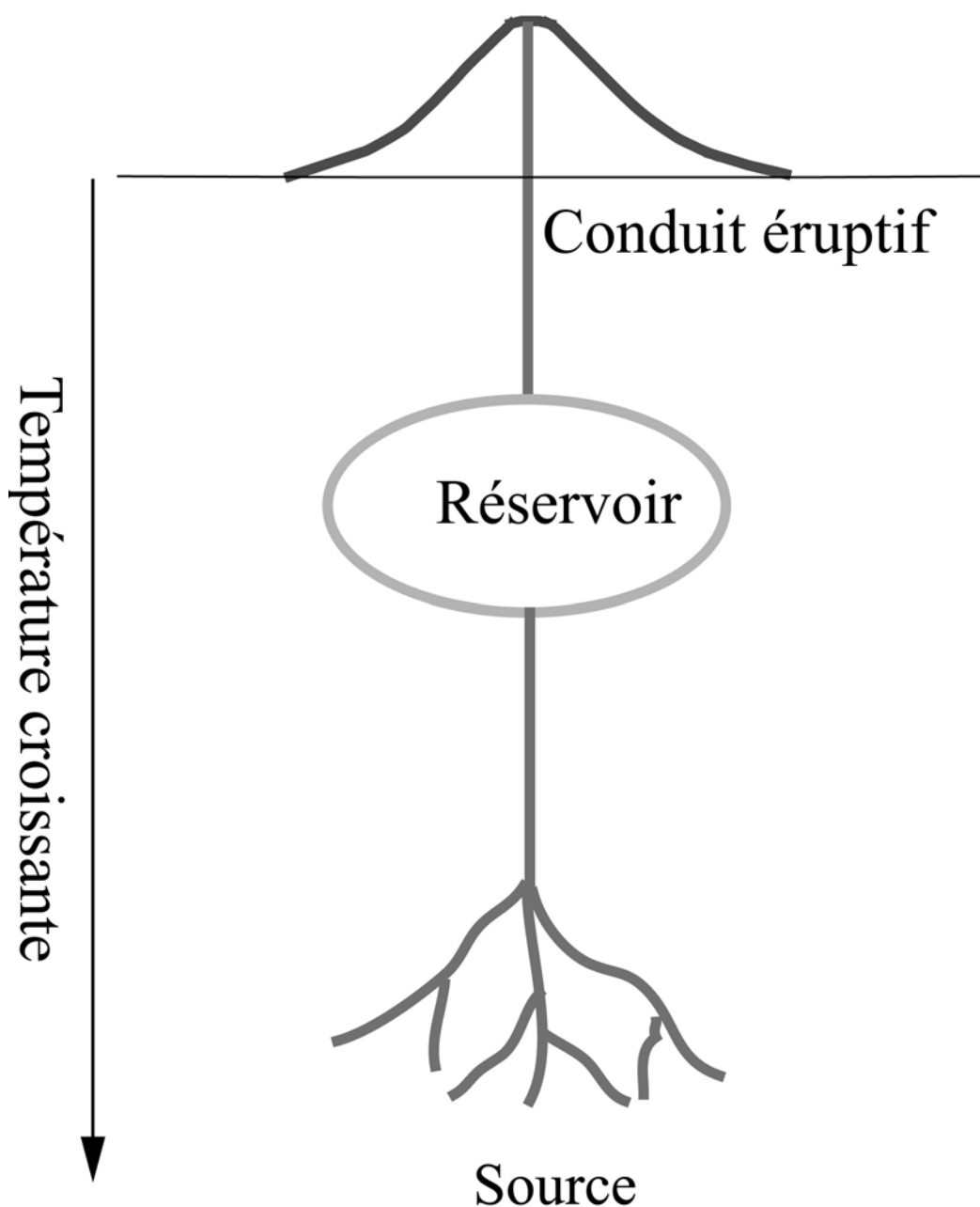


**Texte de la 199<sup>e</sup> conférence de l'Université de tous les savoirs donnée le 17 juillet 2000.**

**Au-dessous des volcans  
par Claude Jaupart**

Au terme du vingtième siècle qui a connu un essor sans précédent des connaissances humaines, les volcans ont perdu une bonne part de leur mystère. Nous les observons depuis longtemps et en connaissons la plupart des manifestations. Nous savons que les volcans du même type ont en général les mêmes éruptions, quel que soit l'endroit. Le travail d'inventaire est terminé et la volcanologie a changé de perspective et de méthodes. Les études actuelles portent sur la physique du phénomène éruptif et se tournent vers les relations entre volcans et sources profondes de magma.

Une éruption est la conséquence de toute une série de phénomènes affectant les roches et les magmas sur des épaisseurs de plusieurs dizaines de kilomètres (**Figure 1**). Le volcanologue doit reconstituer un enchaînement complexe et cherche à en établir les lois physiques. Il tente de séparer effets particuliers et mécanismes universels alors qu'il ne dispose que d'informations éparses et incomplètes. Les volcans se ressemblent tous et il est inutile de se concentrer sur les exemples d'une seule région, aussi beaux et variés soient-ils. Il est tout aussi futile de chercher à en étudier le plus grand nombre possible. Pourquoi, en effet, décrire dans le détail les volcans d'Islande et d'Indonésie, alors que ceux du Japon et des Aléoutiennes sont quasiment identiques ? Le volcanologue parcourt le globe à la recherche des exemples les plus clairs et des informations qui lui manquent. Cette quête l'amène parfois à étudier des volcans fossiles, éteints depuis longtemps, que l'érosion et les glissements de terrain ont découpés et mis à nu. Dans ces endroits, il peut pénétrer dans le réseau de plomberie volcanique qui est hors d'atteinte sur un volcan actif.



*Figure 1. Coupe schématique à travers un système volcanique. L'édifice n'est que la partie visible d'un réseau magmatique s'étendant sur plusieurs dizaines de kilomètres de profondeur. Le magma se forme dans une zone source qui n'est pas entièrement fondue et s'extrait par un réseau de fractures. Propulsé par la poussée d'Archimède, car il est plus léger que les roches qui l'entourent, le magma monte vers la surface. Près de celle-ci, il s'accumule dans un réservoir. Il y séjourne un certain temps et cristallise partiellement. L'éruption proprement dite est provoquée par la rupture des parois du réservoir.*

À l'heure du bilan que représentent les conférences de l'Université de tous les Savoirs, quelques questions simples viennent à l'esprit. Pourquoi n'en savons-nous pas plus sur les volcans aujourd'hui ? Pourquoi, par exemple, ne peut-on prédire leurs éruptions longtemps à l'avance ? Est-il justifié d'investir encore dans ce domaine ? Et enfin, pourquoi chaque nouvelle éruption suscite-t-elle autant d'enthousiasme auprès de spécialistes que l'on pourrait

croire parfaitement informés, voire blasés ? Pour y répondre, je ferai un résumé succinct des connaissances actuelles en volcanologie et expliquerai comment elles ont été obtenues. Je montrerai pourquoi l'observation directe ne peut suffire à résoudre les problèmes posés et comment l'étude de la dynamique des systèmes volcaniques a permis d'orienter les recherches. Je discuterai enfin des données manquantes et de la nécessité de suivre le phénomène éruptif dans le temps. Toute éruption a une histoire riche d'informations sur le système volcanique profond qui l'alimente.

### *Les pièces du puzzle volcanique*

Une éruption volcanique éjecte du magma, c'est-à-dire une roche fondue, et des gaz qui proviennent de grandes profondeurs dans la Terre. Le magma n'est pas présent dans toutes les régions du globe et est produit dans des endroits bien précis. En effet, notre planète est essentiellement solide parce que ses températures sont en dessous du point de fusion des roches. La seule exception est le noyau situé entre 3 000 et 5 000 km de profondeur, qui est fait de fer liquide mais n'a rien à voir avec les magmas et les volcans. Les magmas trouvent leur origine dans les mouvements internes qui agitent notre planète et qui sont responsables de la dérive des continents. Le mécanisme le plus important est la décompression : un courant ascendant rapproche les roches de la surface, où les pressions sont plus faibles qu'en profondeur. Comme l'illustre la **Figure 2**, la température de fusion d'une roche augmente avec la pression : pour une péridotite, roche représentative de la plus grande unité terrestre, le manteau, celle-ci est d'environ 1 200°C à la pression atmosphérique et atteint près de 1 500°C à la pression qui règne à 100 km de profondeur. Lorsque le courant ascendant est suffisamment rapide, les roches ne refroidissent pas significativement et c'est la baisse de pression qui induit la fusion. Un volcan est donc toujours situé au-dessus d'une région active du manteau terrestre.

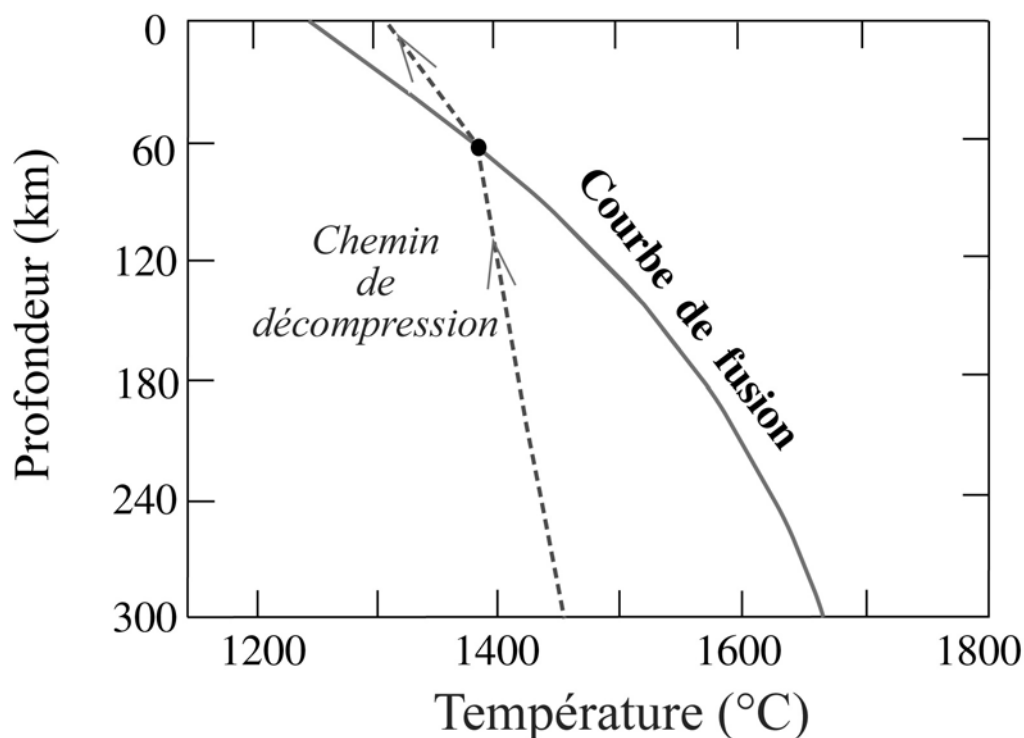


Figure 2. Diagramme montrant la distribution des températures dans la Terre en fonction de la profondeur. Le trait continu montre la courbe de fusion. Le trait pointillé illustre le chemin suivi par une roche qui remonte rapidement vers la surface. À grande profondeur, la roche est entièrement solide mais elle est à haute température. En remontant,

*elle refroidit légèrement mais pas suffisamment pour éviter la courbe de fusion : elle fond à une profondeur intermédiaire.*

La montée des magmas vers la surface se fait en plusieurs étapes et fait intervenir plusieurs mécanismes différents, comme nous le verrons plus bas. La force motrice, toutefois, est toujours la même : la force d'Archimède, car les magmas sont plus légers que les roches profondes. Ce sont eux qui se frayent un chemin vers la surface, et non les roches qui s'ouvrent pour les faire passer. En d'autres termes, ils sont responsables de leur propre ascension, par opposition à la vision erronée et hélas courante selon laquelle nous nageons au dessus d'un océan de magma prêt à jaillir à la moindre fracture de la surface. À faible profondeur, les roches ont des densités relativement faibles, ne serait-ce que parce qu'elles sont fracturées, et, dans certains cas, inférieures à celles des magmas les plus courants. Dans ce cas, sans force d'Archimède pour les propulser vers le haut, les magmas s'accumulent dans des réservoirs appelés chambres magmatiques.

Les éruptions volcaniques sont des événements rares. Certains volcans n'en font qu'une tous les cinq cents ans, comme le Mont Pinatubo aux Philippines qui a eu une puissante éruption en 1991. D'autres sont en activité quasi-constante, comme le Stromboli, dans les îles Éoliennes au large de l'Italie. Comment expliquer de telles intermittences ? La réponse est complexe, mais l'essentiel est de savoir que la source profonde de magma est active pendant longtemps (au moins plusieurs centaines de milliers d'années) et qu'elle relâche constamment du magma. Les courants ascendants animent le manteau terrestre sur une épaisseur de plusieurs centaines de kilomètres et sont stables pendant plusieurs dizaines de millions d'années au moins. La source n'est pas un réservoir fixe qui se vide progressivement, mais une zone constamment traversée par des roches chaudes en provenance de l'intérieur. La quantité de magma produite dépend du flux de matière et non pas du volume de la source. Le magma est extrait grâce à des fractures dont le débit excède le taux de production. Dans cette situation de déséquilibre, le flux sortant n'est pas constant. Plus haut dans le système, le magma vient s'accumuler dans un réservoir qui se remplit jusqu'à un certain seuil. À la rupture de ses parois, le réservoir relâche une partie de son contenu et une éruption s'ensuit.

Les principes qui viennent d'être évoqués résultent d'un raisonnement physique. Pour les appliquer au cas concret d'un volcan naturel, il faut préciser les dimensions des différentes parties du système et vérifier que les conditions qui y règnent sont bien celles qui ont été prescrites. Par exemple, un gros réservoir peut stocker beaucoup de liquide et donc, pour un même débit de la source profonde, créer de longs temps de repos entre éruptions. De même, la largeur d'une fracture détermine le débit de magma qu'elle peut véhiculer, et donc le temps de drainage de la source ainsi que le temps d'ascension jusqu'au réservoir. En outre, il faut savoir si le système évolue dans le temps ou non : le réservoir peut s'agrandir, et des épisodes répétés de fracturation peuvent engendrer un conduit de grandes dimensions. Enfin, les théories disponibles pour ces divers phénomènes reposent sur un certain nombre d'approximations qu'il est essentiel de confronter à des observations sur un système grandeur nature.

### *Voir sous terre*

Les techniques géophysiques actuelles sont incapables de fournir des images suffisamment précises de la structure du sous-sol. La sismologie, par exemple, repose sur l'étude des temps de trajet des ondes élastiques au travers des roches. Chaque type de roche a des valeurs particulières de la vitesse de propagation des ondes. En auscultant une région sous différents angles, on peut en principe calculer la distribution des vitesses en profondeur et donc dresser une carte des différentes unités du sous-sol. Dans la pratique, la méthode échoue

car elle n'est pas assez précise. En effet, les fractures sont minces, les conduits éruptifs étroits et les réservoirs petits : quelques mètres pour les premiers, quelques dizaines de mètres pour les seconds et enfin quelques kilomètres au plus pour les derniers. En outre, un magma est une roche liquide dont les propriétés physiques sont proches de celles de ses voisines solides. Dans ces conditions, les différences de temps de trajet d'ondes qui passent ou ne passent pas au travers d'un réservoir sont infimes. Malgré d'énormes efforts, les réservoirs magmatiques échappent encore à nos outils de détection. À fortiori, conduits et fractures sont parfaitement invisibles, et il est hors de question de déterminer l'état du magma qui sommeille dans le réservoir d'un volcan momentanément assoupi.

Les différentes parties d'un système volcanique ne sont pas visibles depuis la surface. Pour adopter une analogie médicale, on ne peut ni disséquer, ni faire un « scanner », ni sonder les profondeurs. Ne nous restent que quelques mesures indirectes, quelques symptômes superficiels, les principes de la physique et enfin l'étude des cadavres volcaniques, autrement dit des systèmes fossiles que l'érosion a ramené à la surface. La difficulté est que, dans chaque cas, on ne peut observer qu'une petite partie de l'ensemble. Pour reconstituer un système tout entier, il est nécessaire d'aller dans des régions différentes et étudier des structures d'âges différents. Bien entendu, les parties analysées ne s'ajustent pas parfaitement, et le travail du volcanologue s'apparente à la reconstitution d'un puzzle à partir de jeux dépareillés et d'échelles différentes.

En Oman, en Crète et dans quelques autres endroits du globe, grâce à l'érosion, on peut observer à la surface terrestre une coupe de près de dix kilomètres de haut à travers le manteau terrestre. Au-dessous d'un empilement de coulées de laves, se trouve un complexe fait de filons verticaux adossés les uns aux autres. Chaque filon a une largeur d'environ un mètre et est rempli de magma trempé, du verre : c'est tout ce qui reste d'une fracture qui alimenta jadis une éruption. Le complexe filonien est le résultat des multiples injections de magma qui sont venues alimenter les coulées de lave. Les filons s'enracinent dans des roches plutoniques, formées par la cristallisation lente d'un grand volume de magma, autrement dit de la chambre magmatique. Plus bas encore dans la coupe, on tombe sur des roches très particulières, qui apparaissent comme un réseau de filaments blancs zébrant une matrice noirâtre. On est alors dans l'ancienne zone source et les filaments sont les reliques figées des micro-canaux qui ont permis l'écoulement et l'extraction du magma.

Le système volcanique que nous venons de décrire s'étend sur quelques kilomètres d'épaisseur seulement, mais il est responsable de la plus grosse quantité de magma émise sur Terre. Il fonctionne dans les dorsales océaniques qui parcourent les fonds marins. Les systèmes volcaniques continentaux sont plus mystérieux parce qu'on ne peut les voir dans leur ensemble : ils sont trop volumineux et l'érosion ne peut les dégager entièrement. En revanche, on peut retrouver leurs divers éléments éparpillés dans différentes provinces géologiques. Pour les filons et les conduits volcaniques, les régions arides du sud-ouest des États-Unis d'Amérique offrent des exemples extraordinaires. On peut y voir des « necks », c'est-à-dire d'anciens conduits volcaniques solidifiés qui se dressent au-dessus du sol parce qu'ils sont plus résistants à l'érosion que les roches sédimentaires qu'ils traversent. L'exemple le plus célèbre est le « Ship Rock » dans l'état du Nouveau Mexique. On peut aussi admirer de magnifiques « dykes », qui apparaissent comme des remparts naturels de plusieurs kilomètres de long et de quelques mètres d'épaisseur et qui sont des fractures remplies de magma trempé. On peut enfin se promener sur des massifs plutoniques, qui préservent dans leur masse cristalline de nombreuses traces des écoulements magmatiques. Leurs structures internes font penser aux assemblages sédimentaires, avec leurs bancs, leurs couches, leurs plis et leurs brèches (zones chaotiques). Avec un œil exercé, on peut ainsi se promener à l'intérieur d'une ancienne chaudière volcanique.

Ailleurs, il est possible d'étudier un conduit volcanique fossile sur plusieurs centaines de mètres de hauteur. Le plus bel exemple est à la frontière des états du Nouveau Mexique et

de l'Arizona, où des canyons récents ont incisé d'anciens volcans. En escaladant la falaise qui borde l'un de ces canyons, on peut observer les modifications subies par le magma lorsqu'il se rapproche de la surface et se décomprime. On peut aussi se convaincre qu'un conduit volcanique n'est pas un tube vertical aux parois parfaitement lisses et imperméables. En plusieurs endroits, de petites fractures remplies de magma solidifié et de dépôts laissés par des gaz chauds émanent du conduit central et envahissent les roches encaissantes. On reconnaît en eux les fissures qui laissaient échapper les gaz volcaniques et alimentaient les fumerolles de l'ancien volcan.

### *Les mécanismes physiques mis en jeu*

Un volcan fait intervenir nombre de mécanismes physiques très différents et une vaste panoplie de moyens et de méthodes est nécessaire pour les analyser. Commençons par la source à haute température, où le magma est contenu dans les pores et interstices d'une matrice rocheuse. Le magma s'en extrait parce qu'il est plus léger. Pour étudier ce phénomène et calculer le débit de magma, il faut connaître les formes et les dimensions des pores et interstices, et prendre en compte simultanément deux mécanismes différents : l'écoulement d'un liquide dans un réseau de micro-canaux et la déformation de la matrice.

Près de la surface, les températures sont faibles et les roches ont un comportement cassant. Elles peuvent se déformer légèrement dans un régime élastique et cèdent au delà d'un certain seuil de déformation. Une fois le seuil atteint, le magma crée des fractures qui se propagent vers la surface. Le mécanisme est subtil car il fait intervenir deux effets concurrents qui dépendent de la pression: le frottement visqueux dans le magma et la déformation élastique des roches encaissantes. L'écoulement est propulsé par un gradient de pression et la largeur de la fracture dépend de la surpression locale dans le magma. Pour une surpression donnée à la source, plus l'écoulement est rapide et plus la baisse de pression est forte, et donc plus faible est la surpression à une certaine distance. Or, sans déformation élastique, la fracture ne peut pas s'ouvrir et ne permet pas un débit significatif. Ici encore, le volcanologue doit traiter simultanément deux mécanismes aux lois très différentes, sans pouvoir négliger l'un d'entre eux. De l'interaction entre les deux naissent des comportements très particuliers qui font la spécificité des régimes volcaniques.

Grâce à ces fractures, le magma est amené de la source profonde au réservoir superficiel (**Figure 1**), où il vient s'incorporer au mélange existant. Le réservoir augmente de volume grâce à la déformation et au déplacement de ses parois. Dans le régime cassant, le volume peut croître tant que le seuil de rupture n'est pas atteint. On peut montrer que plus le réservoir est grand, plus la quantité stockée est importante. Pour un débit de source donné, ce raisonnement démontre que le laps de temps entre deux éruptions et le volume éjecté par chacune sont des fonctions croissantes du volume du réservoir.

### *Les modifications du magma lors de sa remontée*

Lors de son ascension vers la surface, le magma connaît d'énormes changements de propriétés (**Figure 3**). Dans le réservoir, il contient des éléments volatils dissous grâce à la forte pression qui y règne. En remontant, il subit une décompression et atteint la pression de saturation au-dessous de laquelle les volatils ne peuvent rester en solution. À ce niveau, une phase gazeuse apparaît sous forme de bulles dispersées dans le magma liquide. Au fur et à mesure que la pression baisse, la quantité de gaz augmente et les bulles grossissent : c'est alors une mousse qui s'écoule à haute vitesse dans le conduit. Un tel écoulement est instable et les bulles finissent par éclater. Le phénomène, appelé « fragmentation », modifie fondamentalement le mélange volcanique, qui prend la forme de fragments de magma

suspendus dans un jet de gaz. Le liquide dense et visqueux du réservoir subit deux métamorphoses qui posent d'énormes problèmes théoriques.

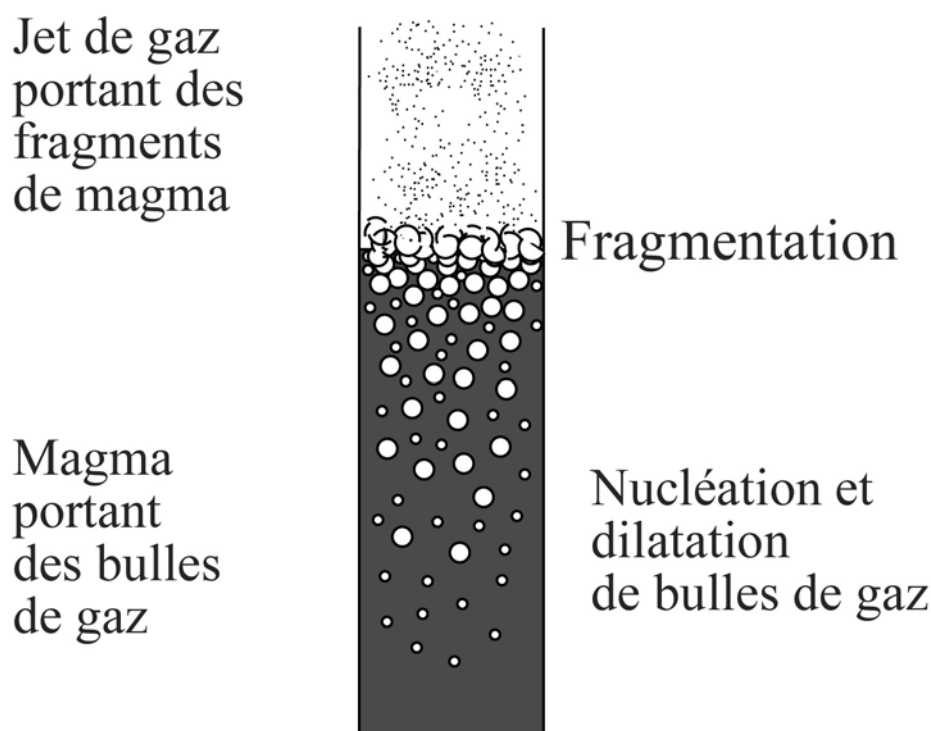


Figure 3. Schéma illustrant les métamorphoses subies par un magma riche en éléments volatils lors de sa remontée dans un conduit volcanique. La décompression induit la nucléation et la dilatation de bulles de gaz, puis la fragmentation du magma.

La description qui précède n'est évidemment pas valable si le magma est pauvre en éléments volatils. Dans ce cas, les conditions nécessaires à la fragmentation ne sont pas réunies et c'est une lave qui s'écoule hors du conduit volcanique.

Les mécanismes de la nucléation et de la croissance des bulles de gaz dans un liquide aussi visqueux qu'un magma sont mal compris malgré de très nombreuses recherches. Il faut pourtant les prendre en compte dans un calcul d'écoulement. Pour ne prendre qu'un exemple, les bulles se dilatent car leur pression est plus élevée que le liquide qui les entoure. Par conséquent, dans une éruption à coulée de lave, les gaz volcaniques sont sous pression à la sortie du conduit volcanique et leur dilatation brutale conduit à des explosions dangereuses. Le volcanologue cherche à déterminer dans quelles conditions la pression de gaz est la plus forte et aimerait en prédire la valeur dans chaque cas particulier. Des problèmes analogues se posent dans l'industrie du verre et n'ont pas encore été résolus sur le plan théorique. Les verres sont d'ailleurs obtenus par trempe de roches fondues et sont bel et bien fabriqués dans une sorte de système magmatique ! Il est d'ailleurs instructif de comparer l'ingénieur qui optimise un procédé de fabrication et le volcanologue qui analyse le fonctionnement d'un volcan. L'ingénieur peut se satisfaire d'une compréhension qualitative des phénomènes mis en jeu. Grâce à celle-ci, il peut ajuster son procédé parce qu'il sait dans quel sens agit tel changement de variable ou tel changement de mode opératoire. Le volcanologue n'a pas cette flexibilité : il n'a qu'une éruption et est incapable d'en changer à volonté les paramètres. Si un phénomène particulier lui pose problème, il ne peut le faire disparaître ou en annuler les effets. Il est obligé de maîtriser la théorie au point de calculer les valeurs de toutes ses variables. Nous sommes encore très loin de cet objectif ...

## *Les variations dans le temps*

Un volcan évolue constamment dans le temps et se comporte comme un réacteur chimique au sein duquel le magma change de composition, et donc de propriétés physiques. Trois mécanismes opèrent dans le réservoir. Le magma refroidit et cristallise. C'est un liquide à plusieurs composants et ses cristaux n'ont pas la même composition. Par conséquent, le magma résiduel évolue aussi au fur et à mesure de la cristallisation. En outre, il se mélange avec du magma provenant de la source. Le troisième mécanisme concerne les éléments volatils tels que l'eau et le dioxyde de carbone. Ces éléments sont dissous dans les magmas naturels à faible concentration. Lors du refroidissement, les cristaux ne peuvent contenir ces éléments et c'est le liquide résiduel qui les accepte : leur concentration croît donc au cours du temps par un mécanisme analogue à une distillation. Le réservoir d'un volcan est hétérogène et peut renfermer une phase gazeuse.

Les variations de composition du magma stocké dans le réservoir ne sont pas une vue d'esprit : on peut les mesurer directement sur les coulées de lave qui se superposent à la surface. Grâce à elles, on peut remonter dans le temps. Près d'un centre éruptif, c'est ainsi que l'on trouve en général des coulées basaltiques à la base, qui sont bien les magmas « primitifs » produits par une source profonde, puis des laves plus riches en certains éléments comme la silice et qui sont dérivées d'un basalte par cristallisation fractionnée. L'analyse de cette séquence et des volumes correspondants donne une information sur la taille du réservoir. En outre, en datant chaque coulée, on peut déterminer la vitesse d'évolution du système. On sait qu'un système volcanique est en activité pendant plusieurs milliers d'années. D'une éruption à l'autre, le magma et la quantité de gaz peuvent changer. En outre, le réservoir est rarement homogène et il arrive souvent que les laves changent de composition au cours d'une même éruption, entraînant des changements de régime éruptif.

## *Le travail du volcanologue*

La volcanologie emprunte des directions de recherche très variées et rassemble des spécialistes différents. Certains théoriciens étudient les écoulements et le comportement d'un mélange de liquide et de bulles de gaz. D'autres s'intéressent aux champs de contrainte et de déformation. D'autres enfin cherchent à élucider le mécanisme de fragmentation et à prédire les tailles des fragments de magma qui en résultent. Des physiciens déterminent les propriétés physiques des magmas et des gaz volcaniques, ainsi que les lois de solubilité des éléments volatils. D'autres reproduisent les systèmes volcaniques en modèles réduits et en tirent des lois qu'ils extrapolent aux cas naturels. Des géologues reconstituent les séquences éruptives et l'histoire de volcans bien choisis. Des chimistes utilisent diverses méthodes de traçage pour déterminer les pressions des réservoirs magmatiques et les vitesses d'ascension des magmas. Cette liste n'est pas exhaustive et illustre l'extrême variété des approches.

Sur un volcan, le volcanologue cherche à déterminer les valeurs des variables physiques et chimiques les plus importantes, à replacer ses éruptions récentes dans son histoire et enfin à déterminer les caractéristiques de ses éruptions, comme leurs régimes, leurs durées et la masse totale de matière éjectée à chaque fois. Pendant une éruption, il essaie de suivre les changements de régime et de mesurer les variations temporelles de débit. Ce n'est qu'ainsi qu'il peut espérer tester ses modèles physiques et vérifier ses hypothèses. En outre, il cherche à relier le volcan aux autres phénomènes géologiques qui affectent la région. Escalader les pentes d'un volcan est enthousiasmant mais n'apporte pas grand chose. Les phénomènes importants se produisent à une échelle bien plus grande et sont imperceptibles à l'œil.

Comprendre le fonctionnement d'un système, c'est faire le lien de cause à effet, mais c'est aussi savoir quoi mesurer. On ne peut se borner à surveiller les volcans en déployant des



appareils de plus en plus sophistiqués sans connaître l'origine des signaux émis. L'approche empirique trouve rapidement ses limites. C'est précisément l'éruption qui diffère des précédentes qui pose les plus graves dangers. Dire qu'un volcan va entrer en éruption n'est pas suffisant et il faut aussi en évaluer l'ampleur, le régime et la durée. Au voisinage d'un volcan en phase de réveil, la seule action possible est l'évacuation. Compte-tenu des énormes enjeux économiques et sociaux, il est impératif de maîtriser le facteur temps : maintenir toute une population loin des villes et des maisons n'est pas possible pendant longtemps.

Du point de vue de la connaissance fondamentale, savoir comment apparaît et évolue un système volcanique, c'est comprendre comment notre planète modifie sa structure interne et forme ses continents. C'est aussi comprendre la genèse de la plupart des gisements métallifères qui ont fait la fortune de la race humaine. En effet, l'énergie thermique libérée par les magmas entretient des circulations d'eau chaude qui lessivent les roches de leur métaux et les redéposent en des endroits particuliers.

### *L'utilité des modèles physiques*

Face à la complexité des manifestations volcaniques, la tendance naturelle est de mesurer un nombre sans cesse croissant de variables. Le volcanologue moderne localise les secousses sismiques et en détermine les caractéristiques, mesure la déformation, la température, la composition des fumerolles, etc. En multipliant les mesures, il cherche à recouper les différentes informations et assurer son diagnostic. Grâce à cet effort, il sait aujourd'hui détecter le réveil d'un volcan et suivre le magma en train de frayer son chemin vers la surface. Avec un nombre suffisant d'appareils, il est même capable de prédire le point de sortie et la date de l'éruption avec quelques jours d'avance. Il reste néanmoins incapable de prédire les caractéristiques de l'éruption, telles que débit et durée, or ce sont elles qui déterminent l'ampleur des dégâts et les surfaces affectées. Prédire ces variables demande de comprendre le phénomène éruptif, et de connaître les variables essentielles que sont la pression et la taille du réservoir, et les dimensions du conduit volcanique.

Le magma est éjecté vers la surface parce que le réservoir volcanique est sous pression. Or, la surpression maximum est déterminée par le seuil de résistance des parois, et on sait que celle-ci est quasiment indépendante de la composition des roches. On en déduit un résultat fondamental : toutes les éruptions volcaniques sont associées à des valeurs semblables de la pression du réservoir. Les différences de régime éruptif et de débit ne proviennent donc que des propriétés physiques des magma, de leur contenu en volatils et de la taille des conduits. Cette liste peut sembler longue, et pose effectivement des problèmes difficiles pour l'élaboration d'un modèle physique détaillé et « exact », mais elle exclut l'une des composantes du système. On sait que les propriétés physiques des magmas varient considérablement d'une composition à l'autre et ce fait est à lui seul capable d'expliquer beaucoup. Par exemple, la viscosité d'une lave « rhyolitique », riche en silice, est plus de cent mille fois plus forte que celle d'un basalte. Le raisonnement démontre en outre que la taille du conduit est un paramètre essentiel, que nous ne savons malheureusement pas mesurer aujourd'hui.

Les modèles physiques montrent qu'une éruption « explosive », c'est-à-dire riche en gaz, peut avoir deux comportements très différents dans l'atmosphère. Le mélange qui sort de l'évent est plus lourd que l'air et est projeté vers le haut à grande vitesse. La colonne atmosphérique est turbulente et incorpore de l'air au fur et à mesure qu'elle s'élève grâce à ses tourbillons. Le mélange éruptif s'enrichit en gaz et s'allège. Tant qu'il reste plus lourd que l'air, il décélère sous l'effet de la pesanteur. Si sa vitesse ascensionnelle s'annule, il retombe vers le sol et dévale les pentes du volcan dans ce que l'on appelle le régime de « coulée pyroclastique ». Un autre régime est possible si le mélange éruptif devient plus léger que l'air. Dans ce cas, le jet volcanique est propulsé par la force d'Archimède, à la manière d'une

fumée d'usine, et peut atteindre de très hautes altitudes dans l'atmosphère. Ce régime a reçu le nom de « colonne Plinienne » en l'honneur des deux Pline, l'Ancien et le Jeune, qui assistèrent à la terrible éruption du Vésuve qui détruisit Pompei et Herculanium en 79 après Jésus-Christ. Reproduire les deux comportements par le calcul est aujourd'hui chose aisée et permet d'identifier les paramètres importants. Ceux-ci sont au nombre de trois : la vitesse à la sortie de l'événement, les dimensions de l'événement et la quantité de gaz volcaniques dans le mélange éruptif.

Les effets des deux régimes sont très différents. Une coulée pyroclastique est canalisée par les vallées et dévaste tout sur son passage. Mais elle reste concentrée et n'affecte qu'une faible surface. Une colonne Plinienne évacue un débit semblable de magma à haute altitude, où la circulation atmosphérique le disperse. On a pu montrer que les cendres les plus fines de l'éruption de 1991 du Pinatubo, dans les Philippines, ont fait plusieurs fois le tour du globe. Les effets de l'éruption sont donc dilués et ne sont en général pas mortels. On retrouve par exemple des traces de l'éruption de Santorin de 1600 avant Jésus-Christ à plus de mille kilomètres de distance. Les masses évacuées dans les deux cas sont semblables. Les surfaces affectées étant très différentes, l'épaisseur des dépôts varie en conséquence. Près de Naples, en Italie, on peut voir en de nombreux endroits les couches de fragments volcaniques de l'éruption de 79 après Jésus-Christ du Vésuve. Les phases Pliniennes ont laissé des bancs de deux ou trois mètres d'épaisseur parfaitement réguliers qui se sont formés lentement sous une pluie de ponces et de cendres. Les phases de coulées pyroclastiques, au contraire, sont épaisses de plusieurs dizaines de mètres et révèlent des conditions de dépôt chaotiques entremêlant cendres et énormes blocs de roches arrachés au volcan.

La théorie montre que, dans certains cas, le passage d'un régime à l'autre peut être dû à d'infimes changements des conditions éruptives. On s'attend à une alternance entre coulées pyroclastiques et colonnes Pliniennes. Pour l'observateur, de tels changements sont intempestifs, imprévisibles et par conséquent éminemment dangereux. C'est d'ailleurs ce qui tua Pline l'Ancien près de Pompéi. Selon la légende, il était resté près du volcan en pleine activité pour l'observer (en fait, d'après le récit détaillé de son neveu, il était corpulent et rechignait à se déplacer). Toutes les phases de cette éruption et leur chronologie ont pu être reconstituées grâce aux dépôts et grâce à la chronique de Pline le Jeune. On sait aujourd'hui que les premières phases furent Pliniennes, marquées par une pluie de cendres et de fortes odeurs de soufre : des conditions désagréables mais supportables. Pline l'Ancien ne cherchait pas à quitter la ville parce qu'il ne savait pas que le Vésuve pouvait changer de régime. Ce fut une coulée pyroclastique qui l'emporta, et qui fut fatale à toute la ville de Pompéi.

Déterminer les caractéristiques d'une éruption est aussi essentiel pour évaluer son influence sur le climat. On sait depuis une vingtaine d'années qu'une éruption peut modifier durablement les températures de la haute atmosphère et les cycles saisonniers. Pour que les effets atmosphériques soient importants, un volcan doit injecter ses produits dans la stratosphère, à plus de dix kilomètres d'altitude. Les variables importantes sont la hauteur atteinte par le panache volcanique et la quantité de soufre émise, qui dépend elle-même de la masse totale de magma et de sa concentration en soufre. Ce sont donc trois quantités qu'il faut connaître. Seule la troisième peut être estimée à partir de mesures sur les laves. Les deux premières quantités ne sont pas des propriétés intrinsèques du magma, et dépendent de la dynamique de tout le système volcanique, c'est-à-dire des forces mises en jeu et des dimensions des différentes composantes.

### *Est-il encore utile d'étudier une éruption ?*

À la lecture de cet exposé, on pourrait croire que nous sommes arrivés à un niveau de connaissance satisfaisant et qu'il est inutile d'aller plus loin. Le phénomène éruptif ne serait plus digne de recherches poussées et il suffirait d'inventorier et surveiller les volcans

dangereux de notre planète. En réalité, nous disposons de peu de mesures du déroulement d'une éruption et nos progrès sont lents dans ce domaine. Les éruptions sont rares et se produisent souvent dans des régions difficiles d'accès où il est impossible de déployer des réseaux d'observation et de mesure. En outre, les appareils nécessaires n'existent que depuis quelques décennies. On peut dater les débuts de l'ère moderne de la volcanologie à l'année 1971, lorsque l'Observatoire Volcanologique d'Hawaii étudia dans le détail une éruption du volcan Kilauea. Les mesures rassemblées permirent de suivre le cheminement du magma au sein de l'édifice, de mesurer le débit de lave à la sortie du conduit et de mettre en évidence plusieurs changements de régime. Grâce aux éruptions qui suivirent celles-ci, nous apprîmes comment se comporte un volcan de ce type. L'éruption de 1980 du Mount St Helens, dans la chaîne des Cascades de la côte Ouest des États-Unis d'Amérique, fût tout aussi riche de renseignements car elle était d'un type totalement différent et faisait intervenir des laves beaucoup plus visqueuses et riches en volatils. En outre, elle se prolongea pendant neuf années et montra que, dans le réservoir magmatique, les conditions changeaient progressivement. Les techniques de mesure mises au point à Hawaii durent être modifiées considérablement avant d'être opérationnelles au Mount St Helens.

Jusqu'en 1995, ces deux éruptions servirent d'exemples type et de nombreux volcanologues retournèrent sur leurs dépôts favoris pour les réinterpréter. Cette année-là, l'éruption du volcan Soufrière Hills, sur l'île de Montserrat dans les Caraïbes, changea la donne. Ce petit volcan se réveilla après quelques centaines d'années de sommeil et montra une éruption d'un type inconnu. Ses laves étaient incroyablement pâteuses : elles contenaient plus de 60% de cristaux et étaient pratiquement solides. En outre, l'éruption alla crescendo, avec un débit augmentant très lentement pendant plusieurs années. Le comportement usuel est en sens inverse : un débit décroissant dû à la vidange du réservoir et à la baisse de pression correspondante. À Montserrat, les meilleures équipes de volcanologie du monde se sont relayées pour mesurer les paramètres de l'éruption et ont recueilli une foule de mesures qui feront la joie des spécialistes pendant de longues années.

### *Conclusion*

Une éruption volcanique est aujourd'hui un phénomène bien compris et nous savons en définir les principaux régimes. Bien entendu, nous n'en maîtrisons pas encore parfaitement tous les avatars et de nombreux travaux seront nécessaires pour lever les derniers voiles. Néanmoins, dans ce domaine, nos idées sont claires et notre programme de travail est arrêté pour plusieurs années. Le défi est désormais ailleurs : il s'agit de descendre vers le réservoir, puis vers la zone source. Pour progresser, il nous faudra déterminer les dimensions et la structure du réseau de plomberie souterrain. En effet, comment comprendre un système sans pouvoir l'observer ? Et comment construire un modèle quantitatif sans connaître ses dimensions et sa structure ? A l'heure actuelle, nous en sommes réduits à travailler en aveugle et à procéder par essai et erreur. On conçoit aisément qu'une telle méthode ne permet pas d'arriver rapidement au résultat !

Les volcans ont perdu une bonne part de leur mystère, mais conservent un grand pouvoir de fascination parce qu'ils nous laissent entrevoir le monde infernal qui règne sous nos pieds. C'est bien ce monde-là qui est au cœur des travaux actuels.