

Le volcanisme des planètes telluriques (1)

Chloé Michaut, Professeur à l'École Normale Supérieure de Lyon

Le volcanisme est un acteur important du modelage des surfaces planétaires. Chloé Michaut nous propose ici un tour d'horizon de ce phénomène en commençant par la Terre et la Lune. Mercure, Vénus et Mars suivront dans le prochain numéro.

Sur la Terre, le volcanisme nous fascine, non seulement par son caractère spectaculaire mais aussi par sa grande diversité. La multiplicité des expressions du volcanisme sur Terre est due à la forme bien particulière (et encore a priori unique) de la dynamique du manteau terrestre : la tectonique des plaques. Les autres planètes telluriques du Système solaire ne présentent pas de tectonique des plaques ; pour autant le volcanisme est un phénomène géologique que l'on trouve sur toutes ces planètes. Le volcanisme a pour origine la fusion des roches du manteau et conduit à la formation et à l'évolution de la croûte (partie superficielle d'une planète, figure 1).

Cependant, à cause des différences intrinsèques entre ces planètes, il peut s'y exprimer de manières différentes. Le transport du magma depuis sa source jusqu'à sa zone de stockage au sein de la croûte ou jusqu'en surface, est en effet sensible à divers facteurs, variant d'une planète à l'autre, en particulier la composition et l'état thermique et mécanique des croûtes planétaires.

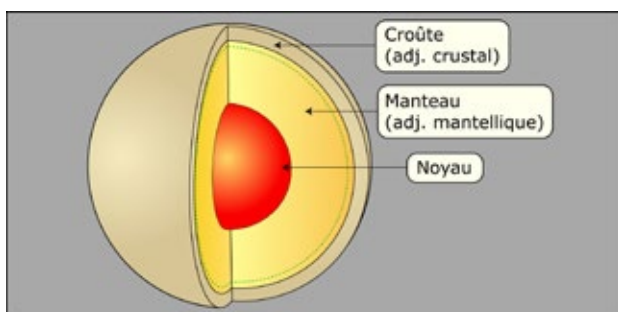


Fig.1. Structure d'une planète tellurique avec noyau, manteau et croûte. Les pointillés verts indiquent la limite inférieure de la lithosphère, partie rigide de la surface, constituée de la croûte et d'une partie du manteau supérieur.

Transport des magmas dans le manteau et les croûtes

Les liquides formés par fusion partielle dans le manteau supérieur étant plus légers que les roches encaissantes, ils s'élèvent par compaction au travers de cette matrice mantellique. Lors de leur ascension, les liquides magmatiques acquièrent une certaine

surpression qui peut leur permettre de remonter au sein des croûtes planétaires, de densité variable, malgré parfois leur flottabilité négative (densité plus importante des magmas que de la croûte environnante) ; mais cette surpression n'est pas toujours suffisante à leur éruption en surface. Il se forme alors des réservoirs magmatiques crustaux ou sub-crustaux. La composition globale de la croûte lui confère une densité caractéristique, plus ou moins grande selon sa teneur en fer, en magnésium et en silicium. Ainsi, pour la Terre, la croûte océanique, continûment extraite du manteau au niveau des dorsales et de nature basaltique a une masse volumique de l'ordre de $2\,900\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. La croûte continentale est, elle, plus enrichie en silice, sa composition chimique globale est similaire à celle d'une andésite (roche volcanique légèrement enrichie en silice par rapport à un basalte) ce qui lui confère une masse volumique plus faible, d'environ $2\,700\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Ainsi, les magmas basaltiques produits par fusion partielle des roches du manteau possède une flottabilité plus grande au sein de la croûte océanique qu'au sein de la croûte continentale. On estime que le volume de magma mis en place en surface est environ 10 fois plus faible que le volume stocké en profondeur dans un contexte continental, contre 5 fois plus faible dans un contexte océanique. La gravité joue elle aussi sur la force de flottabilité (i.e. la poussée d'Archimède) et varie d'une planète à l'autre (de $1,62\text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ sur la Lune à $9,81\text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ sur la Terre).

Les affleurements géologiques montrent que les magmas sont rapidement transportés au sein de conduits ou « dykes » dans la croûte. Ainsi, entre les zones de fusion partielle et la croûte, le transport des magmas est chenalisé au sein de fractures par des processus encore peu contraints. L'ouverture de ces fractures est sensible à l'état mécanique de la partie rigide de la surface, la lithosphère. Or le refroidissement des planètes au cours de leur histoire entraîne un épaississement de cette lithosphère, qui joue sur l'ascension des magmas mantelliques. D'autre part, l'existence de charges et de décharges

en surface de cette lithosphère modifie aussi son état mécanique et influe donc sur la trajectoire des magmas et le volcanisme en surface des planètes telluriques.

Ainsi, l'étude des différentes formes du volcanisme sur les planètes telluriques nous renseigne sur la structure en composition et l'état thermique et mécanique des croûtes planétaires et leur évolution.

Contrairement à la Terre où la croûte primaire et les objets volcaniques précoces ont été effacés par la tectonique des plaques, les planètes telluriques telles que la Lune, Mars et Mercure présentent des surfaces qui datent des premiers temps du Système solaire. Elles détiennent donc des indices importants pour notre compréhension des phénomènes géologiques précoces et donc de l'évolution de la Terre à une période clé où la tectonique des plaques s'est mise en route et où la vie a émergé.

Le volcanisme sur Terre : origine des volcans « rouges et gris »

Le manteau terrestre est chaud car, comme pour les autres planètes telluriques, il contient des éléments qui, par décroissance radioactive, produisent une grande quantité de chaleur ; ces éléments sont l'uranium, le thorium et le potassium. Pour évacuer la chaleur interne produite, le manteau des planètes telluriques est animé de lents mouvements de convection : le matériel chauffé en profondeur, plus léger, remonte sous la forme de panaches chauds alors que le matériel refroidi en surface se densifie et replonge vers les profondeurs. La décompression des roches mantelliques au sein des panaches chauds conduit à la fusion partielle de ces roches (figure 2).

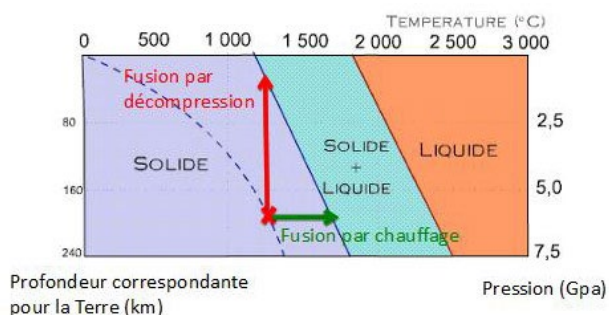


Fig.2. Diagramme de phase. La matière solide peut devenir liquide soit en augmentant la température, soit en diminuant la pression. La ligne pointillée représente un profil de température (géotherme) moyen sur Terre.

C'est à l'aplomb de ces grands panaches ascendants que l'on observe les plus grands volcans boucliers, comme le volcan Mauna Loa (Hawaï), caractérisés par des pentes très faibles. Ces volcans, souvent

nommés volcans « rouges », ont en effet été formés par accumulation de lave basaltique très fluide, s'étalant sur de très grandes surfaces. On observe aussi ce type de volcans sur Mars et sur Vénus : Olympus Mons et Maat Mons étant les deux plus grands volcans respectifs de ces planètes. Cette forme de fusion (par décompression des roches au sein de panaches mantelliques ascendants) est la plus grande cause de volcanisme sur les planètes telluriques exceptée la Terre.

Sur la Terre en effet, les lents mouvements de convection du manteau se traduisent en surface de manière unique par le mouvement des plaques tectoniques avec une vitesse classique de quelques centimètres par an. Au niveau des zones de dorsales océaniques, du matériel chaud remonte jusqu'en surface en se décompressant, entraînant ainsi la fusion partielle des roches du manteau et la formation du plancher océanique.

Au niveau des zones de plaques convergentes, du matériel froid, souvent hydraté au contact de l'océan, plonge en subduction dans le manteau terrestre. L'augmentation de pression lors de la plongée en subduction provoque des réactions de déshydratation des minéraux hydratés, ce qui enrichit en eau le manteau sus-jacent. Lorsque les roches mantelliques s'hydratent, leur point de fusion s'abaisse (figure 3) ; il se forme ainsi un liquide de fusion riche en eau.

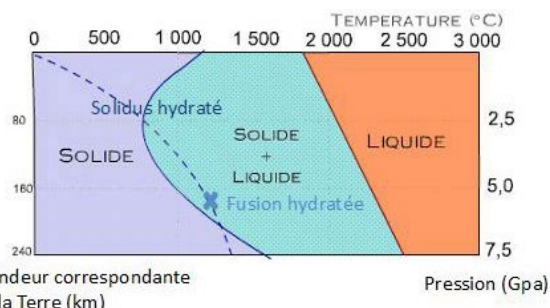


Fig.3. Pour une température donnée et une pression donnée, par exemple 1200 °C et 6 GPa, une roche peut être solide si elle n'est pas hydratée (croix rouge de la figure 2) ou en partie liquide si on lui ajoute de l'eau (croix bleue de cette figure).

Lors de son ascension vers la surface, ce liquide rencontre la croûte de la plaque chevauchante (souvent de type continentale) peu dense. Sa flottabilité, souvent négative au sein de cette croûte peu dense, entraîne son stockage dans des réservoirs crustaux au sein desquels le magma cristallise des minéraux enrichis en fer et en magnésium. La composition du liquide s'enrichit en silicium (on dit que le magma se différencie) et en eau, et sa densité diminue, lui permettant de remonter davantage en surface. La différenciation du magma entraîne

une forte augmentation de sa viscosité. Ainsi, les magmas de type andésitique ou rhyolitique, enrichis en silice par rapport à des liquides de fusion de type basaltique, forment en surface des dômes de lave visqueuse qui s'écoule difficilement. Les édifices volcaniques formés ainsi d'empilement de laves plus visqueuses sont caractérisés par des pentes beaucoup plus abruptes que les larges volcans boucliers.

À l'évent des conduits volcaniques, ces dômes génèrent des bouchons qui empêchent l'éruption des magmas. La décompression générée par l'ascension de ces liquides, enrichis en éléments volatils de par leur genèse, entraîne cependant l'exsolution¹ de ces éléments volatils de la phase liquide (leur solubilité étant diminuée à basse pression) et la formation d'une phase gazeuse.

Lorsque la phase gazeuse atteint une fraction volumique de l'ordre de 75 % du volume total, elle forme la phase continue avec du magma sous forme de gouttelettes en suspension : c'est la fragmentation. Une éruption explosive est ainsi générée (figure 4).

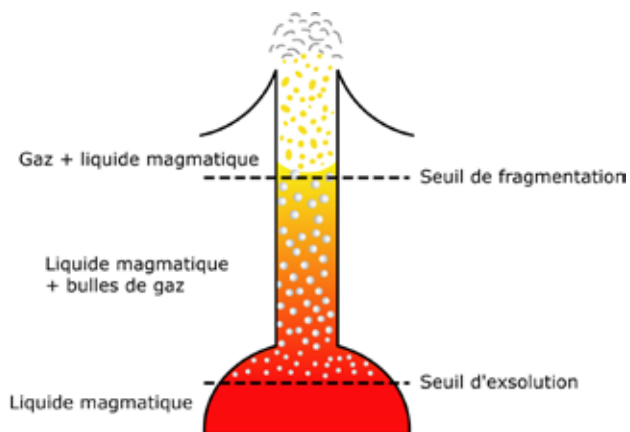


Fig.4. Étapes d'une éruption explosive (d'après image GeoWiki / Stephane Poussineau).

Différents types d'éruptions explosives formées d'un mélange de particules de magma et de gaz volcanique à haute pression existent au niveau de ces volcans parfois appelés « gris » : verticales (colonnes pliniennes avec parfois le développement d'une ombrelle) ou plutôt horizontales (écoulements gravitaires pyroclastiques²).

D'autre part, la forte pression de gaz générée par l'exsolution des éléments volatils permet de déstabiliser de manière intermittente le bouchon de laves denses, qui se fracture, générant parfois, du fait

¹ L'exsolution est la séparation de constituants initialement dissous.

² Les roches pyroclastiques sont des roches issues de la solidification de dépôts volcaniques explosifs formés de gaz et de particules de magma plus ou moins grosses.

de l'abaissement de pression soudaine, de petites explosions de types « vulcaniennes ». Ainsi la coexistence des deux phases aux propriétés physiques très différentes (magma très visqueux et gaz compressible) entraîne un volcanisme qui alterne entre des phases explosives et des phases effusives avec éruptions de laves visqueuses bouchant l'évent du conduit et contribuant à générer un nouvel épisode de fortes pressions de gaz.



Fig. 5. Éruption du volcan de la Soufrière de Montserrat. (photo A. Finizola IPGP).

La Lune

La Lune s'est probablement formée suite à un impact géant sur la proto-Terre, qui aurait entraîné l'éjection et la mise en orbite de matériel fondu, sinon partiellement vaporisé autour de la Terre, matériel qui se serait ensuite ré-accrété pour former la Lune. Une partie non négligeable de la Lune (sinon toute) aurait ainsi été initialement fondue, et la Lune aurait été caractérisée par un état d'océan de magma initial.

Le refroidissement et la lente cristallisation fractionnée de l'océan de magma lunaire aurait ensuite conduit à la formation d'une croûte primaire par flottaison des minéraux légers de plagioclase riche en calcium (l'anorthite) à la surface de l'océan de magma tandis que les éléments les plus incompatibles, dont les éléments les plus producteurs de chaleur, se seraient concentrés dans les derniers liquides magmatiques résiduels entre la croûte primaire et les cumulats³ de minéraux denses (olivine et pyroxènes) formant le manteau (fig. 6).

³ Roche formée par accumulation et sédimentation de cristaux denses en base de réservoir magmatique.

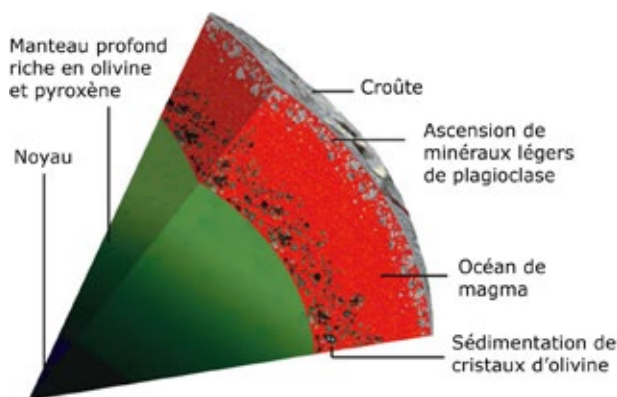


Fig.6. Schéma présentant le scénario de cristallisation de l'océan de magma lunaire (crédit LPI).

Les échantillons lunaires récoltés lors des différentes missions Apollo et Luna ainsi que les météorites lunaires témoignent en effet de la formation violente et ancienne de notre satellite. Ceux-ci montrent que les terres hautes lunaires, de couleur claire, visibles à l'œil nu, seraient majoritairement composées d'anorthosite, une roche très riche en anorthite.



Fig.7. Échantillon d'anorthosite lunaire. Mission Apollo 16 (crédit NASA/Johnson Space Center photograph).

La datation des échantillons lunaires donne d'autre part des âges très anciens, supérieurs à 4,29 Ga pour les anorthosites ferreuses, en accord avec ce scénario.

Finalement, une province géologique très ancienne, concentrée au niveau de l'océan Procellarum (océan des Tempêtes) sur la face visible montre une très forte concentration en éléments incompatibles dont les éléments producteurs de chaleur.

Cette province pourrait résulter de l'éruption en surface du liquide résiduel de l'océan de magma lunaire.

La Lune semble être le seul corps tellurique qui possède encore à l'heure actuelle une croûte primaire conséquente, formée lors de sa différenciation initiale.

La très récente mission GRAIL de la NASA, lancée en septembre 2011, a permis de décrire avec une précision sans précédent le champ de gravité lunaire et d'estimer une densité moyenne de la croûte formant ces terres hautes à seulement $2\,550\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Cette valeur très faible provient non seulement de la composition de la croûte, mais aussi de sa forte porosité, qui pourrait être supérieure à 12 % sur des profondeurs de plusieurs kilomètres, porosité liée à l'âge ancien de la surface lunaire et à sa forte cratérisation. L'épaisseur de cette croûte lunaire, estimée à partir des mesures de champ de gravité et des données sismologiques, n'est d'autre part pas négligeable : en moyenne entre 34 et 43 km.

Les magmas lunaires étant riches en fer et donc denses, cette croûte de faible densité et d'épaisseur conséquente a sans doute joué un important rôle de filtre à l'éruption des liquides de fusion sur la Lune, dont la flottabilité était négative au sein de cette croûte. Visibles elles aussi à l'œil nu, les mers basaltiques lunaires, d'aspect global circulaire, se sont en effet mises en place au sein de grands bassins d'impact, là où tout ou une partie de cette croûte légère a été enlevée et redistribuée suite à l'impact. De manière assez générale, le volcanisme sur la Lune semble lié aux cratères d'impacts. De nombreux cratères lunaires, de diamètres plutôt grands (quelques dizaines de kilomètres de rayon), sont aussi remplis de lave sur des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres. De tels impacts sont trop petits pour être à l'origine de l'épisode de fusion ayant donné lieu à une telle quantité de liquide. D'autres cratères, de diamètres allant de 10 à 150 km, semblent avoir été modifiés après leur formation, sans doute par des processus magmatiques : leurs sols, surélevés comparés à des cratères non modifiés, montrent des fractures radiales et circulaires. Ces « cratères à sols fracturés » semblent avoir enregistré un processus endogène de soulèvement du sol qui résulterait de la mise en place d'un réservoir ou intrusion magmatique centrée sous ces cratères. Il semble que les cratères constituent des dépressions locales qui aident à l'ascension du magma en décomprimant le milieu encaissant sous-jacent et en générant des contraintes mécaniques favorables à l'ascension du magma déjà présent en profondeur.

Étonnamment sur la Lune, aucun volcan bouclier n'a été identifié de façon certaine, alors qu'ils sont bien visibles sur Mars et Vénus. Les éruptions volcaniques ont majoritairement eu lieu le long de fissures. La densité du magma était peut-être trop importante par rapport à la densité de la croûte lunaire pour permettre une activité volcanique prolongée et focalisée. Il

semble que les grands impacts (de type bassins) ont joué un grand rôle en amincissant la croûte, permettant ainsi au liquide d'atteindre la surface. Ces grands bassins, zones de croûte amincie et donc de remontée mantellique de nature dense et remplis de liquide basaltique solidifié, dense lui aussi, sont ainsi associés à des fortes anomalies de masse positives appelées mascons. Ces fortes anomalies de masse ont sans doute exercé de fortes charges au sein de la lithosphère lunaire. Il est ainsi proposé que ceci a pu générer un état mécanique particulier au sein de la lithosphère permettant l'ascension de magma dense sur les bords de ces mascons, malgré leur flottabilité négative. Certaines mers basaltiques particulièrement denses (car riches en fer) se sont sans doute mises en place de cette manière sur le bord des bassins remplis de lave. De même, les cratères à sol fracturé, probablement issus de l'ascension et du stockage de magma sous un cratère d'impact, sont distribués autour de mascons et de mers lunaires.



Fig.8. Un cratère à sol fracturé, ici Gassendi (photo Apollo 16).

Les grandes mers basaltiques sont en effet concentrées sur la face visible, qui montre une croûte plus mince que la face cachée. L'origine de cette concentration de l'activité volcanique essentiellement sur la face visible reste débattue. Les grands bassins d'impact présents sur la face visible ont sans doute joué un rôle dans cette asymétrie.

Cependant, le bassin du Pôle Sud, pourtant très ancien, ne présente pas de tels épanchements volcaniques. Cette asymétrie pourrait aussi être liée à une plus forte concentration en éléments producteurs de chaleur, si l'on suppose que la composition de surface de l'océan Procellarum reflète la composition plus profonde. Une cristallisation asymétrique de l'océan de magma serait alors à l'origine de cette différence entre les deux faces de la Lune⁴.

⁴ L'effet de la marée terrestre est symétrique entre la face visible et cachée et ne peut donc pas conduire à une telle asymétrie.

Sur la Lune, très peu de traces de laves riches en silice ont été trouvées. On note quelques dômes à fortes pentes, de plusieurs kilomètres de rayon, montrant une forte viscosité et donc une importante teneur en silice. Ces dômes se trouvent généralement dans des zones où la surface présente une forte teneur en thorium, des zones enrichies en éléments producteurs de chaleur, permettant le maintien d'une activité volcanique.



Fig.9. Billes de verre pyroclastiques. Mission Apollo 17.

Parmi les échantillons issus des missions Apollo, on trouve des billes de verre de silicates mafiques orangées. Ces échantillons sont interprétés comme issus d'anciens dépôts pyroclastiques (figure 9). Ces dépôts sont visibles à la surface de la Lune sous la forme de dépôts sombres à marge diffuse et se localisent eux aussi très souvent au sein des cratères lunaires (en particulier à sols fracturés) ou encore au sein des mers basaltiques lunaires.

La Lune n'ayant pas d'atmosphère, il suffit d'une faible quantité de gaz pour que celui-ci, par décompression jusqu'en surface, prenne une place suffisante pour générer une éruption explosive.

Les matériaux lunaires étant pauvres en eau, l'élément volatil majeur causant la fragmentation n'est pas comme sur Terre, de l'eau, mais du monoxyde de carbone (CO) issu d'une réaction d'oxydation du graphite à faible pression (inférieure à 40 MPa, correspondant à des profondeurs de l'ordre de 8 km).

■

Dans le prochain numéro, le volcanisme sur Mercure, Vénus et Mars...