

grands panaches de vapeur mêlés de gaz volcaniques et de roches pulvérisées. Des éruptions de ce type se sont produites sur la montagne Pelée en 1792, en 1851, et le 23 avril 1902, juste avant l'éruption du 8 mai.

Comment déterminer le mécanisme à l'origine de cette diversité de styles éruptifs ? Commençons par caractériser la géologie de la montagne Pelée. Comme tous les autres, ce volcan résulte de l'ascension et de la fusion partielle de roches terrestres profondes. Dans le cas des volcans dit de subduction que sont les volcans antillais (voir la figure 2), cette fusion est provoquée par le réchauffement d'une plaque tectonique (la plaque nord-américaine), qui s'enfonce sous une autre (la plaque caraïbe) à une vitesse d'environ deux centimètres par an.

Le magma des volcans de subduction monte et s'accumule dans une chambre magmatique située à une profondeur de cinq à dix kilomètres sous l'édifice volcanique, où il mature, c'est-à-dire qu'il y subit des cristallisations partielles. Lorsque la pression, due à l'arrivée de quantités successives de magma profond, est suffisante, le contenu de la chambre magmatique s'engouffre dans les conduits volcaniques.

Où se trouve la chambre magmatique de la montagne Pelée ? Jusqu'à présent, aucune des méthodes géophysiques (sismiques, gravimétriques, magnétiques, électriques ou de déformation) n'a permis de localiser sans équivoque de réservoir magmatique sous la montagne Pelée. Il est possible que les mouvements du magma ou les contrastes de composition entre le magma et les roches entourant la chambre magmatique ne sont pas suffisants pour créer des signaux détectables par ces méthodes.

Les preuves de l'existence d'une zone profonde de stockage sous la montagne Pelée proviennent de la composition intrinsèque de son magma. En effet, les processus de formation de certains phénocristaux, c'est-à-dire des minéraux visibles à l'œil nu dans les magmas (images 1c, 2c, 3c, page suivante), sont particulièrement sensibles aux conditions de température ou de pression prévalant lors de leur cristallisation dans la chambre magmatique.

C'est pourquoi la reproduction expérimentale des compositions chimiques des phénocristaux et de verres volcaniques constatés dans un magma indique la température, la pression et la teneur en eau qui étaient en vigueur avant l'éruption.

Expériences en autoclave

Pour mener ces expériences, on utilise des autoclaves, qui permettent de replonger les roches éruptives dans les conditions présumées de la chambre magmatique. Par tâtonnements, on s'approche ensuite du jeu unique des valeurs de la pression, de la température et de la teneur en eau qui



3. LA VILLE DE SAINT PIERRE A ÉTÉ ANÉANTIE le 8 mai 1902 par une nuée ardente qui a brusquement dévalé les pentes du volcan. Cette nuée ardente a fait 26 000 victimes. Seuls deux habitants présents sur les lieux ont survécu, par extraordinaire.

reproduit les compositions des phénocristaux et des verres naturels observés dans les roches. Ce jeu de paramètres est considéré comme représentatif des conditions pré-éruptives du magma dans le réservoir.

Les expériences que nous avons menées à partir des ponces pliniennes de 1300, et des matériaux laissés par les nuées d'avalanches de 1929 et par la nuée ardente de 1902 indiquent ainsi que le magma pré-éruptif péleén est stocké entre 850 et 900 °C sous une pression de 2000 atmosphères. On tire de ce résultat deux conclusions. D'une part, compte tenu de la densité (de l'ordre de 3) de la croûte océanique à l'origine du magma, le réservoir magmatique de la montagne

Pelée se situe entre six et sept kilomètres de profondeur. D'autre part, le caractère effusif ou explosif des éruptions de la montagne Pelée ne saurait provenir de différences pré-éruptives, les matériaux produits par trois styles éruptifs différents ayant été reproduits en laboratoire avec les mêmes conditions de température et de pression.

Dès lors, d'où provient le caractère plus ou moins explosif du magma de la montagne Pelée ? Les différences découlent du dégazage du magma au cours de son ascension. Le magma liquide contenu dans le réservoir contient en effet d'énormes quantités de gaz en solution. Au cours de l'ascension, lorsque la pression baisse, ces

gaz tendent à se séparer du reste du magma en formant des bulles. Ainsi, les ponces des éruptions pliniennes résultent d'une décompression rapide d'un magma très riche en bulles de gaz. Par opposition, un dôme de lave se construit généralement à partir d'un magma qui, ayant progressé lentement vers la surface a eu le temps de se débarrasser de ses gaz.

Cas intermédiaire, le magma de 1902 a semble-t-il eu un comportement paradoxal. La veille de la catastrophe du 8 mai, il a été vu au sommet de la montagne Pelée. Le fait qu'il soit parvenu calmement en surface suggère qu'il avait eu le temps de dégazer. Alors, pourquoi a-t-il brusquement explosé le lendemain, provoquant la nuée ardente que l'on sait ?

Pour le comprendre, revenons au moment où le magma sort de la chambre magmatique. Sa vitesse d'ascension vers la surface conditionne le temps imparti au dégazage, c'est-à-dire à l'évacuation à travers les conduits volcaniques des bulles formées à partir des gaz dissous dans le magma profond. Si rien ne le contrecarre, ce processus dure moins de quelques heures et prive vite le magma de son potentiel explosif.

Cependant, au cours de l'ascension, il existe un phénomène qui peut empêcher le dégazage : la cristallisation de microlithes. Ce terme désigne non pas les phénocristaux qui se forment dans la chambre magmatique, mais les cristaux mesurant moins de 50 micromètres qui se forment pendant l'ascension. Processus lent s'opérant sur plusieurs jours, cette cristallisation a deux