

Chapitre 2 – Les processus fondamentaux du magmatisme

Les termes du programme

ST-F-2 Les processus fondamentaux du magmatisme ST-F-2-1 Production des magmas primaires Les magmas sont des mélanges de fluides (silicates fondus, éventuellement sulfures, carbonates, gaz) et de solides (cristaux, enclaves). Ils sont formés par fusion partielle des roches crustales ou mantelliques. La composition du liquide primaire obtenu par fusion partielle dépend de la nature de la source et du taux de fusion. La fusion partielle des péridotites mantelliques produit des liquides primaires de composition basaltique. La fusion partielle de la croûte continentale (anatexie crustale) entraîne la production de liquides de composition granitique. Des données isotopiques permettent la détermination des sources de magma.	- Relier la convergence de composition des premiers liquides produits lors de la fusion d'une source (manteau ou croûte) avec les propriétés thermodynamiques (eutectiques). - Identifier les conditions de fusion partielle de phases solides et d'apparition d'un liquide dans deux diagrammes binaires pour la chimie basaltique (albite anorthite et diopside- anorthite) et dans deux diagrammes ternaires : un granitique (quartz-albiteorthose) et un basaltique (olivine-grenat-pyroxène). - Montrer que la fusion partielle produit, à partir de roches de sources différentes, des liquides identiques, de composition granitique dans la croûte continentale, et basaltique dans le manteau. - Estimer un taux de fusion partielle dans les systèmes manteau-basaltes à partir de données géochimiques (les calculs sont réalisés à partir des concentrations en potassium). - Exploiter des données isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) pour caractériser l'origine des magmas.
Précisions et limites : <i>Le calcul de la composition normative d'une roche magmatique est hors programme. Les observations sont conduites à l'échelle macroscopique et à l'échelle microscopique des lames minces sous forme de photographies (LPNA, LPA). A l'échelle microscopique, les noms des minéraux sont fournis. L'objectif de l'étude pétrologique est la compréhension du système que constitue la roche, quant à sa formation, son origine et son histoire.</i>	Liens : Climat et variabilité climatique (BG-C-3) La carte géologique (ST-A) La structure de la planète Terre (ST-B) La dynamique des enveloppes internes (ST-C) Les risques volcaniques (ST-I-1) La mesure du temps (ST-H) Les grands ensembles géologiques : Les îles océaniques françaises (ST-J-2-2) Activités de terrain

I. LES ROCHES REPRESENTENT DES SYSTEMES POLYPHASES

- A. QUELQUES DEFINITIONS DE THERMODYNAMIQUE
- B. LES DIAGRAMMES DE PHASE
 1. Modèles d'étude
 2. Les diagrammes de phase de mélanges binaires
 - a) Le diagramme forstérite-fayalite
 - b) Le diagramme diopside-anorthite
 3. Les diagrammes de phase des mélanges ternaires
 4. Effet de la pression et de la présence de fluide sur les diagrammes de phase

II. ORIGINE ET SOURCE DES MAGMAS

- A. LES APPORTS DES DONNEES GEOCHIMIQUES
 1. Répartition des éléments chimiques dans les phases liquide et solide et taux de fusion
 2. Les rapports isotopiques permettent d'identifier deux sources majeures des liquides magmatiques
 - a) Les couples Rb/Sr et Sm/Nd
 - b) Les liquides magmatiques ont une origine mantellique ou crustale
- B. LA FUSION PARTIELLE D'UNE PERIDOTITE PRODUIT UN LIQUIDE BASALTIQUE
 1. Taux de fusion et composition du magma obtenu
 2. Le magma basaltique correspond à l'eutectique d'un mélange ternaire
 - a) Diagrammes de phase utilisés
 - b) La nature du magma primaire dépend du mécanisme de fusion
 - c) Facteurs contrôlant la composition de l'eutectique
 3. Extraction et ascension du magma
 - a) Une différence de densité
 - b) Une fracturation hydraulique
- C. LA FUSION PARTIELLE DE LA CROUTE CONTINENTALE PRODUIT UN LIQUIDE GRANITIQUE



III. LES CAUSES DE LA FUSION PARTIELLE VARIENT SELON LES CONTEXTES GEODYNAMIQUES

A. LE MAGMATISME ASSOCIE AUX DORSALES

1. *Un magma d'origine mantellique*
2. *Une remontée localisée de l'asthénosphère sous forme de diapirs*

B. LE MAGMATISME DES POINTS CHAUDS

1. *Caractéristiques géochimiques*
2. *Une fusion partielle de la péridotite par augmentation locale de la température*

C. LES RIFTS CONTINENTAUX

D. LE MAGMATISME DES ZONES DE CONVERGENCE

1. *Les marges actives*
 - a) Localisation
 - b) Source et origine du magma primaire
2. *La collision continentale*

Introduction :

Les résultats géophysiques sur la transmission des ondes sismiques indiquent que la croûte et le manteau sont constitués de matériaux solides. Cependant, l'observation d'édifices volcaniques en fonctionnement montre que, localement au moins, il peut y avoir fusion de ces matériaux à l'origine de la production d'un liquide magmatique.

On peut distinguer, selon leur chimie, deux types principaux de magmas à l'origine des deux roches les plus représentées à la surface du globe :

- Les magmas basaltiques, saturés et basiques à température élevée (vers 1200°C). Ils sont à l'origine de volcanisme et de plutonisme (basalte et gabbro par exemple) ;
- Les magmas granitiques, sursaturés en SiO₂ donc acides, à température relativement faible (vers 600-700°C), ils forment essentiellement du plutonisme ;

Quelles conditions doivent localement être réunies pour permettre la fusion d'un matériau solide ?
--

Document 1 : quelques rappels de thermodynamique

Système

On appelle système géochimique une fraction isolée de l'univers dont on analyse les modifications à l'occasion de changements tel que des variations de T et de P.

Un système est fermé lorsqu'il échange uniquement de l'énergie avec l'extérieur, inversement un système est ouvert lorsqu'il échange au moins de la matière.

Equilibre

Un système est en équilibre lorsqu'il est à son état d'énergie minimum dans des conditions données, il est alors stable.

Phase

On appelle phase une partie d'un système qui peut en être extraite mécaniquement. C'est une partie homogène du système.

Les gaz étant miscibles, il n'y aura donc qu'une seule phase dans un système gazeux à l'équilibre.

Pour deux liquides tout dépend s'ils sont miscibles (une seule phase) ou non (plusieurs phases comme l'huile et l'eau par exemple).

Chaque espèce cristalline représente une phase, chaque phase est définie pour une condition P et T donnée, c'est le cas de la silice SiO₂.

Certains solides peuvent réaliser des associations ne formant qu'une seule phase on les dits miscibles, ils forment alors des solutions solides, c'est le cas des plagioclases (albite, anorthite) et des olivines (forstérite, fayalite). On pourra par exemple trouver un cristal de plagioclase zoné, dont la composition varie en différents points, en raison de l'existence d'une unique phase (cf. infra).

Diagramme de phase

On représente dans un diagramme la répartition des phases en fonction de la variation de certains paramètres : pression, température, composition chimique.

Un diagramme de phase se caractérise par :

Des domaines d'états stables qui correspondent à l'énergie libre de Gibbs minimum pour les valeurs des variables considérées ;

Les limites entre les domaines stables représentent des zones d'équilibre entre les phases.

Les diagrammes de phase sont généralement binaires, mais il est possible de représenter des diagrammes ternaires à l'aide de projections

I. Les roches représentent des systèmes polyphasés

A. Quelques définitions de thermodynamique

Rappels en fonction de l'avancée en physique/chimie



Règle des phases de Gibbs

Cette règle permet de relier, le nombre de phase, le nombre de degrés de liberté d'un système et le nombre de variables qui doivent être spécifiées dans un état d'équilibre.

$$v + \phi = p + c$$

v : variance, degré de liberté, c'est le nombre de variables qu'on peut faire varier sans rompre l'équilibre ;

ϕ : nombre de phases présentes dans le système ;

P : nombre de paramètres du système, en général $p=2$ puisqu'on ne prend en compte que les variations de P et T .

c : le nombre de constituants chimiques minimums nécessaires pour décrire la composition de toutes les phases du système ;

Sur le diagramme P, T de la silice

Point A : 3 phases cristallines coexistent cristobalite, tridymite et quartz β

$\phi = 3$

$c = 1$ (polymorphes, même composition chimique)

$v = 0$ **ce point est invariant** le degré de liberté est nul un seul point du diagramme P, T lui correspond.

Point B : 2 phases cristallines coexistent quartz β et tridymite

$\phi = 2$

$c = 1$ (polymorphes, même composition chimique)

$v = 1$ **ce point est univariant** le degré de liberté de 1 indique qu'un paramètre est nécessaire pour le décrire ; la courbe de séparation entre deux phase est univariante.

Point C : une seule espèce cristalline existe, le quartz β

$P = 1$

$C = 1$

$V = 2$ ce point est divariant le degré de liberté de 2 indique que pour décrire la position de ce point 2 paramètres sont nécessaires T et P Le champ de stabilité du quartz β est donc divariant.

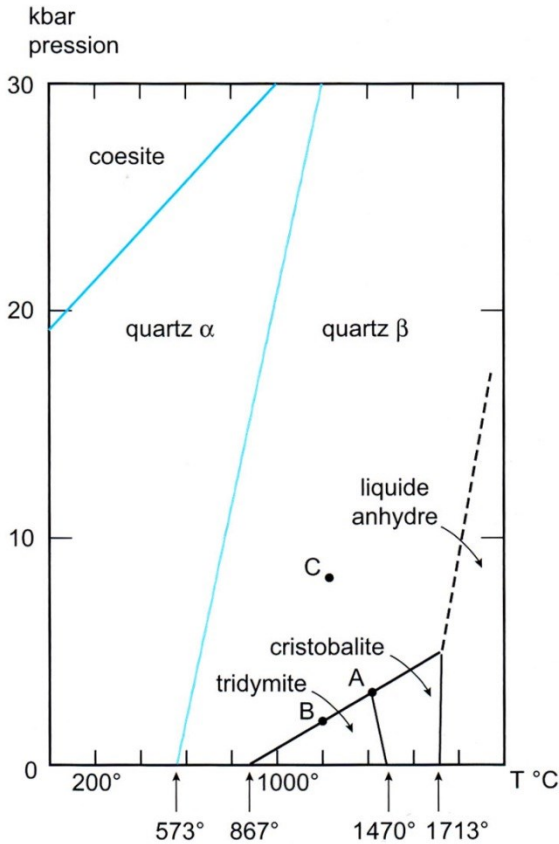


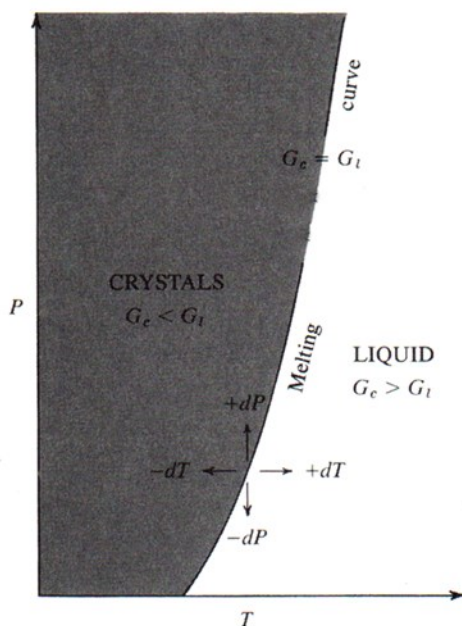
Diagramme de phases de SiO_2 .

Différentes formes minérales existent à l'état solide selon les conditions de pression et de température : quartz α , quartz β , tridymite, cristobalite, coesite. À très haute pression (> 60 kbar) : stishovite.

1 kb = 1 000 bars ; 1 bar = 10^5 Pa (1 Pa = 1 N.m^{-2}) ; 1 kb = 100 MPa. Pour mémoire, 1 atmosphère = 101 325 Pa.

D'un point de vue thermodynamique, on remarque que la fusion d'un minéral nécessite :

- Soit une augmentation de température à pression constante ;
- Soit une diminution de pression à température constante.



Document 3 : diagramme de phase $P-T$ schématique d'une réaction de fusion.

En fonction des conditions de pression et de température, la variation d'énergie libre de Gibbs accompagnant la fusion d'un cristal peut être négative ou positive. On peut alors déterminer des champs de conditions $P-T$ dans lesquels les formes solides ou liquides sont les plus stables.



Or les roches sont des systèmes polyphasés, les minéraux constitutifs représentant généralement des phases distinctes, il est donc nécessaire d'étudier quelques diagramme de phases afin de comprendre quels seront les produits de fusion des matériaux des enveloppes terrestres.

B. Les diagrammes de phase

1. Modèles d'étude

Les températures élevées des magmas basaltiques (environ 1200°C) prouvent leur origine profonde (au moins 60 km en admettant un gradient géothermique moyen d'environ 20°C/km dans la croûte et le manteau supérieur). Ce liquide basaltique doit donc avoir une origine mantellique et la roche source à l'origine de ce liquide devrait être une péridotite. Ainsi, on étudiera quelques diagrammes de phase en relation avec la composition d'une péridotite de type lherzolite (cf. infra), à savoir :

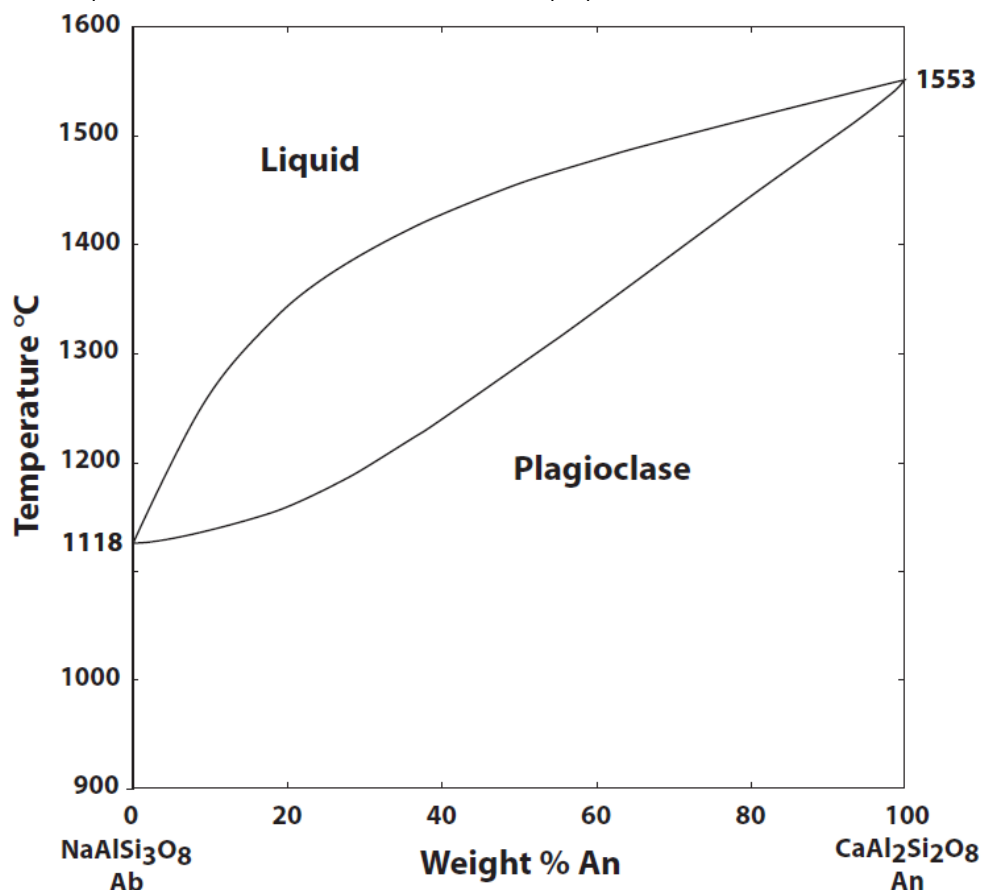
- Des olivines : solution solide entre forstérite Mg_2SiO_4 et fayalite Fe_2SiO_4 ;
- Des pyroxènes : diopside $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (Cpx) et enstatite MgSiO_3 (Opx) ;
- Une phase alumineuse qui représente moins de 10% de la péridotite et qui peut être selon la profondeur du plagioclase, du spinelle ou du grenat.

Ces diagrammes peuvent être utilisés dans le sens de la fusion à partir d'un solide ou dans le sens de la cristallisation à partir d'un magma (cf. chapitre 2).

2. Les diagrammes de phase de mélanges binaires

a) Le diagramme Albite anorthite

Albite et Anorthite sont des minéraux qui forment une série isomorphe avec une miscibilité complète à toutes les températures. Les ions Ca et Na peuvent se substituer l'un à l'autre en toutes proportions.



On distingue sur le diagramme le solidus et le liquidus qui sont des courbes univariantes.

Si l'on part d'un solide M de 45% de albite et de 55% de anorthite le premier liquide formé sera enrichi en Albite (90Ab/10An) les cristaux vont réagir à chaque température (isothermes T1, T2, T3) avec le liquide du milieu. La composition chimique des cristaux évolue sur la ligne du solidus, la composition chimique du liquide évolue sur la ligne du liquidus.

La fusion d'anorthite pure donne un liquide composé de d'anorthite, on dit que la fusion de ce minéral est congruente.

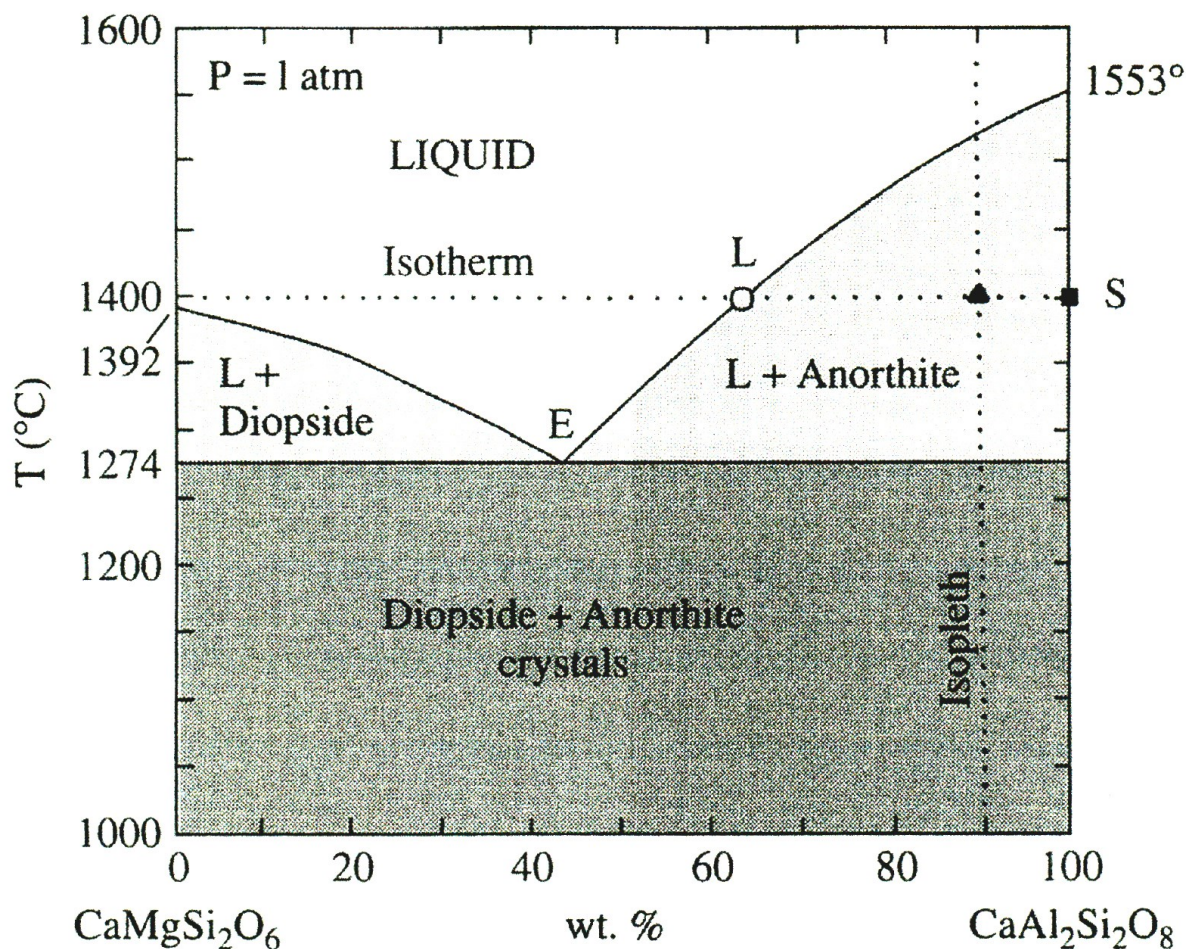
Détermination du taux de fusion à T donnée :

On utilise la règle des leviers, au niveau du solidus, le taux de fusion est de 0%, au niveau du liquidus le taux de fusion est de 100%.



Pour une composition X quelconque entre A et B, le taux de fusion sera donné par $\frac{AX}{AB} \times 100$.

b) *Le diagramme diopside-anorthite*



Document 5 : diagramme de phase binaire avec eutectique diopside (cpx) / anorthite (plagioclase calcique).

A savoir exploiter ***

Fusion d'un mélange de diopside et d'anorthite

Ces deux minéraux ne sont pas miscibles à l'état solide.

E = eutectique c'est le point de température de fusion minimum d'un mélange de ces deux minéraux, c'est un point invariant.

$T_e = 1274^\circ < T_f \text{ diopside } 1392^\circ < T_f \text{ anorthite } 1553^\circ$

Lorsqu'on réalise expérimentalement une fusion d'un mélange quelles que soient les proportions de diopside et d'anorthite le premier liquide produit a toujours la composition de l'eutectique situé à 42% d'anorthite et 58% de diopside. L'isotherme 1274° est un solidus.

La fusion d'un mélange Diopside/Anorthite est incongruente, le liquide obtenu a une composition différente du solide de départ, sauf si ce solide a une composition An42 (composition de l'eutectique).

Pour des compositions de mélange diopside-anorthite avec une composition d'anorthite supérieure à 42% la température restera à 1274° tant que du diopside n'aura pas été fondu (comme un mélange eau + glace reste à 0° tant que de la glace est présente). La chaleur est absorbée par la fusion du diopside. La composition du liquide reste constante à l'eutectique.

Lorsque la totalité du diopside a été fondue, il ne reste plus dans le solide que de l'anorthite, la température augmente alors et de l'anorthite fond ce qui augmente la composition en $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ du liquide. Ce changement de composition du liquide peut être matérialisé par une évolution de la température et donc de la composition chimique le long du liquidus (il ne reste plus que de l'anorthite à fondre). Lorsque l'isotherme recoupe la composition chimique du solide initial alors la fusion est totale.

Pour un solide à 90% d'anorthite la température de fusion complète est de 1520°.



Détermination du taux de fusion à l'eutectique

Le taux de fusion maximal pour que la composition du liquide reste à l'eutectique peut être déterminé par la règle des leviers.

Si le solide du départ a une composition correspondant à l'eutectique alors le pourcentage de fusion sera de 100.

Si le solide de départ est constitué uniquement d'anorthite alors le pourcentage de fusion sera de 0.

Pour une composition quelconque X comprise entre E et A le taux de fusion sera $\frac{XA}{EA} \times 100$.

si $X = E$ on obtient bien 100%

Si $X = A$ on obtient bien 0%

Dans l'exemple

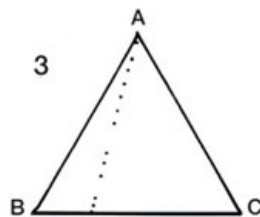
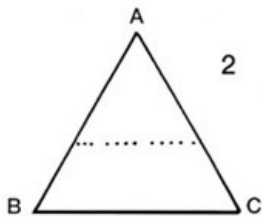
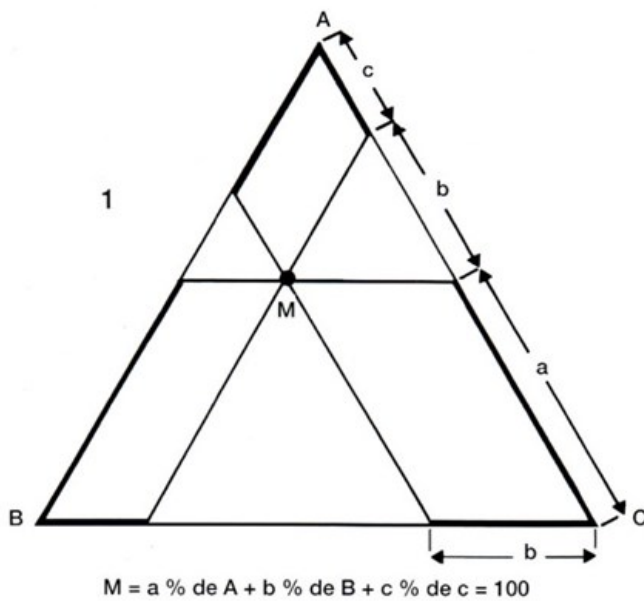
$EA = 58$

$XA = 10$

On trouve 17,24%.

3. Les diagrammes de phase des mélanges ternaires

La composition d'un mélange de trois composants est représentée par un point situé à l'intérieur d'un triangle équilatéral. Chacun des sommets représente 100% de l'un des trois constituants. La teneur en chacun des constituants est déterminé en traçant les parallèles à chaque côté.



Représentation triangulaire de la composition d'un mélange de 3 composants.

1. Chaque pourcentage de composant est situé sur un segment parallèle au côté opposé au pôle 100 % du composant (en A, il y a 100 % de A). Les intersections de ce segment avec deux côtés du triangle correspondent au pourcentage.
2. Tous les points situés sur un segment parallèle à un côté sont caractérisés par un pourcentage constant (ici de A).
3. Tous les points situés sur un segment passant par un sommet sont caractérisés par la même proportion des 2 autres composants à l'opposé du sommet considéré (ici B / B+C).

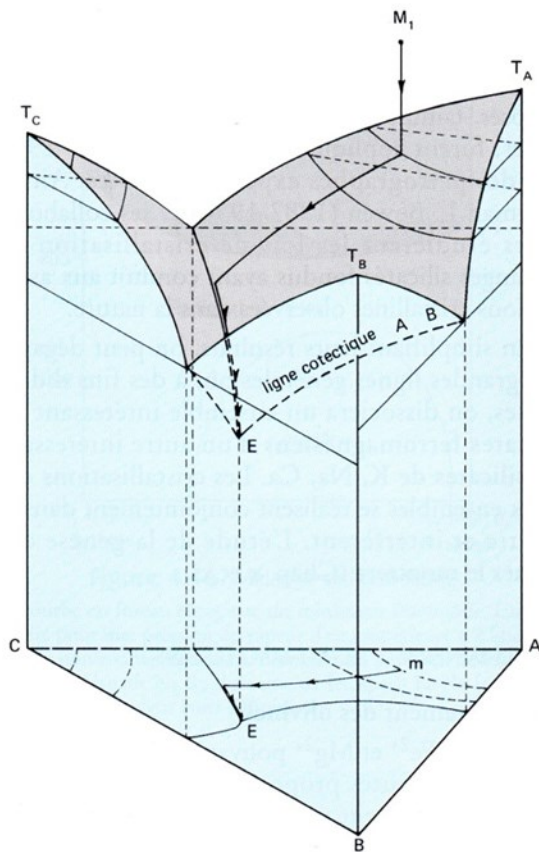
Soit un mélange ABC réalisé expérimentalement.

Pris 2 à 2 ces minéraux représentent des mélanges binaires avec eutectiques

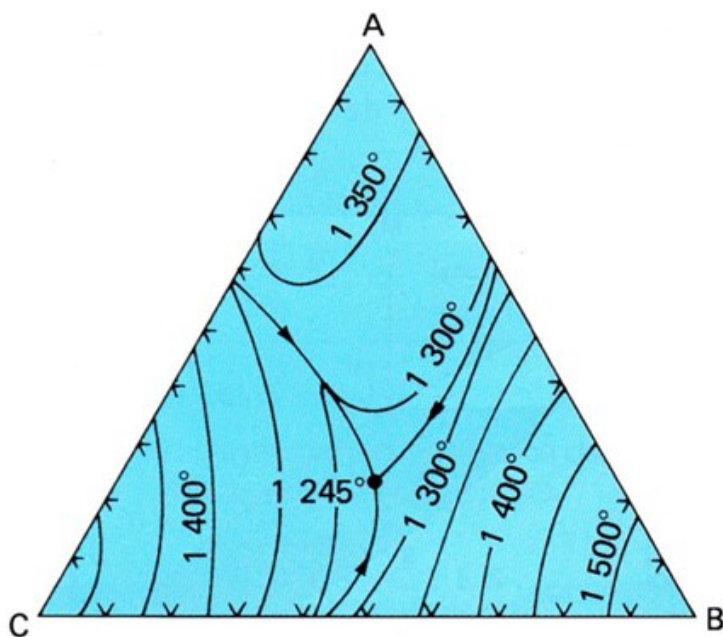
On peut construire un volume dont les trois faces correspondent aux trois types possibles de mélanges.

A partir de chaque sommet partent 3 surfaces courbes sécantes deux à deux selon une ligne cotectique et se réunissant toutes en un point E qui correspond à l'eutectique du mélange ternaire on parle de puits eutectique. Cette surface composite représente le liquidus du mélange ternaire. On utilise sa projection dans le plan horizontal en projetant les lignes isothermes obtenues par l'intersection de la surface du liquidus avec les plans horizontaux correspondant aux isothermes.





Document 7 : représentation tridimensionnelle d'un diagramme ternaire.



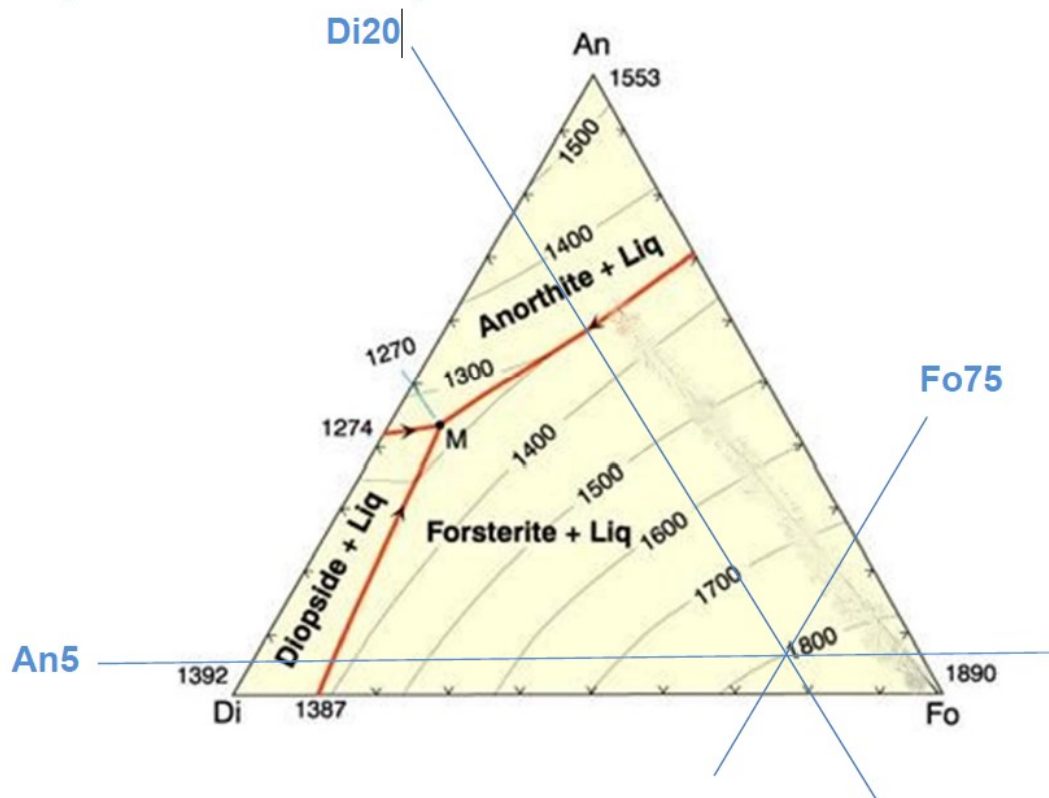
Document 8 : représentation de la surface du liquidus dans un mélange ternaire.

En partant d'un **solide** X de composition 40% de A, 30% de B et 30% de C le premier liquide formé à une composition différente de la composition de X et se forme à l'eutectique E1 (fusion incongruente). La composition du liquide produit restera en E1 à l'eutectique tant que les trois phases seront en présence. Dans ce cas c'est la phase minérale B qui sera consommée la première (l'eutectique à une composition plus riche en B que X). Lorsque tout B aura fondu, alors le solide résiduel ne sera plus constitué que de A et C en X'. Le pourcentage maximal de X qui produira par fusion partielle un liquide de composition eutectique sera donné par la règle des leviers maximum de liquide en E1 = $\frac{XX'}{E1X} \times 100$

On suppose dans ce cas que la fusion se réalise à l'équilibre, ce qui n'est pas obligatoirement le cas (cf. infra).



On fond une péridotite $\text{Fo}_{75}\text{Di}_{20}\text{An}_5$ qui n'a pas la composition de l'eutectique



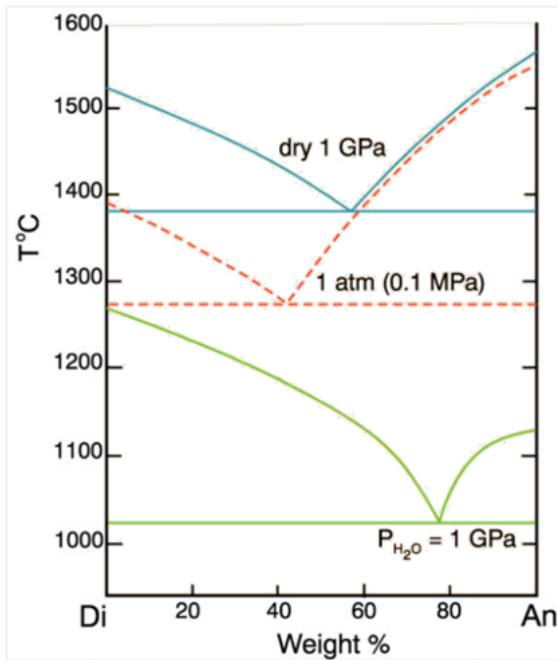
Document 9 : diagramme de phase ternaire ***

A savoir exploiter



4. Effet de la pression et de la présence de fluide sur les diagrammes de phase

Les études expérimentales montrent qu'une diminution de pression ainsi que la présence d'eau dans le solide tendent à diminuer la température du solidus est donc facilitent la fusion des roches.



Document 10 : paramètres influençant la fusion d'un mélange binaire.

Ces paramètres modifient de plus la composition de l'eutectique (cf. infra).

II. Origine et source des magmas

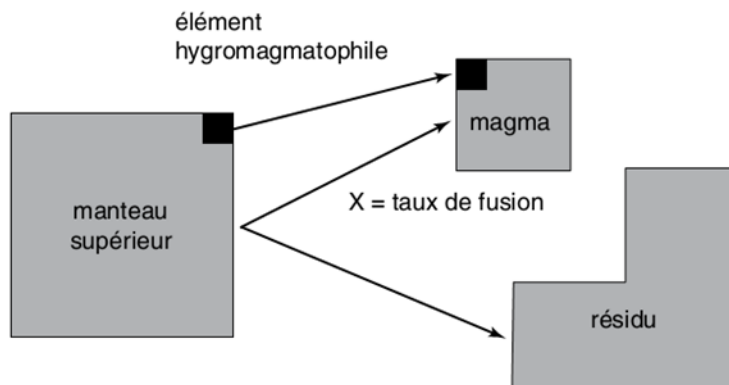
A. Les apports des données géochimiques

1. Répartition des éléments chimiques dans les phases liquide et solide et taux de fusion

Les éléments chimiques comme le **Ti**, **Al**, **Ca**, **Na** et **K** sont des éléments qui tendent à passer préférentiellement dans le liquide appauvrissant d'autant le solide résiduel, on les appelle éléments incompatibles (ils ne s'associent pas facilement aux réseaux cristallins) ou éléments hygromagmatophiles.

Inversement, des éléments comme **Mg** et **Fe** sont des éléments compatibles.

On peut qualitativement illustrer les différences de composition chimique en partant d'une roche de départ qui comporte une certaine quantité d'éléments hygromagmatophiles.

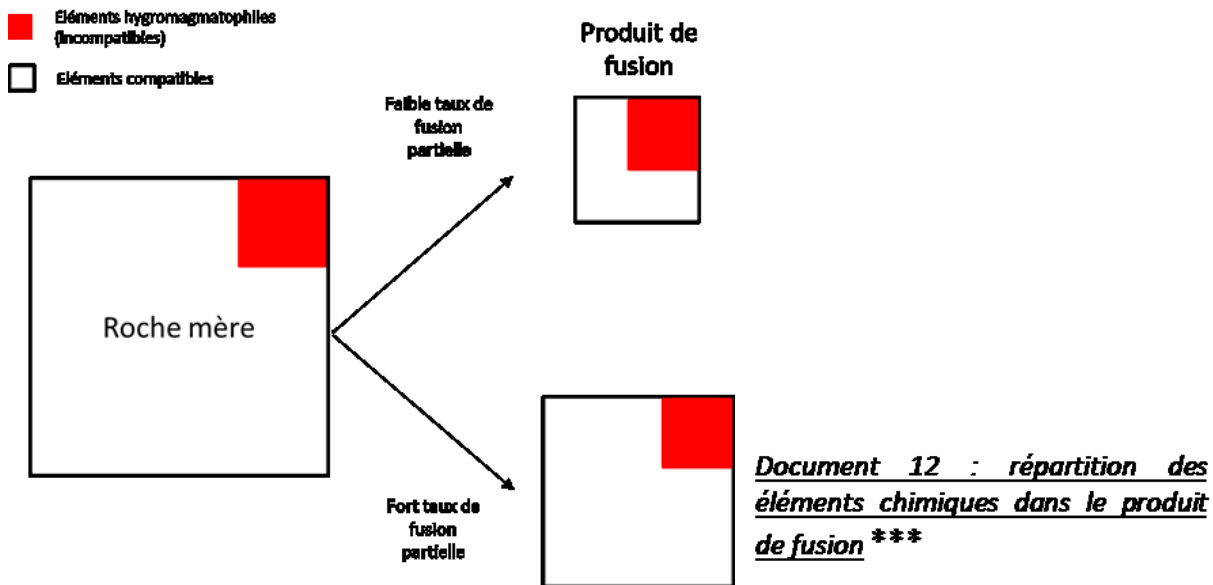


Document 11 Schéma de la fusion partielle du manteau supérieur donnant naissance à un magma « primaire ».

X = taux de fusion = quantité de magma final/quantité de manteau initial. Un élément hygromagmatophile théorique parfait (carré noir) passe intégralement dans la phase fluide en s'y concentrant $1/X$ fois.



Si l'on fait subir une faible fusion partielle les éléments hygromagmatophiles vont passer préférentiellement dans la phase liquide et seront en proportion importante vu le faible pourcentage de liquide. Inversement si l'on fait subir une forte fusion partielle les éléments hygromagmatophiles vont se trouver dilués avec les autres éléments chimiques.

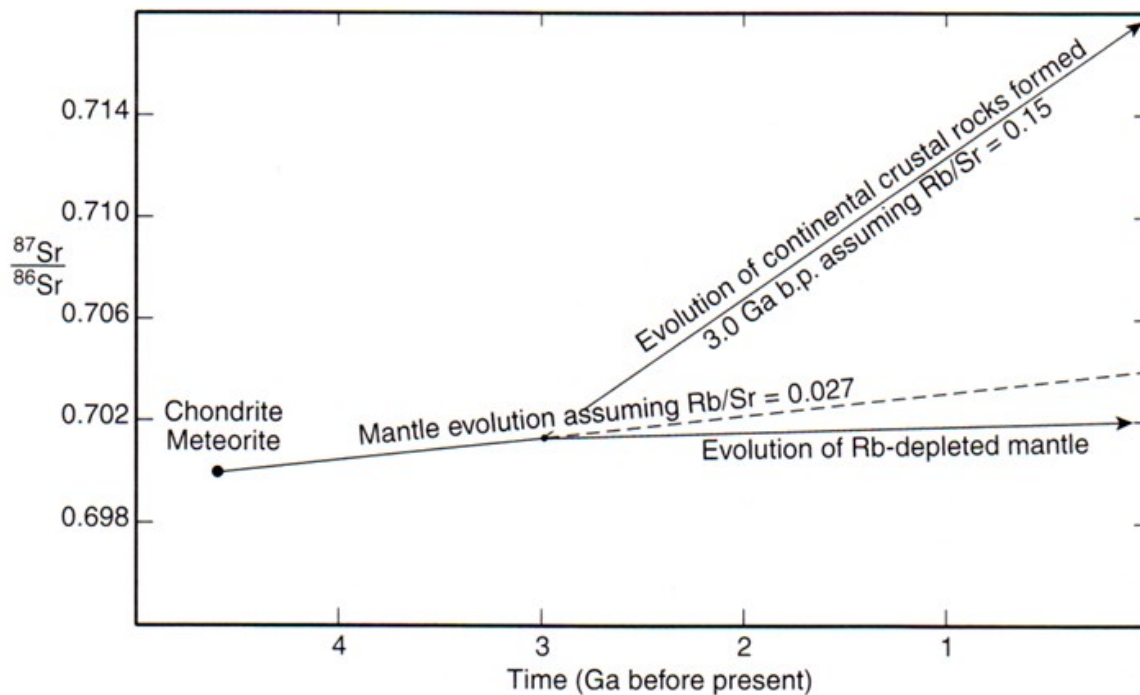


La fusion partielle constitue donc un tri entre éléments chimiques (hygromagmatophiles et les autres) selon leurs affinités pour la phase liquide.

2. Les rapports isotopiques permettent d'identifier deux sources majeures des liquides magmatiques

a) Les couples Rb/Sr et Sm/Nd

Le rubidium est un élément fortement incompatible, davantage que le strontium. Lors de la fusion partielle d'une roche en contenant, il va donc préférentiellement se concentrer dans la fraction liquide. Or en se désintégrant, le ^{87}Rb ($^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$) va progressivement augmenter le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, et ce rapport augmentera beaucoup plus rapidement dans la roche magmatique issue du liquide, que dans la roche source de ce liquide.



Document 13 : estimation de l'évolution isotopique (Sr) du manteau après un épisode de fusion il y a 3Ga.

Le rapport isotopique de la Terre initiale est déterminée par l'étude des chondrites actuelles (non différenciées donc sans fractionnement Rb et Sr par des épisodes de fusion par exemple).

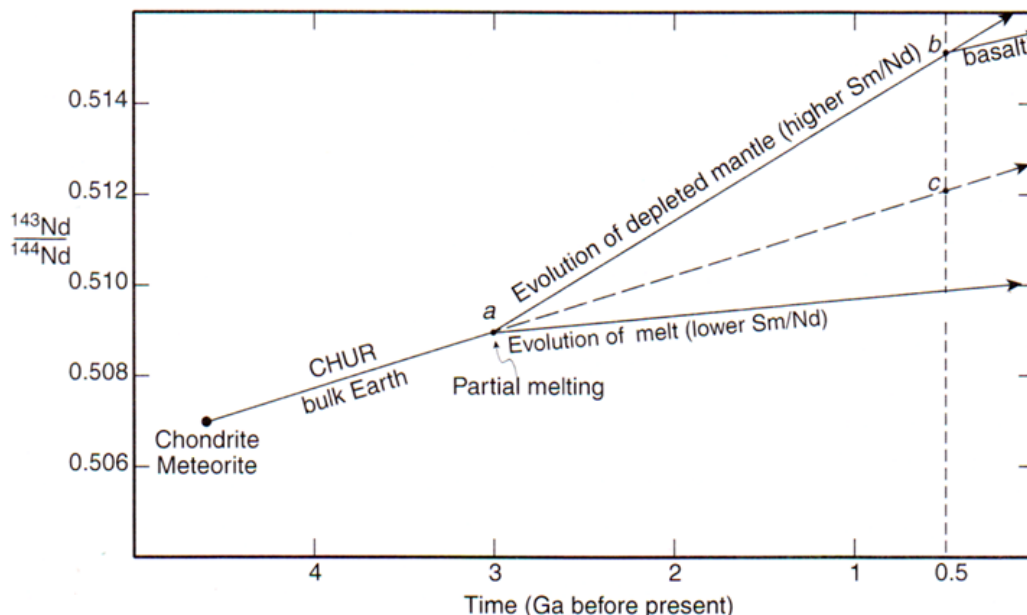
Depuis la formation de la Terre, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmente régulièrement en raison de la présence de ^{87}Rb en faible quantité dans le manteau.

Si on considère un événement de fusion partielle du manteau à l'origine de la formation de croûte continentale, cette dernière aura un rapport Rb/Sr plus élevé que le manteau à cause du comportement de Rb (élément très incompatible par rapport à Sr), et donc son rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmentera plus rapidement.

La détermination du rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ d'un magma actuel permettra donc de déterminer s'il dérive de la fusion du manteau (origine mantellique) ou de la croûte (origine crustale).

En général, un rapport initial inférieur à 0,706 est en faveur d'une origine mantellique, et un rapport supérieur à 0,706 est en faveur d'une origine crustale (ou mantellique mais avec contamination crustale, cf. chapitre 2).

Le samarium et le néodyme, eux, sont deux terres rares légères incompatibles, mais le néodyme est plus incompatible que le samarium. ^{147}Sm se désintègre en ^{143}Nd , et d'après leurs propriétés, le rapport Sm/Nd sera plus faible dans les liquides issus de la fusion partielle d'une roche que dans la roche source. Dans une roche magmatique issue d'un liquide, le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ augmentera plus lentement que dans la roche source de ce liquide.



Document 14 : estimation de l'évolution isotopique (Nd) du manteau après un épisode de fusion il y a 3Ga.

CHUR = CHondrite Uniform Reservoir.

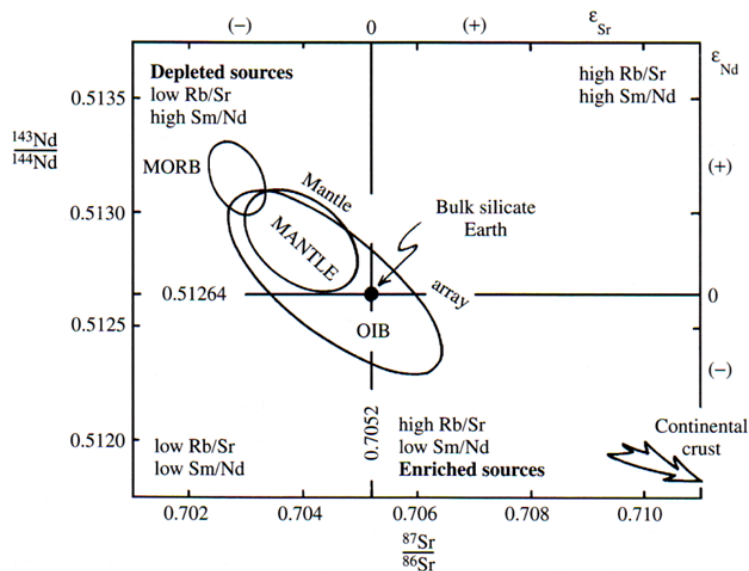
b) Les liquides magmatiques ont une origine mantellique ou crustale

Lors de la datation absolue d'une roche par la méthode Rb/Sr, le rapport initial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ obtenu par établissement de l'isochrone est en fait l'enregistrement du rapport Rb/Sr de la source du magma. Par exemple, un magma qui dérive de la fusion partielle de roches sources avec un rapport Rb/Sr faible hérite de cette propriété géochimique et possèdera un rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ faible.

Actuellement, les roches du manteau (péridotite), possèdent un rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ faible et un rapport $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ élevé. C'est l'inverse pour les roches de la croûte continentale.

Lorsqu'on place les liquides basaltiques dans un diagramme isotopique Nd/Sr, on constate qu'ils possèdent des rapports proches de ceux du manteau, ils ont donc une origine mantellique et la roche source est une péridotite.





Document 15 : Diagramme isotopique Néodyme/Strontium.

Toutes les roches terrestres dérivent d'une Terre primordiale (Bulk silicate Earth) ayant subi plusieurs épisodes de fusion partielle.

MORB : Mid-Oceanic Ridge Basalts
= basaltes des dorsales

OIB : Ocean Island Basalts =
basaltes des îles océaniques.

Au contraire, lorsqu'on place les liquides granitiques dans ce même diagramme, ils possèdent des rapports proches de ceux de la croûte continentale (attention pas toujours !! cf. différenciation infra), ils ont donc une origine crustale et la roche source est un granitoïde.

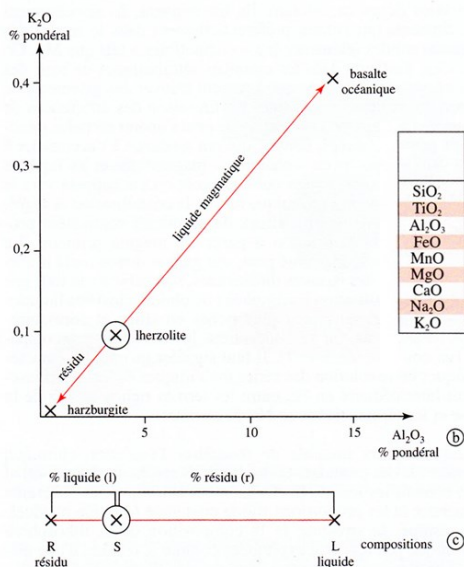
B. La fusion partielle d'une péridotite produit un liquide basaltique

1. Taux de fusion et composition du magma obtenu

Si l'on soumet une péridotite mantellique (appelée lherzolite) à des expériences de fusion partielle on observe que le magma obtenu présente :

- une composition différente du solide de départ ;
- une composition variable en fonction du taux de fusion.

Le solide résiduel est encore une péridotite mais qui est plus pauvre en certains éléments chimiques en particulier le Ti, Al, Ca, Na et K : la harzburgite. Au cours de la réaction de fusion partielle, une nouvelle phase solide de composition différente à la roche d'origine se forme, la fusion est incongruente.



	Harzburgite ophiolitique	Lherzolite à grenat	Pyrolite	Basalte océanique
SiO ₂	42,3	45,3	45,2	47,1
TiO ₂	0,1	0,2	0,7	2,3
Al ₂ O ₃	0,5	3,6	3,5	14,2
FeO	7,1	7,3	9,2	11,0
MnO	0,1	0,1	0,14	0,2
MgO	49,6	41,3	37,5	12,7
CaO	0,1	1,9	3,1	9,9
Na ₂ O	0,1	0,2	0,6	2,2
K ₂ O	0,005	0,1	0,13	0,4

(a)

Document 16 : détermination du taux de fusion partielle***

La « pyrolite » est un modèle établi par Green et Ringwood en 1963, il s'agit d'une roche synthétique composée de ¾ de péridotite et ¼ de basalte tholéitique censée représenter le matériel mantellique de départ.

- Péridotites, basaltes et fusion partielle.
- Analyses chimiques représentatives (d'après Brown et Mussett).
 - Diagramme Al₂O₃ - K₂O.
 - Relations entre compositions chimiques et pourcentages de fusion (règle du levier, voir fiche « Thermodynamique »).



Compositions chimiques des liquides produits à l'équilibre par la fusion partielle du manteau à sec (d'après Jaques et Green, 1980 ; Falloon *et al.*, 1988).

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54,99	52,57	52,77	49,80	46,67	49,30	49,60
TiO ₂	0,68	3,29	0,31	2,70	5,00	2,50	1,40
Al ₂ O ₃	15,18	15,07	10,63	12,50	14,66	11,70	7,00
FeO*	5,78	8,47	9,82	8,90	9,50	9,50	9,50
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	0,10	n.d.	0,20	0,10
MgO	8,94	6,99	15,78	12,00	10,60	13,20	24,90
CaO	12,67	9,89	9,99	10,90	7,84	10,70	6,10
Na ₂ O	1,04	2,94	0,63	2,40	4,10	2,30	1,10
K ₂ O	tr.	0,63	tr.	0,60	1,63	0,50	0,30
Total	99,28	99,85	99,93	99,90	100,00	99,90	100,00
Mg/(Mg + Fe)	0,73	0,60	0,74	0,73	0,66	0,71	0,82
P (GPa)	0,2	0,5	0,2	1,0	2,0	1,5	1,5
T (°C)	1 200	1 180	1 300	1 300	1 400	1 400	1 550
source	TQ	HW	TQ	HW	HW	HW	HW
% liquide	17	20	29	23	10	25	51

FeO* : tout le fer est analysé sous forme de FeO

n.d. : non déterminé ; tr. : traces

TQ : lherzolite de Tinaquillo (Venezuela), correspondant à un manteau appauvri

HW : pyrolite d'Hawaï, correspondant à un manteau enrichi

Les liquides obtenus ont des compositions proches de magmas naturels :

1, 2. tholéiites à quartz

3, 4, 6. tholéiites à olivine

5. basaltes alcalins

7. picrite tholéiitique et komatiite

Document 17

Si l'on suppose qu'il existe une proportionnalité entre taux de fusion et pourcentage des éléments hygromagmatophiles passant dans la phase liquide il est possible d'appliquer la règle des leviers.

En choisissant deux éléments hygromagmatophiles comme le K et Al et en représentant les pourcentages de ces éléments en % d'oxydes dans le résidu, dans le liquide produit et dans la roche de départ on peut déterminer le taux de fusion.

Dans l'exemple proposé, le taux de fusion est $f = \frac{RS}{RL}$, on peut aussi l'estimer directement avec le tableau en utilisant un élément très hygromagmatophile comme le potassium :

Soit une masse m_l de lherzolite qui fond donnant un liquide basaltique de masse m_b et un résidu harzburgitique de masse m_h , on a $m_l = m_b + m_h$ et $f = \frac{m_b}{m_l}$.

Par conservation de la masse, $m_l \times [K]_l = m_b \times [K]_b + m_h \times [K]_h$
 $m_l \times [K]_l = m_b \times [K]_b + (m_l - m_b) \times [K]_h$
 $[K]_l = f \times [K]_b + (1 - f) \times [K]_h$

Soit $f = \frac{[K]_l - [K]_h}{[K]_b - [K]_h}$

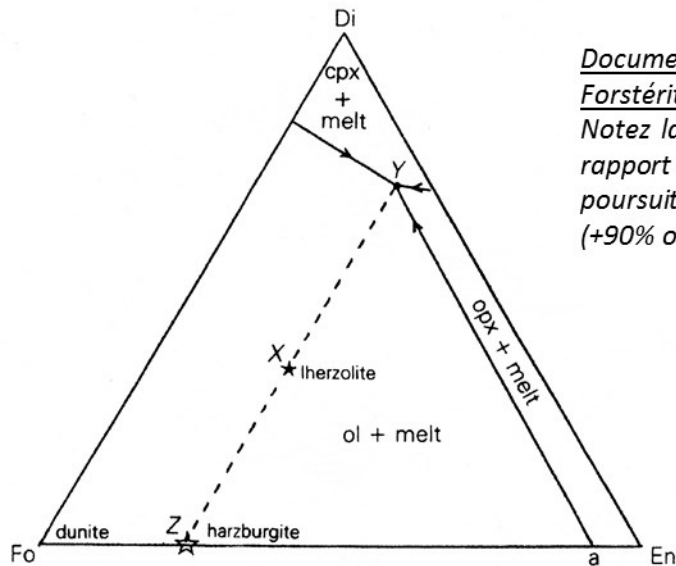
2. Le magma basaltique correspond à l'eutectique d'un mélange ternaire

a) Diagrammes de phase utilisés

Etant donné la composition d'une péridotite mantellique, plusieurs systèmes sont utilisés :

- Le système Mg₂SiO₄ (forstérite)-CaMgSi₂O₆ (diopside cpx)-SiO₂ (silice) sous pression saturante d'eau à P = 20 kbar. Les faibles taux de Al, Ti, Fe, Cr, Mn, K, Na et autre éléments mineurs généralement séquestrés dans le Cpx, le faible taux de spinelle ou grenat dans les péridotites anhydres et les amphiboles et les micas dans les péridotites hydratées sont ignorées ;
- La lherzolite à spinelle roche source de la majorité des basaltes : 60% olivine Mg ; Opx, 21% ; CPX, 16% ; spinelle 3% (système Fo-Di-En).

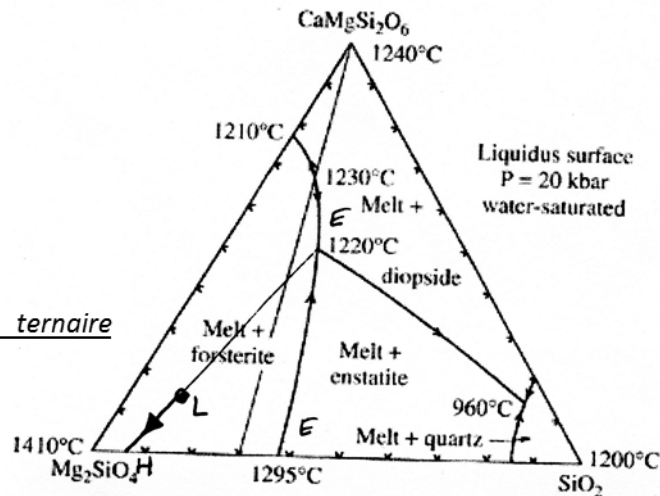




Document 18 : diagramme ternaire Forstérite-Diopside-Enstatite

Notez la **composition de la harzburgite par rapport à la herzolite mère, si la fusion se poursuit le solide résiduel est une dunite (+90% olivine).**

Document 19 : diagramme ternaire Forstérite-Diopside-Silice



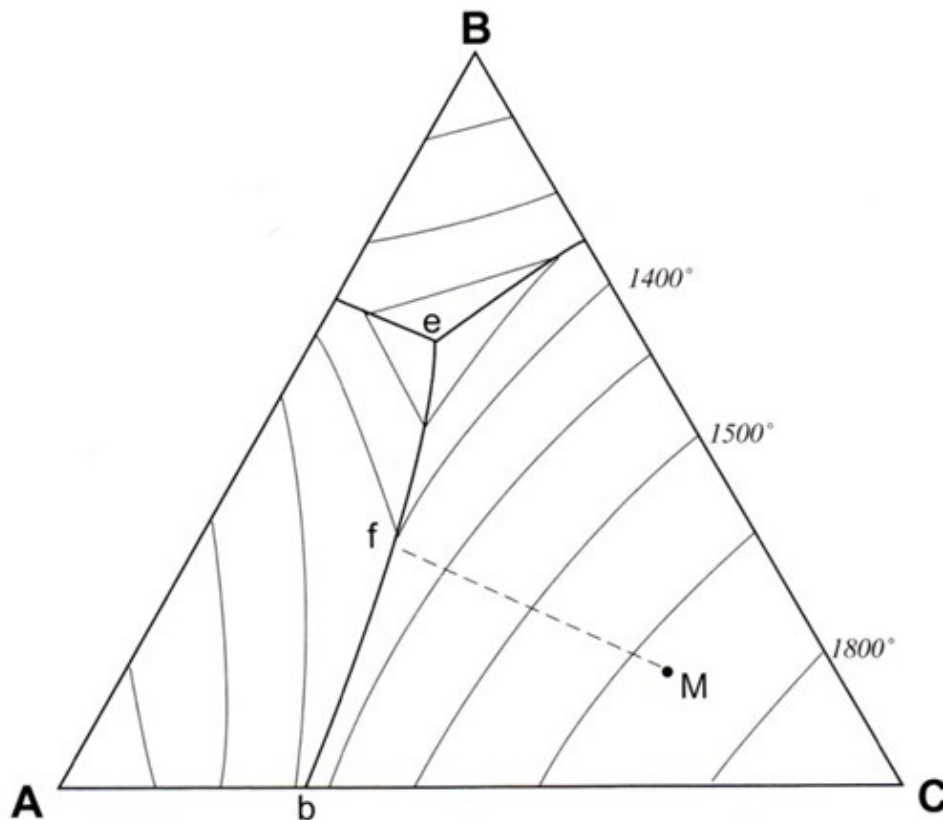
b) La nature du magma primaire dépend du mécanisme de fusion

La fusion de la roche mère est toujours partielle, et actuellement avec un taux inférieur à 30%.

Il existe différents types de fusion partielle, deux sont naturellement retrouvés :

- La **fusion partielle à l'équilibre**, qui produit un liquide en équilibre avec la phase solide cristalline résiduelle. Le liquide magmatique est extrait de la péridotite uniquement à la fin de la fusion. Sa composition est homogène et intègre l'ensemble des variations chimiques intervenues au cours des différentes étapes de la fusion car le liquide est resté en contact avec les matériaux compatibles (réfractaires). Dans l'exemple, le liquide évolue progressivement de e vers f puis M avec l'augmentation du taux de fusion ;
- La **fusion partielle par fractionnement**, les liquides sont extraits à plusieurs reprises pendant la fusion, cela peut se produire du simple fait de la différence de densité entre le magma produit et le solide résiduel. Dans l'exemple, 3 liquides, de composition, e, b puis C sont produits successivement sans intermédiaire ;





Variation de composition d'un liquide formé par fusion partielle d'un système ternaire simple avec eutectique.

M. composition du solide soumis à fusion partielle, b. eutectique binaire du système A + C, e. eutectique ternaire. En cas de fusion fractionnée, la variation est *discontinue* : e, puis b, puis C. En cas de fusion à l'équilibre, la variation est *continue* : e → f → M et les compositions différentes (Maaløe, 1985).

Document 20 : conditions de l'extraction d'un magma et mécanisme de fusion.

c) Facteurs contrôlant la composition de l'eutectique

Plusieurs facteurs modifient la composition de l'eutectique, on peut citer :

- L'augmentation de pression, qui entraîne une diminution de SiO_2 dans la fraction liquide ;
- L'augmentation de la concentration en eau, qui entraîne une augmentation de SiO_2 dans la fraction liquide.

3. Extraction et ascension du magma

a) Une différence de densité

L'ascension des magmas est rendue possible grâce à la poussée d'Archimède qui s'exerce sur les magmas dont les densités sont de 2,8-2,3 contre 3,2-3,3 pour les péridotites. De plus, les magmas sont des liquides incompressibles qui vont être chassés vers la surface par simple pression.

Pour extraire un magma du manteau un taux de fusion minimum est nécessaire : le liquide produit est distribué entre les minéraux et ne constitue pas d'emblée un milieu continu. On estime à 1% le seuil de fusion à partir duquel un liquide peut s'extraire. Les fines gouttelettes vont alors se rassembler en un liquide de volume suffisant pour remonter.

Au cours de sa remontée, le liquide magmatique pourra arracher des fragments d'encaissant formant des enclaves (ex. en surface des basaltes à nodules de péridotite).

Document 28

b) Une fracturation hydraulique

Le liquide magmatique présente une densité plus faible et va exercer sur le solide une pression hydraulique égale à $P = \rho \cdot g \cdot h$.

A partir de 10 km de profondeur la colonne de liquide engendre une pression suffisante pour dépasser le seuil de rupture des roches. Le liquide s'échappe brutalement et la diminution de pression dans la colonne de liquide entraîne un arrêt temporaire de l'alimentation vers la surface. Le phénomène est donc discontinu et peut présenter une certaine périodicité.

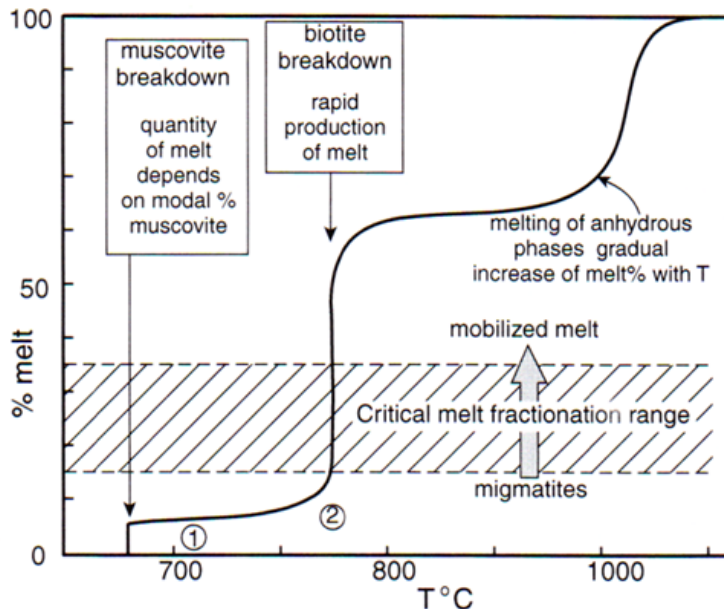


Bilan :

La fusion partielle des péridotites mantelliques produit des liquides primaires de composition basaltique. Ce liquide a normalement la composition de l'eutectique, tant que le taux de fusion reste relativement faible.

C. La fusion partielle de la croûte continentale produit un liquide granitique

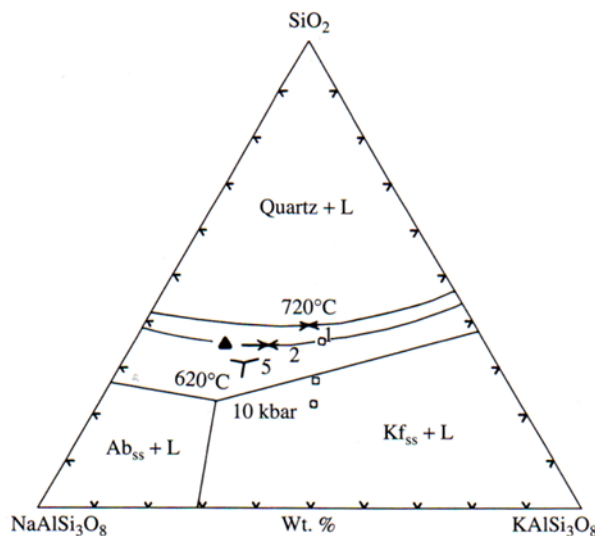
Il peut arriver dans certains contextes (cf. infra) que la croûte continentale subisse un épisode de fusion partielle, on parle d'anatexie crustale. L'anatexie est indissociable du métamorphisme puisqu'elle nécessitera une modification de la pression et/ou de la température (cf. infra) d'une partie de la croûte. Ainsi, un gneiss à deux micas, réchauffé, commence à fondre vers 680°C en raison de la transformation de la muscovite qui s'accompagne d'une libération d'eau. Vers 760°C, le taux de fusion augmente soudainement sous l'effet cette fois de la déstabilisation de la biotite qui libère aussi de l'eau. Au cours de la fusion, le liquide s'enrichit en éléments alcalins, incompatibles, tels que Na et K, et s'appauvrit davantage en Ca, Mg et Fe. La fusion de la croûte est ainsi à l'origine de roches souvent très alcalines.



Document 21 : évolution du taux de fusion au cours du réchauffement d'une roche crustale contenant de la muscovite et de la biotite.

En dessous d'un certain taux de fusion, le liquide, riche en silice et visqueux ne peut s'échapper et reste dans la roche source, à l'origine de migmatites.

Les roches crustales possédant souvent de la silice et des feldspaths, d'autant plus dans la croûte inférieure, on peut utiliser le diagramme Qz/Ab/Or pour suivre la fusion d'une roche crustale. Ce diagramme de phase possède un minimum thermique vers 700°C dont la composition est celle d'un granite alcalin. Expérimentalement encore, la fusion d'une argile, sédiment classique de croûte continentale forme là encore un liquide granitique vers 700°C.



Document 22 : diagramme de phase Quartz/Albite/Orthose.

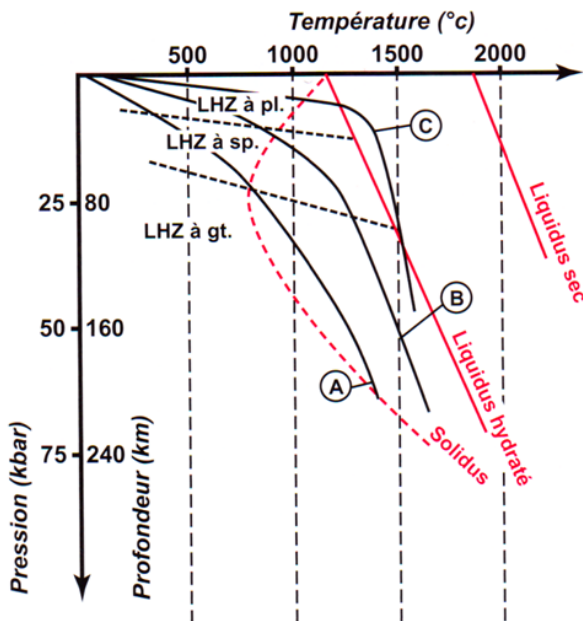
En fonction de la pression (1, 2, 5 et 10kbar), le minimum thermique du diagramme (indiqué par une double flèche) devient un point eutectique.

Bilan :

La fusion partielle de la croûte continentale produit des liquides de composition granitique.



III. Les causes de la fusion partielle varient selon les contextes géodynamiques



Dans les zones continentales et océaniques stables, le géotherme ne recoupe normalement pas le solidus. On recherche dans chaque contexte géodynamique, les conditions favorables à la fusion.

Document 23 : géotherme, solidus et liquidus dans divers contextes géodynamiques.

A – géotherme sous un continent ;
B – géotherme sous un océan ;
C – géotherme sous une dorsale.

En pointillé rouge est indiqué le solidus d'une lherzolite hydratée.

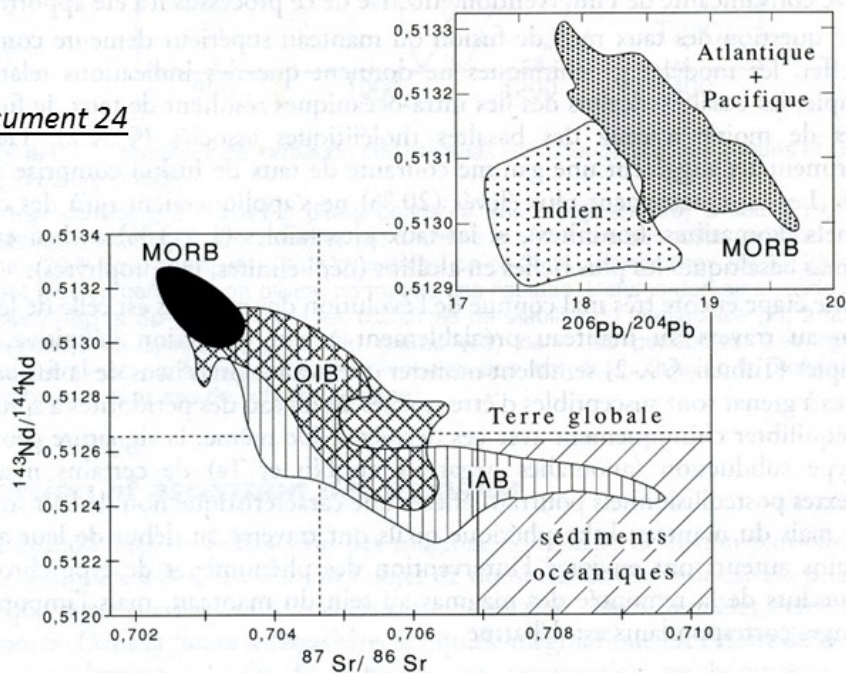
A. Le magmatisme associé aux dorsales

1. Un magma d'origine mantellique

Les rapports isotopiques en Sr et Nd des MORB montrent une origine mantellique.

On constate une différence de composition isotopique entre les MORB de l'océan Indien et ceux des océans Atlantique et Pacifique mais ces MORB paraissent toutefois relativement homogènes en première approximation.

Document 24



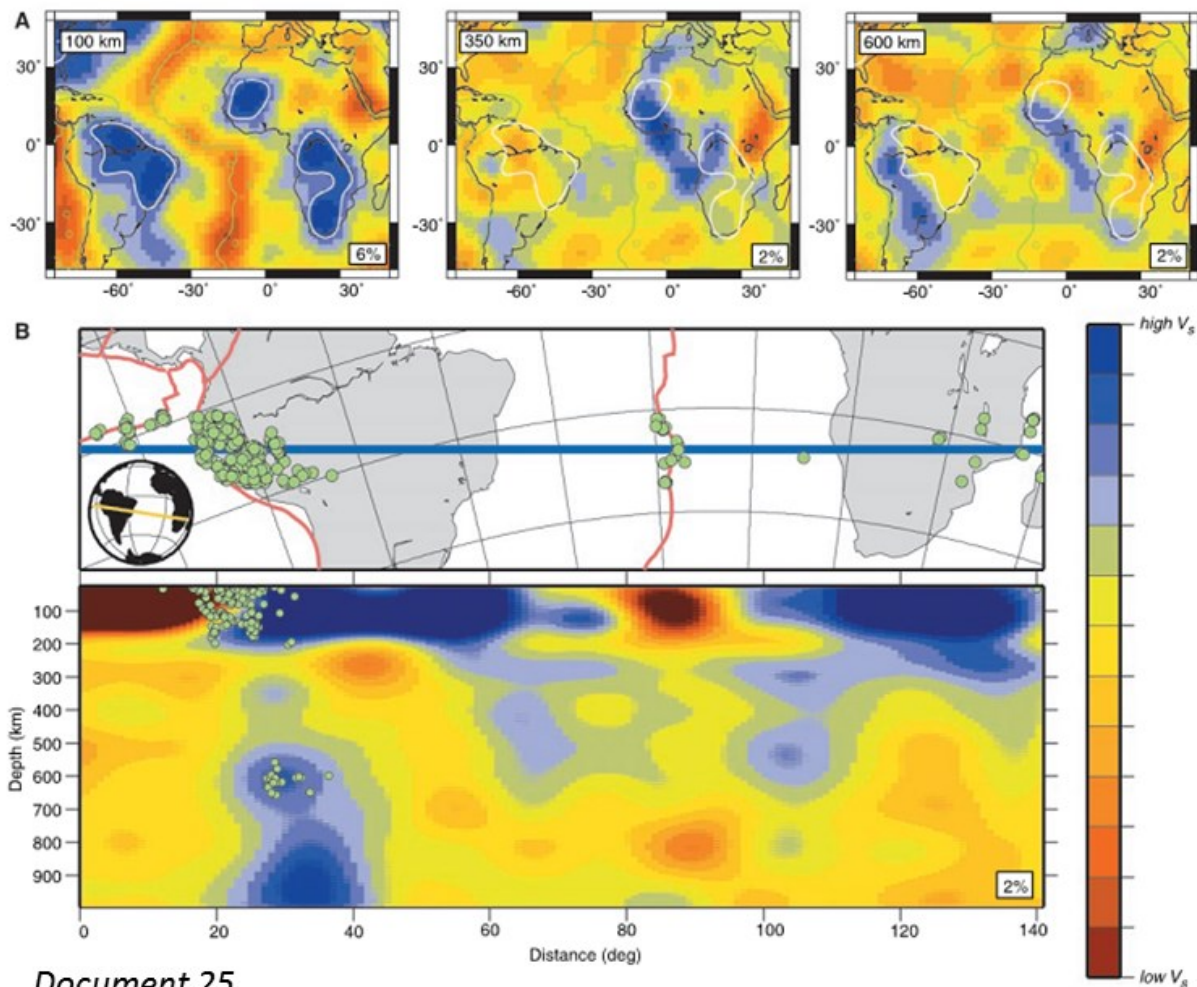
Composition isotopique Sr-Nd des magmas océaniques. D'après Hawkesworth et al. (1994), très simplifié.

En noir : champ des MORB; en croisillons : champ des OIB; en hachuré vertical : champ des IAB, en hachuré oblique : champ des sédiments océaniques. Le diagramme Nd-Pb associé montre les différences entre les MORB de l'océan Indien et ceux de l'Atlantique et du Pacifique.



2. Une remontée localisée de l'asthénosphère sous forme de diapirs

A l'aplomb des dorsales, les données de tomographie sismique montre un enracinement superficiel du magmatisme (60 à 100km, proche de la LVZ). La remontée localisée du manteau est liée à la divergence et forme de nombreux diapirs, structures en forme de champignon.



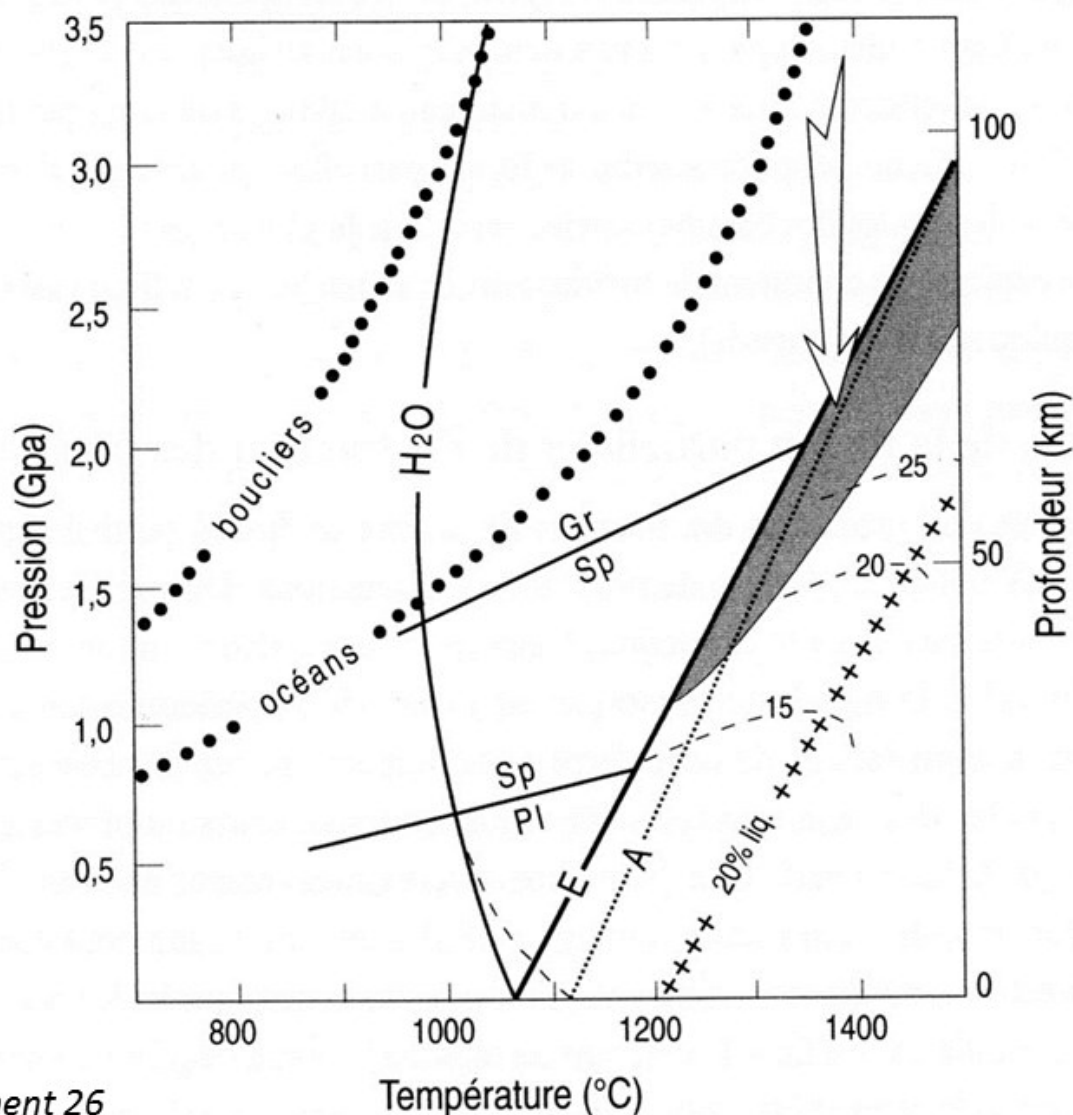
Document 25

- A. Tomographie sismique à différentes profondeurs (100, 350 et 600 km). Les lignes vertes correspondent aux limites de plaque, les lignes blanches aux anomalies majeures par rapport au modèle PREM.**
- B. Tomographie sismique depuis l'Amérique du Sud à l'Afrique de l'Est.**

La remontée de ces diapirs mantelliques s'effectue suffisamment rapidement pour s'effectuer sans échange de chaleur avec l'encaissant, on parle de **décompression adiabatique**.

La fusion partielle débute vers 75km de profondeur, le pourcentage de fusion sera d'autant plus élevé que la remontée adiabatique sera importante. Dans le cas des dorsales, le taux de fusion atteint 20% environ ce qui est élevé.





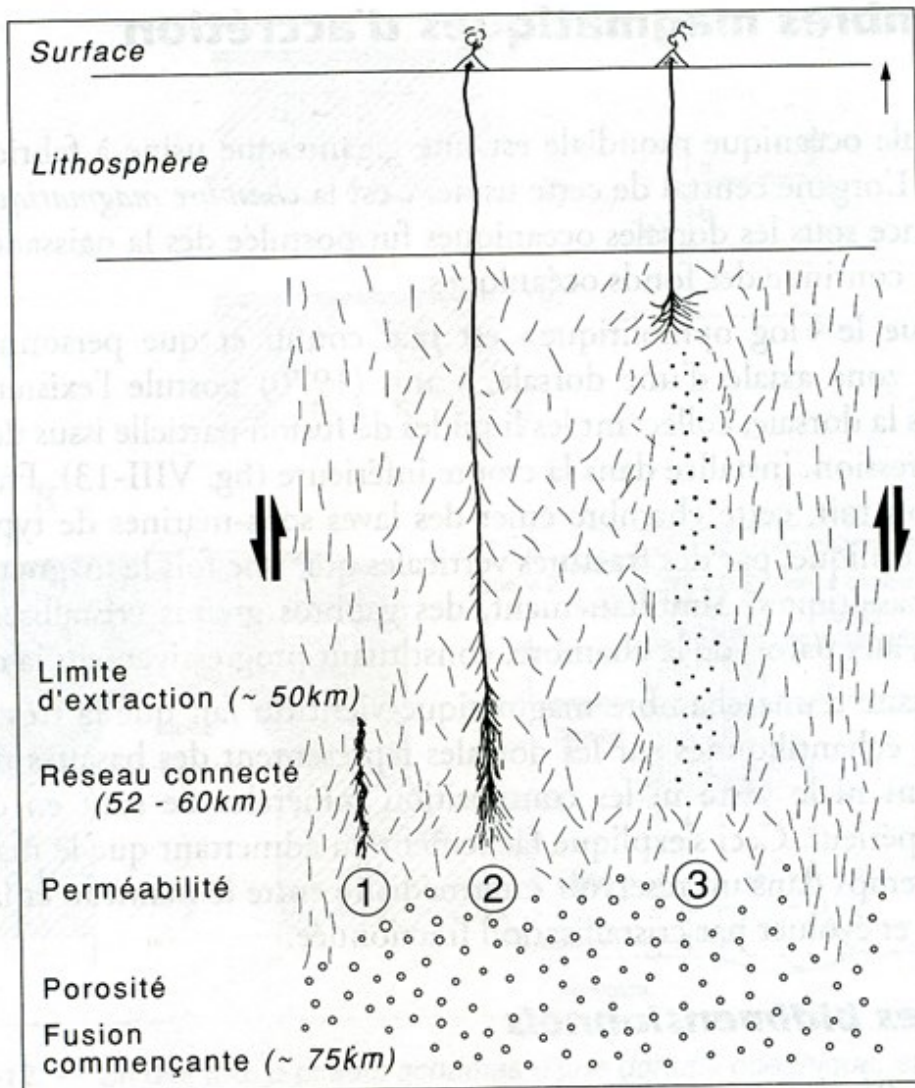
Document 26

Conditions de formation des magmas basaltiques.

Modifié d'après Jaques et Green (1980), in : Maury (1993).

En trait continu gras : solidus d'une péridotite enrichie (lherzolite) à sec (E) et en présence d'eau (H₂O). En pointillés (A) : solidus à sec d'une péridotite appauvrie. La ligne « 20 % liq. » correspond à un taux de fusion de 20 % ; les nombres 15, 20 et 25 indiquent les pourcentages en olivine normative des liquides. Dans le domaine solide, les lignes Pl-Sp et Sp-Gr délimitent les domaines de stabilité du plagioclase (Pl, à faibles pressions), du spinelle (Sp) et du grenat (Gr) dans les péridotites. Les lignes « boucliers » et « océans » indiquent l'évolution des températures avec la profondeur (géotherme) dans ces deux types de zones.





— Schéma résumant les différentes étapes de l'extraction des magmas d'un diapir mantellique.

Les cercles symbolisent les gouttes de magma isolées. Les tirets symbolisent les veines magmatiques. Les pointillés représentent le manteau résiduel après extraction des liquides. Les conduits magmatiques (lignes continues) suivent les trajectoires (S1-S2) et ne sont pas nécessairement verticales. D'après Nicolas (1989).

1. Création d'un réseau de veines magmatiques interconnectées majoritairement dans la dimension verticale. 2. Conduit magmatique nouvellement créé, drainant les magmas vers la surface. 3. Conduit magmatique en voie d'extinction, drainant encore des liquides superficiels, et laissant en profondeur un sillage de péridotites résiduelles (dunites). La séquence 1-2-3 se répète un certain nombre de fois dans les différentes parties du diapir.



3. La production de magma d'une dorsale rapide

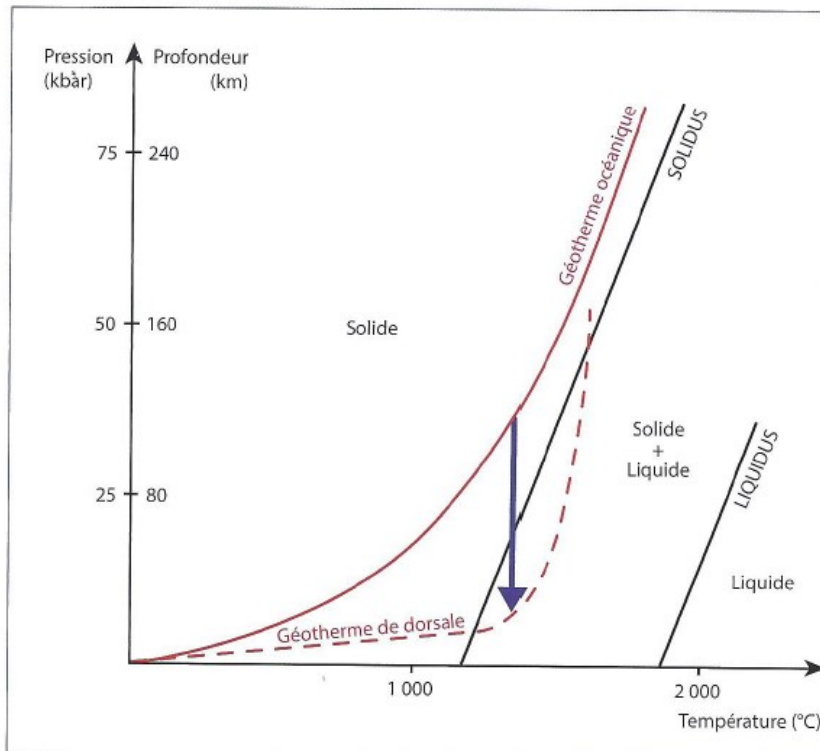
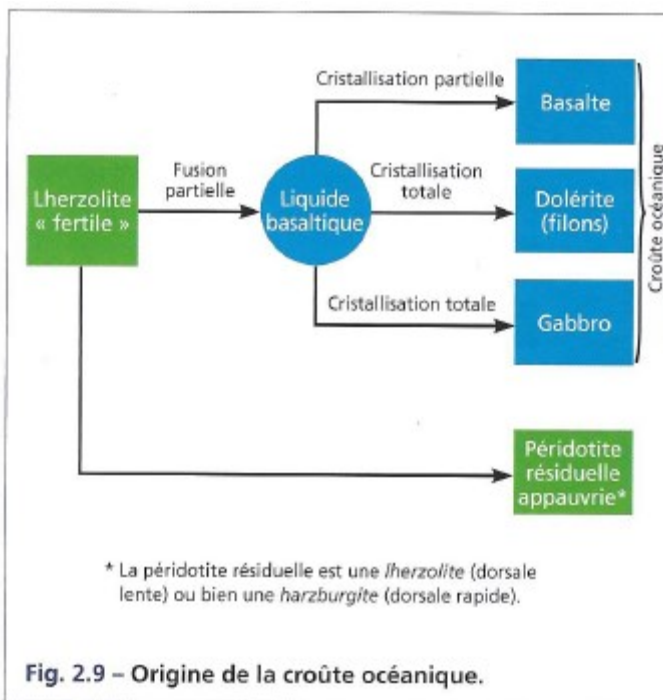


Fig. 2.8 – Origine du magmatisme de dorsale. Lors de la remontée du manteau, celui-ci subit une diminution de pression sans perte de chaleur (flèche bleu). Le géotherme, déformé (tirets rouges), croise alors le solidus (courbe de fusion de la péridotite). Il y a fusion partielle du manteau.



! Attention : la chambre magmatique d'une dorsale ne se situe pas dans le manteau !

Dans de nombreux schémas de vulgarisation, la chambre magmatique de la dorsale est placée dans l'asthénosphère, mais cette représentation ne correspond pas à la réalité. En effet, les études sismiques ont montré une atténuation de la vitesse des ondes entre 4 et 9 km de profondeur (pour la dorsale Pacifique), c'est-à-dire au sein de la croûte océanique. Cette atténuation correspond à l'accumulation d'un matériau liquide (au moins en partie), c'est la chambre magmatique. Le refroidissement de ce liquide en profondeur donne naissance au gabbro, roche constitutive de la croûte océanique qui dérivera latéralement. De ce fait, la chambre magmatique ne peut être située dans le manteau, elle est bien en position intracrustale !

a) Une circulation convective dans la bouillie de cristaux

La base de la chambre magmatique et le toit ne sont pas à la même température. En effet, la partie superficielle de la croûte océanique est refroidie par une circulation hydrothermale d'eau de mer.

Donc lorsque le magma quitte le diapir et entre sous pression dans la chambre, il est soumis à des contrastes de température (1350° à la base, 1000° au sommet) ce qui crée des courants de convection (1).

b) Une différenciation magmatique et une cristallisation fractionnée

(2) Au contact du toit et des parois latérales froides de la chambre magmatique, des cristaux vont se former.

De même que les minéraux n'entrent pas tous en fusion à la même température, les minéraux cristallisent à des températures différentes. Ce sont les cristaux d'olivine qui cristallisent les premiers, aux températures les plus hautes, lors de l'arrivée de magma primaire à l'intérieur de la chambre magmatique. Les premières olivines qui se forment sont les olivines magnésiennes car le magnésium est un élément compatible stable dans une phase solide.



(3) Une fois formés, ces cristaux d'olivine sont entraînés par le mouvement descendant des courants de convection, le long des parois de la chambre et s'accumulent au fond de la chambre, formant un cumulat de cristaux d'olivine (on a longtemps cru que c'était la forte densité des olivines qui provoquaient leur migration vers le fond de la chambre magmatique, mais c'est peu compatible avec la forte viscosité du magma). Ce cumulat de cristaux d'olivine sera à l'origine d'une péridotite. Les cristaux d'olivine ne restent donc pas en contact avec le liquide magmatique, aucun échange d'ions entre ces cristaux et le liquide magmatique est possible : la composition chimique du liquide magmatique primaire se modifie. Comme les cristaux d'olivine sont riches en Mg et pauvres en Si par rapport aux autres minéraux, le liquide magmatique s'appauvrit en Mg et au contraire, s'enrichit en Si.

Puis reprise des étapes (2) et (3) : ce sont des pyroxènes magnésiens puis calco-magnésiens qui apparaissent, ainsi que les plagioclases les plus calciques. Ces minéraux peuvent, à leur tour, être entraînés à la base de la chambre magmatique pour former les gabbros.

Le potassium et le sodium, éléments incompatibles restent préférentiellement dans le liquide magmatique et ne participeront à la cristallisation qu'en dernier, lorsque le magma sera proche de sa température de cristallisation la plus basse.

Il y a donc TRI GEOCHIMIQUE LORS D'UNE CRISTALLISATION FRACTIONNEE.

(4) Il reste une fraction liquide résiduelle, enrichie en Si, plus légère qui s'accumule dans la partie sommitale du réservoir: C'est elle qui forme la lentille liquide au sommet de la chambre.

Sous l'action de la divergence dont la subduction est le moteur essentiel, la croûte océanique se fracture. Les deux bords s'écartent, en moyenne d'1 mètre, la fissure se remplit immédiatement de lave différenciée de nature basaltique (enrichie en silice du fait de la différenciation du magma). Lorsqu'elle surgit dans l'eau froide, elle forme les basaltes tholéïtiques en pillow-lavas. Dans les fissures, la lave refroidit plus lentement et forme, au bout de quelques semaines, des filons verticaux ou dykes.

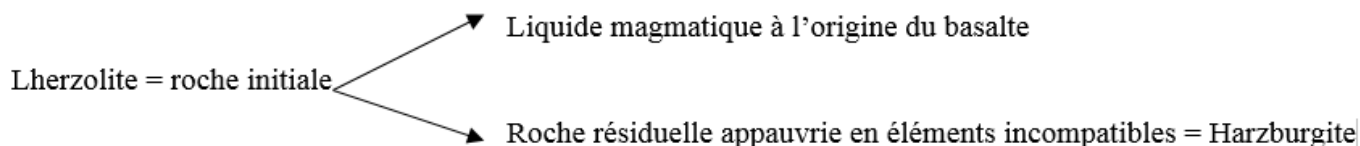
(5) La vitesse d'ascension du diapir, à la base de la chambre magmatique est 10 fois plus forte que la vitesse d'expansion de la dorsale. Les cumulats de minéraux situés à la base de la chambre sont donc soumis à une déformation induite par la traction exercée par le mouvement de l'asthénosphère sous-jacente ce qui crée leur litage (péridotites et gabbros lités). Par contre, les cumulats du sommet de la chambre sont entraînés plus lentement et restent isotropes (gabbros massifs).

Les péridotites asthénosphériques situées juste sous la croûte (harzburgite dans le cas d'une dorsale rapide) ont leurs minéraux déformés, étirés du fait des mouvements de convection et s'accrètent à la base de la lithosphère ce qui contribue à son épaississement.

2. Pourquoi deux types de péridotites ?

La différence entre les péridotites observées (harzburgite ou lherzolite) tient à la vitesse de fonctionnement de la dorsale :

- dans une dorsale rapide, la remontée de la roche mère lherzolitique mantellique est assez rapide pour être adiabatique et donner une fusion partielle importante de 20 à 30% donc un magma basaltique abondant, qui laisse un résidu réfractaire appauvri en éléments incompatibles donc sans clinopyroxènes (pyroxène qui contient du calcium plutôt incompatible) : la harzburgite.



- Alors que pour une dorsale lente, la remontée produit moins de magma basaltique (taux de fusion partielle plus faible, activité discontinue), il n'y a pas de chambre magmatique mais des remontées épisodiques et ponctuelles, et entre 2 remontées l'activité extensive découpe, amincit la lithosphère formée, et permet même la dénudation tectonique de lambeaux de manteau. La croûte est donc plus mince, discontinue, le taux de FP plus faible et il reste donc des clinopyroxène dans la roche résiduelle qui est de la lherzolite

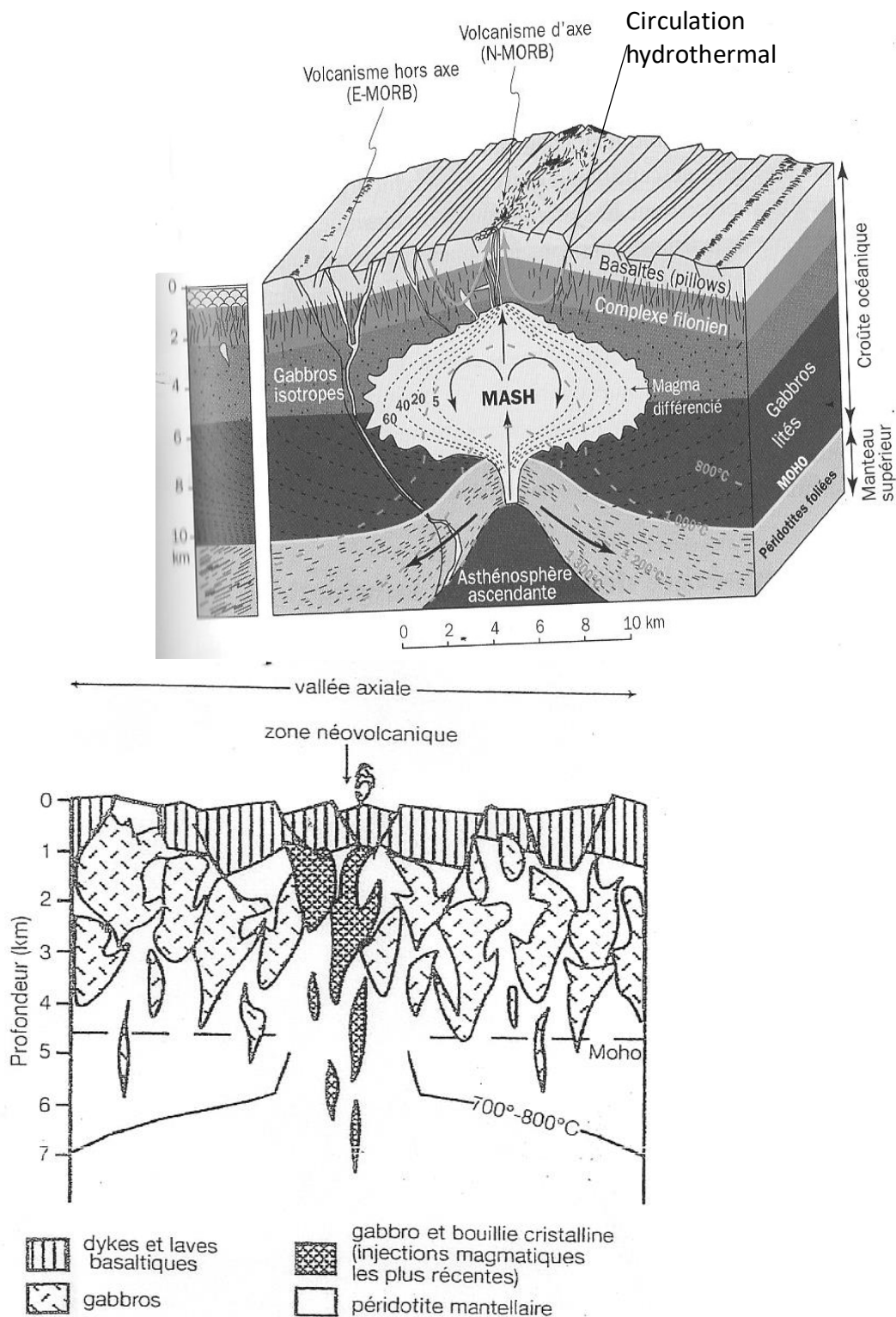
Composition chimique de deux sortes de péridotites: Lherzolite et Harzburgite

Olivine

Composition chimique de deux sortes de péridotites: Lherzolite et Harzburgite

	Olivine	Orthopyroxène	Clinopyroxène	Minéral alumineux
Lherzolite	60-70%	20%	5-10%	5-10% - <u>plagioclase</u> au dessus de 30 km de profondeur - <u>spinelles</u> entre 75 et 30 km de profondeur - <u>grenat</u> en dessous de 75 km de profondeur
Harzburgite	70-80%	20%	0-5%	5% <u>spinelles</u>





Il existe deux grands types de lithosphère océanique,

- **une lithosphère avec croûte continue et épaisse de type Pacifique = dorsale rapide** (8 à 20 cm/an d'expansion totale) avec basaltes en pillows (qq centaines de m), filons (plus d'1 km), gabbros (plusieurs km) et péridotites mantelliques de type harzburgitique (olivines, orthopyroxènes), correspondant à des ophiolites de type Oman, HOT = Harzburgitic Ophiolitic Type.
- **une lithosphère avec croûte discontinue plus fine, de type Atlantique = dorsale lente** (1 à 4 cm/an) sans filons, avec des gabbros mêlés aux péridotites, ces péridotites, de type lherzolites (olivines,



ortho et clinopyroxènes), pouvant affleurer. Correspondant à des ophiolites de type Chenaillet ou Trinity en Californie, LOT = Lherzolitic Ophiolitic Type.

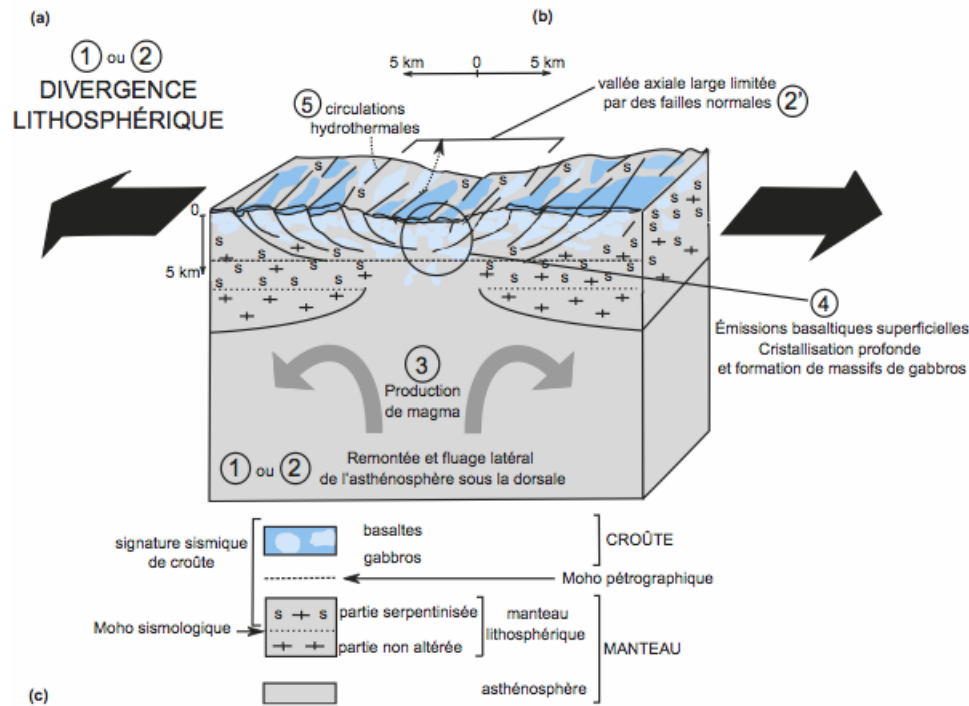


Figure 3.23 Principales caractéristiques de la dorsale Atlantique (exemple de dorsale lente).

B. Le magmatisme des points chauds

1. Caractéristiques géochimiques

Les basaltes récoltés à Hawaï (point chaud) présentent une composition proche des MORB, mais leurs rapports isotopiques diffèrent légèrement ce qui suggère une origine plus profonde que les MORB. Les études de tomographies entre autre, sont en accord avec cette origine plus profonde, qui varie en fonction des points chauds.

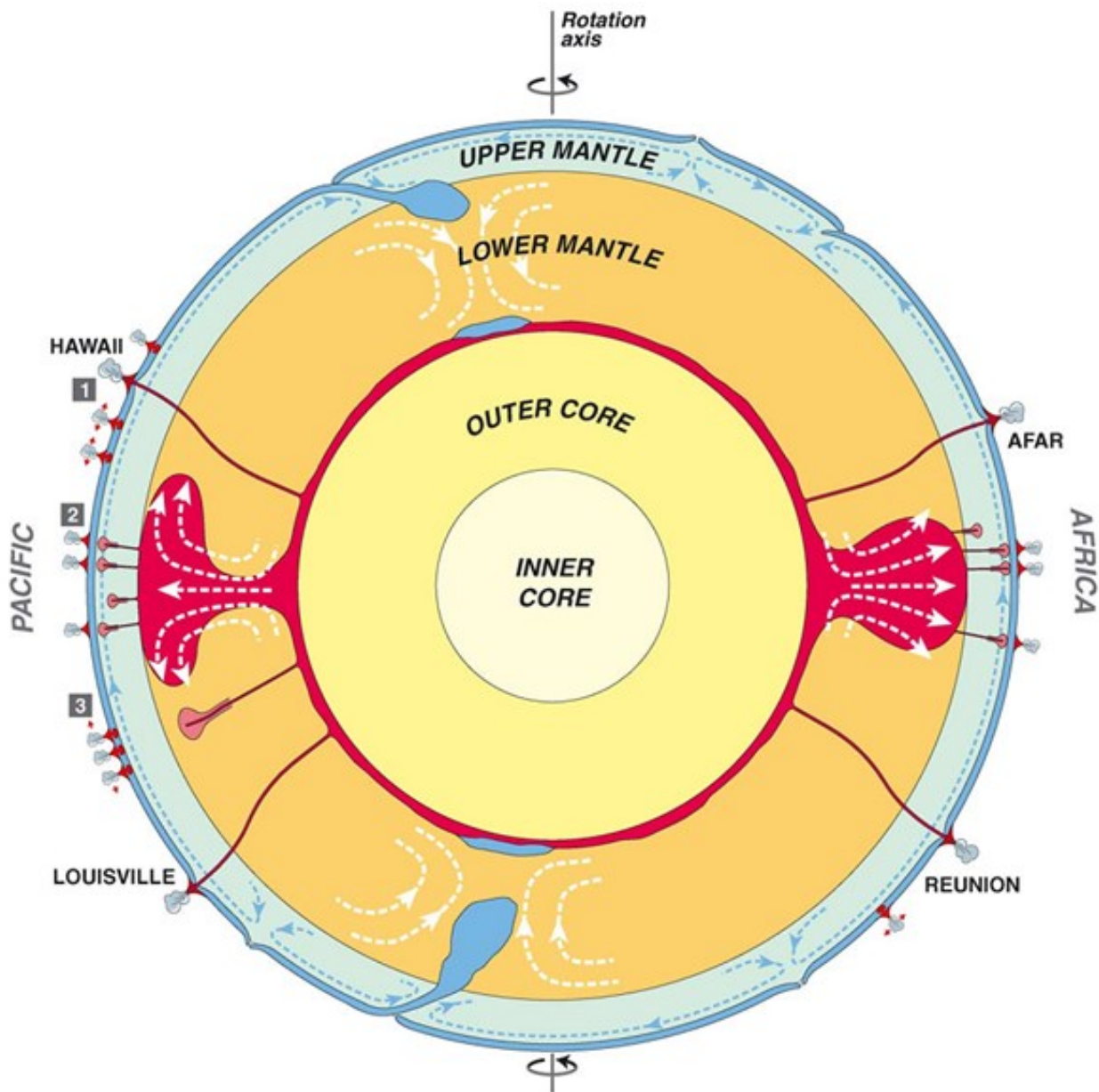
2. Une fusion partielle de la péridotite par augmentation locale de la température

La remontée d'un diapir profond conduit à un déplacement du géotherme vers les hautes températures et une fusion partielle de 10 à plus de 20% en fonction des points chauds.

Les points chauds sont issus de la remontée d'un panache mantellique dont l'origine est très variable (modèle) :

- Couche D'' à 2900 km de profondeur pour les panaches primaires (type Hawaï, Réunion, Islande) ;
- Limite manteau supérieur/inférieur à 670 km de profondeur pour les panaches secondaires (type îles de la Société) ;
- Régions plus superficielles pour les panaches tertiaires (type Canaries) qui sont la cause d'une simple déchirure continentale.





Document 28 : représentation schématique de la Terre montrant l'origine des trois types de points chauds.

C. Les rifts continentaux

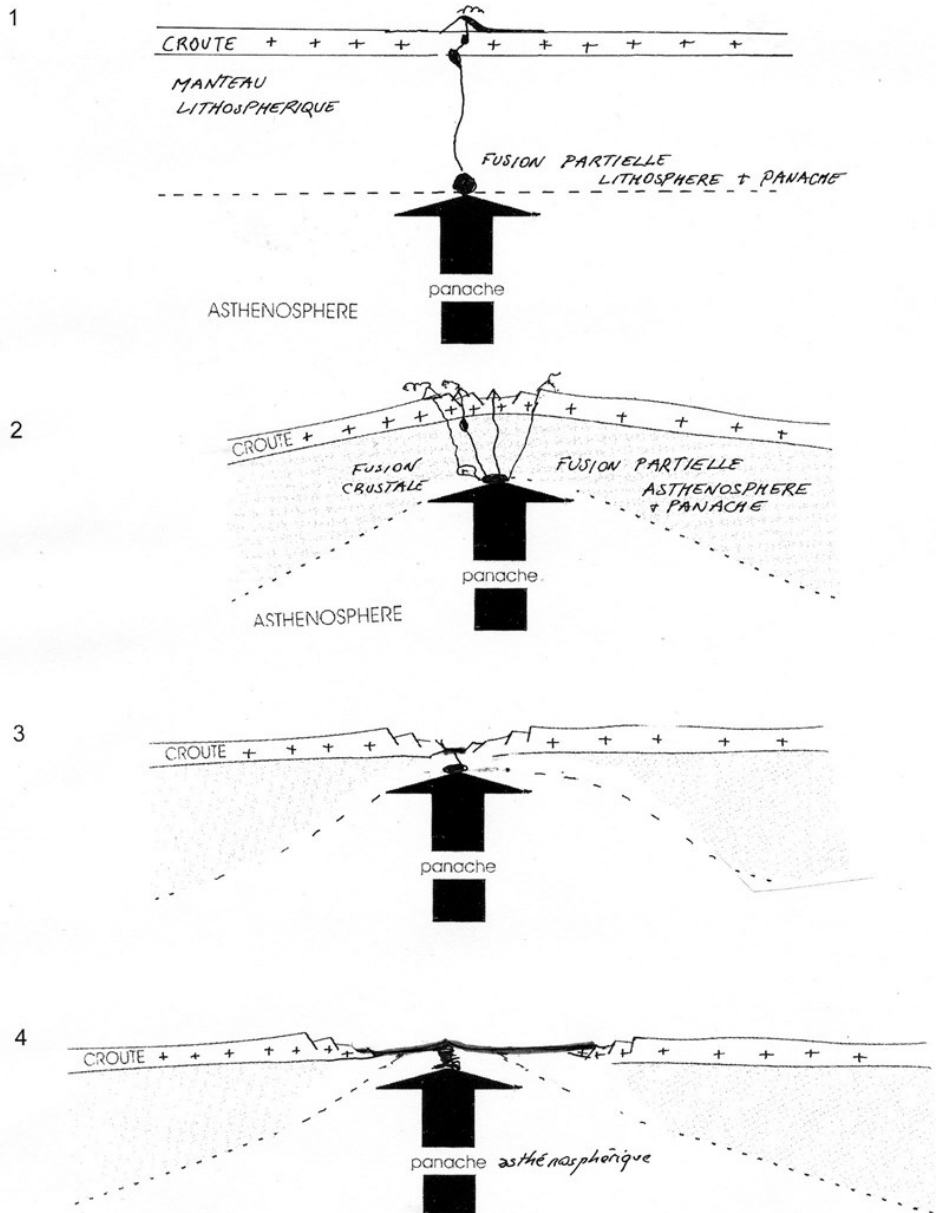
Selon le type de rift, l'activité magmatique peut être plus ou moins poussée :

- Rifting passif, l'extension est à l'origine de la remontée asthénosphérique, le volcanisme est plus tardif (lac Baïkal) ;
- Rifting actif, c'est la remontée asthénosphérique qui est à l'origine du rifting, le volcanisme est très abondant, il suit la période de bombement et la phase de magmatisme majeur précède le rifting (rift Est-Africain).

Dans tous les cas, le principe reste le même que précédemment, le magma a une origine principalement mantellique éventuellement contaminé par de la fusion crustale (cf. infra). La remontée active ou non du manteau de façon adiabatique est la cause de la fusion et le taux de fusion est généralement faible au début du fonctionnement du rift.

Toutefois, l'arrivée de ce magma chaud sous-plaquant une croûte continentale peut être à l'origine du réchauffement de celle-ci à pression constante, suffisamment pour provoquer sa fusion partielle. Dans un rift continental, les liquides magmatiques peuvent alors avoir une origine mantellique et crustale.





Document 29 : mise en place
d'un rift actif et magmatisme
associé.

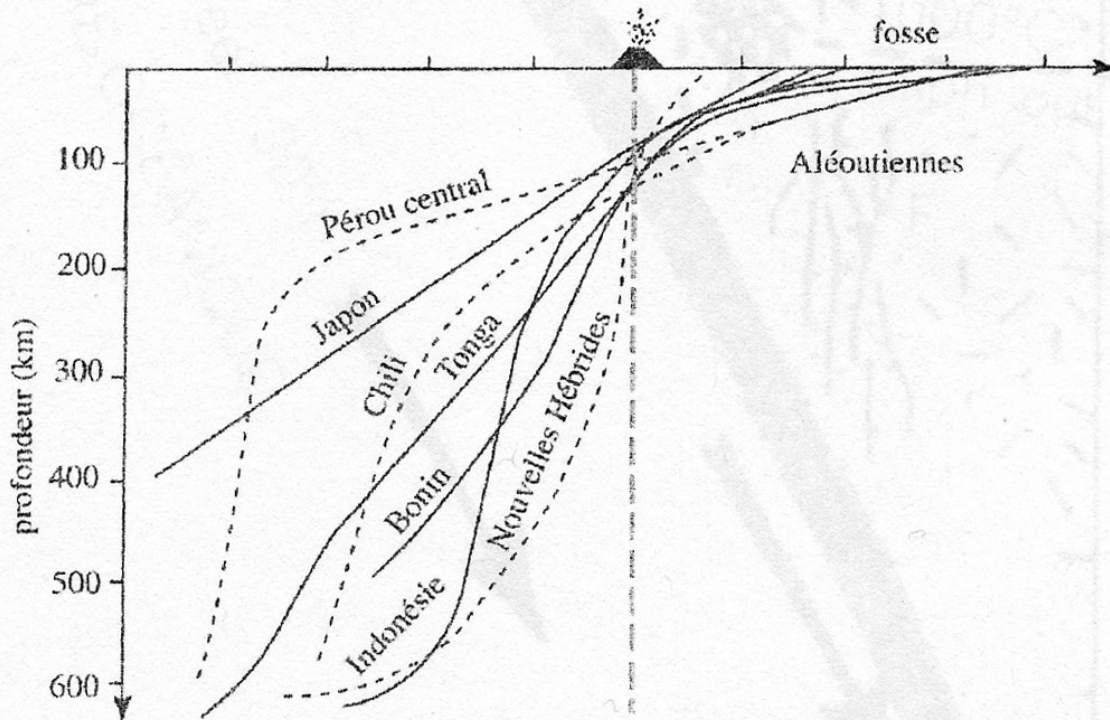
D. Le magmatisme des zones de convergence

1. Les marges actives

a) Localisation

Le long des zones de convergence de plaques, la plupart des volcans actifs sont situés à l'aplomb des plans de Bénioff, là où celui-ci atteint 100 à 150 km de profondeur.





Localisation du volcanisme de subduction par rapport aux surfaces de subduction elles-mêmes (d'après Maury).

b) Source et origine du magma primaire

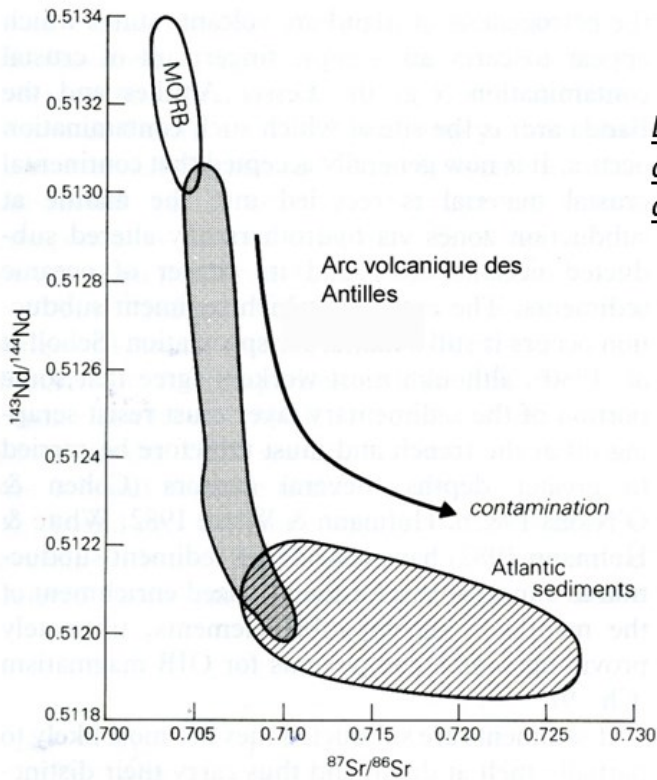
La présence de basaltes, au moins dans les débuts du fonctionnement d'une marge active sont en faveur d'une origine mantellique de ces magmas. De plus, dans les volcans calco-alcalins installés sur croûte océanique (et donc moins susceptibles d'être contaminés par une croûte épaisse), la faible valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ainsi que la forte valeur du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont des signatures mantelliques.

Or les géothermes océaniques ou continentaux normaux n'étant pas compatibles avec la fusion partielle d'une péridotite sèche à une profondeur de 100 km, on admet ici que cette fusion partielle du manteau est permise par la présence d'eau en faibles quantités, ce qui décale le solidus vers les basses températures.

Document 23

Le rôle essentiel de la plaque plongeante est probablement de fournir l'eau nécessaire à la fusion partielle : les transformations métamorphiques des schistes bleus en éclogites des metabasites de la croûte océanique en subduction s'accompagnent d'une déshydratation. Il en va de même pour les sédiments océaniques entraînés dans la subduction. La contamination du magma par des isotopes hygromagmatophiles présents dans les sédiments se ferait par les fluides H_2O et CO_2 chargés de ces éléments.





Document 31 : Composition isotopique des MORB, des roches de l'arc Antillais et des sédiments de l'Atlantique.

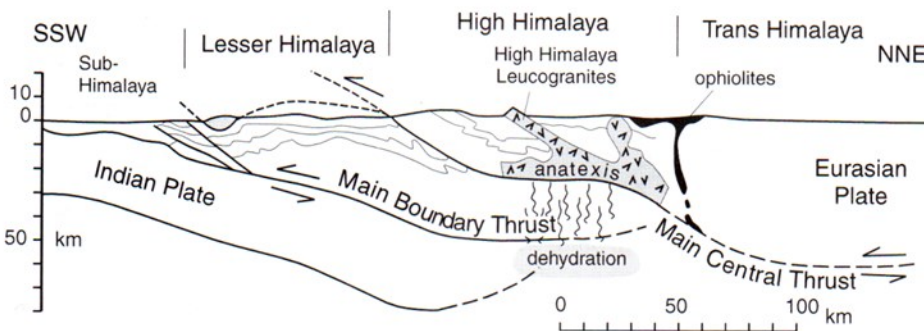
Remarque :

Dans le cas d'une subduction lithosphère océanique sous lithosphère continentale, il n'est pas rare que la remontée du magma d'origine mantellique provoque une surchauffe en base de la croûte et sa fusion partielle.

2. La collision continentale

On y retrouve des causes de fusion proche de celles des marges actives :

- Chevauchement de lames crustales avec percolation de fluides provenant de la croûte chevauchée et des minéraux hydratés de la croûte chevauchante. La base de la croûte chevauchante, chaude et désormais hydratée peut franchir le solidus et fondre partiellement (ex. de l'Himalaya) ;
- Surchauffe locale par intrusion d'un magma basique (ex. de quelques granites du massif central).

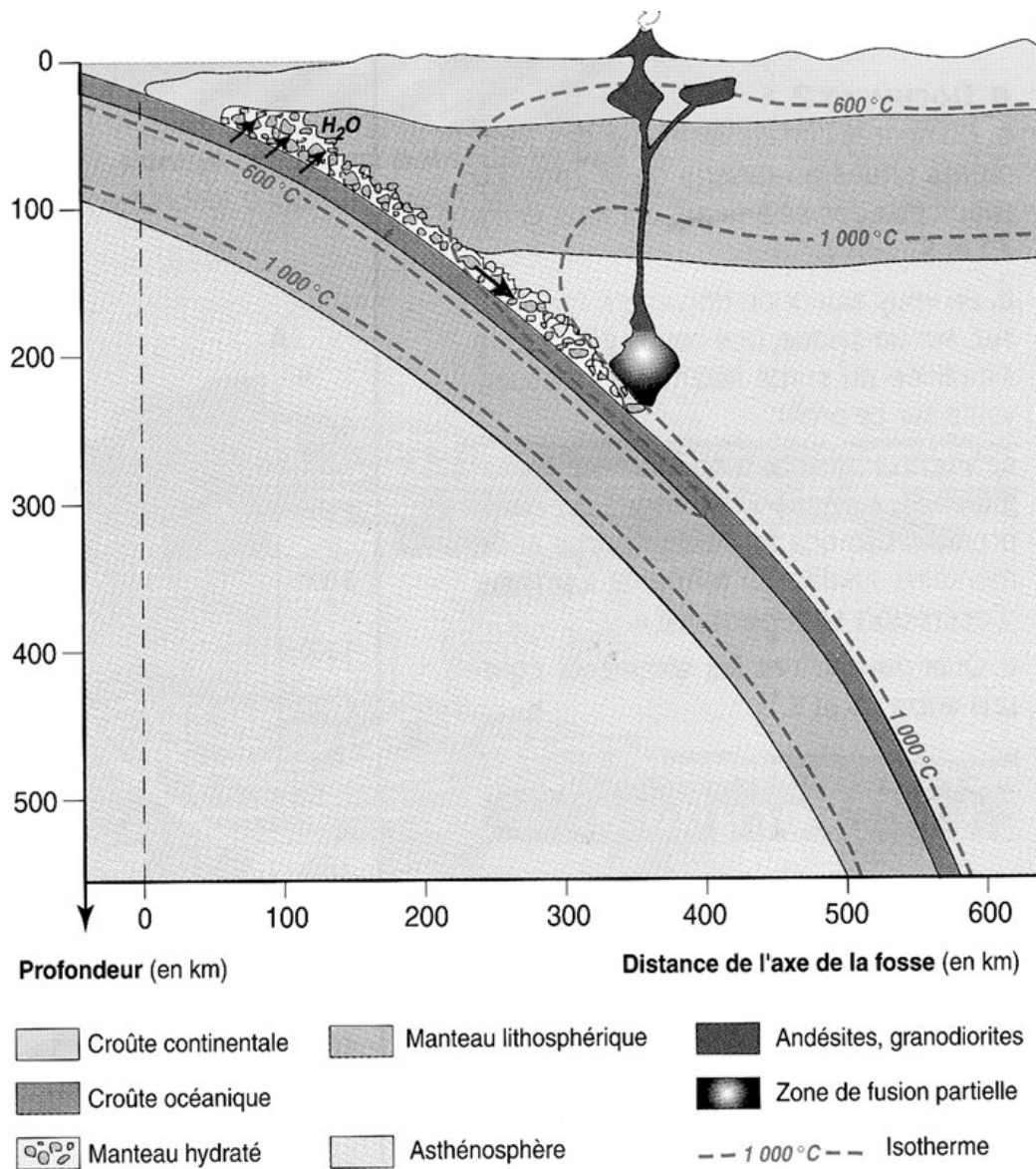


Document 33 : coupe schématique de l'Himalaya montrant le rôle de la déshydratation de la plaque chevauchée dans l'anatexis crustale.

Bilan :

En fonction des contextes géodynamiques, les conditions de la fusion peuvent varier et même parfois participer conjointement à la formation de liquide magmatique. On y distingue la décompression adiabatique, l'échauffement isobare et l'hydratation d'un matériau chaud.





Document 32 : magmatisme des zones de subduction.

Conclusion :



Définitions :

