

Communication présentée au Colloque « Le Feu » - Université de Liège - 25 novembre 2011

Le magma, le feu de la Terre

Professeur Hervé MARTIN
Laboratoire Magmas et Volcans
Université Blaise Pascal
5, rue Kessler
F-63038 Clermont-Ferrand Cedex
France

Résumé

Le volcanisme, et plus généralement le magmatisme, résulte de la fusion de roches, fusion qui ne peut se produire que dans des conditions exceptionnelles le plus généralement réalisées en limite de plaques lithosphériques. Au niveau des rides médio océaniques c'est-à-dire là où les plaques lithosphériques divergent, la fusion se fait par décompression adiabatique d'un manteau asthénosphérique anhydre. Le magma basaltique ainsi engendré, ne contenant pas d'eau, se met en place de manière tranquille et non explosive, sous forme de coulées de lave. En revanche dans les zones de subduction, zones de convergence de plaques, la fusion du manteau se fait par adjonction d'eau provenant de la déshydratation de la croûte océanique subductée. L'eau ainsi apportée abaisse la température du solidus permettant ainsi la fusion d'un manteau hydraté donnant naissance à des magmas riches en eau de type andésitique et dacitique. Arrivé en surface, le magma dégaze brutalement générant des mécanismes éruptifs explosifs violents et potentiellement très dangereux. Il est intéressant de noter le rôle important joué par l'eau dans le volcanisme, 1) que ce soit en tant qu'adjuvant qui abaisse la température de fusion des roches, ou alors 2) en tant que phase gazeuse qui lorsqu'elle dégazera en surface, donnera un caractère extrêmement dangereux à une éruption.

Au cours des temps géologiques la nature et l'importance du volcanisme ont évolué en réponse au refroidissement progressif de la Terre. Juste après l'accrétion de notre planète il y a 4,568 Ga la Terre était recouverte d'un océan magmatique de plusieurs centaines de kilomètres de profondeur. À l'Archéen (entre 4,0 et 2,5 Ga), une fois l'océan refroidi, se sont mis en place des laves de très haute température et très fluides : les komatiites. Ce n'est qu'à partir de 2,5 Ga que le magmatisme a acquis des formes et modalités très semblables à celles que nous lui connaissons aujourd'hui.

Abstract

Volcanism and more generally magmatism results of rock melting. This melting can take place only in exceptional environments, alike lithospheric plate limits. In mid ocean ridges where plates diverge, magma is generated by adiabatic decompression of the anhydrous asthenospheric mantle. The generated basalts are anhydrous; consequently they emplace as lava flows without any explosive manifestation. By contrast, in subduction zones, which are convergent plate margins, the subduction of the hydrated oceanic crust releases water that rise up through the mantle wedge. This water, added to the mantle, lowers its solidus temperature, such that it melts. When approaching the surface, the magma degases giving rise to violent explosive eruptions. It must be noted that water can play a very important role in magma genesis: 1) it lowers rock melting temperature; 2) its degassing produces dangerous explosive eruptions.

During geological record, the nature and importance of volcanism changed and evolved in response to the progressive cooling of the Earth. Just after Earth's accretion 4.568 Ga ago, our planet was covered by a several hundred kilometres deep magma ocean. Between 4.0 and 2.5 Ga (Archaean eon) the magma ocean was solidified, but very high temperature land fluid lavas emplaced: the komatiites. This is only since about 2.5 Ga that volcanism and magmatism on Earth operate in a "modern" way, with mechanisms still active today

Introduction

Tout être vivant à la surface de notre planète reçoit de l'énergie du soleil et de l'intérieur de la Terre. Après filtrage atmosphérique, la densité de flux de chaleur d'origine solaire est d'environ 235 Wm^{-2} , pour seulement $0,07 \text{ Wm}^{-2}$ pour l'énergie interne. L'énergie interne terrestre est donc négligeable en comparaison de celle d'origine extraterrestre. Cependant, le flux de chaleur interne qui est actuellement de 42 TW (Téra Watts), est à l'origine de toute l'activité tellurique (séismes, volcanisme, déplacement des plaques lithosphériques, etc.).

Sources de l'énergie interne

De manière schématique la chaleur interne terrestre est issue d'au moins quatre sources différentes :

- 1) La chaleur résiduelle d'accrétion de la planète Terre et de la différenciation noyau-manteau.
- 2) La chaleur latente de cristallisation du noyau externe.
- 3) La chaleur due aux marées terrestres.
- 4) La chaleur libérée lors de la désintégration des éléments radioactifs de longue période.

Seuls quatre isotopes contribuent de manière significative au bilan thermique terrestre :

Elément radioactif parent	Elément radioactif fils (ou fille)	Demi-vie en milliard d'années (Ga)	Chaleur libérée en $W.kg^{-1}$
^{238}U	^{206}Pb	4,5	$9,4.10^{-5}$
^{235}U	^{207}Pb	0,704	$5,7.10^{-4}$
^{232}Th	^{208}Pb	14	$2,7.10^{-5}$
^{40}K	^{40}Ar	1,25	$2,8.10^{-5}$

Aujourd'hui, c'est de très loin la radioactivité qui constitue la source de chaleur interne la plus importante de notre planète. Toutefois, comme nous le verrons un peu plus avant cela n'a pas toujours été le cas au cours de l'histoire de la planète. Enfin il faut aussi noter que, hormis la chaleur due aux marées terrestres, toutes les autres sources d'énergie interne ne sont pas durables et donc s'épuisent au cours du temps.

Répartition des magmas dans et à la surface du globe terrestre

Si les volcans constituent un exutoire spectaculaire pour cette énergie interne, il apparaît que l'état magmatique (fondu) est très exceptionnel à l'intérieur de la planète. En effet, les études sismiques de la structure interne de la planète, se basent sur le comportement de deux types d'ondes : des ondes longitudinales ou de compression (aussi nommées ondes P), et des ondes transversales ou de cisaillement (aussi appelées ondes S). Si les ondes P se transmettent aussi bien dans les solides que dans les liquides, les ondes S quant à elles ne se transmettent pas dans les liquides. L'étude de ces ondes (Figure 1), montre que seul le noyau externe est à l'état liquide, celui-ci est constitué d'un alliage de fer et de nickel et se situe entre 2891 et 5155 km de profondeur. L'ensemble du reste de la planète se trouve à l'état solide, il n'existe donc pas, à l'échelle du globe, une couche de magma quelque part en dessous de la croûte terrestre.

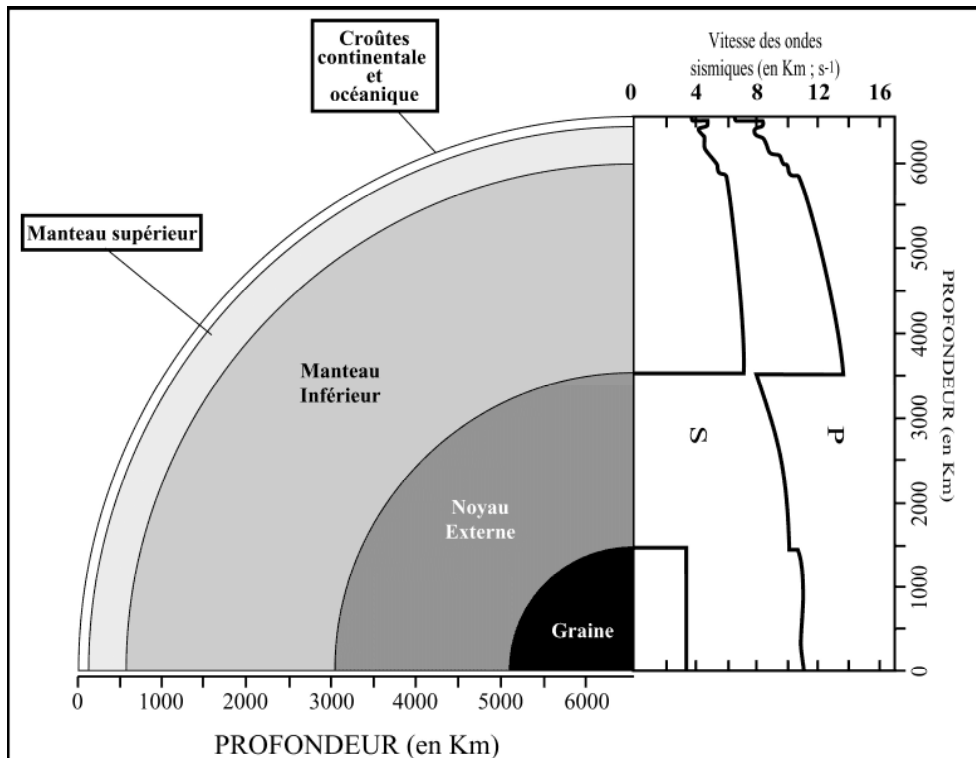


Figure 1 : Coupe schématique de la Terre montrant sa structure interne. Sur le côté droit a été reporté les vitesses des ondes sismiques longitudinales (P) et transversales (S) ces dernières ne se transmettant pas dans les liquides. L'arrêt de la transmission des ondes S dans le noyau externe nous informe sur l'état liquide de celui-ci. En revanche, le reste de la planète se trouve à l'état solide.

La répartition des volcans actifs à la surface du globe n'est absolument pas aléatoire, ils se disposent essentiellement au niveau des rides médio océaniques ainsi que dans les zones de subduction, c'est-à-dire le long des limites des plaques lithosphériques (Figure 2). Les rides médio-océaniques qui sont des zones de divergence des plaques donnent naissance à un volcanisme de nature et de dangerosité bien différentes de celui des zones de subduction, qui sont des zones de convergence des plaques. Afin d'être exhaustif il faut aussi mentionner un type de volcanisme beaucoup plus rare, non associé à une limite de plaque : le volcanisme de point chaud. Le but de cet exposé va consister à analyser les conditions qui mènent à la fusion des roches et qui contrôlent la nature du volcanisme.

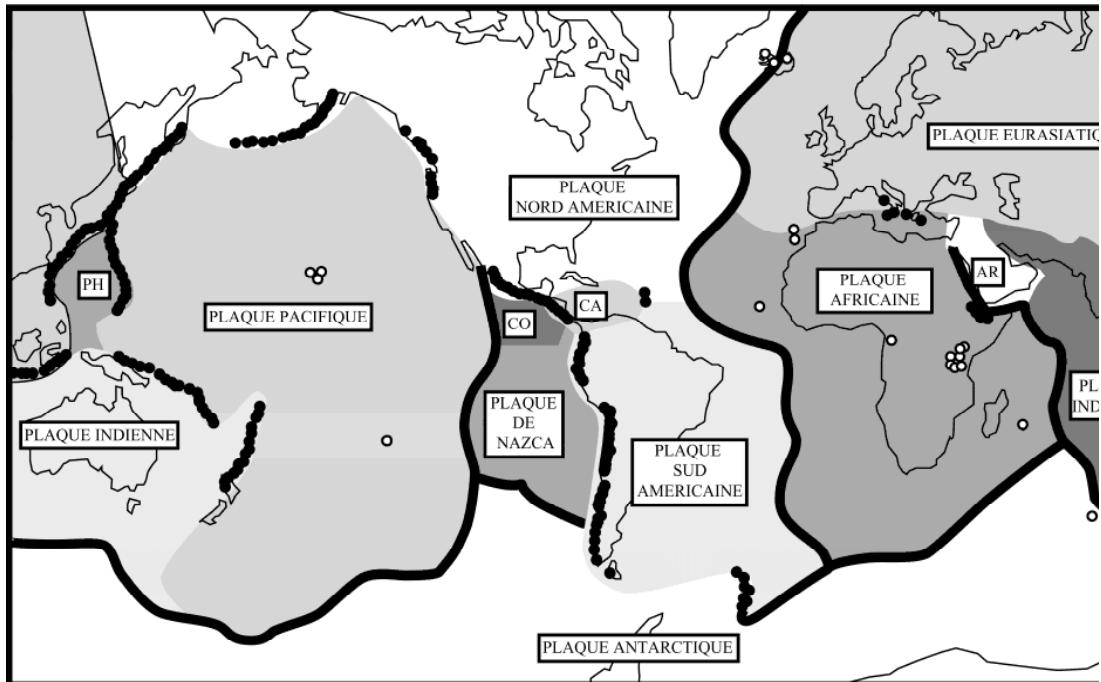


Figure 2 : Carte schématique de la surface du globe terrestre montrant la répartition des principales plaques lithosphériques. La répartition des volcans se fait principalement le long des rides médio océaniques (trait noir) et le long des zones de subduction (points noirs). Exceptionnellement des volcans dits de point chaud, se mettent en place au milieu des plaques (points blancs)

Origine des magmas

De nombreux volcans rapportent à la surface des nodules de péridotite, c'est-à-dire des petits morceaux du manteau terrestre, ce qui signifie que leur source est essentiellement à rechercher dans ce manteau. La teneur en eau du manteau est très faible ($\leq 0,1\%$) de telle sorte que l'on peut considérer qu'il est anhydre. La figure 3 montre que si à la pression atmosphérique le manteau fond à une température d'environ 1200°C cette température croît rapidement avec la pression (profondeur), par exemple à 250 km de profondeur cette température sera de 2000°C . Les géothermes moyens (continental et océanique) ne recoupent jamais le solidus du manteau, attestant ainsi du fait que l'état « normal » du manteau terrestre est l'état solide.

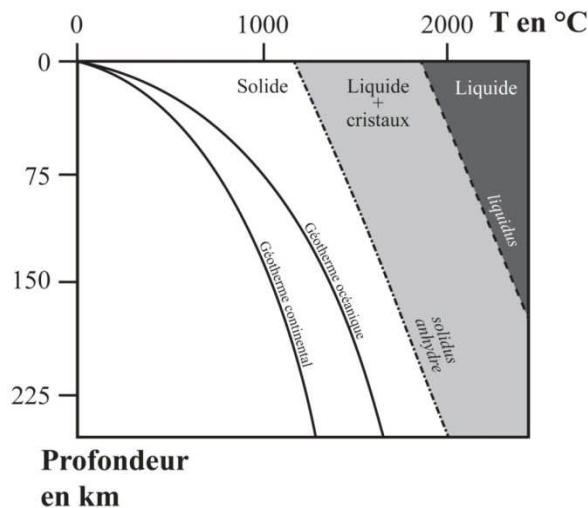


Figure 3 : *Diagramme Profondeur vs. Température montrant la courbe de début de fusion (solidus) et de fusion totale (liquidus) du manteau terrestre anhydre. La température du solidus croît avec la pression. Les courbes géothermes (continental et océanique) ne recoupent jamais le solidus du manteau, attestant ainsi du fait que l'état « normal » du manteau terrestre est l'état solide*

En revanche, la présence d'eau dans une roche peut abaisser considérablement la température de son solidus. Par exemple la figure 4 montre qu'à environ 100 km de profondeur le manteau terrestre anhydre fondra à environ 1500°C alors qu'en présence d'eau il pourra commencer à fondre à environ 930°C. En d'autres termes, la présence d'eau permet d'abaisser la température de fusion d'environ 570°C, ce qui est considérable.

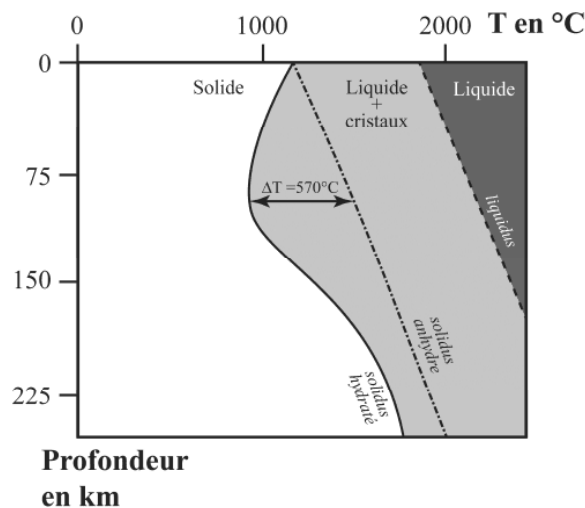


Figure 4 : *Diagramme Profondeur vs. Température montrant le rôle de l'eau dans la genèse des magmas. En effet l'eau abaisse considérablement la température du solidus des roches, et en facilite ainsi la fusion.*

Les plaques lithosphériques

La distinction entre croûte (continentale et océanique) et manteau repose sur des différences de composition minéralogique et chimique (Figure 5). En revanche les notions de lithosphère et d'asthénosphère reposent sur des différences de rhéologie : la lithosphère est rigide alors que l'asthénosphère est ductile. Il apparaît alors que la lithosphère est constituée de la croûte plus de la partie supérieure rigide du manteau, alors que l'asthénosphère est uniquement formée par le manteau plus profond. Du fait de sa densité plus faible, la lithosphère « flotte » sur l'asthénosphère formant ce que les géologues nomment les plaques lithosphériques.

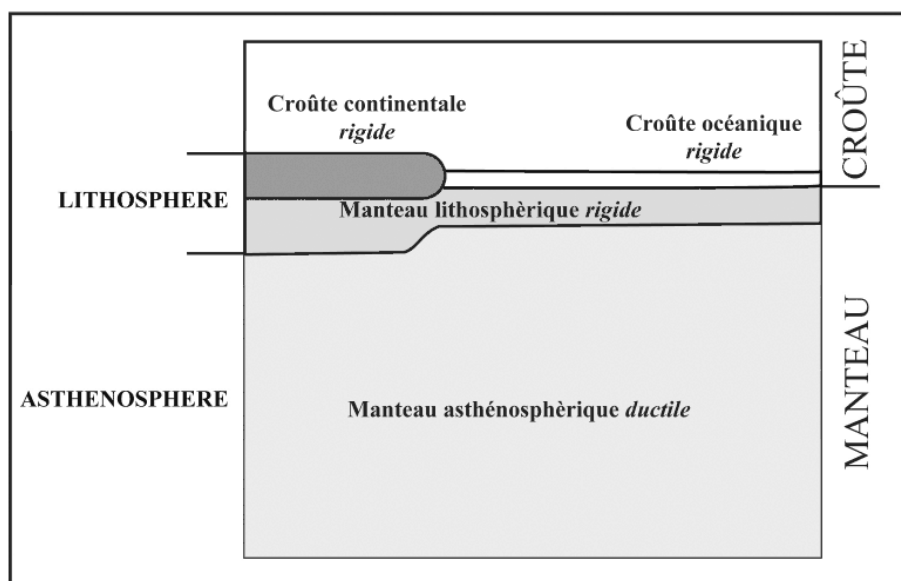


Figure 5 : Coupe schématique des enveloppes superficielles solides de notre planète permettant de distinguer manteau et croûte d'une part et lithosphère et asthénosphère d'autre part.

La figure 3 montre que la température des roches augmente avec la profondeur, ceci induit un gradient de température d'où résulte un système de convection thermique. Les géophysiciens cherchent aujourd'hui encore à établir si ce système est simple ou au contraire à deux étages. Dans ce dernier cas la limite entre les deux systèmes se trouverait à environ 700 km de profondeur. Quoiqu'il en soit, le domaine dans lequel s'élaborent les magmas est relativement superficiel (quelques centaines de kilomètres), et ne prend donc en compte que la partie supérieure des cellules de convection que le système soit à un ou deux étages. Le manteau qui est affecté par la convection est intégralement à l'état solide et sa vitesse de déplacement est de 1 à 10 cm.an⁻¹.

Les rides médio océaniques se situent à l'aplomb des branches ascendantes des cellules de convection, elles correspondent à des limites de plaques divergentes. Elles sont le lieu d'un volcanisme intense. La lithosphère océanique, créée au niveau des systèmes de ride, est recyclée dans le manteau au niveau des zones de subduction. Ici la limite de plaque est convergente et elle correspond à une branche descendante de cellules de convection. Ici aussi le volcanisme est très actif.

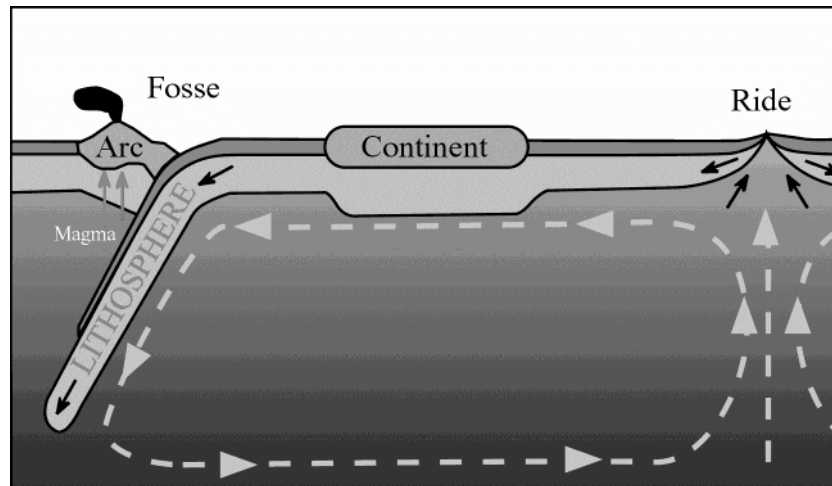


Figure 6 : Coupe schématique d'une plaque lithosphérique, montrant que les rides médio océaniques se situent à l'aplomb des branches remontantes des cellules de convection, elles correspondent à des limites divergentes. La croûte océanique s'enfonce dans le manteau au niveau des zones de subduction, qui représentent les branches descendantes des cellules de convection, la limite de plaque est ici convergente.

Le volcanisme des rides médio océaniques

Au niveau des rides médio océaniques, le manteau asthénosphérique chaud remonte vers la surface. Compte tenu de l'importante différence entre la vitesse de la remontée convective et celle de la diffusion thermique, il est possible de considérer que la remontée de ce manteau est adiabatique. La figure 7 illustre les mécanismes mis en jeu. En effet, lors de leur remontée dans la branche ascendante d'une cellule de convection, les roches du manteau vont subir une décompression adiabatique. En arrivant vers la surface, elles vont recouper leur solidus anhydre et donc subir une fusion partielle. Les magmas alors engendrés sont des basaltes dont le refroidissement et donc la cristallisation, donnera naissance à la croûte océanique.

Ces magmas, issus de la fusion d'un manteau anhydre seront eux aussi très pauvres en eau, ou de manière plus globale très pauvres en volatils. Or ce qui rend une éruption volcanique dangereuse, c'est son dégazage brutal et explosif en surface. Les magmas des rides médio océaniques ne contenant pas d'eau les éruptions sont calmes et se font sous forme de coulées de lave qui sous l'océan prennent la forme de laves en coussin. A cet égard il est important de noter que lors d'éruptions sous-marines, par exemple à 4000m de profondeur, la pression hydrostatique est telle qu'elle s'oppose à tout dégazage brutal.

Enfin, il faut bien distinguer entre aléa et risque volcaniques. L'aléa se définit par rapport au phénomène volcanique lui-même (coulée, panache de cendres, nuée ardente, mais aussi coulée de boue, tsunami, etc.). La notion de risque, quant à elle, se réfère aux dégâts humains et matériels. Un volcan situé aux abords d'une ville (par exemple, le volcan Guagua Pinchincha sur les flancs duquel est installée la ville de Quito qui abrite 2,1 millions d'habitants) présentera un risque élevé, alors que le même volcan situé dans une zone désertique (par exemple l'Erebus en Antarctique) ne présentera aucun risque.

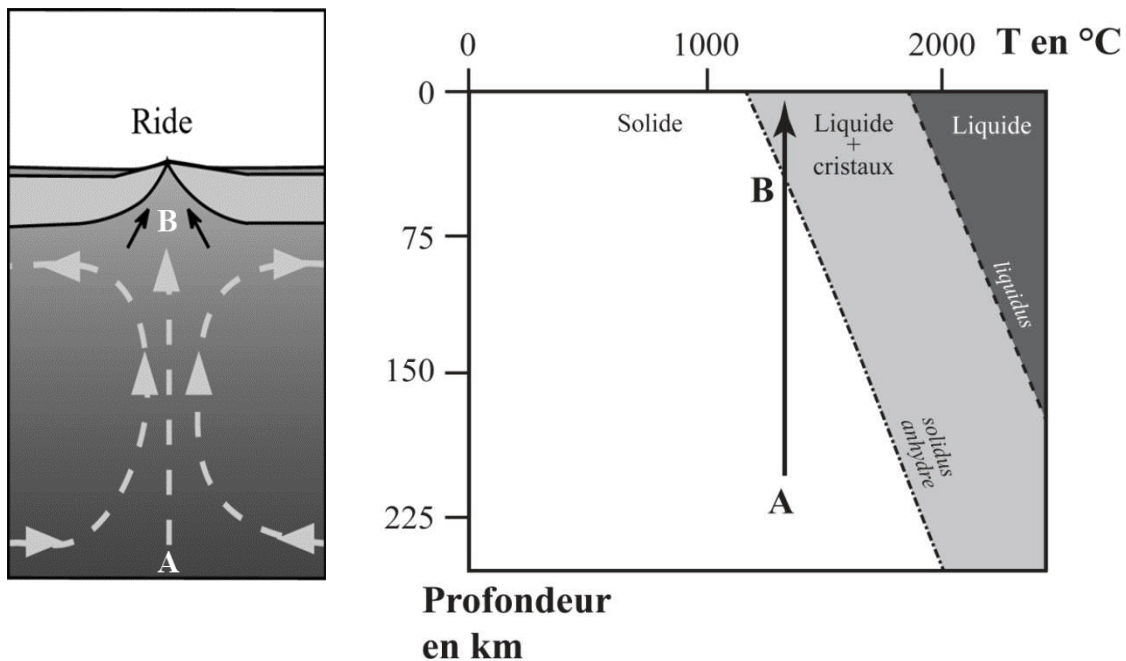


Figure 7 : Gauche, diagramme schématisant la remontée du manteau asthénosphérique chaud (de A à B) au niveau d'une ride océanique. A droite, diagramme Profondeur vs. Température indiquant la remontée adiabatique de A à B du manteau asthénosphérique. Lors de cette remontée les roches du manteau vont recouper leur solidus à environ 45 km de profondeur et fondre donnant naissance aux magmas de ride qui constituent la croûte océanique.

Le volcanisme des rides points chauds

Les mécanismes mis en jeu dans les points chauds sont de la même nature que ceux qui président à la formation des rides médio océaniques, il s'agit d'une décompression adiabatique. Toutefois les points chauds ont une source plus profonde, le manteau remonte très probablement de son interface avec le noyau liquide (~2891 km). Pour cette raison ce manteau est plus chaud et recoupe donc son solidus à plus grande profondeur (~150 km). Ici aussi, le magma est anhydre et se met en place calmement sous forme de coulées. Les principaux points chauds actuels sont : L'île de la Réunion, Hawaii, l'Islande, les îles Galapagos, les Afars, les Açores, etc....

Le volcanisme des zones de subduction

Les zones de subduction ne correspondent pas à une remontée du manteau, mais à son enfoncement. La figure 8 gauche montre qu'une roche située au point A, ne pourra que s'enfoncer dans le manteau. Ce faisant, elle va s'éloigner de son solidus, et donc plus elle s'enfoncera plus sa fusion deviendra impossible. Or de nombreux volcans jalonnent les zones de subduction, attestant de la genèse de magmas dans cet environnement. En fait, l'histoire de ce volcanisme est étroitement liée et dépendante de l'histoire de la croûte océanique.

Les rides médio océaniques, sont aussi des zones intensément fracturées. L'eau de l'océan s'introduit dans ces fractures et s'enfonce à l'intérieur de la croûte. Au fur et à mesure de sa descente, la température augmentant, l'eau se réchauffe, induisant un gradient de température dont va résulter une convection. En d'autres termes l'eau va circuler à l'intérieur de la croûte océanique. Là elle va interagir avec les roches en les altérant. Les minéraux anhydres des basaltes, par exemple l'olivine (Mg_2SiO_4) ou le pyroxène ($Mg_2Si_2O_6$) vont s'altérer en minéraux hydratés comme le talc $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ ou la serpentine $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$. La croûte océanique initialement quasi dépourvue d'eau (~0,3%) va alors pouvoir contenir jusqu'à 5% d'eau (Figure 9). Cette croûte océanique va alors se déplacer au fond de l'océan durant en moyenne 60 millions d'années (Ma) avant de retourner dans le manteau via une subduction. Là, en s'enfonçant dans le manteau, elle va se réchauffer, la pression va aussi croître, jusqu'à ce que les minéraux hydratés (talc, serpentine, etc.) ne soient plus stables dans les nouvelles conditions de pression et de température. En se déstabilisant ces minéraux vont perdre leur eau, qui compte tenu de sa

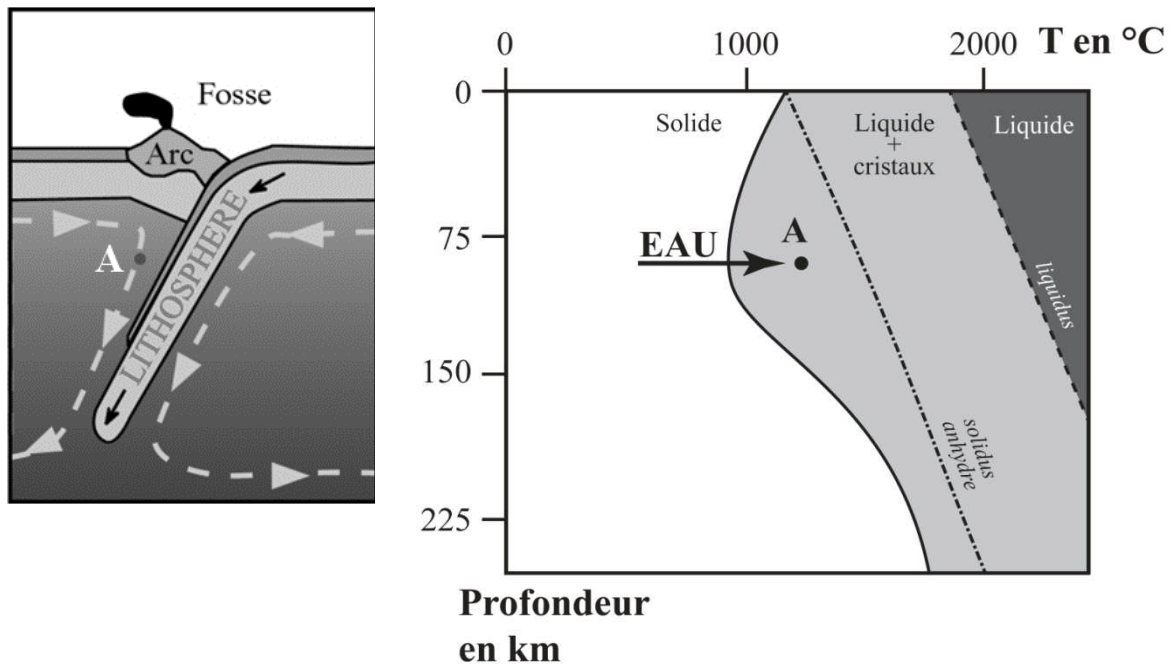


Figure 8 : Gauche, diagramme schématique représentant une zone de subduction où la croûte océanique s'enfonce dans le manteau.. A droite, diagramme Profondeur vs. Température montrant qu'une roche située au point A s'enfonce dans le manteau et s'éloigne donc de son solidus anhydre rendant sa fusion impossible. En revanche, la croûte océanique subductée se déshydrate, les fluides ainsi libérés remontent vers la surface en traversant le manteau et en l'hydratant. La température du solidus du manteau ainsi hydraté, baisse considérablement rendant sa fusion possible.

faible densité (comparée à celle des roches) va remonter vers la surface. Ce faisant, elle va traverser le manteau qui lui est anhydre et ainsi lui apporter l'eau nécessaire à l'abaissement de la température de son solidus (Figure 8, droite). Dans les zones de subduction, c'est donc un manteau hydraté qui va fondre, ce qui aura pour le moins deux conséquences majeures : 1) l'essentiel des laves émises ne seront pas des basaltes mais des laves plus acides telles que les andésites et les dacites ; 2) le magma étant très riche en eau, en arrivant en surface, il dégazera brutalement de telle sorte que la dynamique éruptive sera explosive. Ce volcanisme, le plus souvent de type Plinien (nuées ardentes, coulées pyroclastiques...), est parmi les plus dangereux connus.

Il est aussi possible que le dégazage brutal du magma par exemple dans le conduit volcanique, s'accompagne d'une cristallisation immédiate de celui-ci. En effet après le dégazage, le magma redevient anhydre et donc sa température de cristallisation augmente considérablement. La chaleur latente de cristallisation peut aussi avoir pour effet de réchauffer considérablement le magma conduisant à une situation en apparence paradoxale : un magma qui se solidifie alors que sa température augmente.

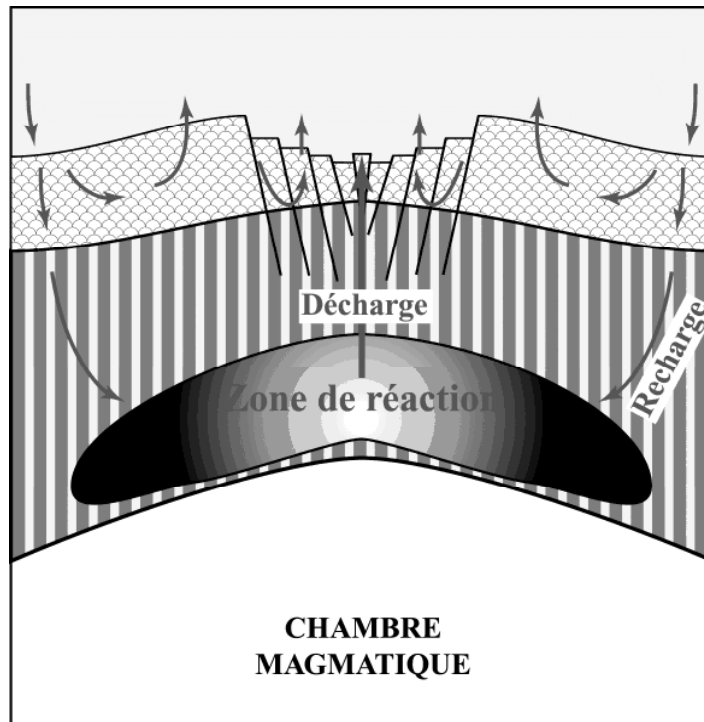


Figure 9 : Diagramme montrant comment l'eau de l'océan percole dans la croûte océanique grâce au système de failles. Au fur et à mesure qu'elle s'enfonce, l'eau se réchauffe induisant ainsi un système de circulation convective. Cette eau en interagissant avec les basaltes, les altère et transforment leurs minéraux anhydres en minéraux hydratés. La croûte océanique qui contenait de l'ordre de 0,3 % d'eau peut alors en contenir jusqu'à 5%.

Le volcanisme au cours des temps géologiques

Les sources d'énergie interne terrestre sont pour la plus part des sources non renouvelables et qui s'épuisent progressivement. En d'autres termes, la terre se refroidi progressivement. La figure 10 montre ce refroidissement progressif. Il y apparait qu'il y a 4 Ga cette production était environ 4 fois la production actuelle et qu'à 2,5 Ga elle était 2 fois la production actuelle. La Terre interne primitive, était donc plus chaude qu'aujourd'hui et donc aussi très probablement soumise à une beaucoup plus intense activité magmatique.

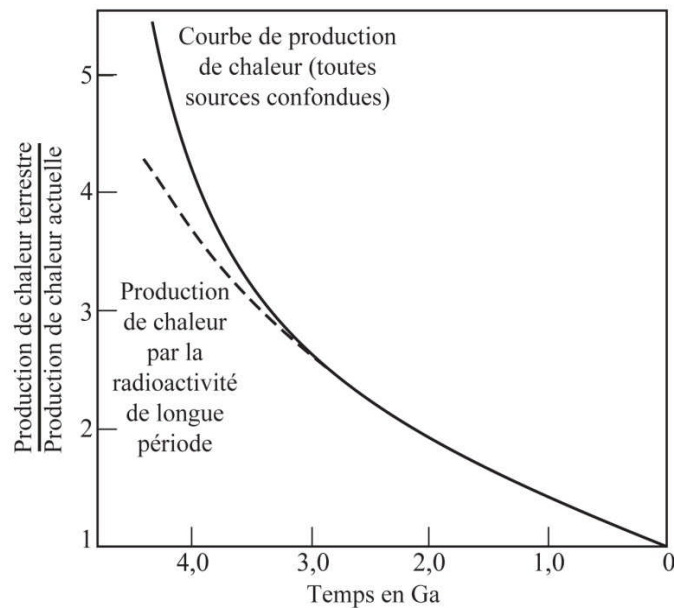


Figure 10 : *Diagramme montrant l'évolution de la production de chaleur terrestre en fonction du temps d'après Brown (1986). il y a 4 Ga cette production était environ 4 fois la production actuelle alors qu'à 2,5 Ga elle en était encore le double.*

L'exemple le plus spectaculaire attestant de la plus grande production de chaleur dans la Terre primitive est celui des komatiites. Il s'agit de laves ultrabasiques, que l'on ne connaît qu'à une époque que l'on nomme « Archéen » et qui a duré une période de temps comprise entre 4,0 et 2,5 Ga ; leur température de mise en place allait de 1 525°C à 1 650 °C (les basaltes actuels se mettent en place à environ 1 250°C à 1350°C). Après 2,5 Ga la Terre interne est devenue trop froide de telle sorte que les komatiites ne pouvaient plus être engendrées. Ces magmas, mis en place à très haute température avaient une viscosité très faible ce qui faisait que les coulées komatiitiques devaient se déplacer à très grande vitesse, brûlant et assimilant tout sur leur passage.

La chaleur terrestre produite en grande quantité à l'Archéen a nécessairement été évacuée, sinon l'excès de chaleur aurait provoqué la fusion d'au moins une partie de la planète, ce dont on ne retrouve aucune trace dans l'enregistrement géologique. La conduction étant notoirement inefficace pour évacuer la chaleur interne, c'est, comme de nos jours, la convection qui a assuré cette fonction par l'intermédiaire des rides médio-océaniques. Comme la quantité de chaleur à évacuer était plus importante qu'aujourd'hui, il a donc fallu une plus grande longueur de ride (la quantité de chaleur évacuée est une fonction de la racine cubique de la longueur de ride ; Hargraves, 1986). La Terre ayant conservé un volume constant, une plus grande longueur de rides implique que les plaques délimitées par ces rides étaient plus petites que de nos jours (Figure 11). La convection étant aussi plus rapide, plus énergique, les plaques devaient aussi se déplacer plus rapidement.

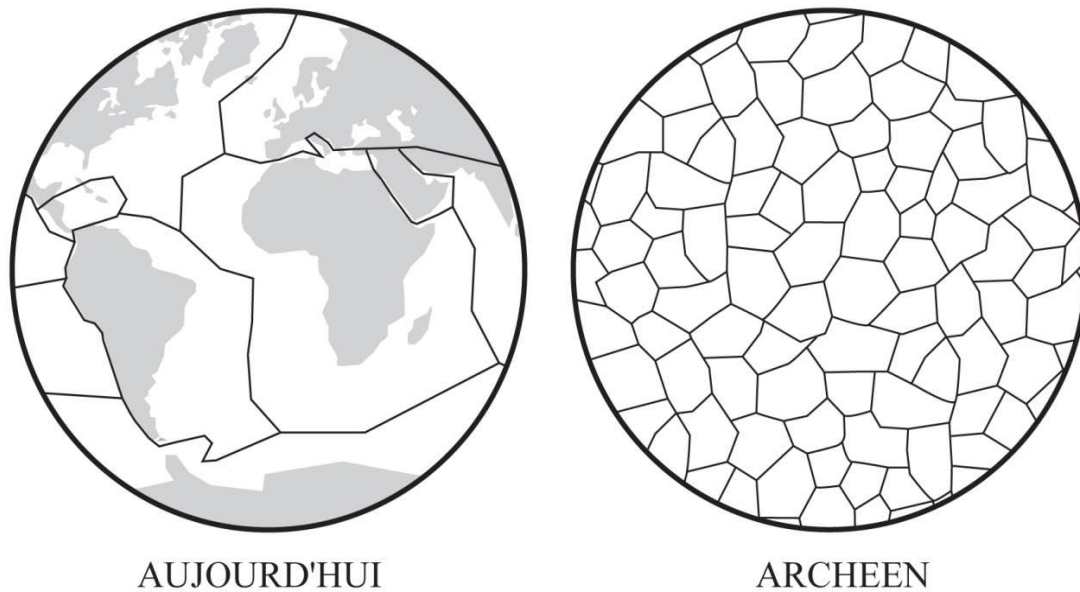


Figure 11 : Schéma comparant la taille des plaques actuelles (à gauche) à celle supposée des plaques archéennes (à droite). A l'Archéen (4,0 à 2,5 Ga), la plus grande production de chaleur interne était évacuée par une longueur de ride plus importante, résultant en une mosaïque de plaques beaucoup plus petites que celles de la Terre actuelle (d'après De Wit et Hart, 1993).

Un océan magmatique ?

Contrairement à des planètes plus petites et refroidies depuis longtemps, telle que la Lune, la tectonique des plaques et l'érosion terrestre ont effacé depuis longtemps toutes les traces et témoignages de la composition et de la structure de la surface de notre planète au tout début de son existence. Toutefois l'étude de la Lune par exemple, a permis de reconstituer les premiers moments de notre planète. La Lune nous apprend qu'immédiatement après sa formation, elle a été presque totalement fondue, de telle sorte qu'elle était recouverte d'un océan magmatique. Cette fusion quasi généralisée de la planète est expliquée non seulement par l'énorme quantité de chaleur disponible lors de l'accrétion (cf. figure 10), mais aussi par le fait que la convection n'était encore pas établie, privant la planète d'un moyen efficace d'évacuer sa chaleur interne. La croûte d'anorthosites lunaires (les roches blanches visible à l'œil nu sur la surface de la lune) sont le résultat de la cristallisation de l'océan magmatique, elles ont été datées à $4,46 \pm 0,04$ Ga. Il n'y a aucune raison valable pour que la Terre n'ait pas, elle aussi, possédé un océan magmatique primitif. Des études récentes, reposant sur les radioactivités à courte période

(radioactivités éteintes) comme par exemple la désintégration du ^{146}Sm en ^{142}Nd , ont montré des anomalies isotopiques dans les roches anciennes d'Isua au Groenland et de Nuvvuagittuq au Canada (Figure 12), anomalies que les chercheurs interprètent comme dues à l'existence d'un océan magmatique terrestre.

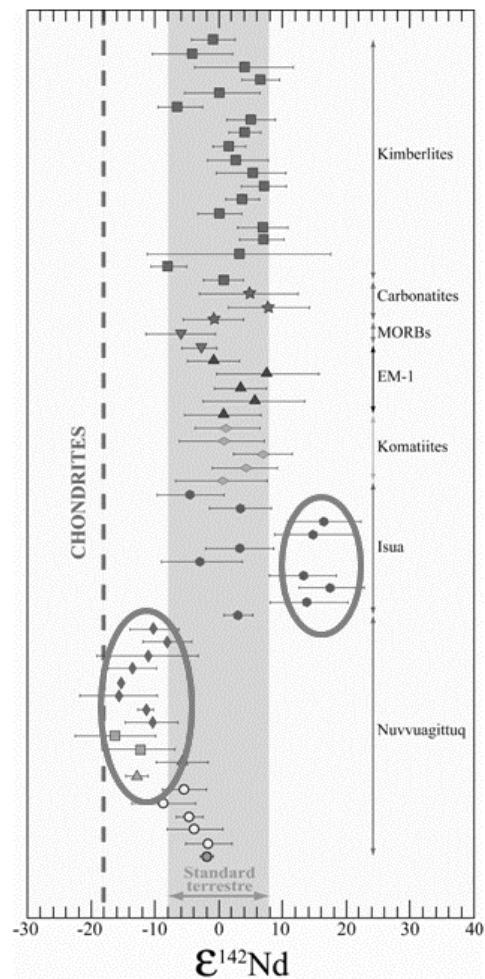


Figure 12 : Diagramme reportant la composition en ^{142}Nd de plusieurs roches terrestres. Toutes les roches récentes possèdent des $\epsilon^{142}\text{Nd}$ compris entre -8 et +8. Seuls les échantillons d'âge $>3,8$ Ga montrent des anomalies soit positives (-8 à -20 à Isua) soit négatives (-8 à -18 à Nuvvuagittuq) qui attestent qu'à l'instar de la Lune, la Terre a aussi possédé un océan magmatique primitif. D'après Boyet et Carlson (2005)

Conclusion

Le volcanisme, et plus généralement le magmatisme, résulte de la fusion de roches, fusion qui ne peut se produire que dans des conditions exceptionnelles le plus généralement réalisées en limite de plaques lithosphériques. Au niveau des rides médio océaniques c'est-à-dire là où les plaques lithosphériques divergent, la fusion se fait par décompression adiabatique d'un manteau asthénosphérique anhydre. Le magma basaltique ainsi engendré, ne contenant pas d'eau, se met en place de manière tranquille et non explosive, sous forme de coulées de lave. En revanche dans les zones de subduction, zones de convergence de plaques, la fusion du manteau se fait par adjonction d'eau provenant de la déshydratation de la croûte océanique subductée. L'eau ainsi apportée abaisse la température du solidus permettant ainsi la fusion d'un manteau hydraté donnant naissance à des magmas riches en eau de type andésitique et dacitique. Arrivé en surface, le magma dégaze brutalement générant des mécanismes éruptifs explosifs violents et potentiellement très dangereux. Il est intéressant de noter le rôle important joué par l'eau dans le volcanisme, 1) que ce soit en tant qu'adjuvant qui abaisse la température de fusion des roches, ou alors 2) en tant que phase gazeuse qui lorsqu'elle dégazera en surface, donnera un caractère extrêmement dangereux à une éruption.

Au cours des temps géologiques la nature du volcanisme a évolué en réponse au refroidissement progressif de la Terre. Juste après l'accrétion de notre planète il y a 4,568 Ga la Terre était recouverte d'un océan magmatique de plusieurs centaines de kilomètres de profondeur. A l'Archéen (entre 4,0 et 2,5 Ga), une fois l'océan refroidi, se sont mis en place des laves de très haute température et très fluides : les komatiites. Ce n'est qu'à partir de 2,5 Ga que le magmatisme a acquis des formes et modalités très semblables à celles que nous lui connaissons aujourd'hui.

Références bibliographiques

- Bonin, B. (2004) Magmatisme et roches magmatiques, éditions Dunod, collection Sciences-Sup 302 p.
- Boyet, M. and R. W. Carlson (2005). ¹⁴²Nd Evidence for early (4.53 Ga) global differentiation of the silicate Earth. Science 309: 576-581.
- Brown, G. C., (1986) Processes and problems in the continental lithosphere : geological history and physical implications (in N. Snelling, ed.), Geochronology and Geological Record, Geol. Soc. Lond. Sp. Publ.

- de Wit, M.J. and Hart, R.A., 1993. Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling. *Lithos*, 30: 309-335.
- Gargaud, M., Martin, H., López-García, P., Montmerle, T., Pascal, R. (2009) *Le Soleil, la Terre... la vie : La quête des origines*. Belin « Bibliothèque scientifique » ; 304 p.
- Juteau, T. et Maury, R. (2008) *La croûte océanique. Pétrologie et dynamique endogènes*. Editions Société Géologique de France et Editions Vuibert, 470 p.
- Martin, H. (2005) Earth structure and plate tectonics In M. Gargaud, B. Barbier, H. Martin & J. Reisse (Editor): *Lectures in Astrobiology (1)*. Springer Verlag. : 683-695.
- Martin, H., Albarède, F., Claeys, P., Gargaud, M., Marty, B. Morbidelli, A. et Pinti, D. (2006) From Suns to life: 4. Building an habitable planet. *Earth, Moon and Planets* 98, 1: 97-151.
- Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (1993) *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geological Society Special Publication, N° 76, 521 p.
- Sigurdsson, H. (1999) *Melting the Earth: the history of ideas on volcanic Eruptions*. Oxford University Press. 272 p.
- Wilson, M. (2007) *Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach*. Chapman & Hall. 466 p.