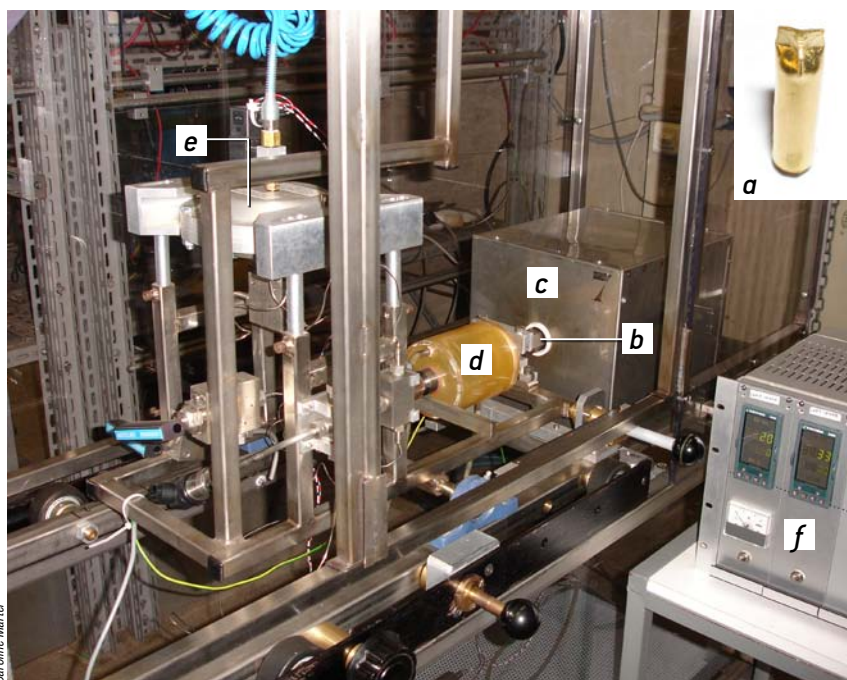


conséquences dangereuses : d'une part, elle favorise la séparation de la fraction gazeuse du mélange magmatique sous forme de bulles ; d'autre part, elle tend à entourer ces bulles de réseaux de microlithes (voir l'encadré page ci-contre). La charpente cristalline qui en résulte augmente la viscosité magmatique et empêche le gaz volcanique de s'échapper à travers les conduits volcaniques. En cas de décompression brutale, la libération de ces gaz piégés sous forte pression provoque une explosion.

La cristallisation des microlithes peut donc être à l'origine de la violence des nuées de 1902 de la montagne Pelée. Pour que nous en soyons certains, il faut étudier les conditions de la cristallisation pendant l'ascension du magma péléen, en particulier le temps de séjour du magma dans la cheminée. Cependant, comme la montagne Pelée entre en éruption moins d'une fois par siècle en moyenne, il n'est pas facile de mesurer cela directement. Du reste, les données sismiques que l'on pourrait recueillir si la montagne Pelée était plus souvent active seraient difficiles à interpréter, car les ondes sismiques sont réfléchies non seulement par les mouvements magmatiques (ceux qui nous intéressent), mais aussi par ceux des gaz, et plus généralement par les fractures et autres ruptures de densité qui parsèment l'édifice volcanique. Il faut dès lors recourir à une mesure indirecte. Ce sont les microlithes qui rendent possible une telle mesure.

Selon le style éruptif, ces microcristaux varient en effet par leur nombre par unité de volume (densité en nombre), par le volume total qu'ils occupent et par leurs formes. Dans le cas de la montagne Pelée, les microlithes sont faits de plagioclase, un silicate d'alumine, de calcium et de sodium de la famille des tectosilicates (minéraux formés par association de motifs élémentaires tétraédriques constitués de groupes SiO_4). Les microlithes des nuées péléennes de 1902 sont par exemple très denses (100 000 à 250 000 microlithes par millimètre carré), en proportion volumique relativement importante (20 à 30 pour cent du volume), de très petite taille (moins de 20 micromètres) et dotés de formes squelettiques à dendritiques (en forme d'arbre).

Par comparaison, les microlithes des nuées ardentes des avalanches de 1929-1932 sont caractérisés par de plus faibles densités en nombre et proportions volumiques, sont plus grands et ont des formes plutôt



4. POUR SIMULER LA DÉCOMPRESSION DU MAGMA, les chercheurs placent de l'eau et un échantillon de roche (éjectée par le volcan) réduite en poudre dans une capsule d'or (a) qu'ils soudent aux deux extrémités. Le tout est ensuite placé dans un autoclave pouvant être mis sous 2 000 atmosphères (b) et dans un four (c) capable d'atteindre 1 000 °C ; grâce à un système de refroidissement à l'eau (d), une vanne pneumatique de décompression automatisée (e) et des régulateurs de pression et de température (f), on contrôle les conditions de décompression.

tabulaires. Quant aux ponces pliniennes, elles sont dépourvues de microlithes.

Le nombre et la taille des microlithes résultent des vitesses de nucléation et de croissance des cristaux. Or les lois qui régissent ces phénomènes dépendent directement de la pression, de la température et du temps disponible pour la cristallisation. Comme les caractéristiques des microlithes nous renseignent sur ces conditions, elles permettent de déduire la vitesse de décompression propre à chaque type éruptif.

À 850 °C et sous 2 000 atmosphères

Comme lorsqu'il s'est agi de déterminer la profondeur de la chambre magmatique de la montagne Pelée, nous avons placé un échantillon de roche éruptive dans l'autoclave à 850 °C et sous 2 000 atmosphères – conditions sous lesquelles ce matériau entre en fusion –, puis nous avons reproduit la cristallisation du magma pendant son ascension. Pour ce faire, une vanne pneumatique pilotée par l'ordinateur équipant nos autoclaves autorise des décompressions contrôlées pouvant durer quelques minutes ou plusieurs mois.

Les phénocristaux produits dans la chambre magmatique n'évoluant plus pendant l'ascension du magma, c'est la déshydratation du liquide silicaté et hydraté où ils baignent qui provoque la cristallisation des microlithes au cours de la décompression. Ce liquide silicaté, à l'origine du verre volcanique dont est en partie composée la roche éruptive, est nettement plus riche en silice que le liquide contenu dans la chambre magmatique. Cela a deux conséquences. D'une part, le magma en ascension est notablement plus visqueux que celui de la chambre magmatique ; d'autre part, les microlithes sont d'une composition chimique différente de celle des phénocristaux.

Que révèlent nos expériences sur les conditions de cristallisation des microlithes dans les magmas péléens en cours d'ascension ? Pour commencer, les résultats suggèrent que les magmas dépourvus de microlithes de plagioclases, à l'origine des ponces pliniennes, sont montés en quelques heures, ce qui implique des vitesses d'ascension de plusieurs mètres par seconde.

Ensuite, l'ascension des magmas à l'origine du dôme, dont l'effondrement

a produit les avalanches de 1929-1932, a dû durer entre quatre et sept jours, ce qui signifie que le magma est monté à des vitesses de l'ordre du centimètre par seconde.

Finalement, la reproduction des caractéristiques des microlithes des magmas à l'origine des nuées ardentes de 1902 suggère que le magma est monté en moins de quatre jours, avant de stationner entre 4 et 15 jours à moins de 300 mètres sous le dôme. L'essentiel de la cristallisation s'est accompli pendant ce palier.

Une vision plus claire des scénarios éruptifs possibles à la montagne Pelée se dégage de tout cela. Quand l'ascension du magma dure plusieurs jours, le dégazage a le temps de se faire et le volcan ne monte pas en pression. Dans une telle situation, la présence au sommet du volcan d'un dôme imposant réduit encore les risques : en s'opposant de par son poids à l'ascension du magma, il allonge le temps de dégazage. Le potentiel explosif de la montagne Pelée est alors faible : le risque le plus grand est celui d'un effroulement du dôme, qui entraînerait des nuées ardentes d'avalanches, du type de celles de 1929-1932.

Si, en revanche, le magma accomplit son ascension en moins de quatre jours sans avoir le temps de cristalliser, et qu'il stationne ensuite assez longtemps sous le dôme, les microlithes ont le temps de nucléer massivement près de la surface. Le volume nécessaire à la croissance de ces cristaux n'étant plus disponible pour l'expansion des gaz, ces derniers restent fortement comprimés sous le bouchon cristallin. Tout dépend alors de la masse du dôme qui les surmonte.

Si cette masse est telle qu'il peut résister à la pression, la colonne magmatique a le temps de dégazer ; le seuil de résistance du magma et du bouchon cristallin, puis de la lave durcie qui obstrue le haut de la cheminée du volcan, ne sera pas atteint. Si, en revanche, le dôme est petit et jeune, ce seuil sera atteint, et une brusque détente des gaz pulvérisera le haut de la colonne magmatique. Le volcan éjectera alors brutalement un mélange de gaz et de cendres chauds, et les pentes du volcan seront dévastées par une nuée ardente abrasive et turbulente. C'est ce qui s'est produit le 8 mai 1902.

Nous ne sommes pas les seuls à relier les nuées ardentes dangereuses de la mon-

tagne Pelée à l'ascension du magma. Réexploitant des informations glanées dans diverses parties des deux livres publiés par Lacroix sur la montagne Pelée, Jean-Claude Tanguy, de l'Institut de physique du Globe de Paris, a reconstitué la taille du cratère, le volume du dôme qui le recouvrait, celui de matériel volatilisé... Il a en particulier établi qu'au cours des semaines ayant précédé la catastrophe, le dôme grossissait de 28 à 38 mètres cubes par seconde, ce qui a produit un volume pulvérisable de 17 à 20 millions de mètres cubes le jour de la catastrophe. Mais cette croissance indique surtout un flux considérable de magma, manifestement bloqué par la présence (insuffisante) du dôme.

De quel style sera la prochaine éruption ?

En l'an 1300, il est probable qu'aucun dôme important n'était présent, de sorte que quand la partie superficielle de la cheminée volcanique a cédé, une vidange complète du réservoir magmatique a pu se faire en quelques heures, sous la forme d'une éruption plinienne. *A priori*, le même phénomène aurait pu se produire après le 8 mai 1902, puisque l'éruption a encore duré jusqu'en octobre après être passée par une nouvelle phase paroxystique accompagnée de nouvelles nuées ardentes péleennes en août 1902.

Si l'on résume les résultats de ces études, l'origine des violentes nuées ardentes péleennes tient en trois principaux points :

- une ascension du magma trop rapide pour que la cristallisation dans le conduit volcanique ait le temps de se produire ;
- un stationnement du magma sous le dôme, où se produit alors une cristallisation massive qui piège les gaz volcaniques ;
- le poids du dôme ne suffisant pas à contenir la pression accumulée des gaz, le système se détend brutalement.

La validation de ce scénario par nos expériences en autoclave représente une avancée décisive dans la compréhension des processus magmatiques responsables des éruptions volcaniques. De quel style sera la prochaine éruption de la montagne Pelée ? Pour le déterminer, il faudra trouver le moyen d'estimer les vitesses d'ascension du magma dans la cheminée. À l'aide de capteurs sismiques détectant des signaux liés aux mouvements du magma, ou encore de capteurs géochimiques percevant les évolutions du dégazage ? ■

STYLE ÉRUPTIF PÉLÉEN

L'ascension du magma se produit en un à quatre jours sans cristallisation, mais elle est suivie d'un long palier durant lequel une cristallisation massive empêche le magma de dégazer. Le volcan monte en pression puis explose.

STYLE ÉRUPTIF PLINIEN

L'ascension du magma se déroule en moins d'un jour sans cristallisation. La décompression rapide du gaz volcanique provoque la fragmentation explosive du magma et une éruption cataclysmique du volcan.

STYLE ÉRUPTIF MERAPI

L'ascension du magma se produit en plus de sept jours, et s'accompagne d'une cristallisation qui rend visqueuses les laves produites. Cela entraîne la croissance lente d'un dôme dont le gaz s'est échappé.

5. LA MONTAGNE PELÉE A CONNU
trois types d'éruptions magmatiques : des éruptions péleennes, pliniennes et de type Merapi. Ces régimes différents sont liés à la vitesse d'ascension du magma dans le conduit volcanique et au temps qu'il y passe. Ces deux paramètres jouent un rôle clef dans le dégazage du magma et déterminent ainsi le potentiel explosif du volcan martiniquais.