



Correction du deuxième écrit blanc – Secteur C

Le magmatisme, marqueur de la dynamique interne

Tristan FERROIR

Parties du programme se rapportant au sujet

1.1 La planète Terre dans le système solaire

- Structure et fonctionnement du Soleil et des Planètes
- Météorites et différenciation chimique des planètes telluriques

1.4 Géodynamique interne du globe

- Dynamique du noyau et champ magnétique
- Dynamique mantellique : flux et gradient thermiques ; convection et panaches ; tomographie sismique ; élaboration d'un modèle Terre
- Mobilités horizontale et verticale de la lithosphère : Cinématique ancienne : paléomagnétisme et anomalies magnétiques
- Les grandes structures géologiques :
 - . en zone de divergence : rifts continentaux ; évolution des rifts et des marges passives ; genèse de la croûte océanique à l'axe des dorsales ; aspects tectoniques et magmatiques ; comparaison avec le modèle ophiolitique.
Évolution thermomécanique de la lithosphère hors axe
 - . en zone de convergence : subduction et phénomènes associés : évolution de la lithosphère subduite, métamorphisme, transfert de fluides et genèse des magmas d'arc, recyclage mantellique, bassins d'arrière arc. Obduction. Collision continentale, sutures ophiolitiques d'après l'analyse de chaînes de montagne.
Métamorphisme et transferts de fluides : Magmatisme associé.
Désépaississement lithosphérique dans les chaînes de collision. Érosion et genèse des sédiments terrigènes et chimiques
 - . en zone intraplaque : points chauds

3.1 L'évolution précoce de la planète Terre

- Genèse de la croûte continentale
- Particularités de la géodynamique archéenne : flux de chaleur, fusion et composition des magmas (TTG, komatiites)

Le magmatisme, marqueur de la dynamique interne PLAN

Introduction

I Le magmatisme, marqueur de la dynamique interne actuelle.....	3
A Le magmatisme signe des anomalies au sein de la Terre.....	3
B Le magmatisme, marqueur de mouvements ascendants au sein du manteau.....	5
1 Le magmatisme de dorsale, marqueur de mouvements ascendants localisés.....	5
2 Le magmatisme de point chaud, marqueur de remontée profonde.....	7
C Le magmatisme de subduction, marqueur de branches descendantes de la convection.....	10
II Le magmatisme, marqueur de la dynamique interne passée de la Terre.....	13
A Le magmatisme marqueur des mouvements des plaques passées.....	13
1 Le champ magnétique enregistré dans les roches magmatiques, marqueur du mouvement des plaques.....	13
2 Les îles océaniques, marqueurs du mouvement des plaques.....	14
3 Les pôles isotopiques des points chauds, marqueurs d'une enfoncée profonde de lithosphère océanique.....	14
B Le magmatisme, marqueur de rencontre des plaques au cours des temps géologiques.....	15
C Le magmatisme archéen, marqueur d'une dynamique plus active au gradient géothermique plus élevé.....	16
1 Les komatiites : des roches à taux de fusion élevé et marquant une homogénéisation du manteau.....	16
2 Les TTG proviennent de la fusion partielle d'une croûte océanique.....	18
3 La dynamique archéenne a permis l'extraction de la croûte continentale.....	19
III Le magmatisme, marqueur de la dynamique interne des corps du système solaire.....	20
A Les édifices volcaniques, marqueurs de l'existence de dynamique interne sur les autres corps du système solaire.....	20
B Les roches magmatiques provenant des autres corps du système solaire, marqueurs de leur dynamique interne.....	21
1 Les roches magmatiques provenant de Mars.....	21
2 La dynamique interne des petits corps du système solaire vu par les HED.....	22
3 Le magmatisme lunaire marqueur d'une dynamique interne précoce.....	24

Conclusion

Toutes les civilisations actuelles ou passées ont (eu) des théories permettant d'expliquer l'existence de volcans à la surface de la Terre. Ces phénomènes étaient le plus souvent imputés à l'existence de dieux pouvant vivre à l'intérieur du globe. A l'heure actuelle, le magmatisme est considéré au même titre que les séismes comme une expression de l'activité interne de la planète Terre.

Le magmatisme regroupe différents phénomènes mais résulte toujours de la fusion partielle d'un matériau préexistant. Le magma ainsi produit, du fait d'une densité moindre et de force de pression s'exerçant sur le réservoir où il se forme, va pouvoir remonter à différentes vitesses. Ainsi, une remontée rapide conduira à la mise en place de phénomènes de volcanisme quand une remontée plus lente amènera la mise en place de roches plutoniques. La mise en place de magma s'accompagne donc quasiment toujours de mouvements provenant d'origine plus ou moins profonde à l'intérieur de la Terre : le magmatisme est une des nombreuses conséquences de la dynamique interne, c'est à dire du mouvement des différentes enveloppes d'une planète. En étant l'une des conséquences de cette dynamique, le magmatisme va laisser des traces, des cicatrices à la surface des planètes qui pourront être interprétées comme autant de marqueurs de la dynamique interne de la planète considérée.

Les techniques géophysiques d'étude de l'intérieur de la Terre telles que la géodésie, la sismique ne donnent accès qu'à un instantané de la dynamique. En effet, s'il est possible de mesurer à l'heure actuelle le flux thermique en différents points du globe, comment savoir si celui-ci a toujours été constant à cet endroit. Comment approcher l'évolution des paramètres physiques et chimiques du globe lorsque ceux-ci ne sont obtenus que par des mesures instantanées? Le magmatisme, par sa nature et son histoire, introduit une notion de temps qui permettra de comprendre l'évolution de la Terre et notamment de sa dynamique interne. Ainsi, aussi bien la nature, la structure, la texture, la chimie et le mode de mise en place des roches et édifices magmatiques pourront nous renseigner sur la dynamique interne de la Terre et des planètes.

Nous nous proposons donc tout d'abord de dégager en quoi le magmatisme est un marqueur de la dynamique interne de la Terre à l'heure actuelle. Ensuite, une fois que nous aurons compris en quoi le magmatisme est un marqueur de la dynamique interne actuelle, nous nous attacherons à voir comment ces marqueurs peuvent être interprétés à propos de la dynamique passée. Enfin, nous appliquerons les mêmes concepts dégagés pour comprendre la dynamique interne d'autres corps du système solaire.

I Le magmatisme, marqueur de la dynamique interne actuelle

A *Le magmatisme signe des anomalies au sein de la Terre*

Si on compare la localisation du magmatisme terrestre actuel et récent avec les autres manifestations de la dynamique interne, on constate une bonne corrélation entre le volcanisme et les séismes par exemple. Ceci prouve que le volcanisme, et par extension, le magmatisme n'est pas un phénomène « normal » puisqu'il se produit dans des zones spécifiques où se conjuguent différents phénomènes dynamiques. De plus, on note que le flux thermique au niveau des zones magmatiques est plus élevé ($\sim 120 \text{ mW/m}^2$) comparé au flux thermique moyen (80 mW/m^2) : le magmatisme participe donc à l'évacuation de la chaleur interne.

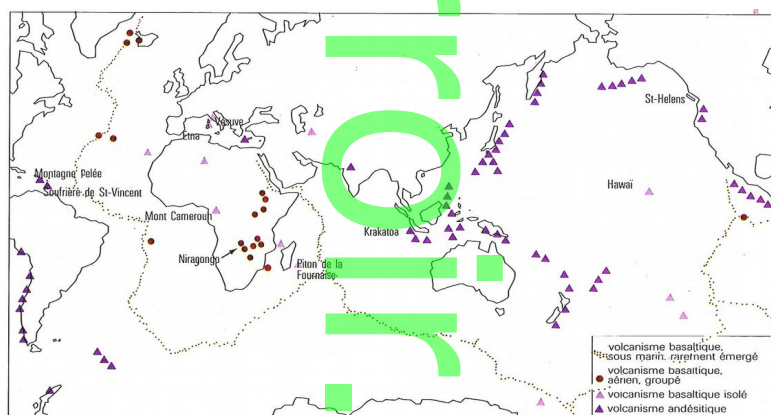
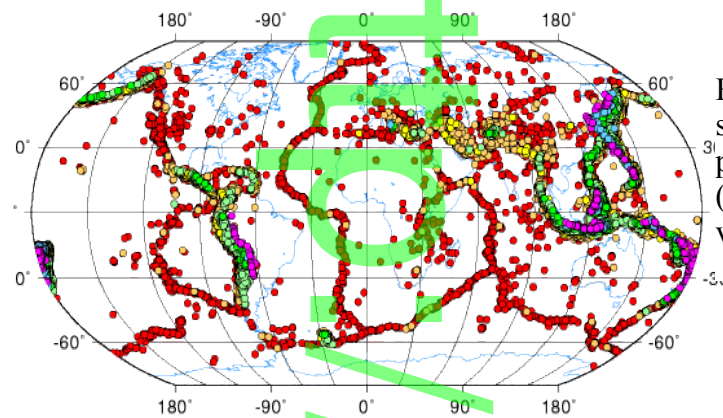


Fig 1: Localisation du volcanisme actuel et récent à la surface de la Terre



En rouge les séismes superficiels, puis de plus en plus profonds (marrons, jaunes, vert, bleus et violet)

Fig 2: Répartition de la sismicité à la surface du Globe

Flux de chaleur en surface

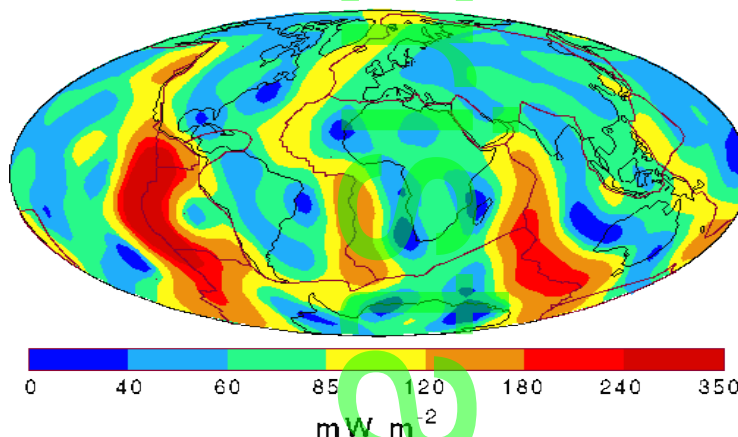
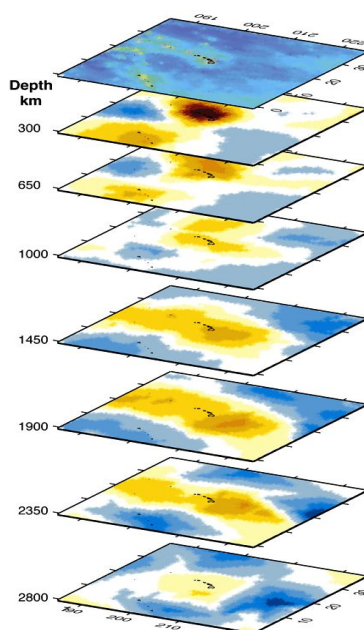


Fig 3: Flux de chaleur à la surface du globe

Le magmatisme se répartit donc la plupart du temps aux limites de plaques, telles qu'elles ont été définies par Morgan et LePichon, qu'elles soient en divergence, au niveau des dorsales évacuant une quantité importante de chaleur, mais aussi dans les zones en convergence avec un dégagement de chaleur moindre. Certains volcans semblent découplés des limites de plaques, comme Hawaii, qui évacuent pourtant légèrement plus de chaleur que la normale.



Nous voyons donc que le volcanisme est l'expression, en surface, d'anomalies physiques conjuguées. Ces anomalies de surface sont des témoins d'anomalies plus profondes que permet de suivre la tomographie sismique. Il s'agit de comparer en deux ou trois dimensions la vitesse des ondes sismiques calculées d'après le modèle PREM (Preliminary Reference Earth Model) et de le comparer aux mesures réelles. Ceci permet donc d'imager des anomalies de vitesse plus profondes qui peuvent être, entre autres, interprétées comme des anomalies de température.

Fig 4: Tomographie sismique au niveau d'Hawaii

On constate donc que la formation de magma n'est pas un phénomène normal au niveau de notre planète. De plus, si on représente le gradient géothermique aussi bien continental qu'océanique, on constate qu'il ne recoupe pas le solidus des péridotites, roches constitutives du manteau terrestre. On en conclue donc là encore que l'existence de magmatisme est liée à la présence de phénomènes anormaux.

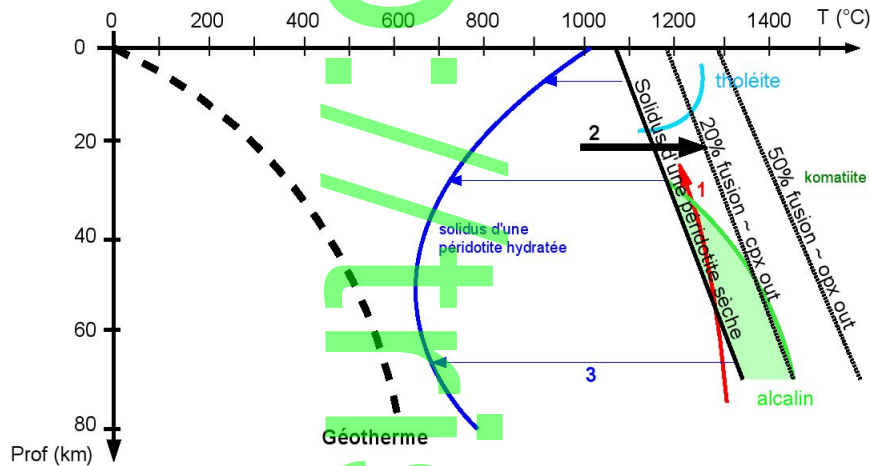


Fig 5: Différents mécanismes permettant la formation d'un magma à partir d'une péridotite

Ces phénomènes anormaux peuvent conduire à la formation de magma selon 3 modes :

- la décompression adiabatique, c'est à dire une remontée de matériau sans échange de chaleur avec le milieu environnant (1)
- l'augmentation de température par apport d'un matériel chaud au voisinage (2)
- le déplacement du solidus des roches par apport de volatils, notamment d'eau (3)

Enfin, on constate que le liquidus ne sera jamais recoupé (il se situe vers 1900°C à 0 km) impliquant l'existence d'une fusion toujours partielle et non totale.

B Le magmatisme, marqueur de mouvements ascendants au sein du manteau

1 Le magmatisme de dorsale, marqueur de mouvements ascendants localisés

Nous avons donc vu qu'il existait différents moyens de générer un magma à partir des roches mantelliques. Nous nous proposons ici de nous intéresser aux dorsales, alignement de volcans sous-marins, qui, comme nous l'avons vu évacuent à leur niveau une grande partie du flux thermique terrestre. On peut d'ores et déjà constater la différence qui existe entre la dorsale atlantique, qui semble dégager une plus faible quantité de chaleur sur une extension latérale plus faible et la dorsale pacifique.

Pour étudier le cortège magmatique mis en place au niveau de ces dorsales, différentes méthodes sont possibles : le dragage, le carottage, le forage ou l'étude en submersible au niveau des failles transformantes. Cependant, il est beaucoup plus aisé de se rendre dans les chaînes de montagne pour trouver des ophiolites, morceaux de lithosphère océanique charriés sur la croûte continentale, les rendant ainsi observables à l'affleurement.

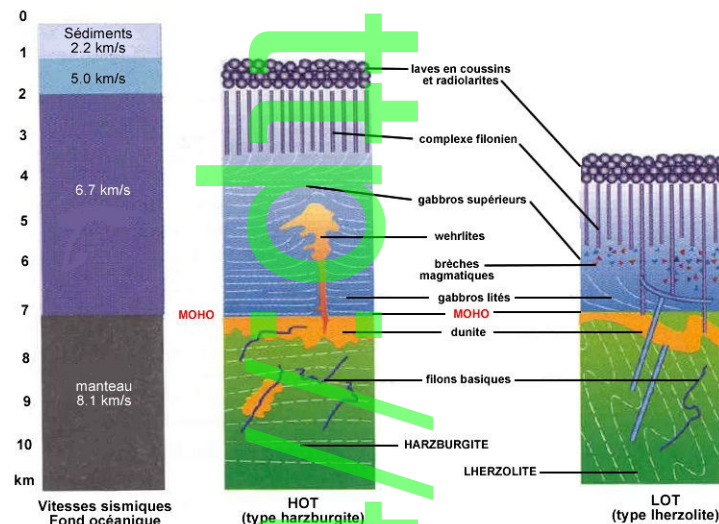


Fig 6: Les deux types extrêmes d'ophiolites

La diversité des ophiolites se situe entre deux pôles extrêmes : les « Lherzolite Ophiolite Types » (LOT) et les « Harzburgite Ophiolite Types » (HOT).

Les HOT, comme l'ophiolite d'Oman, ont une croûte océanique épaisse (~7km) et continue et un manteau (lithosphérique) harzburgitique (péridotite à olivine et orhopyroxène dominants). Le cortège pétrologique magmatique mis en place consiste en une succession de basaltes en coussin, un complexe filonien bien développé et une grande épaisseur de gabbro. A l'heure actuelle la lithosphère Pacifique, formée au niveau d'une ride à croissance rapide (environ 10 cm/an), est de ce type.

Les LOT, comme l'ophiolite du Chenaillet, ont une croûte océanique réduite (~4km), discontinue, voire absente, et un manteau lherzolitique (péridotite à olivine, orhopyroxène et clinopyroxène dominants). Lorsque le cortège magmatique est présent on note la présence de basaltes en coussin, d'un complexe filonien très réduit et de gabbro, le tout reposant sur un manteau lherzolitique. L'exemple actuel est la lithosphère Atlantique, formée au niveau d'une ride à croissance lente (environ 1 cm/an).

Les cortèges magmatiques mis en place au niveau des dorsales appartiennent à la série tholéitique. Or, d'après la figure 5, la mise en place de tholéite ne peut se produire qu'à faible profondeur avec des taux de fusion partielle aux alentours de 20%. On peut ajouter que la mise en place des magmas à l'endroit des dorsales (MORB pour Mid Oceanic Ridge Basalt) est due à la remontée plus ou moins passive de matériau mantellique sous l'effet de l'écartement des plaques consécutivement aux subductions alentours. Ceci est attesté, par exemple, par les mécanismes au foyer en extension au niveau de la dorsale, extension permettant la remontée de matériel chaud. Ce matériau subit alors une décompression adiabatique engendrant le franchissement du solidus des péridotites.

Pour connaître plus précisément le taux de fusion partielle au niveau des dorsales, on peut étudier la chimie des roches qui y sont mises en place. En subissant une fusion partielle, la roche mère produit un magma et un résidu de fusion. Certains éléments, dits incompatibles, vont avoir tendance à migrer dans le liquide contrairement aux éléments compatibles qui vont se concentrer dans le résidu de fusion. L'étude de la concentration de ces éléments dans la roche initiale, la roche résiduelle et le magma cristallisé va permettre de connaître le taux de fusion. En étudiant la composition chimique en éléments incompatibles (le potassium par exemple) en fonction de la silice dans un basalte (magma cristallisé), la lherzolithe (roche mère) et la harzburgite (roche résiduelle) on peut remonter au taux de fusion partielle.

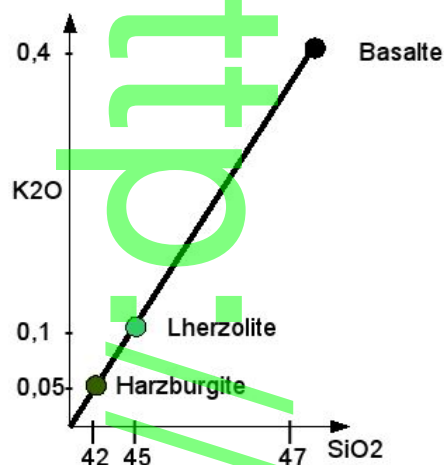


Fig 7: Principe de calcul du taux de fusion partielle

Le taux de fusion partielle peut être obtenu en faisant le rapport $t = \frac{HL}{LB}$. On obtient ici un taux de 25%. Le taux de fusion partielle des dorsales peut aller de 10 (dorsales lentes) à 25% (dorsales rapides).

Cependant, la présence de lherzolite (péridotite riche ou fertile, provenant d'un taux de fusion partielle relativement faible) ou de harzburgite (péridotite appauvrie, provenant d'un taux de fusion partielle plus fort) dans les ophiolites implique un taux de fusion différent. En fonction du pourcentage de fusion partielle, le manteau sera plus (= harzburgite) ou moins (= lherzolite) « appauvri ». On peut faire une relation entre ce taux de fusion, la production de magma et le volume de croûte produite : croûte importante dans les HOT, plus faible dans les LOT.

De la même manière, on peut faire une relation entre production de magma (et donc volume de la C.O. produite) et vitesse d'expansion de la ride. Cette vitesse horizontale est proportionnelle à la vitesse de remontée du manteau sous la ride. Ceci correspond à une remontée locale du manteau très supérieur. Plus ce manteau monte vite, plus le taux de fusion partielle est élevé, plus le volume de la CO sera important, plus le manteau sera appauvri.

Pour résumer, les dorsales rapides (type Pacifique) produiront des Harzburgite Ophiolite Type (HOT), les dorsales lentes (type Atlantique) produiront des Lherzolite Ophiolite Type (LOT). Le type de dorsale ainsi que le cortège magmatique mis en place témoignent donc d'une même dynamique, à savoir une remontée de manteau engendrant un magma par décompression adiabatique mais le cortège magmatique mis en place témoigne aussi de vitesse différente.

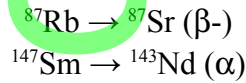
► Le magmatisme de dorsale est un marqueur d'une remontée superficielle du manteau supérieur de façon plus ou moins rapide (1-10cm/an) avec des taux de fusion plus ou moins importants (10-25%) engendrant des cortèges magmatiques similaires à l'exception de leur épaisseur et du manteau résiduel mis en place.

2 Le magmatisme de point chaud, marqueur de remontée profonde

Sur la carte de répartition du volcanisme que nous avons présentée, nous avons pu remarquer que certains volcans, comme ceux d'Hawaii ou bien encore de la Réunion, semblaient complètement découplés des frontières de plaques que nous avons déterminées par la répartition du couple volcanisme/séismes. Les laves mises en place dans ces îles océaniques sont appelées OIB pour Oceanic Island Basalt. Dans le cas d'Hawaii, notamment grâce à la tomographie sismique, nous avons pu montrer que l'anomalie de vitesse négative, qu'on peut interpréter comme une remontée de matériel chaud, trouve son origine bien plus

profondément que le magmatisme des dorsales. Il semblerait qu'il existe un conduit chaud s'exprimant en surface par un point chaud qui s'ancrerait au niveau de la base du manteau. Plusieurs arguments permettent d'alimenter cette théorie de différence de source.

Etudions les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Il convient de rappeler les relations de désintégration radioactive et d'incompatibilité entre Rb (rubidium) et Sr (strontium) ainsi que Sm (samarium) et Nd (néodyme)



Le rubidium est plus incompatible que le strontium. En conséquence, lors de la formation d'un magma, le rubidium se concentrera plus dans le liquide et, au fur et à mesure de la désintégration du ^{87}Rb , la quantité de ^{87}Sr augmentera dans le magma puis dans la roche provenant de sa cristallisation. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sera donc plus élevé, le ^{86}Sr étant un isotope stable. La relation d'incompatibilité entre Sm et Nd étant inverse, le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sera plus important dans la roche résiduelle.

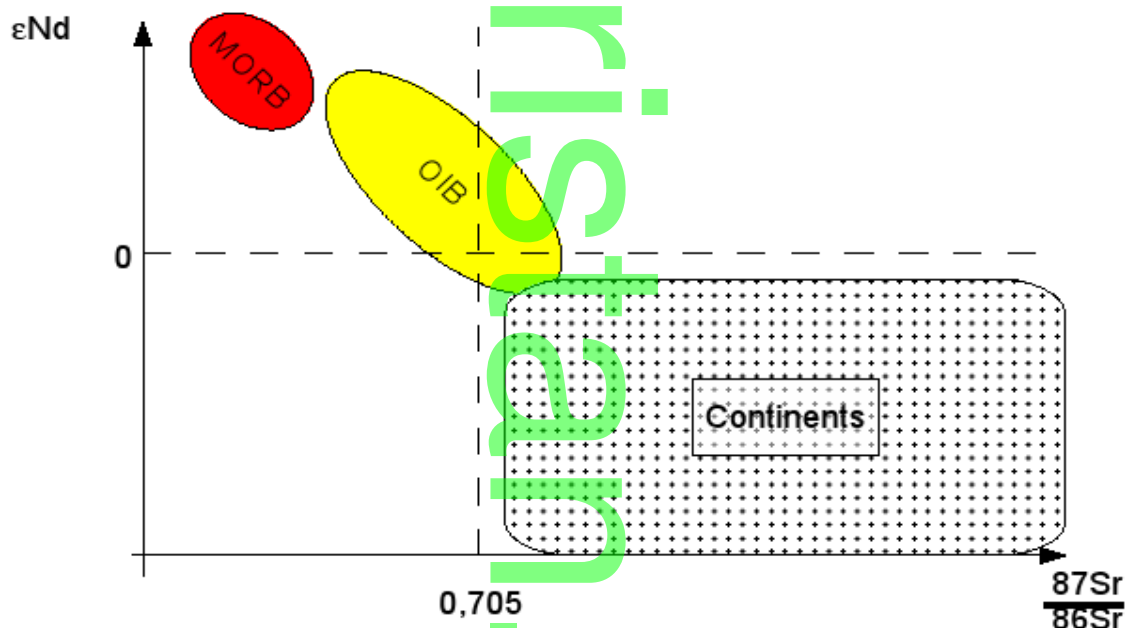


Fig 8: Position des MORBs, OIBs et continents dans les cadrans isotopiques Sr et Nd. Les lignes pointillées correspondent aux valeurs de la Terre Globale

En étudiant le graphique représenté, on constate que les MORBs et les OIBs ne présentent pas les mêmes rapports, ce qui peut faire penser à des réservoirs différents. De plus les MORBs provenant du manteau supérieur, on peut en déduire d'une part que les OIBs ne viennent pas du manteau supérieur et d'autre part que leur zone source est plus chondritique du fait de la proximité de la composition chondritique. Ceci est un bon argument pour proposer l'origine des OIBs dans le manteau inférieur. Par ailleurs, les continents sont enrichis en ^{87}Sr et appauvris en ^{143}Nd : on peut donc en déduire que les continents sont très certainement des liquides de fusion qui pourraient compenser l'appauvrissement des MORBs.

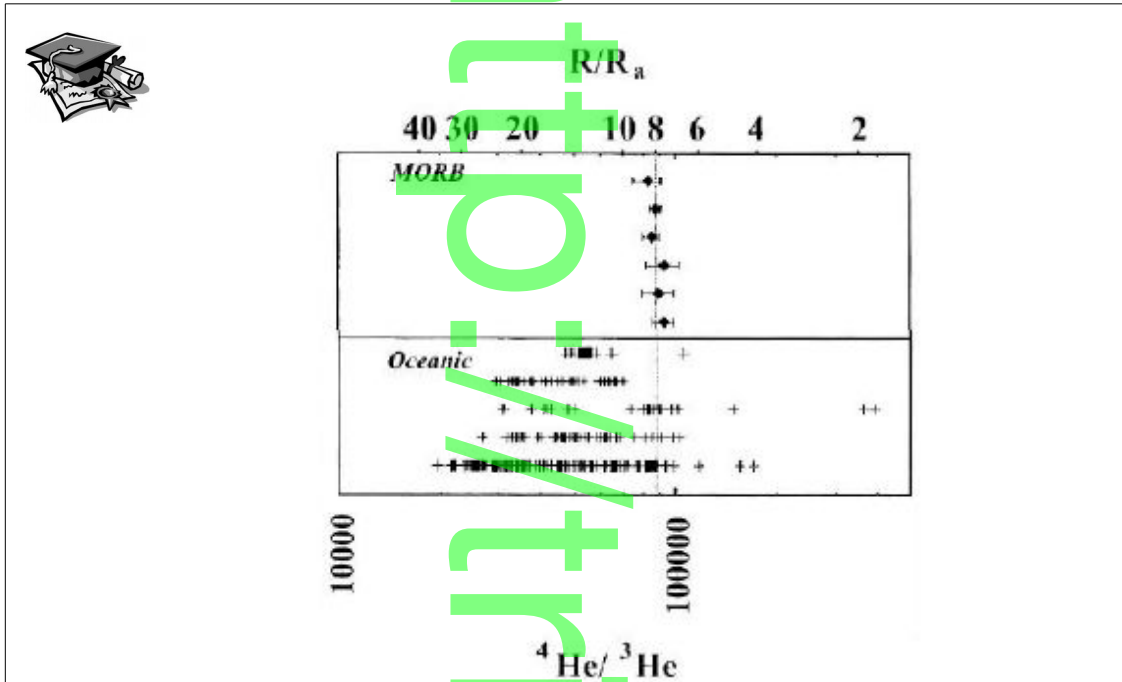


Fig 9: Rapport isotopique en Hélium des MORBs et des OIBs

Par ailleurs, les études des rapports isotopiques en hélium montrent aussi des différences entre MORBs et OIBs. Les OIBs ont des rapports isotopiques $^3\text{He}/^4\text{He}$ qui valent en moyenne 25 fois le rapport atmosphérique comparé aux MORBs qui présentent une moyenne de 8 fois le rapport atmosphérique. Le ^3He est un isotope produit au cours de la nucléosynthèse, il n'est actuellement pas produit sur Terre. Le ^4He est quant à lui produit par la désintégration radioactive des isotopes d'uranium essentiellement au cours de la chaîne de réaction amenant au plomb. Le rapport entre les deux est donc gouverné d'une part par le dégazage du ^3He et d'autre part par la quantité d'uranium dans le manteau concerné. Les géochimistes s'accordent pour dire que s'il y a plus de ^3He dans les OIBs, c'est qu'ils proviennent d'une source moins dégazée, c'est à dire d'un manteau n'ayant pas accès à la surface, autrement dit le manteau inférieur.

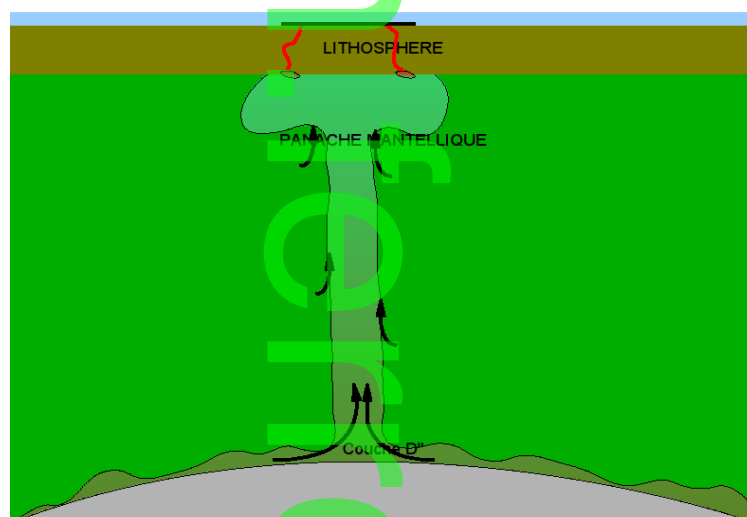


Fig 10: Schéma de la remontée d'un panache

Le modèle mis en avant pour la mise en place des OIBs est donc une source profonde, probablement la couche D'', couche limite thermique située à la base du manteau (nous développerons d'autres arguments isotopiques confirmant cette hypothèse en II-A). Des anomalies thermiques potentiellement dues à l'évacuation de chaleur au niveau du noyau créeraient des instabilités thermiques au sein de cette couche D'' en la réchauffant. Ceci conduirait à la remontée par différence de densité de matériau et à la mise en place de magma dû au franchissement du solidus selon le mécanisme de décompression adiabatique. En

observant les relations entre îles volcaniques et trapps, on peut en déduire que la fusion partielle de la tête du panache se traduit en surface par la mise en place de trapps alors que la queue du panache met en place les îles volcaniques (nous aurons l'occasion de revenir sur l'apport des îles volcaniques en II-A).

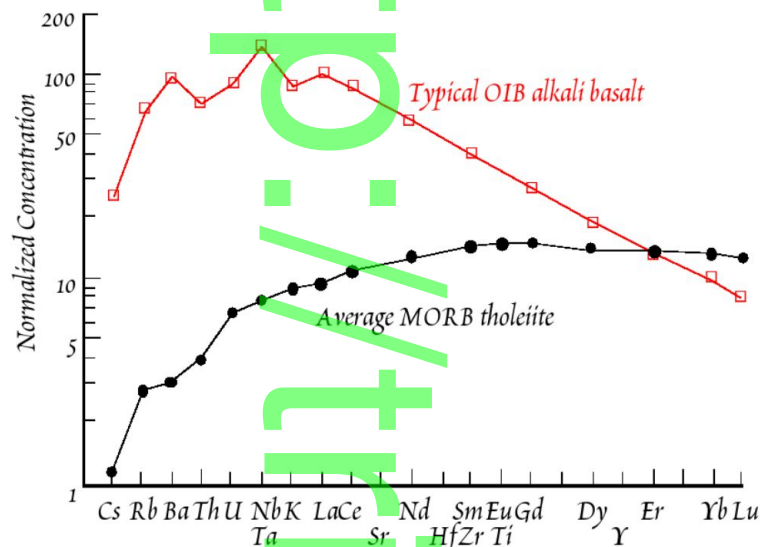


Fig 11: Arachnogrammes comparés des MORBs et des OIBs

Afin de mieux comprendre l'origine des différences entre MORBs et OIBs, on peut étudier les arachnogrammes comparés de ces deux types de basaltes. Dans les arachnogrammes, on représente certains éléments incompatibles par degré d'incompatibilité décroissante de la gauche vers la droite, chaque concentration étant normalisée au manteau primitif.

L'étude de ces arachnogrammes ou spidergrams montrent que la dualité manteau supérieur-manteau inférieur ne suffit pas à expliquer la différence MORBs-OIBs.

En observant ces spectres, on constate notamment que leur allure est différente. Les OIBs sont notamment plus enrichis que les MORBs en éléments les plus incompatibles. Ceci peut s'expliquer par une différence de taux de fusion : plus le taux de fusion sera faible, plus les éléments incompatibles seront enrichis. On peut donc en déduire que les OIBs proviennent d'un taux de fusion plus faible (maximum 10%) comparativement aux MORBs. De plus, l'allure du spectre au niveau des éléments les moins incompatibles peut-être interprétée comme la présence, dans la péridotite source, de grenat. Ceci implique donc une profondeur de fusion plus importante que dans le cas des MORBs, aux alentours de 70 à 100km de profondeur.

► Le magmatisme de points chauds est un marqueur d'une ascension de matériel chaud trouvant sa source au niveau de la couche D'' et remontant en assimilant du manteau inférieur. Arrivé à la base de la lithosphère, une fusion partielle à faible taux des roches engendre un magma qui se met en place sous forme de trapps lors de l'arrivée de la tête du panache puis d'îles volcaniques.

C Le magmatisme de subduction, marqueur de branches descendantes de la convection

En se référant une fois de plus à notre localisation des volcans et des séismes, il reste une zone que nous n'avons pas envisagée quant à la formation de magma et au phénomène dynamique dont ils sont les marqueurs. Il s'agit des zones de subduction dont l'arc des Petites Antilles, l'archipel japonais ou la cordillère des Andes sont des exemples. Les magmas mis en place dans les zones de subduction

appartiennent essentiellement à la série calco-alcaline. Les termes intermédiaires sont caractérisés par la présence d'amphiboles et/ou de biotites, c'est à dire de minéraux hydratés. L'existence de ces minéraux implique l'intervention d'eau au cours de la formation du magma. Un autre argument en faveur de la présence de fluides est la nature des éruptions au niveau des zones de subduction, essentiellement explosive comme l'éruption du Pinatubo en 1991 ou bien encore de la Montagne Pelée en 1902.

Plusieurs observations et modélisations permettent d'expliquer la formation des magmas dans les zones de subduction. Cet ensemble d'informations prouve à quel point l'existence de ces magmas marque un enfoncement de la plaque lithosphérique dans le manteau.

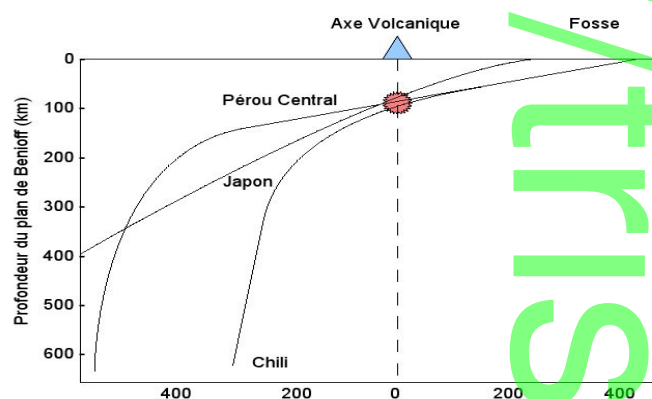


Fig 12: Profil des différentes zones de subduction et position du volcanisme

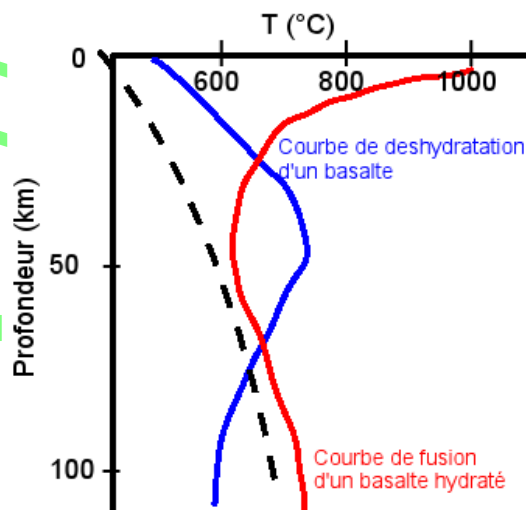


Fig 13: Gradient géothermique, déshydratation de la croûte océanique et formation des magmas

En regardant la figure de droite, on peut supposer que l'eau nécessaire pour la formation des magmas peut provenir de la croûte océanique. En effet, le géotherme recoupe d'abord la courbe de déshydratation des basaltes avant de recouper leur solidus hydraté. Ce relargage d'eau peut alors hydrater le coin de manteau sus-jacent. Or, on sait que l'hydratation déplace le solidus vers des températures plus faibles. Cela pourrait donc permettre la fusion. Cette déshydratation pourrait être due au métamorphisme de la plaque plongeante notamment lors du passage du faciès schistes bleus ou amphibolites qui contiennent des amphiboles, minéraux hydroxylés, au faciès éclogite qui contiennent des pyroxènes, minéraux non-hydroxylés. Ceci traduit donc une dynamique d'enfoncement au sein du manteau. Cependant, les transformations métamorphiques sus-citées se produisent entre 30 et 70km de profondeur. Ceci induit la formation d'amphibole et de phlogopite (micas) au sein du manteau.

Or, en reportant le profil de subduction de la lithosphère en fonction de la position aux volcans, on constate que les volcans surplombent toujours la plaque plongeante de 100km. On peut donc en déduire que la fusion partielle permettant la genèse des magmas des zones de subduction doit se réaliser vers 100km de profondeur.

Pour réconcilier ces deux observations, on peut mettre en avant le mécanisme suivant : le manteau précédemment hydraté par la déshydratation de la plaque plongeante est lui aussi entraîné en profondeur par le mouvement de la plaque. Arrivé à 100km, les amphiboles du manteau hydraté relarguent leur eau provoquant ainsi la fusion partielle de la péridotite saine du manteau par son hydratation. Vers 150km, c'est au tour de la phlogopite de faire de même. Ce mécanisme engendre des basaltes calco-alcalins.

On peut ainsi réaliser le schéma suivant qui tient compte de toutes les observations réalisées. Il est à noter qu'une déshydratation à faible profondeur peut entraîner l'hydratation de la croûte continentale et provoquer sa fusion. De même, cela peut mener à une fusion à faible profondeur du manteau qui engendre dans ce cas des andésites.

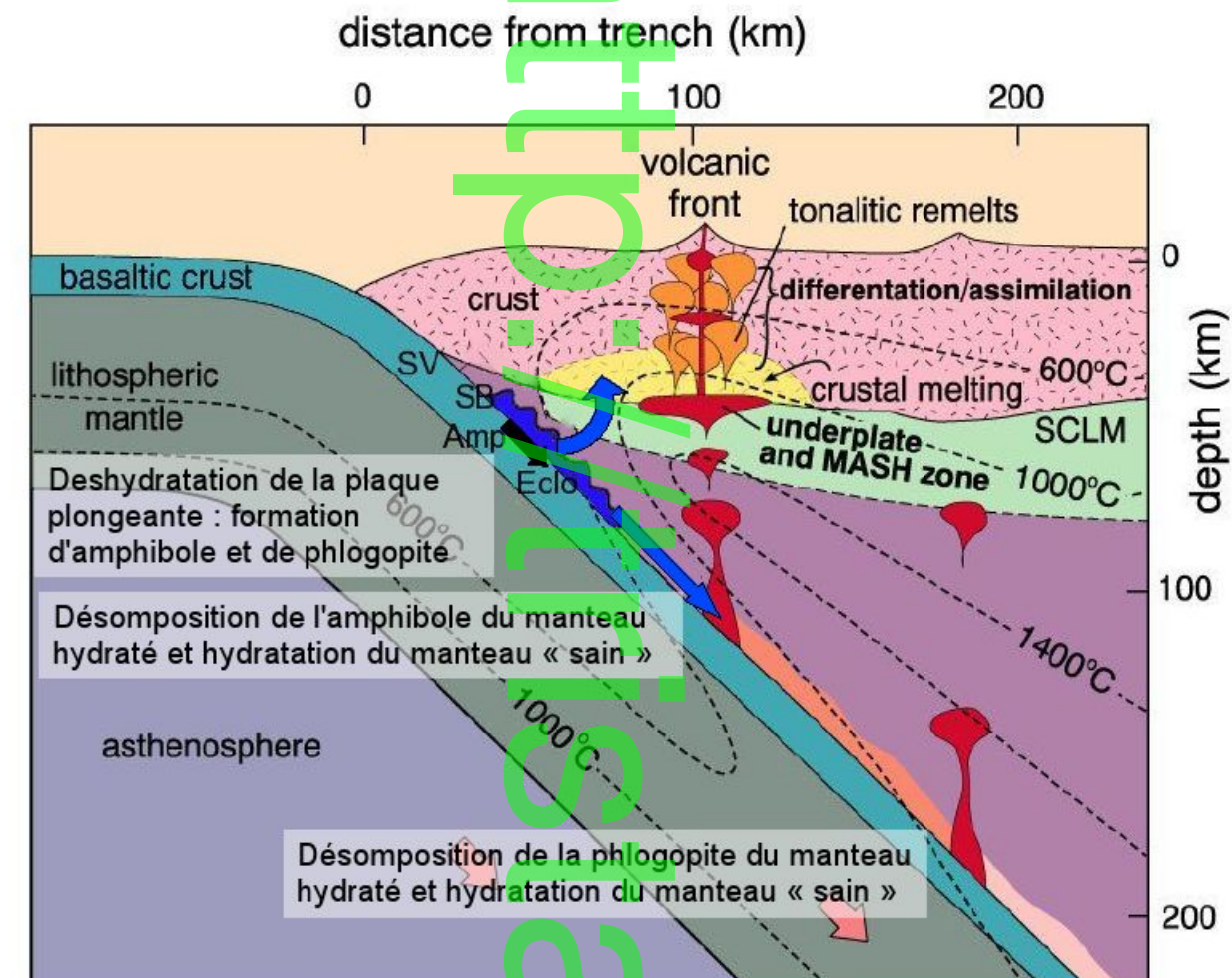


Fig 14: Mécanisme de formation des magmas au niveau des zones de subduction

Les grandes quantités de rhyolites et ignimbrites mises en place au cours du Cénozoïque dans les Andes montre des caractéristiques isotopiques attestant de leur origine crustale ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) dans le champ des continents dans la figure 8. Ceci témoigne de la possibilité de fusion partielle de la croûte continentale en contexte de convergence sur lequel nous aurons l'occasion de revenir dans le cas du contexte de collision. Néanmoins, dans le cas des rhyolites de subductions, leur genèse serait due à une augmentation locale de température suite à l'arrivée du magma basaltique qui réchaufferait la croûte et autoriserait ainsi sa fusion partielle. Plus en profondeur, il serait possible de former des granitoïdes.

► Le magmatisme de subduction est un marqueur d'une descente de matériel au sein du manteau. Cette descente est attestée par la nature des magmas mis en place ainsi que leur mode de formation : déshydratation de la plaque plongeante due aux conditions de pression et température puis entraînement du manteau hydraté plus en profondeur dont les minéraux se déstabiliseront et permettront la formation de magma.

Le magmatisme observé aux limites de plaques ou parfois à l'intérieur des plaques est un marqueur de différents mécanismes de fusion partielle (profondeur, taux de fusion, source) qui traduisent autant de variabilité autour de la dynamique interne contemporaine. Cependant, ces magmas mis en place peuvent toujours être rapportés aux mouvements de convection qui ont lieu à l'intérieur de la Terre. Enfin, ces mouvements d'ascension ou de descente impliquent des mouvements horizontaux consécutifs. Nous connaissons maintenant les processus régissant le magmatisme conséquence de la dynamique interne actuelle. Nous pouvons donc nous intéresser à l'interprétation des marques laissées par le magmatisme à

la surface de la Terre afin de comprendre sa dynamique interne passée.

II Le magmatisme, marqueur de la dynamique interne passée de la Terre

A Le magmatisme marqueur des mouvements des plaques passées

1 Le champ magnétique enregistré dans les roches magmatiques, marqueur du mouvement des plaques

Un navire équipé d'un teslamètre mesure le champ magnétique à latitude constante (le champ magnétique dépend de la latitude). Ce champ devrait être constant. On enregistre le champ magnétique terrestre ainsi que le champ des roches. En soustrayant le champ magnétique terrestre des mesures, on constate qu'il existe des anomalies positives (figurées en noir) et négatives (figurées en blanc). Les anomalies positives correspondent à un champ orienté dans le même sens que l'actuel, une anomalie négative dans le sens opposé.

Lors de la mise en place des magmas au niveau des dorsales océaniques, les roches ont la possibilité lors de leur cristallisation d'enregistrer le champ magnétique de l'époque. En effet, au cours de leur refroidissement, certains minéraux aux propriétés ferro-magnétiques tels que la magnétite vont passer au-dessous d'une certaine température dite de Curie : c'est à ce moment que leur moment magnétique va s'orienter parallèlement au champ de l'époque.

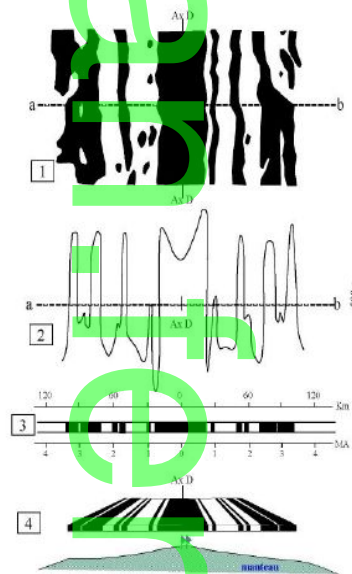


Fig 15: La peau de zèbre, marqueur du mouvement des plaques

Or, on sait que le champ magnétique terrestre n'est pas resté constant au cours du temps (les roches volcaniques de la chaîne des Puys permettent de le démontrer). La formation de la croûte océanique étant un phénomène continu, on obtient un remarquable outil de reconstitution de la dérive des continents. On peut donc remonter aux déplacements ainsi qu'à la vitesse de ces derniers grâce à ces apports du paléomagnétisme.

2 Les îles océaniques, marqueurs du mouvement des plaques

Comme nous l'avons vu précédemment, les volcans mis en place à l'intérieur des plaques proviendraient d'une source profonde dans le manteau.

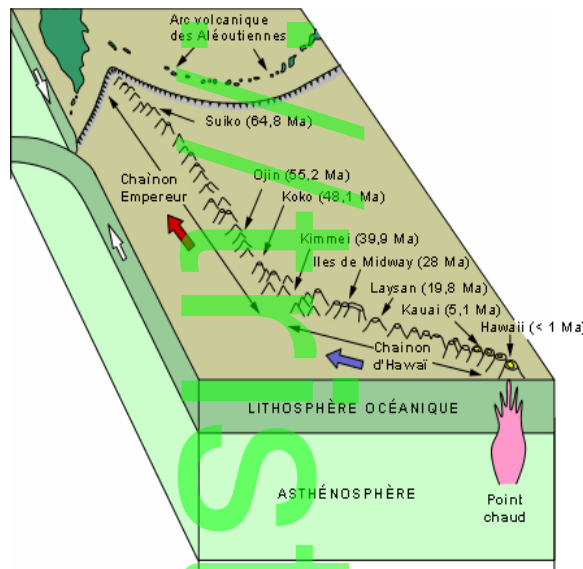


Fig 16: Interprétation de l'alignement des volcans de la chaîne Hawaii-Empereur

On constate que l'âge des îles va en croissant au fur et à mesure que l'on s'éloigne du volcan actif. On peut donc interpréter ce chapelet d'îles comme l'expression en surface de l'arrivée du point chaud. La plaque lithosphérique se déplaçant au cours du temps, le point chaud va s'exprimer sous la forme de différentes îles alignées. La rupture dans l'alignement des îles Hawaii-Empereur pourrait être due par exemple à un changement dans les régimes de subductions au niveau des Aléoutiennes et du Japon.

Par ailleurs, si on considère le point chaud de la Réunion, on constate que l'alignement des îles arrive jusqu'aux trapps du Deccan qui correspondent à une quantité phénoménale de magmas (plusieurs Mkm³). L'existence de cette grande province volcanique est interprétée comme correspondant à l'arrivée de la tête du panache mettant en place les îles. La décompression adiabatique engendrée par la remontée va induire la fusion partielle de la tête du panache qui est extrêmement volumineuse. De plus, cette tête pourra entraîner aussi la fusion d'une partie de la croûte et contaminer ainsi le magma produit comme en témoignent les anomalies en Nb (Niobium) et Ta (Tantale).

3 Les pôles isotopiques des points chauds, marqueurs d'une enfoncée profonde de lithosphère océanique

Une étude plus précise des rapports isotopiques en Sr et Nd des basaltes d'îles océaniques montre l'apparition de certains pôles nommés EMI et EMII (Enriched Mantle), HIMU (High- μ = rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevé) et DMM (Depleted MORB Mantle).

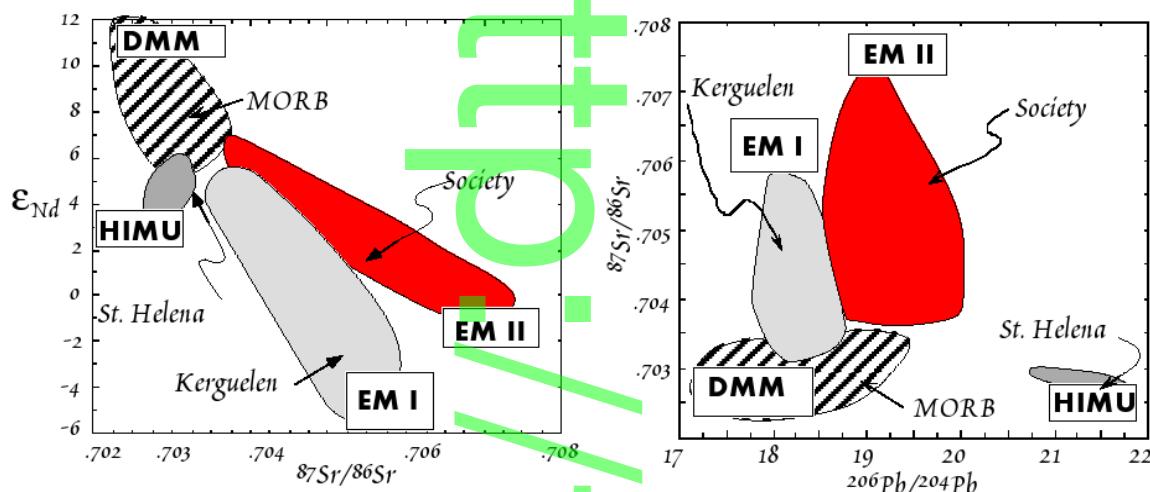


Fig 17: Mise en évidence de différents pôles isotopiques au sein des OIBs

Les géochimistes interprètent ces différents pôles comme étant respectivement du recyclage de sédiments pélagiques, du recyclage de sédiments terrigènes et HIMU comme provenant d'une croûte océanique déshydratée. On peut donc en déduire qu'il existe du recyclage crustal dans le manteau et plus précisément de croûte océanique.

Pour avoir ces identités isotopiques, il faut isoler des entités isotopiques du manteau et les préserver de la convection. Il doit donc y avoir stockage dans une couche limite qui peut donc être la couche D". Cela veut donc dire que la subduction participe de la dynamique interne profonde de la Terre en descendant jusqu'à la couche D".

► **Le magmatisme est un marqueur des mouvements horizontaux passés de plaques comme l'atteste l'enregistrement du champ magnétique au cours de la mise en place de la croûte océanique ou bien l'alignement des îles de points chauds. De plus, les données isotopiques des OIBs marquent un recyclage profond de la lithosphère océanique.**

B Le magmatisme, marqueur de rencontre des plaques au cours des temps géologiques

La rencontre des plaques lithosphériques fait suite à la subduction. En conséquence l'un des premiers marqueurs de la convergence lithosphérique va être la mise en place d'ophiolites. En témoigne à l'heure actuelle la présence d'ophiolites extrêmement récentes (3Ma) au Chili.

Nous avons déjà exposé ce qu'elles pouvaient apporter quant à la connaissance de la mise en place de la lithosphère océanique. Il convient ici de noter que la présence des ophiolites est un marqueur d'une ouverture océanique permettant de remonter à la dynamique des océans passés et la vitesse des plaques passées. De même elles sont aussi un marqueur de la fermeture océanique comme en témoigne la présence de sutures ophiolitiques au niveau des chaînes de montagne Alpes-Himalaya. Tout ceci est un marqueur de la fermeture de l'océan Thétyes.

Par ailleurs, on observe aussi dans les chaînes de collision la mise en place de granite. Nous avons déjà expliqué un mécanisme de mise en place lié à la subduction. Un autre mode de formation peut être avancé lors de la collision continentale. L'empilement de nappe de croûte continentale conduit à son épaissement. Or, la croûte contient une grande quantité d'éléments radioactifs (U et K notamment). La désintégration de ces éléments produira une quantité de chaleur importante qui provoquera la fusion partielle de la croûte continentale. Les granites ainsi produits auront des caractéristiques minéralogiques particulières, notamment la présence de micas blancs et de cordiérite, marqueur de l'anatexie crustale.

Enfin, en fin de vie, une fois que les forces de compression ne compensent plus les forces gravitaires qui poussent à l'effondrement de la montagne, cette dernière « s'étale » engendrant une remontée des isothermes et conduisant là aussi à une anatexie crustale.

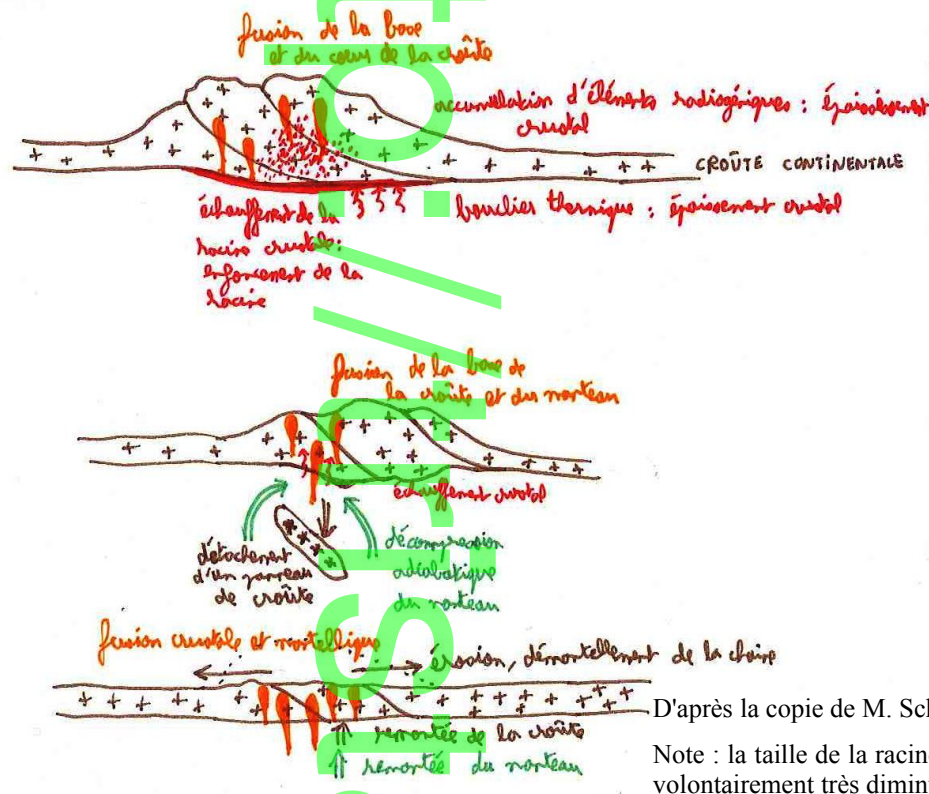


Fig 18: Mécanisme de formation des granites d'anatexie

C Le magmatisme archéen, marqueur d'une dynamique plus active au gradient géothermique plus élevé

L'archéen fait directement suite à l'Hadéen dans l'histoire de la Terre et s'étend de -4,0Ga à -2,5Ga. Les magmas mis en place au cours de cette période sont différents de ceux connus au cours du Protérozoïque ou des temps Phanérozoïques. Ceci marque donc un régime de dynamique interne singulier, spécifique à l'archéen. Les roches caractéristiques sont souvent associées en ceinture de roches vertes comprenant notamment des granitoïdes et des laves ultrabasiques.

1 Les komatiites : des roches à taux de fusion élevé et marquant une homogénéisation du manteau

Les komatiites sont des laves ultrabasiques essentiellement constituées d'olivine et de pyroxène. Ceci témoigne donc d'une fusion partielle à taux très élevé (voir figure 5) puisque sa composition minéralogique est proche de celle d'une périclase. De même, la forte teneur en élément compatible, tel le magnésium, de la roche totale confirme le fort taux de fusion. De plus, ces roches sont caractéristiques d'une température de mise en place de l'ordre de 1600 à 1650°C contrairement aux 1250-1350°C des basaltes actuels.

Par ailleurs, la présence de diamants au sein des komatiites témoigne d'une fusion partielle à forte profondeur. En surface, elles se sont refroidies très brutalement de telle sorte que les minéraux (olivine et pyroxène) ont cristallisé de manière aciculaire et avec une texture dendritique caractéristique appelée

texture spinifex.



Fig 19: Texture spinifex dans une komatiite

Une étude poussée des spectres de terres rares des komatiites montre qu'on peut les subdiviser en 3 groupes. On constate un groupe de chimie chondritique (groupe I) présent à toutes les époques ainsi que deux groupes non chondritiques, l'un appauvri en terres rares lourdes (groupe II), d'autres enrichis en terres rares lourdes (groupe III). Sachant que seul le grenat est compatible pour les terres rares lourdes, on en déduit que la roche mère des komatiites de type II ne présente pas de grenat alors que celle de type III si. Par ailleurs, les komatiites non chondritiques ne sont plus présentes à partir de 3Ga. On peut expliquer cela par le mécanisme suivant : on a au départ un océan magmatique superficiel. Plus profondément, le manteau n'a pas fondu et a gardé sa composition chondritique. Dans la partie fondue, il y a cristallisation de grenat majoritaire qui coule et entraîne donc la formation d'un manteau à grenat. On peut donc penser qu'il existait 3 manteaux à l'archéen : un chondritique très profond, un à grenat juste au dessus et un sans grenat superficiellement.

A partir de 3Ga, la présence de komatiite de type I uniquement laisse penser à la mise en place d'une convection et d'un remélange.

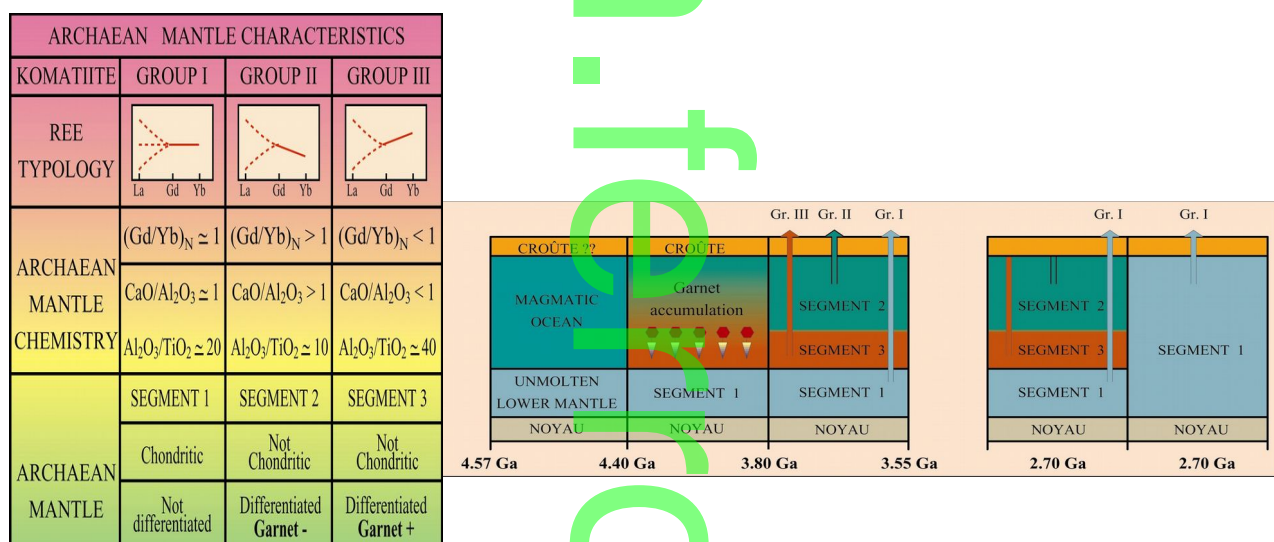


Fig 20: Résultats d'études géochimiques des komatiites et interprétation dynamique

Enfin, l'existence de ces komatiites est un marqueur d'une Terre plus chaude et d'un gradient

géothermique plus élevé.

2 Les TTG proviennent de la fusion partielle d'une croûte océanique

Les TTGs, acronyme pour Tonalite, Trondhjemite et Granodiorite, sont des roches magmatiques contenant essentiellement du quartz, du feldspath plagioclase, de la biotite et parfois de l'amphibole. Ces roches se distinguent des granites par leur très faible teneur (voire même l'absence) en feldspath potassique. Toutes ont une texture grenue qui atteste de leur lente cristallisation en profondeur. Enfin ces roches omniprésentes à l'Archéen deviennent très rares après 2,5 Ga.

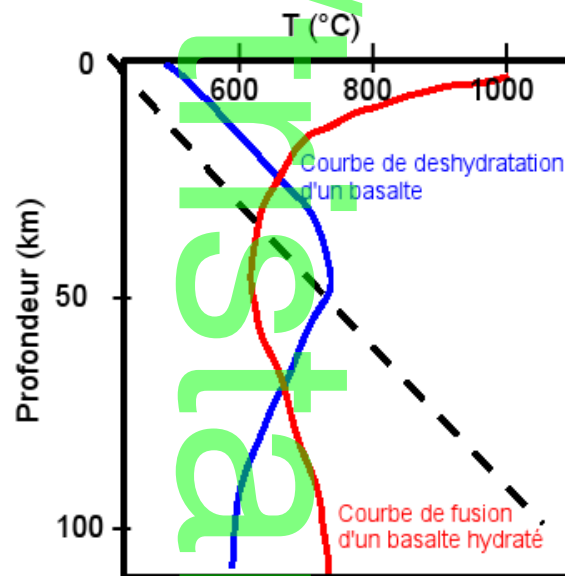


Fig 21: Le gradient géothermique archéen permettait une fusion partielle de croûte océanique subduite

L'existence des komatiites à l'archéen, témoigne d'un gradient géothermique élevé. En étudiant ce gradient thermique de l'archéen au niveau de la subduction, on constate que la croûte océanique franchit d'abord son solidus avant de franchir sa courbe de déshydratation. On en déduit donc que la croûte océanique va fondre et permettre de former des roches plus différenciées qu'un basalte.

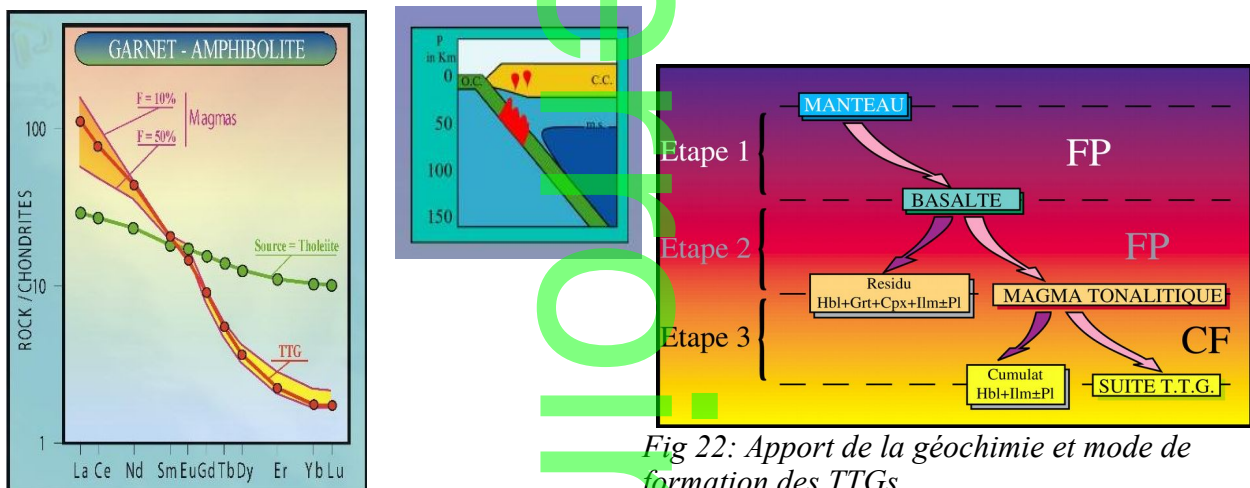


Fig 22: Apport de la géochimie et mode de formation des TTGs

Par des études plus poussées de géochimie notamment les spectres de terres rares, on montre qu'il faut une fusion indirecte de la croûte océanique subduite pour former des TTGs. De plus, l'allure du spectre de terres rares (faible quantité de terres rares lourdes) montre qu'il faut que cette croûte ait été métamorphisée dans le faciès amphibolite et présente des grenats. On peut donc en déduire le scénario suivant de formation des TTGs.

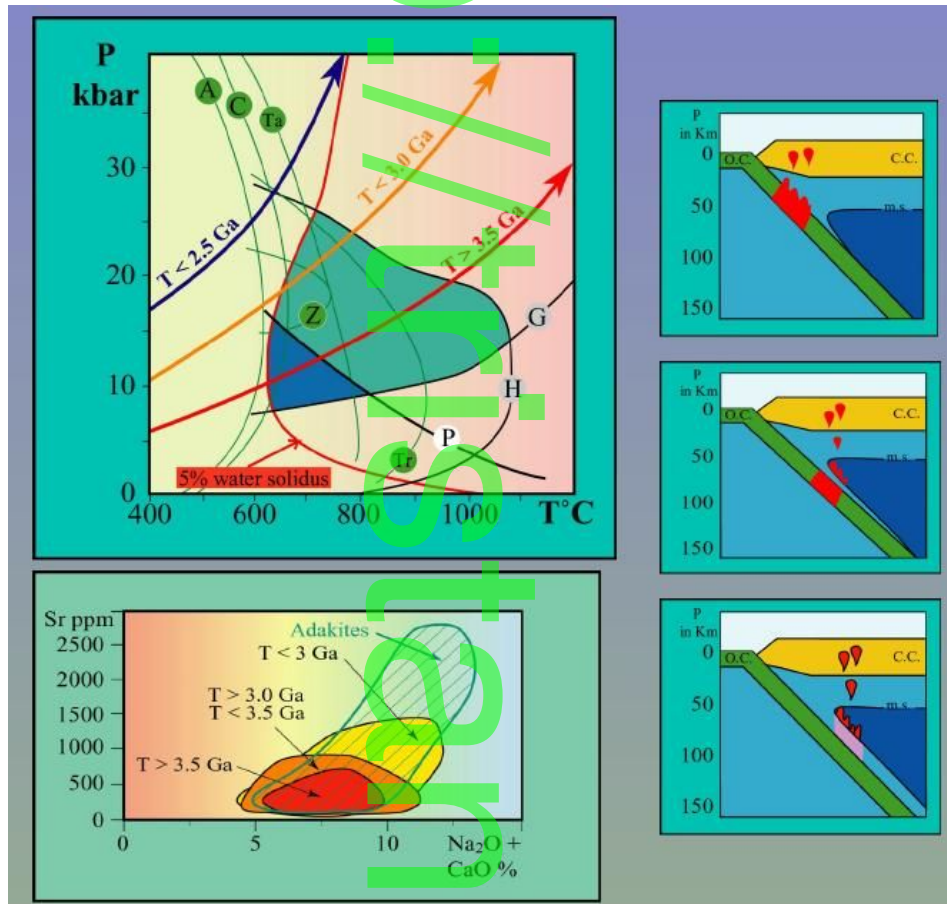


Fig 23: Quantité de Sr dans les TTGs et profondeur de fusion de la croûte océanique

Enfin des études très poussées de la quantité de Sr dans les TTGs montrent que la quantité de Sr augmente au cours du temps. Or le Sr est la plupart du temps contenu dans les plagioclases. Une faible quantité de Sr dans les TTGs précoces indique la présence de plagioclases dans le résidu de fusion, donc une profondeur de fusion faible (péridotite à plagioclases). L'augmentation de Sr dans les TTGs plus tardives montre qu'il n'y a plus de plagioclase dans le résidu de fusion et donc une fusion à plus forte profondeur. Ce changement de composition des TTGs illustre donc le refroidissement de la planète.

3 La dynamique archéenne a permis l'extraction de la croûte continentale

Nous avons vu que les TTGs étaient de composition plus ou moins granitique. Les TTGs pourraient donc être le cortège magmatique représentant la croûte continentale primitive. Il nous reste à savoir quand cette croûte a pu être extraite. Pour ceci on étudie les rapports isotopiques en Sr.

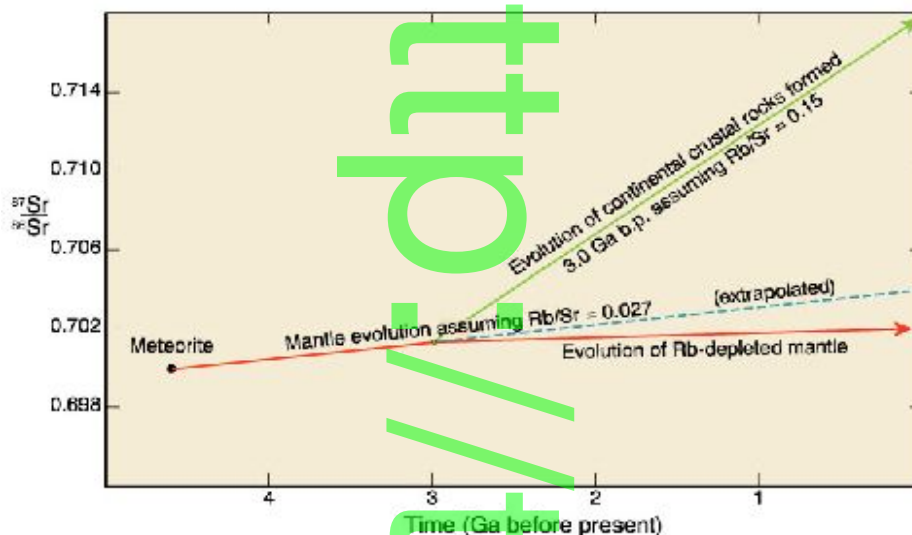


Fig 24: Principe de datation de la genèse de la croûte continentale

Connaissant les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actuels des continents des MORBs et du BSE (Terre Silicatée Globale) on peut « remonter le temps » et en déduire les rapports initiaux en strontium. On constate que les droites BSE, MORBs et continents se croisent en un point qui correspond à la formation de la majeure partie de la croûte continentale, à savoir vers 3Ga.

► Le magmatisme archéen est donc complètement différent du magmatisme actuel. Il marque une dynamique plus chaude conduisant à la fusion partielle de la croûte océanique subduite mettant ainsi en place des roches de types TTG proche de la composition d'une croûte continentale. Les komatiites marquent quant à elle une dynamique mantellique changeante au cours de l'archéen par la mise en place de la convection du manteau vers 3.8Ga. Enfin, certaines provinces magmatiques sont très présentes à l'archéen : c'est le cas des intrusions basiques litées comme le Bushveld en Afrique du Sud ou le Sudbury au Canada. Ces dernières pourraient être un marqueur d'arrivée de panache mantellique pendant la période archéenne qui provoquerait une fusion très importante du manteau.

III Le magmatisme, marqueur de la dynamique interne des corps du système solaire

Il convient tout d'abord de rappeler le plus grand trait du magmatisme terrestre, du moins dans sa répartition : la quasi-totalité des volcans sur Terre sont alignés, à la bordure des plaques.

A Les édifices volcaniques, marqueurs de l'existence de dynamique interne sur les autres corps du système solaire

Les études télescopiques et satellitaires permettent de connaître les différents corps sur lesquels il y a ou il y a eu du volcanisme au sens terrestre du terme, c'est à dire par la présence de volcans. Dans le système solaire, seuls trois corps possèdent des édifices volcaniques : Vénus, Mars et Io. Mercure et la Lune sont éteints, on peut donc en déduire qu'actuellement ils n'ont plus d'activité interne.

On constate que dans tous les cas, aucun des autres corps du système solaire ne présente d'alignement de volcans aussi flagrant que sur Terre.

Sur Vénus, les volcans y sont partout, de tous types (il existe donc des laves différenciées). Mais les volcans ne présentent aucun alignement (aucune trace de dorsales ou de subduction). Si on applique le modèle terrestre, Vénus est un champ de points chauds ou de zones locales de fractures lithosphériques. La Terre et Vénus ayant la même taille et la même masse (donc probablement le même dégagement d'énergie interne), on pourrait s'attendre à ce que ces deux corps aient la même dynamique interne. Il n'en est rien, puisqu'il n'y a pas de traces de tectonique des plaques sur Vénus.

L'absence de tectonique des plaques serait due à l'absence d'H₂O. Pour qu'il y ait tectonique des plaques, il faut un important découplage entre la lithosphère et l'asthénosphère, découplage dû à un fort contraste de viscosité (sur Terre, lithosphère = 10^{23} pascal-seconde, et asthénosphère = 10^{19} ; rappel : glace = 10^{12}). Ce grand écart de viscosité, principalement due à la différence de température, est augmenté par la présence d'eau dans le manteau (environ 1 pour 1000). Le manteau de Vénus a été entièrement dégazé par le volcanisme et ne contient plus d'eau. Les analyses *in situ* faites par les sondes soviétiques sont compatibles avec un volcanisme vénusien à dominante basaltique.

Sur Mars, les derniers édifices sont des grands volcans isolés qui pourraient être dus à des points chauds, de type volcan bouclier. Les plus vieux sont des grandes plaines de laves difficilement comparables avec un des contextes "terrestres" de volcanisme. Il n'y a aucun indice morphologique de dorsales ou de subductions. Les analyses faites sur place (et indirectement grâce aux météorites martiennes voir III-B) indiquent une nature surtout basaltique.

Enfin sur Io il existe quelques volcans qui pourraient aussi être interprétés en terme de point chaud. Seules des éruptions ont été observées sur Io ce qui témoigne qu'il y a toujours une activité interne. On peut donc constater que l'alignement de volcans est spécifique à la planète Terre, témoin de dynamiques internes différentes entre les corps du système solaire.



Fig 25: Volcans sur Io, Mars et Vénus

Il semble aussi important de savoir si cette dynamique interne est toujours présente ou non. Pour ce faire, il faut dater les surfaces volcaniques. On peut utiliser un raisonnement simple. Des météorites tombant régulièrement sur ces différents corps, plus une surface sera vieille et plus cette dernière possèdera de cratères. C'est ainsi qu'on peut déterminer que Mercure et la Lune n'ont plus d'activité interne. Pour Mars, il semble que les volcans ne soient plus actifs depuis environ une centaine de millions d'années. Vénus possède toujours quant à elle une activité volcanique et donc une dynamique interne. On peut noter aussi que l'ensemble de la surface de Vénus a été renouvelée il y a environ 500Ma.

B Les roches magmatiques provenant des autres corps du système solaire, marqueurs de leur dynamique interne

1 Les roches magmatiques provenant de Mars

Des roches provenant de Mars ont été obtenues sous forme de météorites. Au nombre d'une trentaine environ, elles sont divisées en trois grandes classes que sont les shergottites, les nakhlites et les chassignites (SNC).

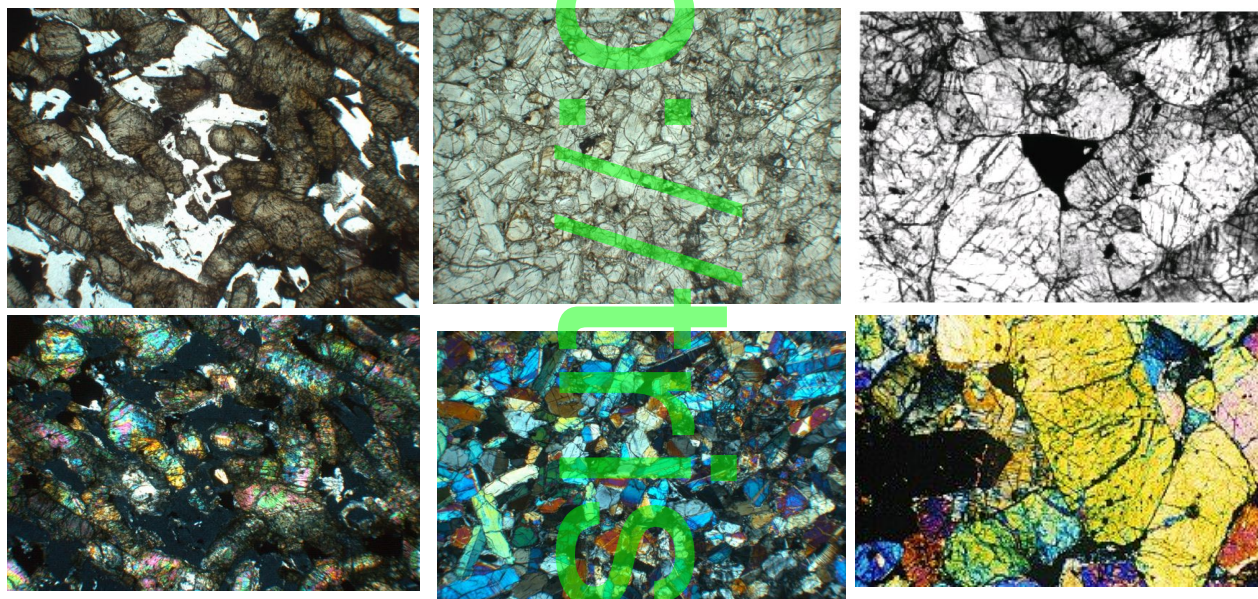


Fig 26: Photo en lumière polarisée et en lumière polarisée analysée de Shergotty, Nakhla et Chassigny

Les shergottites peuvent être de différentes natures : basaltique ou picritique. Une picrite est en fait un basalte contenant une proportion relativement importante (20 à 50%) d'olivine, donnant une lithologie peu éloignée d'une lherzolite. L'existence de ces deux types de shergottites invite à penser que les shergottites basaltiques sont de véritables basaltes tandis que les shergottites picritiques seraient des cumulats provenant du liquide ayant donné les magmas basaltiques.

Les nakhlites sont des clinopyroxénites contenant aussi de l'olivine. Elles sont interprétées comme étant des magmas se mettant en place en subsurface qui pourraient être rapprochées des gabbros terrestres. De plus la faible teneur en Al laisse penser qu'elles proviennent de la fusion partielle d'un manteau pauvre en aluminium.

Les chassignites sont au nombre de deux et sont constituées pour la plus grande partie d'olivines cumulatives.

La datation de ces roches et notamment des shergottites montrent des âges compris en 4,5Ga et 150Ma. Cela marque donc une dynamique interne sur Mars encore présente jusqu'à très récemment.

L'ensemble de ces roches montrent donc qu'on trouve un cortège magmatique relativement comparable à ce que donnerait la fusion partielle du manteau terrestre. Cependant, les mécanismes de genèse de ces magmas (décompression adiabatique ou augmentation locale de température) ne sont pas connus. Néanmoins, il est possible de dire que les mécanismes de mise en place de magmas à la surface de Mars semble être similaire à ce qu'on connaît sur Terre notamment en terme de source de fusion (manteau péridotitique) et de conditions de fusion (taux de fusion partielle comparable).

2 La dynamique interne des petits corps du système solaire vu par les HED

Les études des isotopes de l'oxygène et de la réflectance comparée entre la classe des HED et l'astéroïde Vesta ont permis de montrer que ces météorites provenaient de ce dernier.

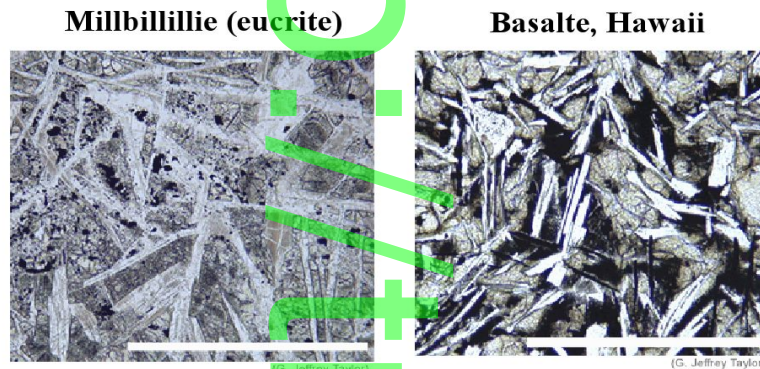


Fig 27: Comparaison d'une eucrite basaltique et d'un basalte d'Hawaï montrant leur similitude

Les eucrites ressemblent plus ou moins aux basaltes terrestres bien que certaines soient cumulatives. Les diogénites ont des chimies et des minéralogies gabbroïques à péridotitiques et sont essentiellement cumulatives. Quant aux howardiites, elles ne sont que des brèches d'eucrites et de diogénites.

Après la cristallisation de l'océan magmatique, les derniers liquides de cet océan forment le magma parent des eucrites qui par cristallisation va donner les eucrites cumulatives et les eucrites non cumulatives. Le bombardement météoritique qui survient après va pouvoir remanier la croûte eucritique et le manteau diogénitique et former les howardites

Les données de géochimie et pétrologie précise le modèle proposer par simple cartographie satellitaire.

Ces données de magmatisme montre que même les très petits corps du système solaire (Vesta ne fait que 530km de diamètre) ont pu avoir une dynamique interne convective et une différenciation poussée de leur intérieur. La source de l'énergie permettant cette dynamique interne serait les importantes radioactivités qui existaient au début de l'histoire du système solaire.

3 Le magmatisme lunaire marqueur d'une dynamique interne précoce

Deux types de roches magmatiques principales sont présents sur la Lune : des basaltes assez semblables aux basaltes terrestres et une roche un peu particulière appelé anorthosite. Il s'agit en fait d'une roche très riche en anorthite et contenant aussi un peu de pyroxène. L'argument le plus visible de ces différences est l'existence de deux « couleurs » lorsqu'on regarde la Lune : des affleurements gris clairs correspondant à l'anorthosite et les basaltes sombres des mers. Pour comprendre en quoi ces roches magmatiques sont des marqueurs de la dynamique interne précoce de la Lune (les dernières roches magmatiques datent de 2Ga), il convient de rappeler que certains basaltes ont été formés par la dynamique interne et d'autres par des impacts qui se sont produits à la surface de la Lune.

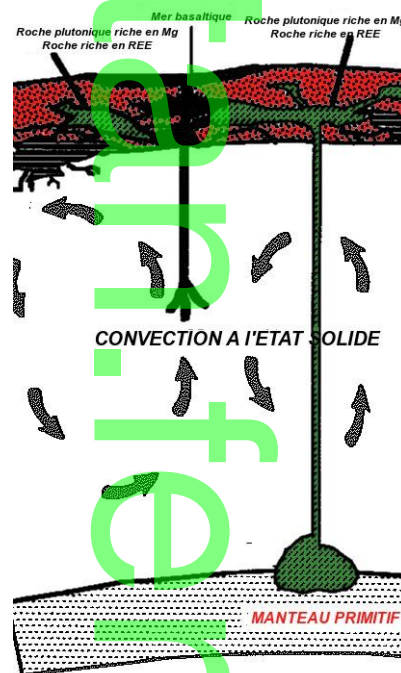


Fig 29: Liens entre magmatisme lunaire et sélénodynamique interne

Les anorthosites ont été formées lors de la différenciation de la Lune. Au départ la Lune a été massivement fondue, la cristallisation progressive a généré des minéraux ferro-magnésiens qui ont sédimenté vers le fond de l'océan magmatique et les plagioclases moins dense qui ont surnagés formant ainsi la croûte anorthositique lunaire.

Après la cristallisation complète de l'océan magmatique, des instabilités gravitationnelles (les cumuls

étaient plus dense que le matériau sous-jacent) ont conduit à un remaniement du manteau lunaire. Ceci a induit une convection solide qui a engendré une fusion partielle formant les magmas basaltique se mettant en place en surface et des roches plutoniques plus en profondeur (riche en REE ou en magnésium selon la source subissant la fusion partielle).

Puis, le bombardement tardif a produit des cratères. A cause du déficit de matière engendré par ses impacts, les réajustements isostasiques ont pu entraîner une fusion partielle conduisant à leur remplissage par des basaltes.

Le magmatisme, par le type de roches mis en place ainsi que leur minéralogie, leur chimie et leur contenu en isotope permettent de remonter à la dynamique interne de la Terre actuelle et passée mais aussi à celle des autres corps du système solaire. Parfois, le message laissé par ces roches peut être troublé par les processus consécutifs à la genèse des magmas telle que la cristallisation fractionnée. Cette dernière consiste à la cristallisation de différents minéraux dus à leur température de cristallisation différente. Le liquide magmatique résiduel s'en trouvera modifier. Ceci engendrera différentes roches à partir du même magma initial. De même, la contamination, l'assimilation ou le mélange de magmas peut biaiser les marques laissées par le magmatisme.

Le magmatisme peut aussi être non plus un marqueur de la dynamique interne mais un enregistreur de cette dernière. Ainsi, nous avons vu que les roches magmatiques pouvaient fossiliser le champ magnétique au moment de leur formation. Cet enregistrement est une information apportée quant à la convection du noyau qui est à l'origine de ce champ. Ceci montre que la convection nucléaire est fluctuante puisque l'intensité du champ n'est pas constante de même que son orientation.

Enfin, nous nous sommes intéressés uniquement au magmatisme silicaté ; nous avons vu quels étaient les mécanismes de fusion de roches silicatées qui engendrent alors un magma lui aussi silicaté. Cependant, si on considère que le magmatisme est, à juste titre, la genèse de magma, il est intéressant de noter que certains corps de glace du système solaire peuvent présenter une activité magmatique aqueuse. En effet, sur Europe, satellite de Jupiter, la surface de cette glace montre des signes évidents de mouvements, de renouvellements et de dérives, « comme s'il » n'y avait qu'une banquise de 10 km recouvrant un océan d'eau liquide de 90 km. L'origine de l'énergie à l'origine de la fonte de la base de cet océan (malgré la très basse température extérieure) serait un volcanisme, marqueur d'une dynamique interne.