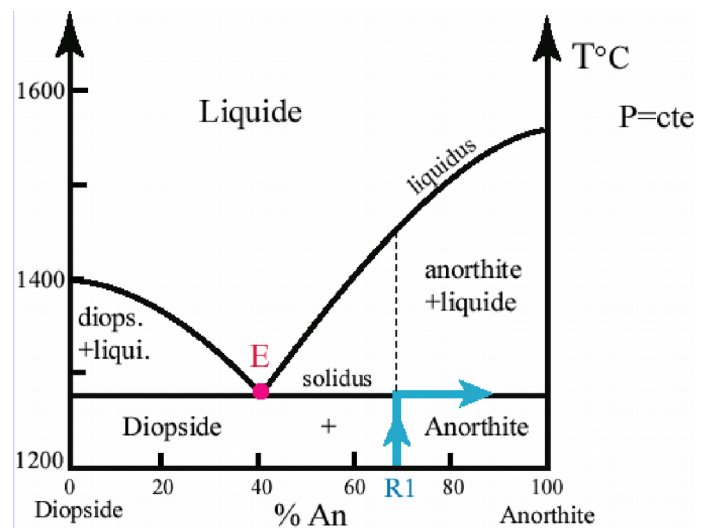
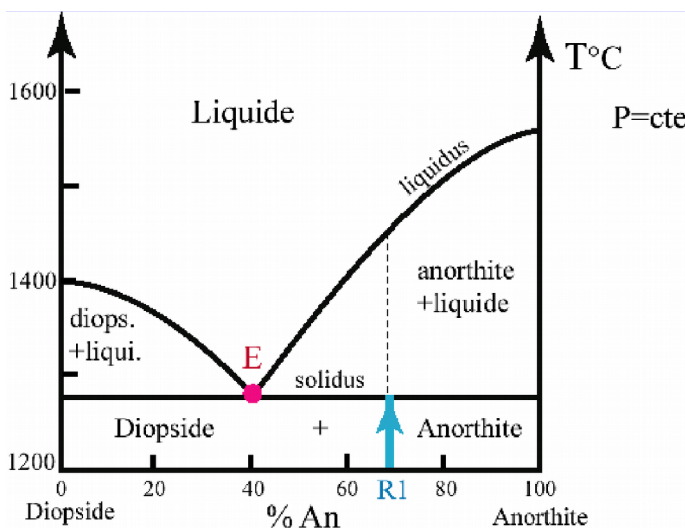
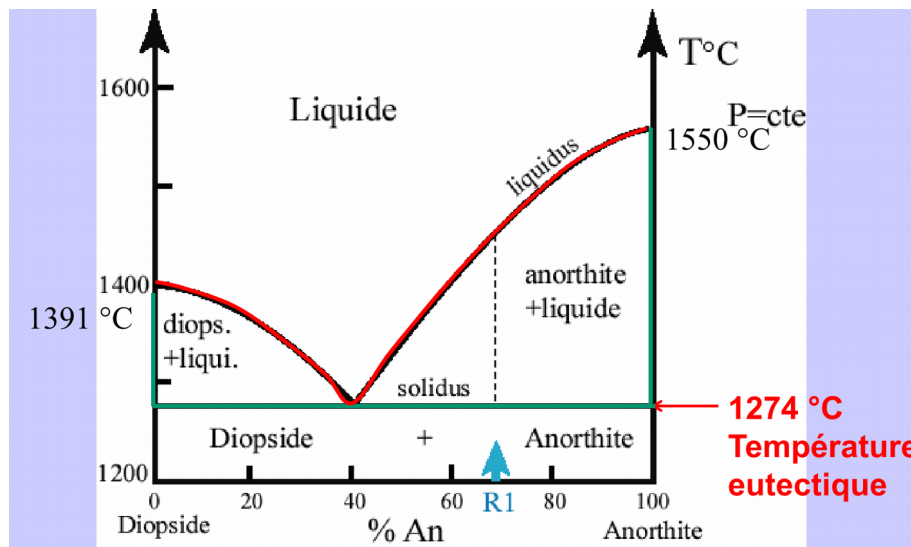
On parle de fusion incongruente car le liquide obtenu n'a pas la même composition que la roche de départ.

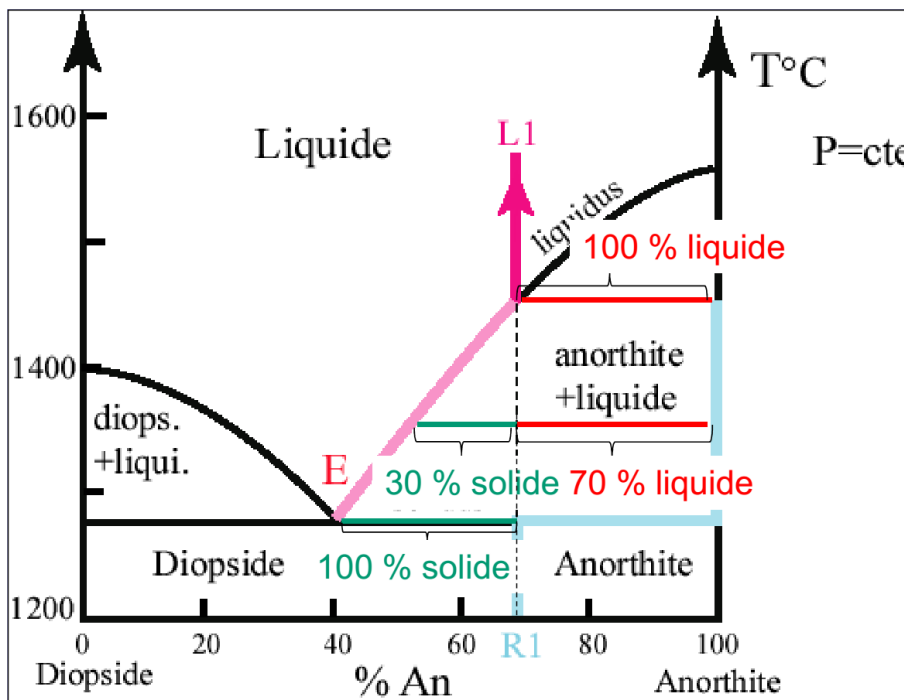
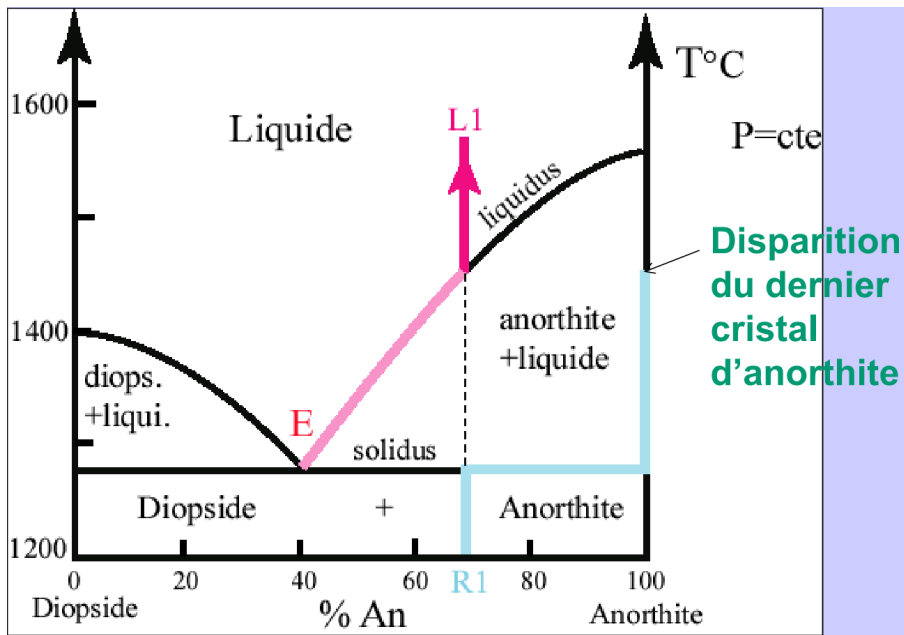
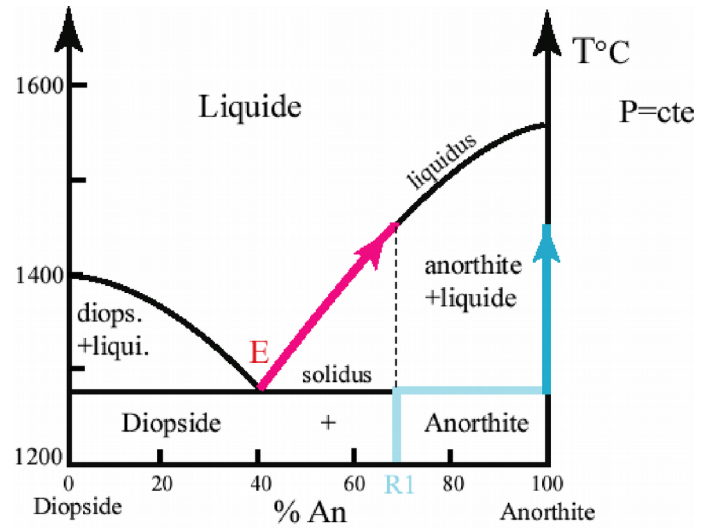
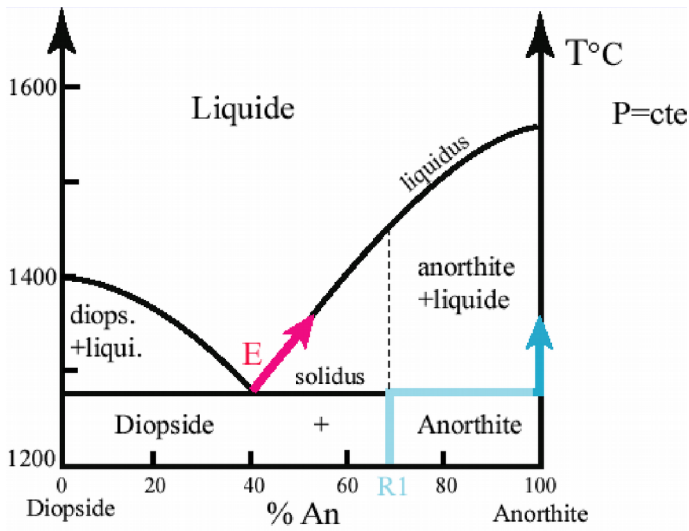
Des expériences nous ont permis de mettre en évidence ces processus de fusion hétérogènes pour un ensemble de couples de minéraux représentatifs des roches mantelliques ou crustales :

Fusion d'un mélange binaire sans eutectique : l'exemple de l'olivine



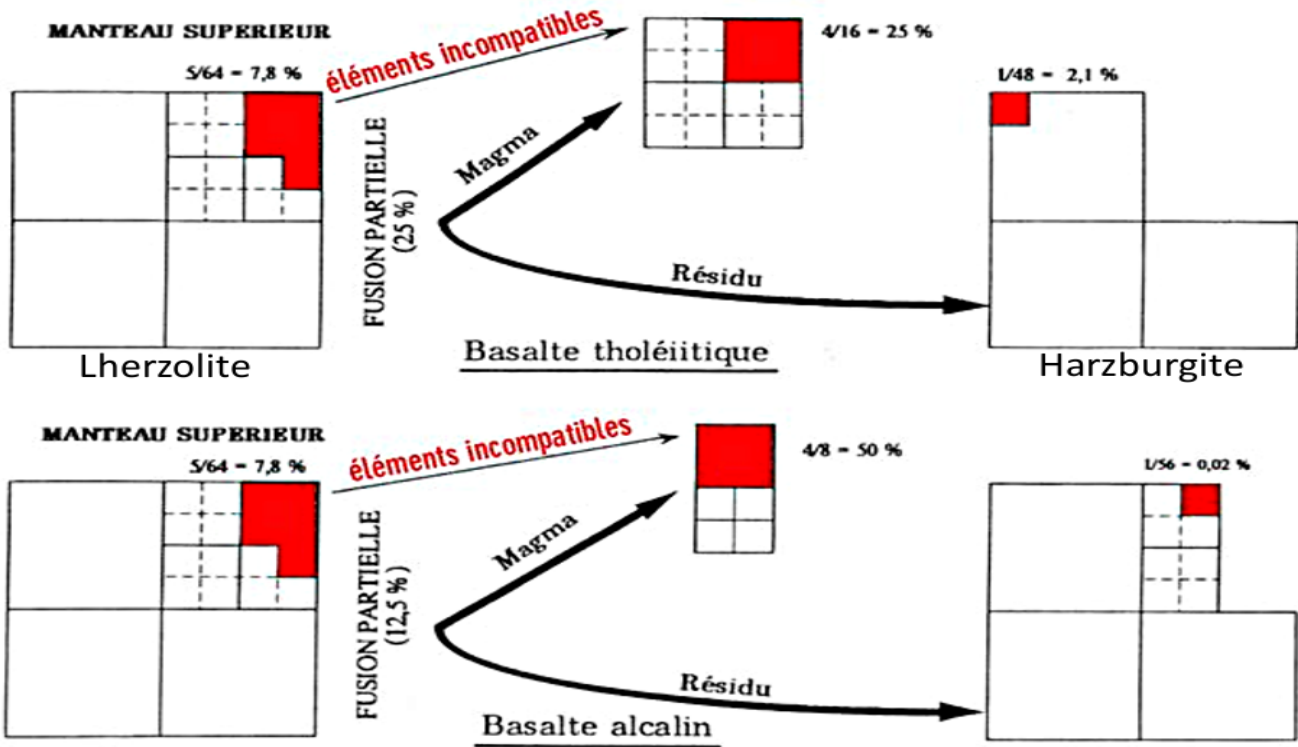
Fusion d'un mélange binaire avec eutectique (minéraux ne formant pas de série isomorphe, à l'inverse de l'olivine ou des plagioclases) : l'exemple du couple Diopside/Anorthite





Ce phénomène vient du fait que tous les éléments chimiques de la roche de départ n'ont pas le même comportement lors de la fusion partielle : certains vont se concentrer dans la phase liquide, on parle d'éléments incompatibles, alors que d'autres, appelés éléments compatibles, auront tendance à rester dans la phase solide.

Influence du taux de fusion partielle sur le type de magma produit



Les éléments compatibles et incompatibles sont caractérisés par leur coefficient de partage, noté KD :

$$KD = \frac{[\text{élément x}] \text{ dans le minéral M}}{[\text{élément X}] \text{ dans le magma en équilibre avec M}}$$

Les éléments incompatibles sont donc caractérisés par un $KD < 1$, et les éléments compatibles par un $KD > 1$.

tableau-periodique.fr

Légende:

- Non-métaux
- Métaux alcalins
- Métaux alcalino-terreux
- Métaux de transition
- Métaux pauvres
- Métalloïdes
- Halogènes
- Gaz nobles
- Lanthanides
- Actinides
- éléments incompatibles
- éléments compatibles

L'analyse de ces éléments permet de déterminer les grands types de **réservoirs magmatiques** ainsi que l'éventuelle **contamination** des ces magmas lors de leur remontée, par des éléments de la croûte, ou leur **différentiation** due à leur passage dans des chambres magmatiques.

Les valeurs obtenues ont du être normalisées par rapport à une roche prise comme référence, appelée MORB (Mid Oceanic Ridge Basalt). On calcule pour chaque élément le rapport suivant :

$$[\text{élément X}]_{\text{Roche}} / [\text{élément}]_{\text{MORB}}$$

Les éléments incompatibles sont donc des éléments mineurs ou en traces, qui se concentrent dans les liquides de part leur incompatibilité avec les réseaux cristallins des phases minérales (solides).

Deux facteurs jouent sur la chimie des magmas primaires : le **degré de fusion partielle**, et la **profondeur** de cette fusion.

Un faible degré de fusion concentre les éléments incompatibles (par exemple Na et K) dans le magma, c'est ce que l'on observe au niveau des basaltes de point chauds (OIB), et dans une moindre mesure au niveau des basaltes des dorsales rapides type Pacifique (MORB-P). L'élévation de ce degré de fusion entraîne une

fusion de nouveaux minéraux, ce qui dilue les éléments incompatibles dans le magma primaire, qui sera alors qualifié de magma appauvri.

Mutatis mutandis, le magma issu de la fusion d'une péridotite sera d'autant plus riche en éléments incompatibles, comme Na ou K (alcalins), que le degré de fusion sera faible. Ainsi, un basalte alcalin (OIB), résultant d'un degré de fusion partielle faible sera plus riche en incompatibles alcalins (Na et K), qu'un basalte tholéiitique de la dorsale Atlantique.

La profondeur de fusion du manteau est un paramètre important car elle détermine quel minéral accessoire du manteau sera impliqué :

- Péridotite à grenats pour une profondeur supérieure à 75-80 Km.
- Péridotite à spinelle entre 30 et 75 Km.
- Péridotite à plagioclases à moins de 30 Km.

On peut, grâce à la loi de conservation des masses appliquée aux éléments incompatibles, comme K_2O , **calculer le taux de fusion** qu'a subi la lherzolite :

Soit $C=[K_2O]$, et F = fraction solide ou liquide,

on a

$$[K_2O]_{Lherzolite} = [K_2O]_{Basalte} \cdot F_{Basalte} + [K_2O]_{Harzburgite} \cdot F_{Harzburgite}$$

avec

$$F_{Basalte} + F_{Harzburgite} = 1$$

Donc

$$F_{Basalte} = ([K_2O]_{Lherzolite} - [K_2O]_{Harzburgite}) / ([K_2O]_{Basalte} - [K_2O]_{Harzburgite})$$

% poids	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	FeO
résidu	42,1	50,1	0,5	0,1	0,1	0	7
roche-mère	45,1	41,3	3,6	2	0,2	0,1	7,5
basalte	48	13	14,5	10	2,2	0,4	11

taux de fusion calculé

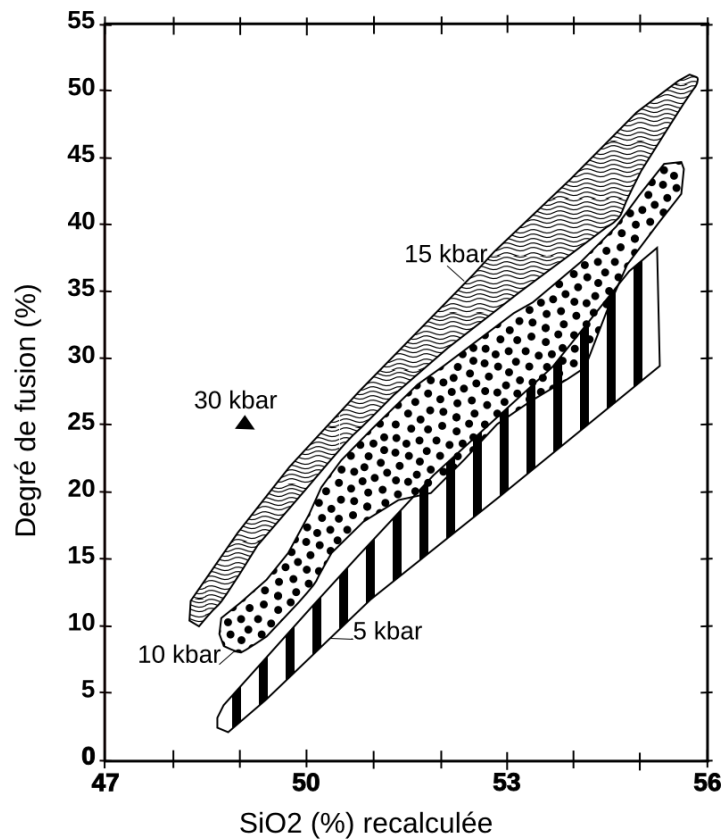
	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	FeO
taux de fusion f	50,8 %	23,7 %	22,1 %	19,2 %	4,7 %	25 %	12,5 %

- Le cas du silicium :

Pour le silicium (SiO_2), on observe un enrichissement systématique dans les magmas primaire basaltiques (44 à 53 % de SiO_2), par rapport à la péridotite initiale (39 à 44 % de SiO_2).

Attention ! On ne parle pas de comportement incompatible car Si est un élément majeur des réseaux cristallins, par définition toujours compatible avec les silicates.

Des expériences de fusion de péridotite montrent que la teneur en SiO_2 est dépendante du degré de fusion, mais aussi de la pression à laquelle elle se produit.



- La teneur en SiO_2 augmente, à **pression égale**, avec le degré de fusion :

- 15 kbar, 10 % de fusion = 48% de SiO_2 dans le magma

- 15 kbar, 25 % de fusion = 51% de SiO_2 dans le magma

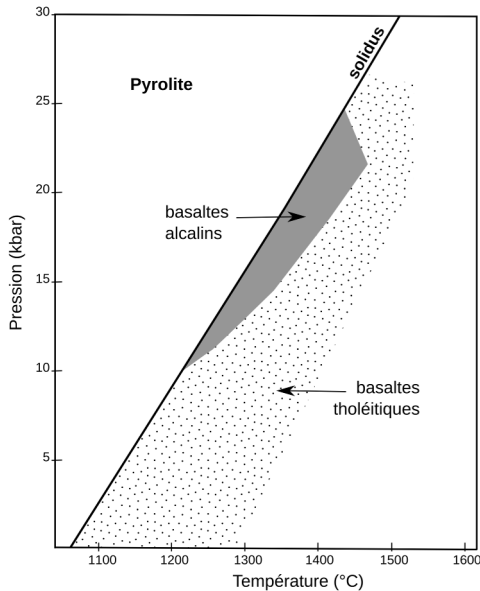
- La teneur en SiO_2 augmente également, à **degré de fusion égal**, lorsque la pression de fusion diminue :

- 10% de fusion, 15 kbar = 48,5% de SiO_2 dans le magma

- 10% de fusion, 5 kbar = 51% de SiO_2 dans le magma

Pression et degré de fusion expliquent donc les différences de concentration en SiO_2 des basaltes tholéitiques (dorsales principalement) qui en contiennent plus de 48 %, par rapport aux basaltes alcalins qui en contiennent moins de 48 %.

Les expériences de Jaques et Green à partir d'une pyrolite (roche de synthèse représentant le manteau moyen) confirment ces mesures :



Cette courbe nous montre le type de magma primaire obtenu en fonction des conditions de pression et de température.

Nous voyons que l'on ne peut obtenir des basaltes alcalins que dans des conditions de fusion faible (proche du solidus) et une pression élevée.

Remarque :

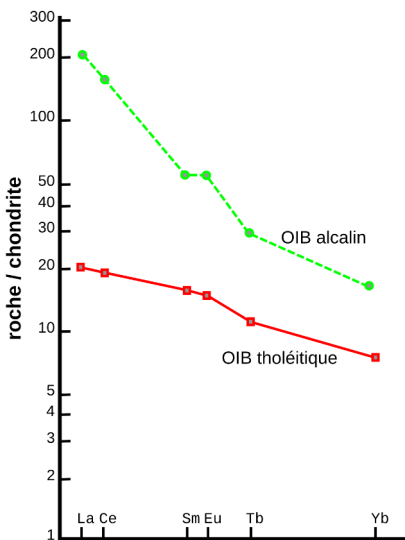
La mesure de la quantité de silice SiO_2 extraite du manteau a permis de classer les magmas en fonction de leur teneur en silice :

- magmas **felsiques** : $\text{SiO}_2 > 65\%$ et pauvre en Fe
- magmas **intermédiaires** : $52\% < \text{SiO}_2 < 65\%$
- magmas **mafiques** : $45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$, Fe relativement abondant
- magmas **ultramafiques** : $\text{SiO}_2 < 45\%$, Fe et Mg abondants

- Le cas des terres rares :

Les terres rares sont des éléments incompatibles qui, lorsqu'ils sont soumis à une fusion dans le domaine des grenats (forte pression), produisent des magmas basaltiques alcalins, dont les spectres de terres rares sont appauvris en terres rares lourdes, par rapport aux terres rares légères. En effet, les terres rares lourdes, bien qu'incompatibles, le sont moins que les terres rares légères, et sont donc retenues dans le réseau cristallin des grenats qui sont de plus en plus fusibles.

Ainsi, même si les spectres des terres rares sont enrichis par rapport à la source (ici une chondrite), le rapport [terres rares légères / terres rares lourdes] varie en fonction de la composition minéralogique du manteau de départ, et donc de la profondeur.



Spectre de terres rares normalisés aux chondrites, de deux basaltes d'île océanique de type point chaud

Les deux basaltes sont deux OIB, l'un alcalin, l'autre tholéitique. Les terres rares étant des éléments incompatibles, ils sont enrichis dans le magma par rapport au manteau source.

Le basalte alcalin est plus enrichi que le basalte tholéitique, ce qui s'explique par un **moindre degré de fusion partielle**. Mais de plus, on observe un enrichissement relatif en terres rares légères plus important pour le basalte alcalin.

Ceci est également la conséquence d'une **plus grande profondeur** de fusion et de la présence de **grenat** dans le manteau source qui explique ce fort fractionnement.

Remarque : îles océaniques et points chauds

Pour les îles océaniques, on distingue les basaltes selon leur contexte géodynamique :

- **OIB (Ocean Island Basalts)** pour les îles issues de l'activité d'un point chaud
- **IAB (Island Arc Basalts)** pour les îles liées à une subduction (formant généralement des arcs insulaires)

Pour les points chauds, on notera qu'ils génèrent aussi bien des **basaltes alcalins** (cas "classiquement connu" mais pas exclusif) que des **basaltes tholéitiques** (volcans Mauna Loa et Kilauea à Hawaï, par exemple).

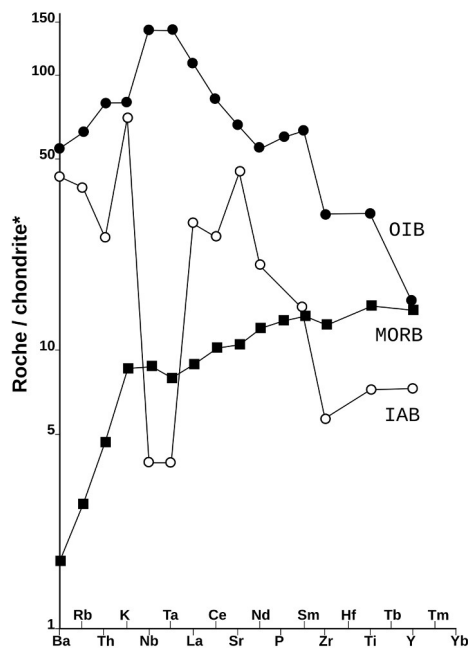
Des points chauds continentaux existent aussi (Yellowstone, Tibesti...) mais les laves émises dans un contexte continental peuvent aussi enregistrer des processus de contamination liés à la traversée de l'épaisse croûte continentale. C'est pourquoi l'étude des points chauds s'effectue principalement à partir des OIB dont les signatures géochimiques (isotopes, éléments traces) signent plus directement leur source mantellique.

- Hétérogénéités en éléments traces et diversité des manteaux sources :

Si la composition du manteau en éléments majeurs est assez homogène, il en va tout autrement des éléments traces et des compositions isotopiques. Ces signatures chimique et isotopique permettent d'identifier les différents réservoirs mantelliques dont sont issus les magmas.

En ce qui concerne les magmas basaltiques, c'est le contexte géodynamique qui est à l'origine de ces disparités. On utilise des diagrammes appelés « spiderdiagrams » pour les analyser, ils montrent la composition en éléments traces incompatibles, positionnés par incompatibilité décroissante, de la gauche vers la droite.

On obtient les courbes suivantes pour les basaltes alcalins d'îles océaniques (OIB), et les basaltes calco-alcalins d'arcs insulaires (IAB) :



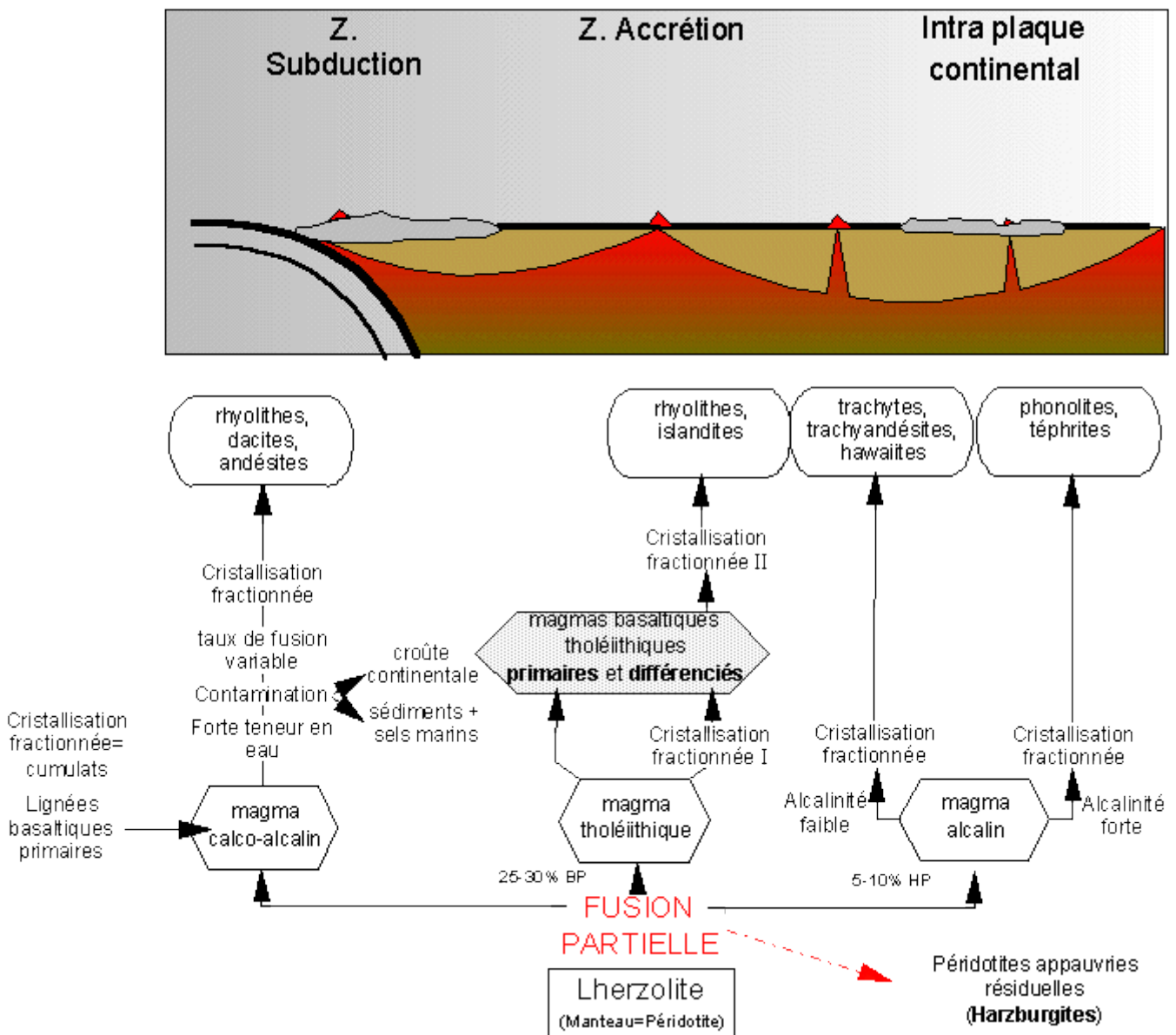
Les forts contrastes de composition observés entre les MORB (*Mid Ocean Ridge Basalts*), les OIB (*Ocean Island Basalts*) et les IAB (*Island Arc Basalts*) indiquent donc que les magmas sont issus de réservoirs mantelliques différents, à l'aplomb, respectivement, d'une dorsale océanique, d'un point chaud ou d'une zone de subduction.

- Nous voyons que **les MORB-N** (issus de dorsales lentes, de type Atlantique), sont pauvres en terres rares légères et de manière générale en éléments incompatibles, que l'on peut expliquer par la pauvreté de leur zone source, l'asthénosphère supérieure, qui a déjà subi 4 Ga de fusion. Cette partie du manteau, constamment appauvrie par l'extraction de basaltes, située à l'aplomb des dorsales, est constituée de harzburgites (péridotite appauvrie). On peut résumer ceci par la réaction suivante :

Lherzolite (manteau péridotitique) => Harzburgite + Basalte

- Les **OIB** dérivent d'un manteau enrichi, dont l'analyse isotopique nous révèle qu'il est attribuable à des panaches mantelliques d'origine profonde qui interagissent avec le manteau asthénosphérique.

- Les **IAB** sont aussi enrichis, mais montrent des anomalies négatives en certains éléments comme Nb ou Ta. Ces anomalies marquent des transferts de fluides aqueux issus de la déshydratation de la plaque subduite au sein du manteau source. En effet, ces fluides mobilisent sélectivement certains éléments (BA, Rb, K...), alors que ceux à petit rayon ionique et forte charge (HFSE High Field Strength Elements) sont peu ou pas mobilisés, c'est la **métasomatose**.



4- La remontée des magmas :

- Mécanismes :

Lorsqu'il vient de se former, à la suite d'une fusion partielle d'une roche, le magma dit primaire, tend à remonter car, du fait de sa température élevée notamment, sa densité est plus faible que celle de l'encaissant.

Cette instabilité gravitationnelle est toutefois largement compensée par la pression lithostatique, qui si elle n'est pas réduite à la faveur de failles de distensions, empêche le remontée du magma. Ces failles sont typiques de toutes les zones volcaniques du globe, à l'exception du volcanisme de point chaud qui met en jeu des quantités de magmas et de chaleurs tellement importantes, qu'il ne nécessite pas d'affaiblissement lithosphérique pour se mettre en place.

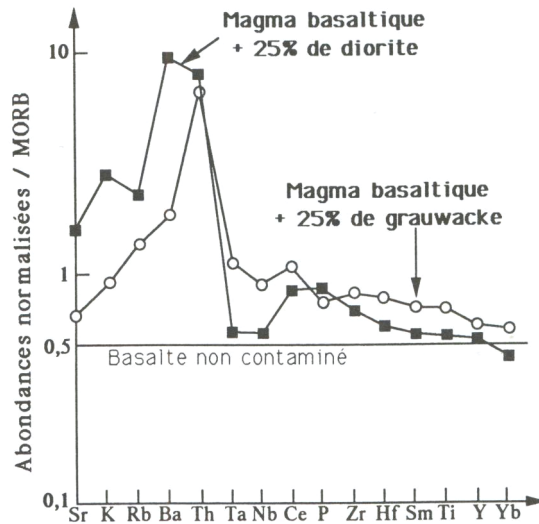
Lors de sa remontée, certains minéraux hydroxylés contenus dans le magma, comme les amphiboles et les biotites, deviennent instables, et se transforment en pyroxènes anhydres, provoquant un apport d'eau qui provoquera une augmentation de la pression dans la chambre magmatique, et facilitera le remontée du liquide.

- Hybridation :

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

- Contamination :

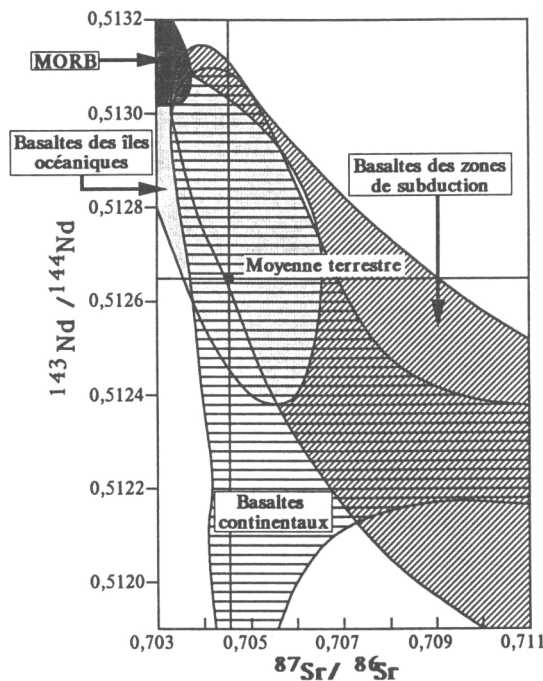
Lorsqu'un magma stagne dans la croûte continentale, il subit une contamination d'autant plus grande que le contraste chimique entre le magma et son encaissant est grand, que le temps de stagnation est long, et que le nombre de chambres intermédiaires traversé est grand. On peut avoir une première idée du niveau de contamination du magma au travers de l'analyse de ses éléments majeurs (SiO_2 , FeO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O ...), mais cette technique trouve rapidement ses limites et il faut passer à l'analyse des éléments traces et des isotopes radioactifs.



Analyse des éléments traces montrant les effets d’une contamination crustale :

L’utilisation d’**isotopes traceurs**, comme les couples uranium/plomb, samarium/néodyme ou, comme nous allons le voir, le couple **Rubidium/Strontium** (Rb/Sr) permet d’établir la filiation des roches magmatique et leur éventuelle contamination par le croûte.

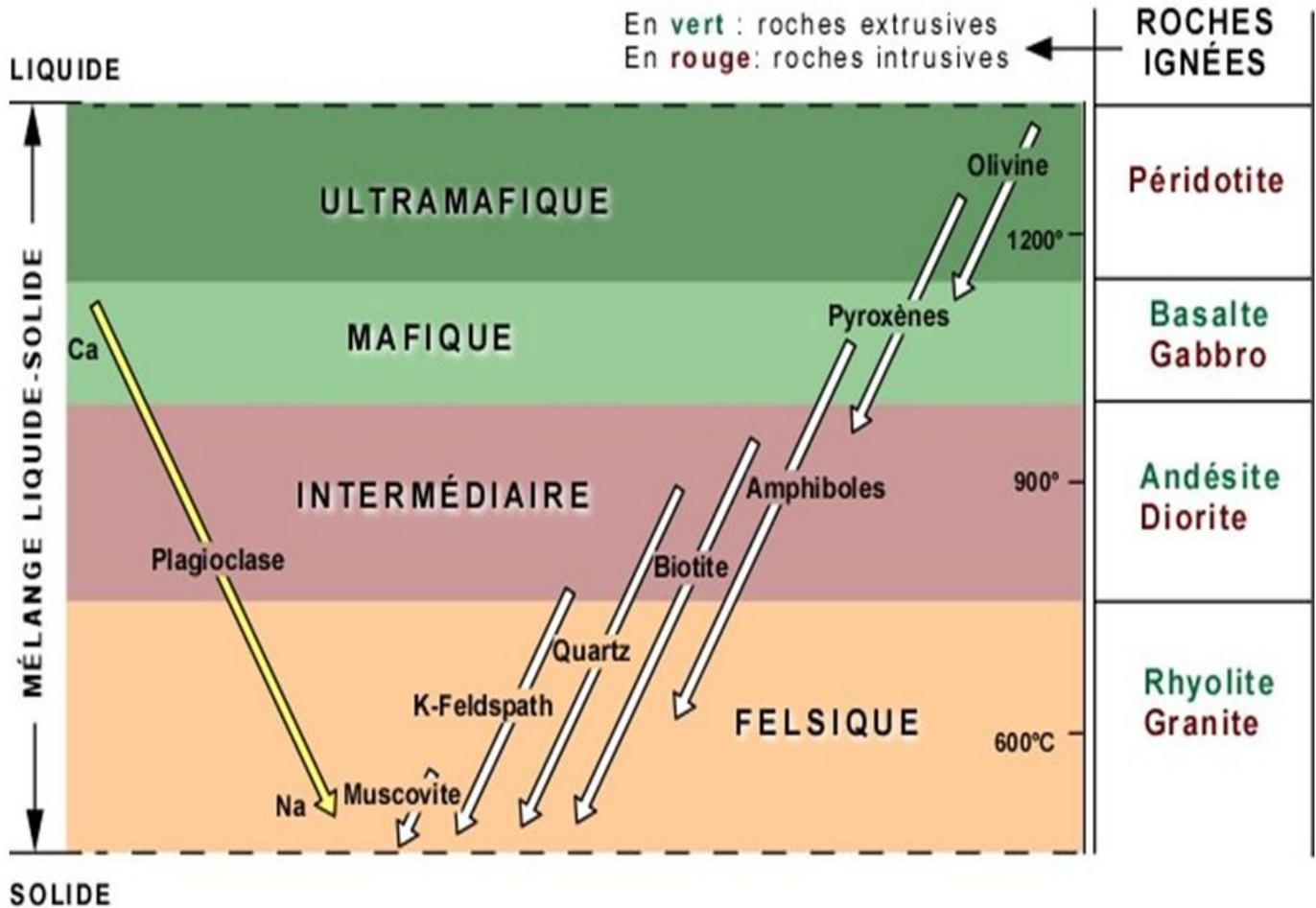
Concernant le couple Rb/Sr, nous savons que l’élément « père », le ^{87}Rb , est très incompatible, il aura donc tendance à se concentrer dans les liquides issus de la fusion partielle. Les roches issues de ce magma seront donc enrichies en ^{87}Rb , puis en son élément fils, le ^{87}Sr par désintégration. Donc, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ qui est actuellement de 0,704 pour l’ensemble terrestre initial, va augmenter fortement dans la croûte et être faible dans les roches mantelliques.



5- La cristallisation fractionnée :

Normand Bowen (1928) a montré qu'au cours du refroidissement d'un magma initial, la cristallisation des minéraux se fait dans un ordre défini, fonction de la nature du magma, des conditions de pression et température et des gaz dissous.

Deux lignées évoluent parallèlement, la **lignée des minéraux ferro-magnésiens** (Fe, Mg) représentées par les minéraux colorés (pyroxène, amphibole,...) et la **lignée des minéraux alcalins** (Na, K, Ca) représentée par les plagioclases.



- Avec un abaissement de la température du magma, les minéraux dont la température de cristallisation est la plus élevée sont les premiers à cristalliser, à commencer par **l'olivine**.

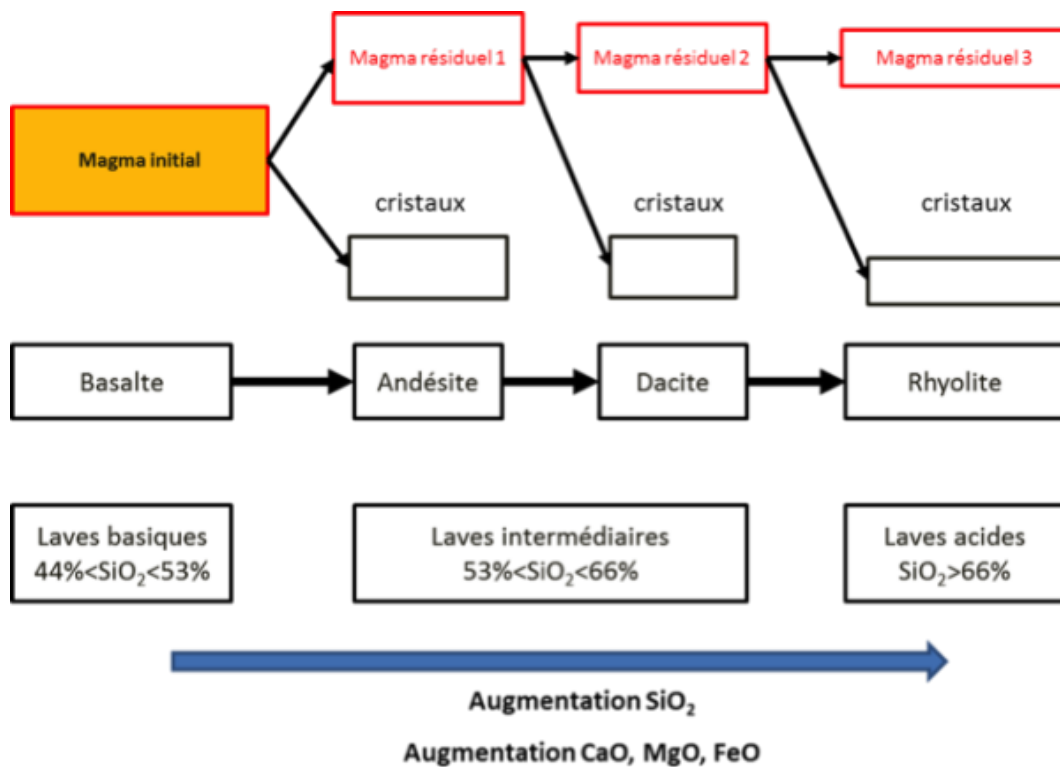
- Le second groupe à se former comprend les **pyroxènes** : à ce stade, le magma aura épuisé son bagage en olivine.

- Puis avec la cristallisation des **amphiboles**, puis de la **biotite**, le bagage en pyroxènes est épuisé.

- Avec l'abaissement progressif de la température, suivent le **quartz**, les **feldspaths potassiques** et la **muscovite**.

On a donc une suite de cristallisation bien définie, contrôlée par la température. On appelle cette suite une suite **discontinue**, parce qu'il s'agit dans chaque cas de **minéraux distincts** (composition et structure cristalline distinctes). Dans ce diagramme, il y a aussi une suite **continue**, celle des feldspaths plagioclases. On dit une suite continue, parce que la seule variable significative est la **proportion de calcium par rapport au sodium** : à l'extrémité "chaude", on a le plagioclase calcique ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, anorthite) et, à l'extrémité "froide", le plagioclase sodique ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, albite).

A mesure que les minéraux cristallisent dans la chambre magmatique où s'est introduit le magma, les cristaux sédimentent, s'accumulent à la base de la chambre. Il se fait donc une **ségrégation**, et les roches issues de la cristallisation du magma (roches ignées) auront des assemblages de minéraux différents selon qu'on est à la base, au milieu ou au sommet de la chambre magmatique.

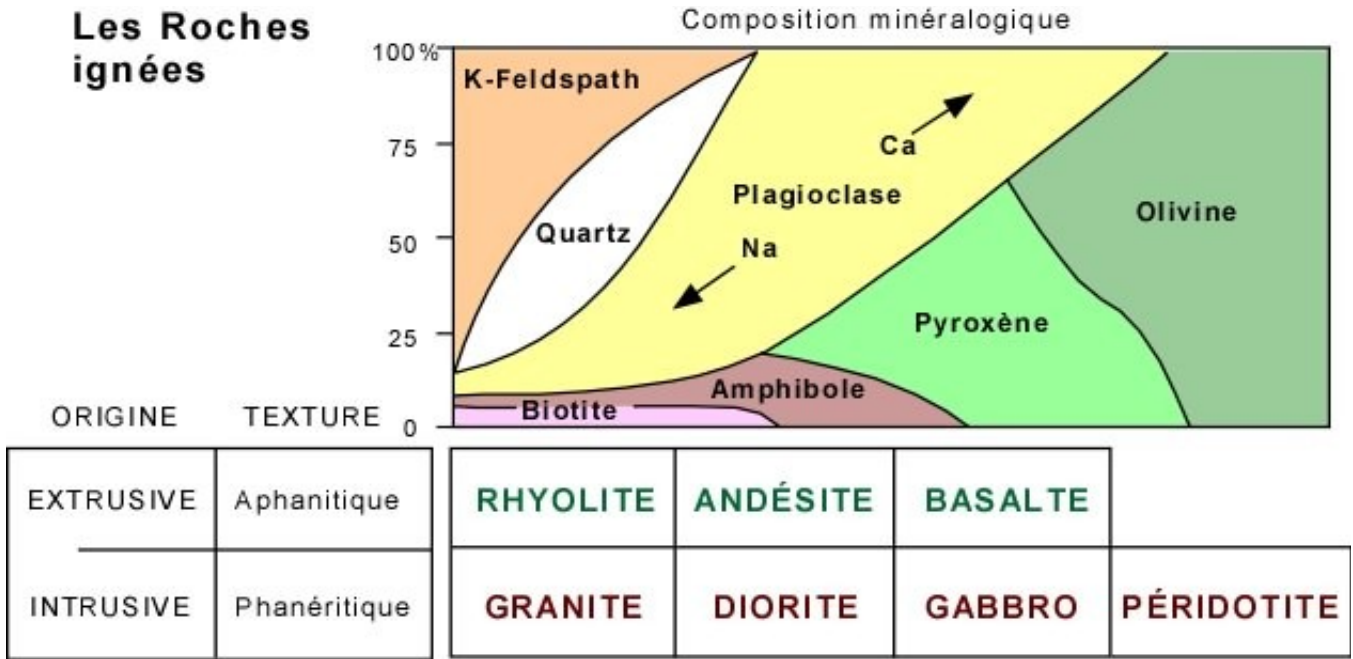


Ainsi, le premiers assemblage à se former est un assemblage d'olivine et de pyroxènes : c'est l'assemblage **ultramafique**. Ensuite, il y a un assemblage de pyroxènes et d'amphiboles : c'est l' assemblage **mafique**. Un assemblage d'amphiboles, biotite et quartz est qualifié d'assemblage **intermédiaire**, tandis qu'un assemblage des minéraux les plus "froids", est qualifié de **felsique**.

On parle donc de roches ignées ultramafiques, mafiques, intermédiaires ou felsiques.

Ces quatre assemblages définissent quatre grands types de roches ignées : Péridotite, basalte/gabbro, andésite/diorite et rhyolite/granite.

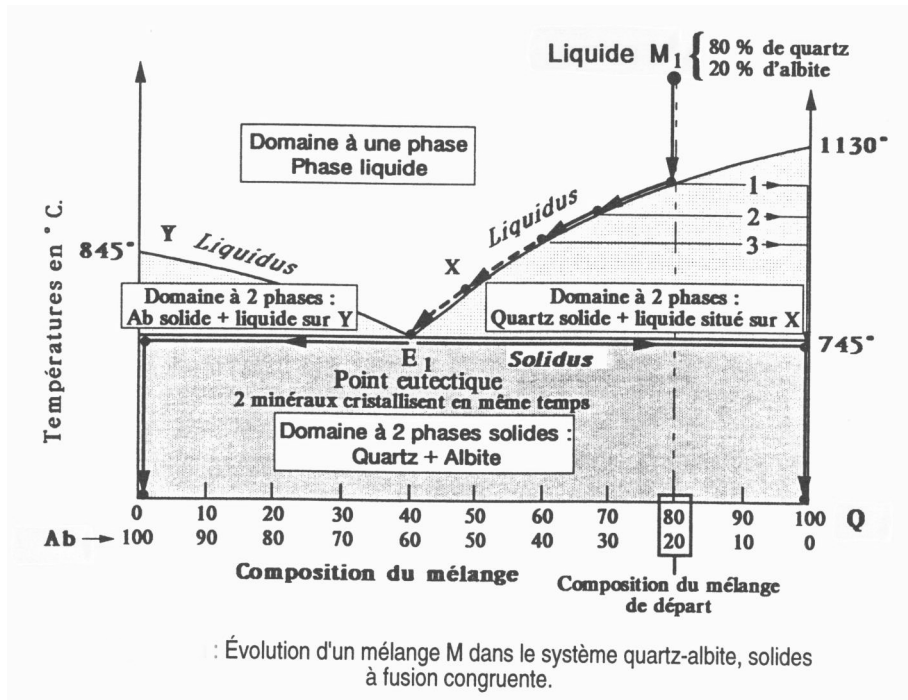
Les Roches ignées



La mise en évidence de ces suites s'est faite en laboratoire, en établissant pour des **mélanges binaires** les conditions de **crystallisation** des minéraux. On a appelé les courbes obtenues des **diagrammes de phases**.

Les exemples suivants illustrent les 3 principaux types de comportement d'un mélange :

- Le système binaire Quartz/Albite :

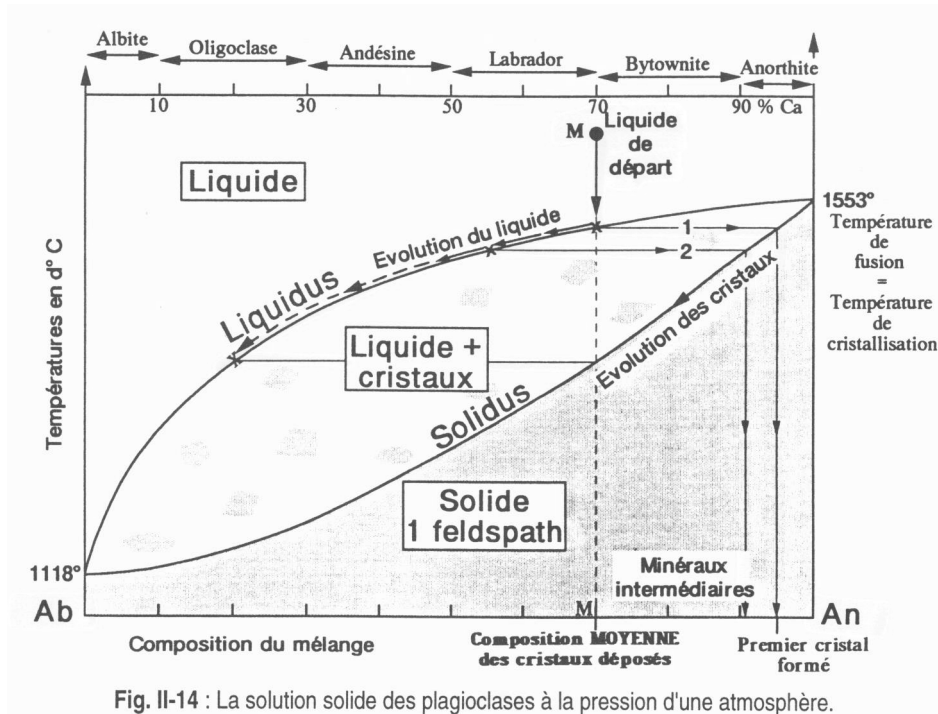


Si l'on considère un **mélange hétérogène M1** de quartz et d'albite, liquide à haute température.

Lorsque la température décroît, le premier cristal à apparaître sera un cristal de **quartz pur**. Au fil de son évolution thermique, le liquide s'appauvrit en silice, et sa composition évolue vers le pôle albite. Au point

E1, appelé **eutectique**, les minéraux de quartz et d'albite se forment en même temps. La température reste alors constante, et ne recommencera à diminuer que lorsque tout le liquide aura cristallisé.

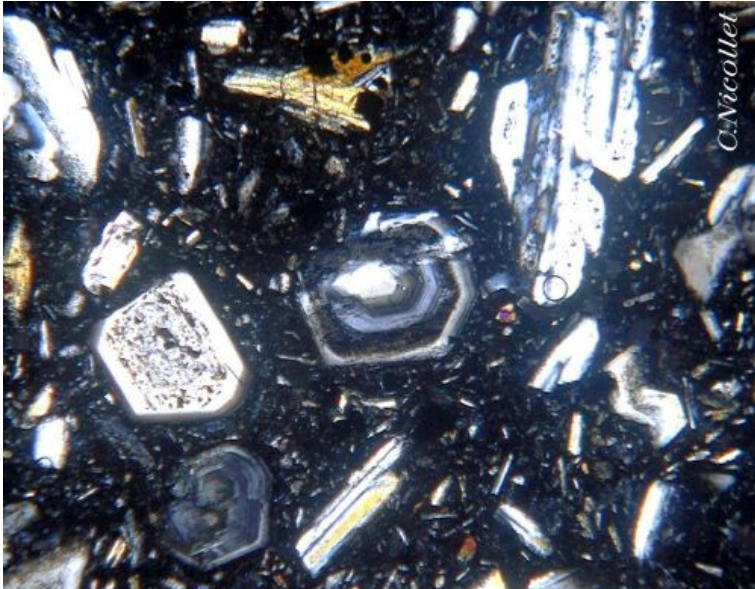
- Le système binaire albite/anorthite :



Dans ce cas, le mélange de départ est dit **homogène**, et la série sera **continue** : on voit apparaître tous les intermédiaires possibles entre les pôles albite (Na) et anorthite (Ca), on parle de solution solide des plagioclases. Les premiers minéraux formés sont riches en **Ca**, les derniers le seront en **Na**. En fin de cristallisation, tous les minéraux auront une composition identique à celle du liquide initial.

Il est important de noter que lorsque la température diminue, il se réalise une suite d'états d'équilibre, affectés, jusqu'en fin de cristallisation par de nombreux échanges (substitutions atomiques) entre les cristaux néoformés et le liquide résiduel.

Ainsi, il se produit dans le cas de la solution solide Albite – Anorthite, des échanges plus ou moins importants entre Na et Ca. Si le temps est suffisant, les échanges sont complets, et l'on obtient un cristal homogène qui a la composition du liquide de départ. Par contre, si le temps de refroidissement est court, les échanges sont incomplets, et l'on obtient un plagioclase zoné. Dans le cas extrême où l'on extrait du bain les cristaux néoformés, on obtient des cristaux tous différents.

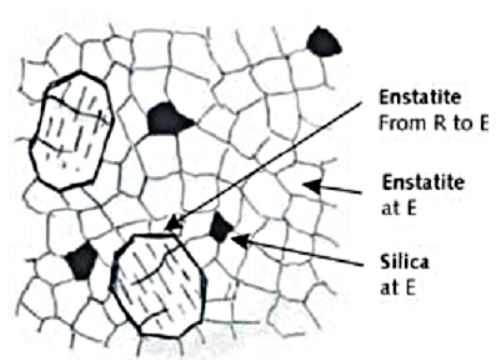
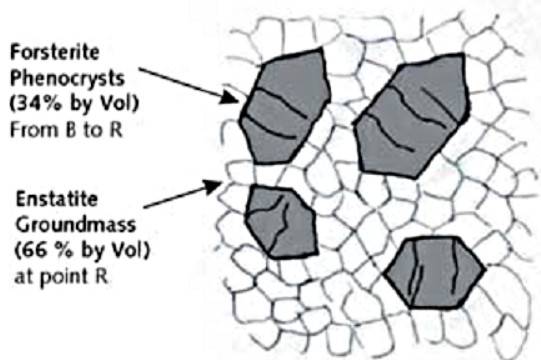
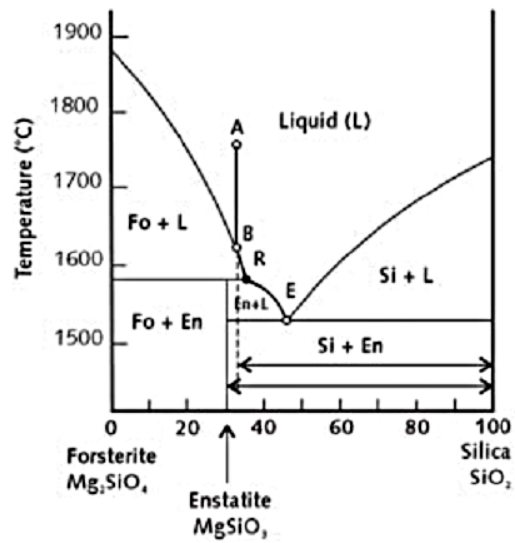
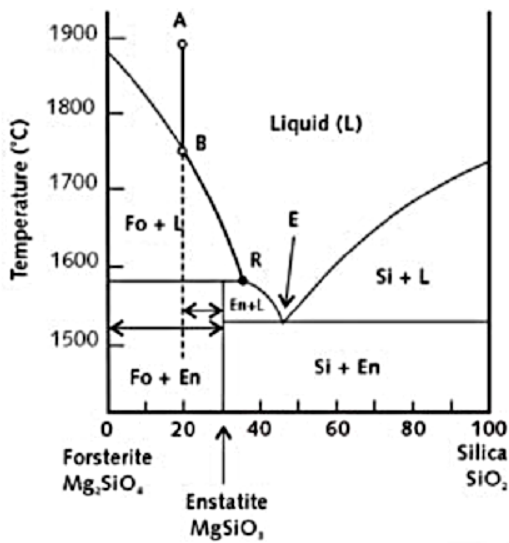


Feldspaths plagioclases d'une andésite de la montagne Pelée.

- Le système forstérite/silice :

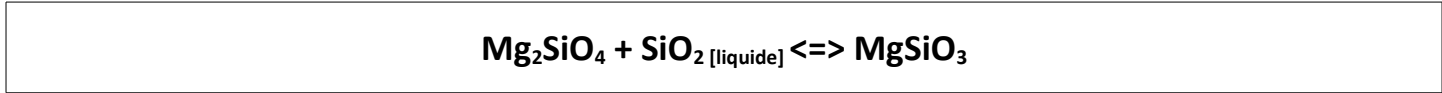
De nombreux systèmes géologiques comportent un point réactionnel sur le liquidus, appelé point péritectique, où une phase solide réagit avec le liquide résiduel de manière à former une autre phase solide.

C'est le cas du système forstérite / silice, qui présente un point péritectique sur le liquidus de la forstérite, au niveau duquel la forstérite réagit avec le liquide résiduel pour former de l'enstatite.



On peut remarquer que pour les domaines de températures supérieurs au péritectique, l'assemblage stable est Forsterite + liquide, alors qu'en dessous, c'est Enstatite + liquide.

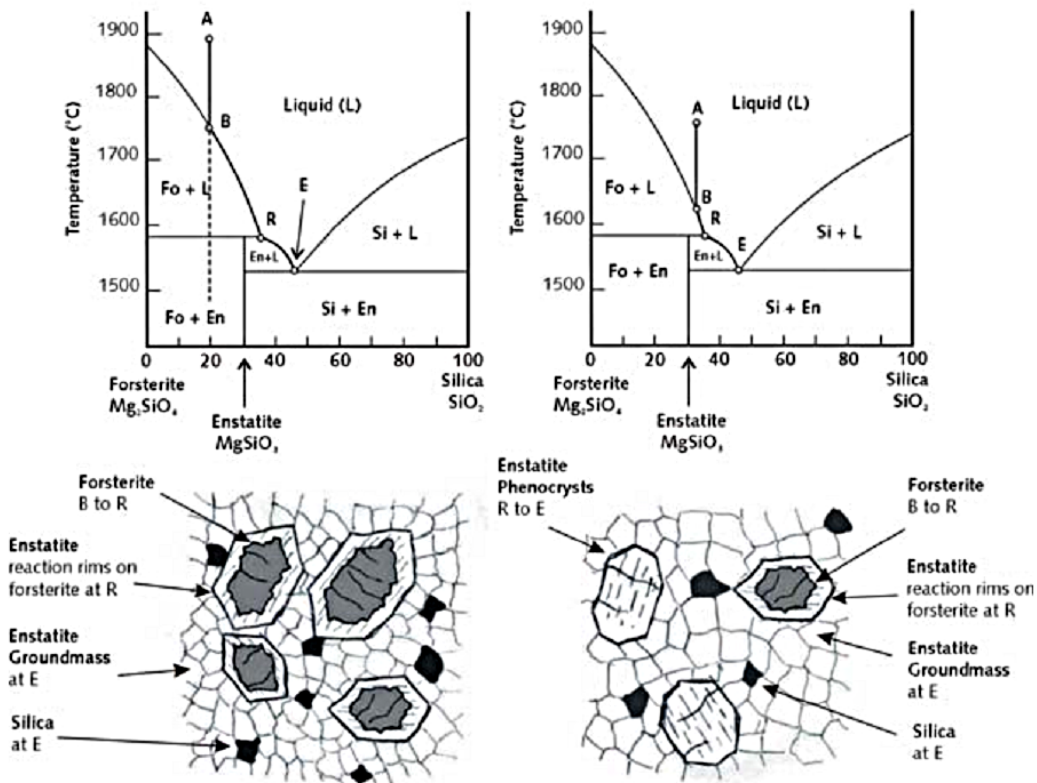
Si l'on fait cristalliser un mélange en fusion A, la forstérite va commencer à cristalliser au point B, et la composition du mélange évoluera vers le point R (péritectique). Au niveau de ce point, la forstérite réagit avec la silice contenue dans le liquide résiduel, pour donner de l'enstatite selon la réaction suivante :



Dans des conditions idéales, le système restera au point réactionnel R tant que toute la forstérite ou tout le liquide n'ait été consommé dans la réaction. Si le mélange originel contient moins de silice que d'enstatite (courbe de gauche), le liquide sera consommé avant la forstérite. Le magma aura donc totalement cristallisé au point R, et la roche finale ne sera composée que de forstérite. Il est à noter que ce magma n'atteindra jamais l'eutectique.

Si la composition du magma originel a une composition comprise entre l'enstatite et la silice (courbe de droite), il restera du liquide au point R. Dans ce cas, toute la forstérite réagira et donnera de l'enstatite + liquide. Ce magma résiduel continue de refroidir le long du liquidus entre R et E, le mélange eutectique donnant alors de l'enstatite et de la silice jusqu'à cristallisation complète du magma.

L'équilibre réactionnel est souvent perturbé par la sédimentation des minéraux au fur et à mesure de leur formation, ou un refroidissement trop rapide, ce qui a un impact fort sur l'évolution de ce type de magma.



Dans ces conditions particulières, un mélange de composition comprise entre la forstérite et l'enstatite peut dépasser le point péritectique, et atteindre le point eutectique. Ceci est rendu possible par le fait que tout le liquide n'est pas utilisé par la réaction avec la forstérite, ce qui donne naissance à des configurations minéralogiques particulières de type bordures réactionnelles, enveloppant des phénocristaux partiellement dissout par des réactions avec le liquide résiduel.

Conclusion :

Quelque soit l'ordre de cristallisation, la composition minéralogique d'une roche dépend de 2 facteurs essentiels :

- la composition chimique du magma: un magma dépourvu de potassium ne peut donner naissance à des feldspaths potassiques ; de même un magma riche en silice donnera naissance à du quartz.

- Elle dépend également de la vitesse de refroidissement qui peut intervenir par **destruction des minéraux précoces** qui sont devenus instables dans le bain résiduel de température plus basse ; ainsi l'olivine, premier minéral formé, peut réagir avec la silice du liquide résiduel, et il y a alors formation de pyroxènes. La réaction est la suivante :



De même le pyroxène peut se transformer en amphibole (si le milieu est hydraté) et l'amphibole en micas. Cette cristallisation est donc une succession d'équilibres minéralogiques ou suites réactionnelles. Deux suites réactionnelles sont importantes : la suite discontinue des minéraux ferro-magnésiens et la suite continue des plagioclases.

Ainsi, la cristallisation des magmas n'est plus considéré, à l'heure actuelle comme le phénomène régulier qu'avait mis en évidence Bowen au début du siècle. Elle dépend de nombreux facteurs et en particulier de la composition chimique du liquide initial. Il est bien évident que dans un magma pauvre en silice, il n'y aura pas formation de quartz, mais de plus les réactions nécessitant la présence de silice (transformation olivine-pyroxène) ne pourront avoir lieu, et l'olivine restera stable jusqu'à la fin du refroidissement. De la même façon, certains minéraux ne peuvent apparaître dans le même magma : c'est par exemple le cas du quartz et du feldspathoïde ; le premier est constitué de silice pure, le second est en revanche pauvre en silice ; or un magma ne peut être à la fois riche et pauvre en silice .

6- Classification des roches magmatiques :

Nous avons mis en évidence au cours de cet exposé, que les roches magmatiques sont le fruit d'un faisceau de paramètres entremêlés, d'importance inégale : composition chimique de la zone source, taux de fusion et composition de magmas primaires, hybridation, contamination, la cristallisation fractionnée, et bien sûr le contexte géodynamique.

Ces phénomènes sont à l'origine de 5 grandes séries de roches magmatiques :

1- la série tholéitique : typique des zones de divergence (dorsales), mais on la rencontre également dans les zones intraplaques océaniques (points chauds) ou continentales (trapps), dans les zones de subduction (coté fosse), et dans les bassins arrière-arc (zone de subduction, coté externe).

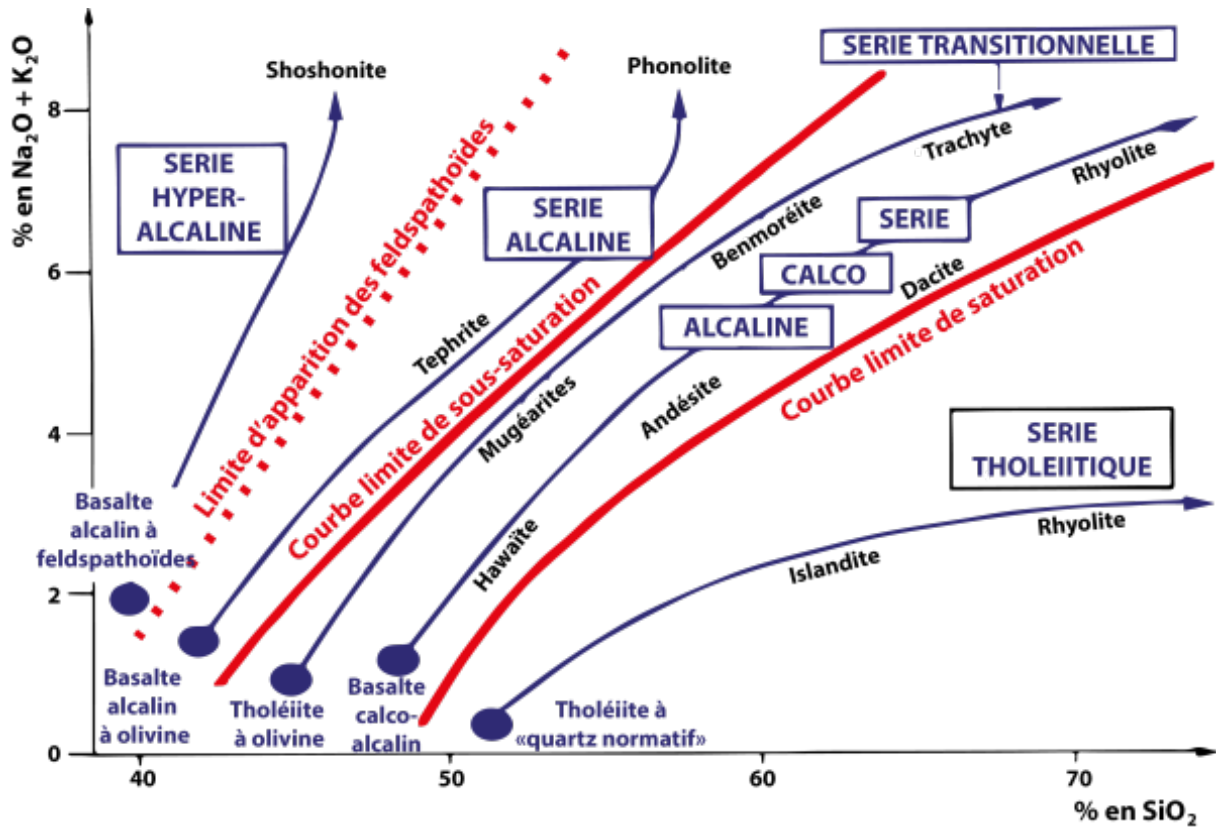
2- la série calco-alkaline : caractéristique des zones de subduction. On peut ajouter qu'elle constitue un excellent marqueur des zones de subduction anciennes (île de Groix par exemple).

3- la série transitionnelle : elle se rencontre dans les zones intraplaques continentales et dans les cordillères des marges actives.

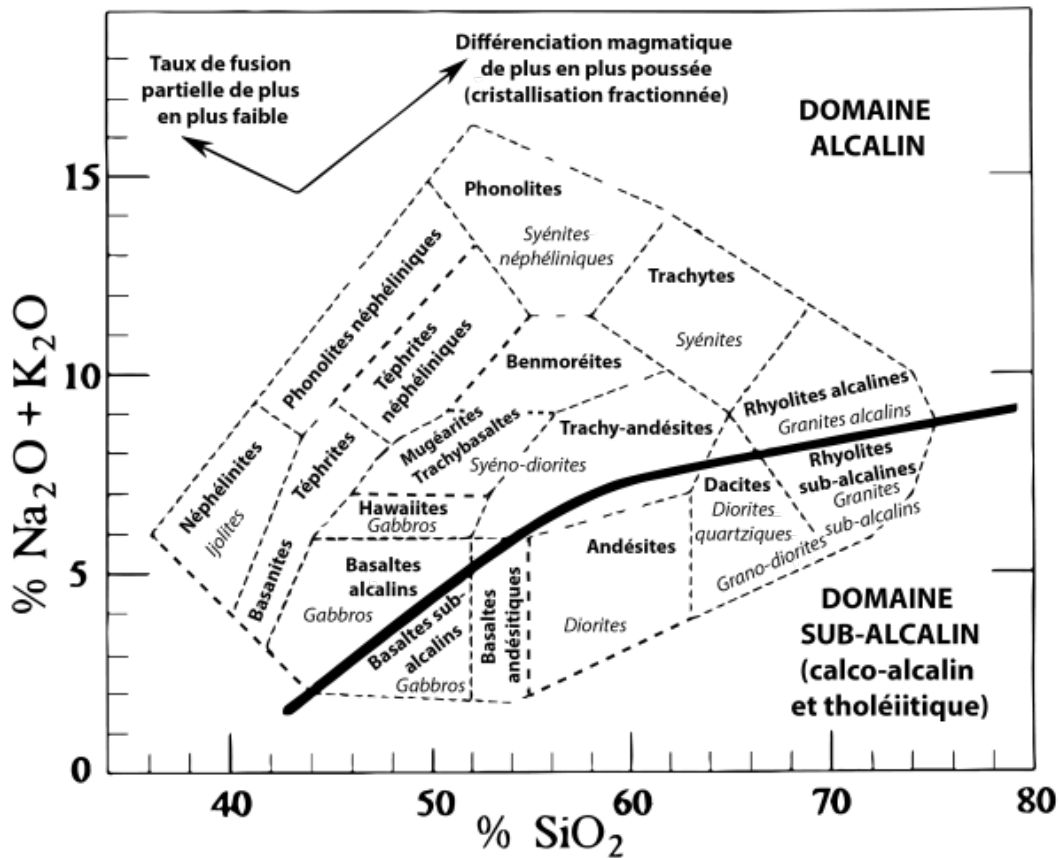
4- la série alcaline : typique des zones intraplaques continentales, mais on la rencontre également dans les océans (cas particulier de certains points chauds Açores ...) et dans les cordillères des marges actives (Andes).

5- la série shoshonitique : elle se rencontre dans les cordillères des marges actives, parfois dans les arcs insulaires.

Les relations génétiques qui existent entre ces séries de roches peuvent être mises en évidence dans des diagrammes, dont les plus utilisés sont ceux de Harker ($\text{NaO} + \text{K}_2\text{O}$ en fonction de SiO_2) dans lequel on peut faire apparaître une classification des roches :



et celui de Cox dans lequel on visualise les suites de roches obtenues dans les domaines alcalin et sub-alcalin :



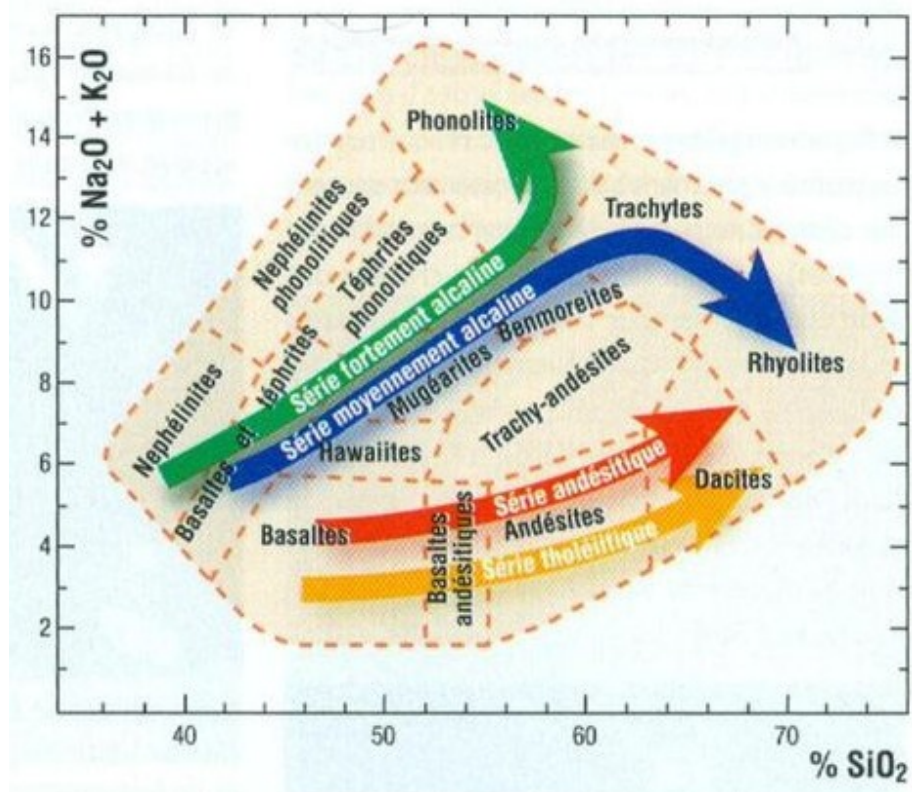
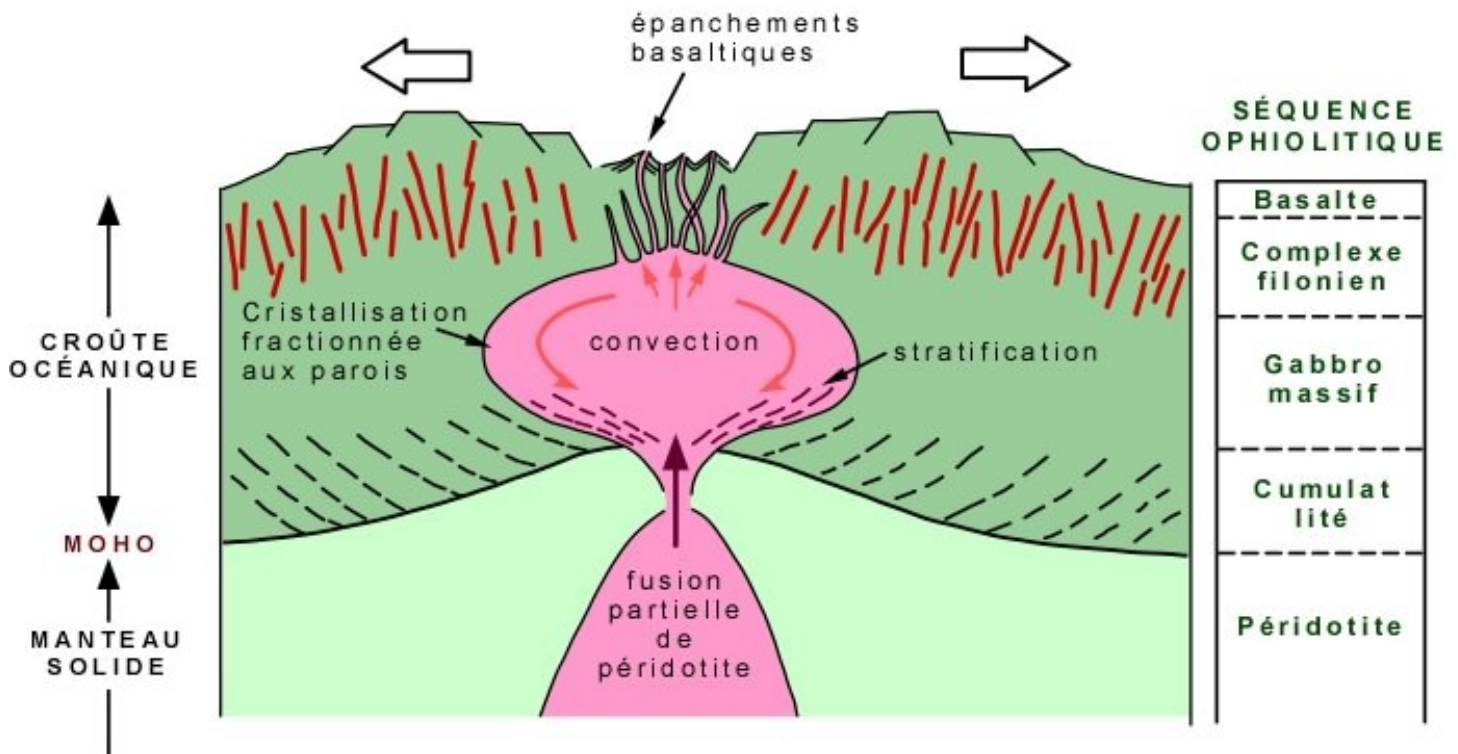


Diagramme de Harker – Cox (1979)

7- Magmatisme et contextes magmatiques :

- Magmatisme des frontières divergentes



Les dorsales océaniques sont des zones très importantes où agit le magmatisme; la lithosphère océanique s'y régénère perpétuellement. Il se fait une fusion partielle du manteau sous la dorsale à cause de la concentration de chaleur due à la convection. Il s'agit d'une fusion de péridotite.

A cause du flux de chaleur et de la venue continue de magma venant du bas, il s'établit dans la chambre magmatique des cellules de convection. Le magma silicaté se refroidit aux parois de la chambre, amenant la cristallisation d'une partie des silicates (cristallisation fractionnée), ceux de haute température. Il se forme, à la base de la chambre magmatique, une sorte de stratification due à la convection qui redistribue une partie de la phase solide qui sédimente. C'est ce qui explique cette stratification qui se retrouve à la base de la croûte océanique. L'accumulation des cristaux de cet assemblage mafique produit ici un gabbro. Une partie du magma réussit à se frayer un chemin jusqu'à la surface pour former les épanchements de laves qui se forment dans le rift central des dorsales et qui, en cristallisant, donne des basaltes. Ces épanchements se font à la faveur d'un réseau de fractures créées par les forces de tension qui agissent dans cette zone. Une partie du magma cristallise dans ces fractures, et à mesure de l'étalement des planchers océaniques, on aura la formation d'un réseau de dykes et filons de gabbro.

On voit ici que les processus magmatiques produisent une croûte océanique possédant des caractères particuliers qui s'expriment sous forme d'une séquence verticale. Sous la croûte océanique, il y a la péridotite du manteau supérieur, une roche ultramafique composée d'olivine et d'un peu de pyroxènes. Au-dessus, les roches de la croûte océanique sont mafiques, c'est-à-dire qu'elles sont composées de pyroxènes, d'un peu d'olivine et de plagioclase calcique. Comme elles ne contiennent pas de minéraux des assemblages intermédiaires et felsiques, on est forcé de conclure que le magma qui les a formées provient de la fusion

partielle d'un matériau ne contenant pas ces minéraux qui auraient été les premiers à fondre et par conséquent à fournir des magmas intermédiaires ou felsiques. C'est là notre seconde évidence indirecte qui permet de conclure à un manteau de péridotite.

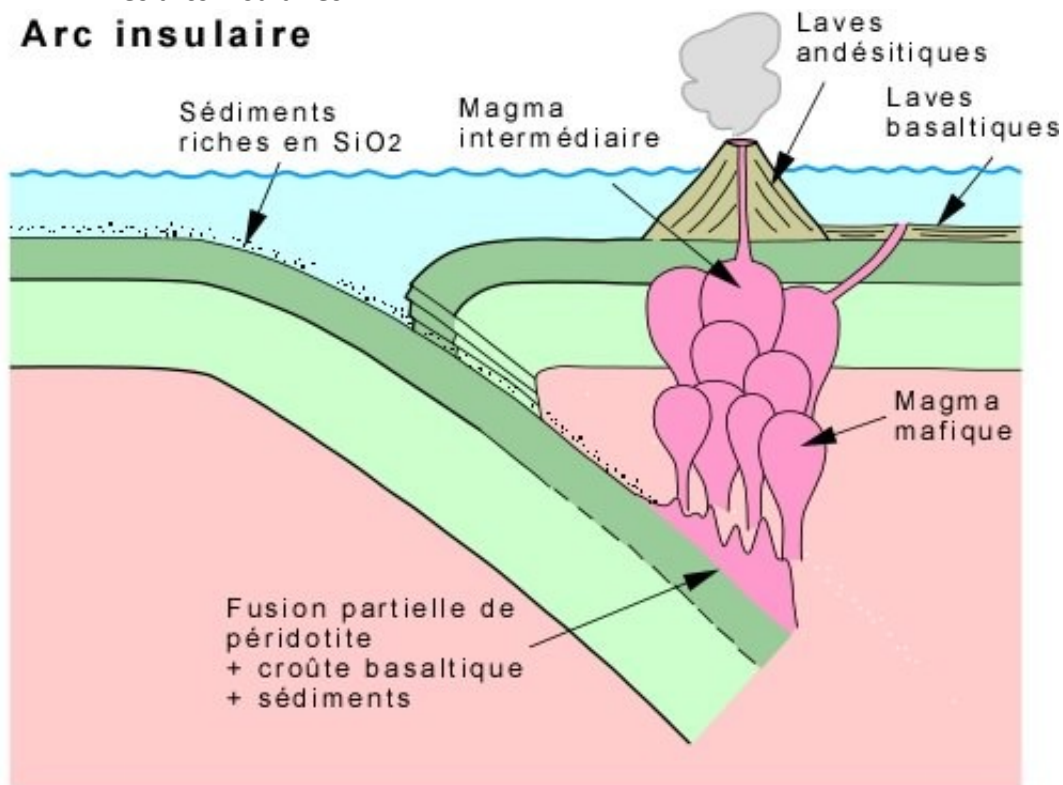
Dans le détail, la croûte océanique montre quatre zones, de bas en haut : d'abord, des cumulats lités ou stratifiés composés de gabbro, une stratification résultant de l'action combinée de la convection et de l'accumulation des cristaux de haute température à la base de la chambre magmatique; puis, des gabbros massifs issus de la cristallisation aux parois de la chambre magmatique; suit un complexe filonien, niveau caractérisé par les dykes et filons gabbroïques dus à la cristallisation dans les fractures de tension; finalement, au-dessus de la pile, les basaltes issus des épanchements volcaniques. Cette croûte océanique fait de 5 à 15 km d'épaisseur.

Les géologues appellent cette séquence, une séquence ophiolitique, ou plus sommairement, les ophiolites. On la reconnaît dans ce qu'on interprète comme des lambeaux de croûte ou de lithosphère océanique dans les chaînes de montagnes plissées anciennes, ce qui vient conforter cette interprétation. Puisqu'elle est le résultat de processus bien spécifiques et puisqu'on la reconnaît dans des chaînes très anciennes, elle permet de conclure que les chaînes de montagnes se sont formées à partir de matériel déposé sur des planchers océaniques formés selon des mécanismes semblables à ceux qui agissent aujourd'hui.

- Magmatisme des frontières convergentes

- Les arcs insulaires :

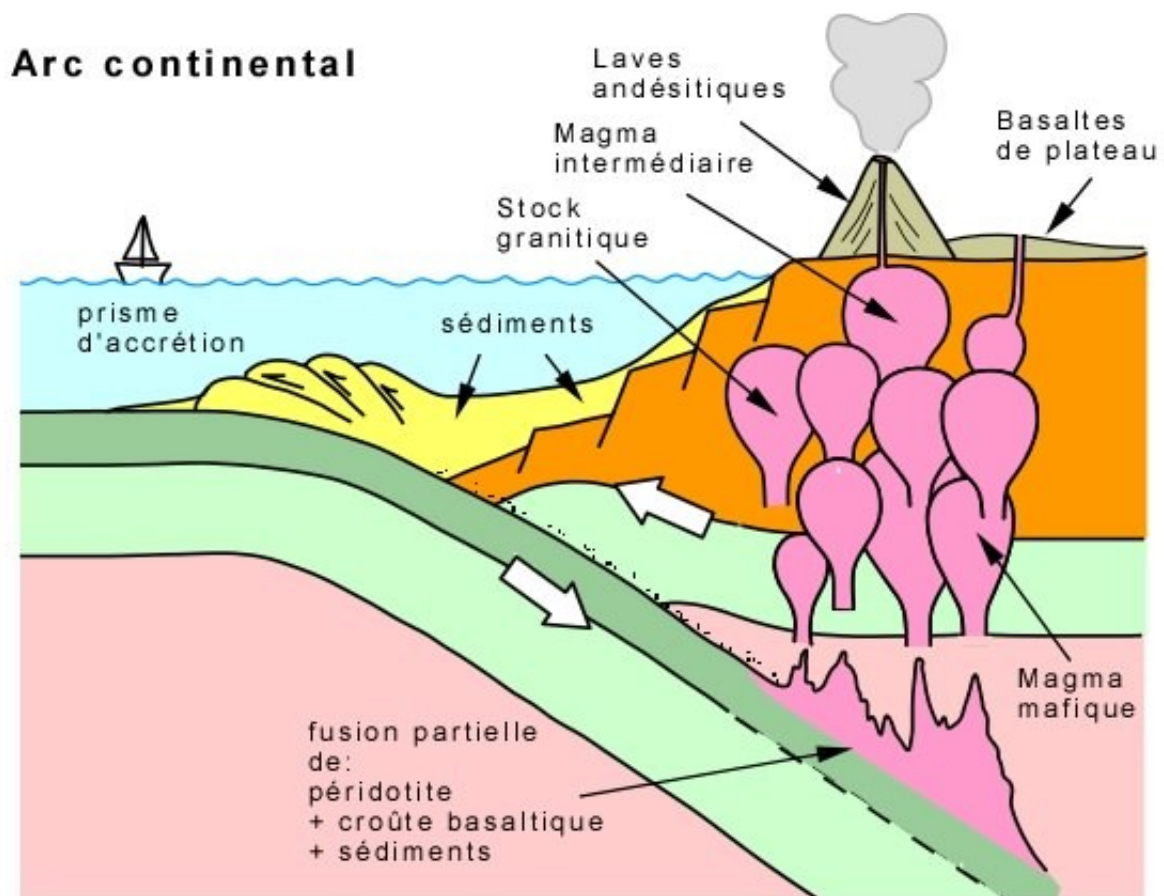
Arc insulaire



L'enfoncement d'une plaque océanique sous l'autre entraîne, grâce au tapis roulant des fonds océaniques, des sédiments riches en minéraux de basses températures comme le **quartz (SiO₂)**, mais aussi les **felspaths** et les **argiles (micas)**. En profondeur, il y a **fusion partielle**, et le matériel fondu est un mélange de trois choses : la péridotite de la lithosphère inférieure, la croûte basaltique-gabbroïque de la lithosphère supérieure, et les minéraux de basses températures des sédiments entraînés dans la subduction.

Contrairement aux zones de dorsales où la fusion partielle de péridotite ne pouvait donner qu'un magma mafique, ici la fusion partielle de ces trois entités qui contiennent **toute la palette des silicates** pourra fournir des magmas de composition variée. Il peut se faire une ségrégation des magmas intermédiaires lorsque les températures atteintes seront intermédiaires, ce qui produit les volcans andésitiques des arcs insulaires, ou encore si les températures de fusion atteignent des niveaux plus élevés, il se produit des magmas mafiques alimentant des coulées de laves basaltiques en surface.

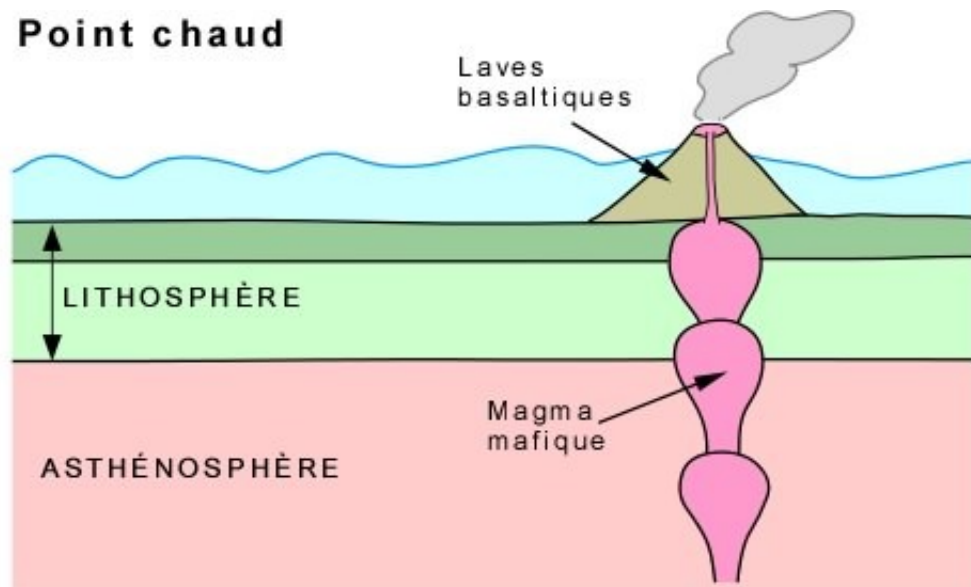
- Les arcs continentaux :



Le magmatisme s'apparente à celui des arcs insulaires, mais avec des variantes. Ainsi, le volume de **sédiments** sur le plancher océanique en bordure des continents est **plus imposant**, et il se construit un prisme d'accrétion important. Une plus grande quantité de silicates de basses températures est entraînée dans la subduction. La **fusion partielle** affecte ici aussi la **péridotite** de la lithosphère inférieure, la **croûte** basaltique-gabbroïque de la lithosphère supérieure et les minéraux de basses températures des **sédiments**.

Dans les premières phases de la fusion partielle, on pourra produire des **magmas intermédiaires** et même par endroits des **magmas felsiques**. Dans les phases plus chaudes, on produira les magmas mafiques qui peuvent alimenter des plateaux de basalte sur certains continents. Dans ces croûtes continentales épaisses, on accumulera aussi des **grands stocks granitiques** qui peuvent correspondre aux fusion de basses températures et qui à cause de leur faible fluidité ne pourront parvenir jusqu'à la surface.

- Magmatisme intra-plaque



Ce magmatisme provient de la fusion partielle de la péridotite du manteau. Le magma est donc un magma mafique qui produit des volcans basaltiques, comme ceux des [îles Hawaii](#) ou de la Polynésie.

Bibliographie / Sitographie

« Magmatisme et tectonique des plaques »

Bruno Mehier ed. Ellipses

« Planète terre »

http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html

« Roches ignées et processus magmatiques »

<https://www.pairform.fr/doc/17/138/440/web/co/FI-3.html>

« Evolution chimique des magmas »

http://www.geowiki.fr/index.php?title=%C3%89volution_chimique_des_magmas

« Genèse des magmas »

<http://www.volcanogeol.com/magmatis/genese/genese.htm>

« Les magmas primaires basaltiques issus de la fusion du manteau »

<http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/magma-primaire-mantellique.xml>