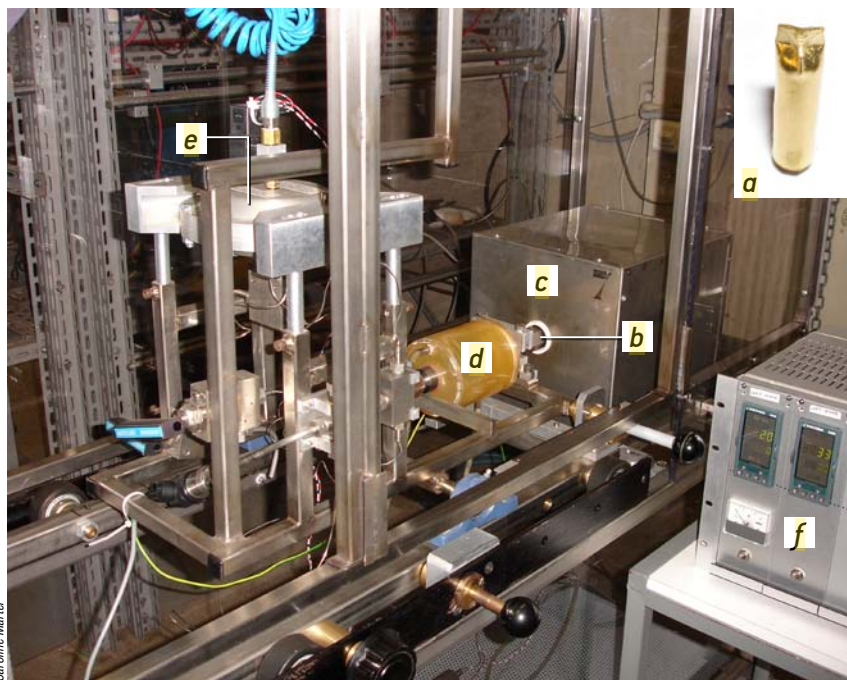


conséquences dangereuses : d'une part, elle favorise la séparation de la fraction gazeuse du mélange magmatique sous forme de bulles ; d'autre part, elle tend à entourer ces bulles de réseaux de microlithes (voir l'encadré page ci-contre). La charpente cristalline qui en résulte augmente la viscosité 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