



subit a été divisée par un facteur compris entre 15 000 et 50 000.

La pression régnant dans la chambre magmatique va dépendre directement de la teneur initiale en eau du magma. En profondeur, l'eau est entièrement dissoute dans le liquide magmatique. Étant donné les conditions de température et de pression, elle se trouve dans un état dit supercritique, intermédiaire entre ceux de gaz et de liquide. Au cours de sa remontée, lorsque la pression devient inférieure à 218 atmosphères, l'eau passe à l'état gazeux.

Le magma s'échappe s'il parvient à vaincre la pression externe

Le magma s'échappe de la chambre magmatique s'il parvient à vaincre la pression dite externe exercée par les terrains sus-jacents. Pour qu'un filon de magma – ce que les géologues nomment un dyke – s'infiltre dans les roches recouvrant la chambre magmatique, il faut donc que la pression interne dépasse la pression externe. Lorsque l'un de ces dykes atteint

la surface, on assiste à une éruption. Cela exige le développement d'une importante surpression dans la chambre magmatique : le calcul montre qu'elle doit être de l'ordre du double de la pression externe.

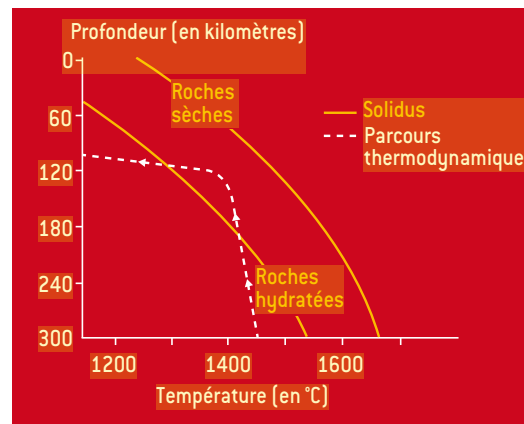
C'est pourquoi les éruptions sont rares : d'après les observations d'anciennes chambres magmatiques visibles en surface, seuls 10 à 25 % des dykes atteignent la surface. Si tous les dykes débouchaient en surface, il y aurait donc au bas mot quatre fois plus d'éruptions...

Donnons une idée de l'évolution des volumes due à la décompression. Dans le cas d'un magma contenant 3 % à 6 % d'eau, on calcule que les composés volatils, qui occupaient 1 % du volume à 3 000 mètres de profondeur, en occuperont 91 % à la pression atmosphérique (voir l'encadré page 60).

Comme la pression diminue au cours de l'ascension, le magma finit par se saturer en eau. Les seuils de solubilité des composés volatils sont franchis, ce qui conduit à la formation de nombreuses bulles de vapeur, de dioxyde de carbone et d'autres gaz... Devenu ainsi biphasique (un système liquide-gaz), voire triphasique (un système solide-liquide-gaz) quand il y a

UNE ÉRUPTION RÉSULTE DE LA REMONTÉE

de roches en fusion (ci-dessus le cratère du Nyiragongo, en République démocratique du Congo). Or la fusion des roches du manteau exige des températures et des pressions adéquates. Le solidus est la ligne du diagramme (température, pression) qui délimite la phase purement solide (ci-dessous, lignes jaunes). Lors d'un parcours thermodynamique donné (ligne blanche en pointillé), il y a fusion si le parcours coupe le solidus, ce qui est ici le cas pour des roches hydratées, mais pas pour des roches sèches.

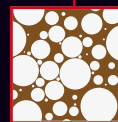
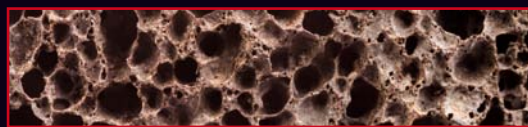


Explosion volcanique ou décompression gazeuse ?

Eau, dioxyde de carbone, dioxyde de soufre, sulfure d'hydrogène, dihydrogène... Les gaz volcaniques sont divers, mais comme le montrent bien les panaches volcaniques (ci-contre, celui de l'Hekla en Islande), la vapeur d'eau représente en général de l'ordre de 60 % des émissions.

Dans l'encadré page 58, un calcul approximatif montre que du magma produit vers 70 kilomètres de profondeur l'a été sous une pression de quelque 21168 atmosphères. À quelle pression se retrouve-t-il dans une chambre magmatique située dix kilomètres sous la base du Kilimandjaro ? Sa pression de naissance est diminuée de la pression due à la colonne de magma de 16 km dominant la chambre, donc 16 848 atmosphères. Or dans la chambre magmatique, les gaz volcaniques commencent à s'individualiser. On sait qu'à la pression atmosphérique, un gramme de vapeur d'eau, soit 1/18^e de mole, occupe un volume de 22,4/18 litre, soit environ 1244 cm³. Quel volume ce même gramme d'eau occupait-il dans la chambre magmatique ? Pour le déterminer, on peut appliquer la loi de Mariotte : à température constante (ici celle du magma), le produit *PV* de la pression par le volume du gaz reste inchangé. La valeur de *PV* dans la bouche du volcan valant 1×1244 , on en déduit que le volume d'un gramme d'eau dans la chambre magmatique est de $1 \times 1244 / 16\,848 = 0,074 \text{ cm}^3$, donc 74 mm³... Autrement dit, au cours de son ascension depuis la chambre magmatique jusqu'à l'air libre, le volume d'un gramme de vapeur d'eau est multiplié par un facteur de l'ordre de 17 000. Les volcans sont les événements de la Terre !

L'EXPANSION DES GAZ depuis la naissance de bulles (à gauche) jusqu'à la fragmentation du magma (à droite) explique l'explosivité des volcans.



© Vladislav Shulterstock.com/Pour la Science

des cristaux, le magma a désormais perdu en densité et gagné en volume.

L'ascension se poursuivant et la pression continuant à décroître, la quantité de bulles par unité de volume augmente ; cette évolution entraîne la coalescence des bulles, qui grossissent et que la poussée d'Archimède emporte alors plus vite vers le haut.

Le type d'éruption sur lequel débouche ce processus dépend essentiellement de la composition initiale du magma, et notamment de sa richesse en eau. La mousse magmatique a tendance à remonter d'autant plus rapidement que le liquide lui ayant donné naissance est fluide, ce qui facilite l'ascension des bulles de gaz. C'est pourquoi un magma basaltique (les magmas basaltiques sont plus fluides) riche en eau conduit à des styles éruptifs plutôt effusifs.

Au contraire, dans un magma riche en eau mais visqueux, la viscosité élevée limite la séparation des composés volatils

de leur milieu liquide. Toutefois, une fois que les bulles de gaz représentent 70 à 80 % du volume, le liquide magmatique subit une brutale fragmentation, à l'origine de la phase explosive de l'éruption. Le magma plein de bulles de gaz en suspension s'est mué en un écoulement gazeux qui transporte des fragments de liquide.

Dans le cas d'un volcan émergé, la présence de composés volatils impose une première phase explosive.

Ce processus s'accélère dans la cheminée volcanique lorsque ce mélange en expansion s'approche de la surface. Parvenu dans l'atmosphère, l'écoulement prend la forme d'un jet turbulent transportant des particules brûlantes, c'est-à-dire des cendres, des bombes volcaniques et autres pyroclastes (voir l'encadré ci-dessus).

Dans le cas des volcans émergés, la présence de composés volatils dans les magmas impose donc que l'éruption commence toujours par une phase explosive, même si cette dernière n'est que brève. C'est une fois que cette première phase explosive est achevée, c'est-à-dire que le magma est largement dégazé, que suit éventuellement une phase effusive accompagnée d'émissions de laves. Divers scénarios, tels la présence d'un bouchon dans la cheminée, ou la cristallisation due au refroidissement d'un magma en ascension lente, peuvent entraîner une forte surpression interne, puis la pulvérisation cataclysmique du toit de l'édifice volcanique. Ce fut le cas en 1991 du Pinatubo, aux Philippines, ou en 1980 du mont Saint Helens, évoqué au début de cet article. Lors de leurs explosions, le sommet du Pinatubo a perdu 145 mètres, tandis que celui du mont Saint Helens en a perdu pas moins de 430 ! ■