



**Michel Detay**

Traité de

# **volcanologie physique**

**L***avoisier*  
**TEC & DOC**





# HYDROVOLCANOLOGIE

---

*« ...un volcan sous-marin  
ne peut agir que par instants,  
un volcan terrestre ne peut durer  
qu'autant qu'il est voisin des eaux. »*

Georges-Louis Leclerc, Comte de Buffon, *Théorie de la Terre*, Tome I, 1744.

La molécule d'eau est omniprésente en volcanologie physique. Elle joue un rôle central, sous forme hydroxylée ou moléculaire, dans l'individualisation des magmas par fusion partielle au sein du manteau et/ou de la croûte ; sa remontée dans la plomberie magmatique, jusqu'à l'exsolution-fragmentation, grande responsable des dynamismes éruptifs explosifs. Rappelons que plus de 90 % des gaz d'origine volcanique sont composés de vapeur d'eau.

Les interactions eau-magma sont nombreuses que ce soit dans les océans, qui couvrent 71 % de la surface de la planète, où sur les terres émergées avec les multiples réservoirs que représentent les lacs, rivières, inlandis, aquifères... Elles conditionnent notamment les éruptions phréatiques et phréatomagmatiques.

L'eau, essentielle à la vie, crée des conditions favorables au cycle de vie des extrémophiles qui abondent en environnement volcanique et paravolcanique. Enfin, c'est encore l'eau qui, chauffée en profondeur par le magma, va lessiver l'encaissant et concentrer de nombreux minéraux d'intérêt économique, tant dans les océans (fumeur) qu'en environnement volcanique (VMS, porphyre copper...). Les ressources hydrothermales paravolcaniques sous-marines équivalent à l'ensemble des mines terrestres connues. *L'hydrovolcanologie* est une discipline essentielle.

## 1. ÉRUPTIONS HYDROVOLCANIQUES

Le terme d'*hydrovolcanisme* s'emploie lors d'interactions entre magma et eau souterraine (aquifère) ou superficielle (lac, rivière, glacier, mer). Il convient de distinguer le *phréatisme*, lorsque l'eau surchauffée par le magma est la seule responsable de l'éruption, et le *phréatomagmatisme* lorsqu'il y a rencontre et mélange physique entre le magma et l'eau (Fig. 8.1).

### 1.1. Phréatisme et phréatomagmatisme

Dans une éruption phréatique on ne retrouve pas de magma frais, c'est uniquement l'eau souterraine qui a été surchauffée par transfert d'énergie, en

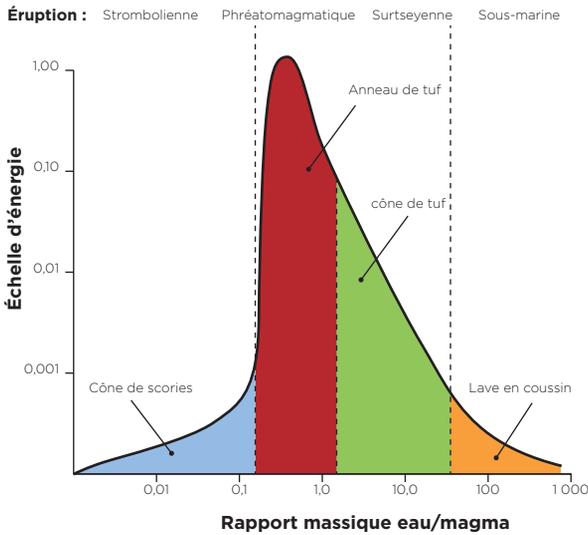
profondeur, par des dykes remplis de magma. L'eau en passant à l'état gazeux finit par faire exploser l'encaissant sus-jacent quand sa pression interne devient supérieure à la pression lithostatique externe. La partie sus-jacente de l'édifice volcanique est généralement pulvérisée en cendres, lapilli et blocs. Ces éruptions explosives sont meurtrières par la balistique des blocs projetés et par les CDP qu'elles peuvent générer, comme cela vient d'être le cas au Japon (éruption de l'Ontake-san du 27 septembre 2014, provoquant la mort d'environ 70 personnes).

Généralement les éruptions phréatiques précèdent les éruptions phréatomagmatiques, comme pour l'éruption du mont St Helens, ou encore celle du Krakatau en 1883. De même, l'éruption de l'Eyjafjöll qui a bloqué l'espace aérien européen en avril 2010, était la conséquence du contact magma-glacier conférant à la seconde phase de l'éruption un caractère hydrovolcanique. Il existe également un hydrovolcanisme sous-marin. Si le plancher est peu profond (< 1000 m) on assiste à la naissance d'une île (cas de Surtsey en Islande, en novembre 1963, ou de Niijima, au large du Japon, en novembre 2013. Les exemples sont nombreux).

Dans le cas du phréatomagmatisme, la présence d'eau va provoquer dans la chambre magmatique et la plomberie volcanique une augmentation violente de la pression et un fort accroissement de volume du mélange gaz-magma. Cette variation brutale de phase va permettre au magma de se libérer de manière explosive. Ces épisodes éruptifs laissent sur le terrain une dépression généralement circulaire, un maar, témoin de l'éruption.

L'explosion phréatique est généralement suivie par une éruption phréatomagmatique. En effet, c'est bien le magma qui en remontant chauffe l'aquifère. Le plus souvent il continue son ascension vers la surface et provoque une éruption.

Des anneaux de tuf (*tuff ring*) comme le *Diamond Head* à Hawaï, ou les cônes de tuf (*tuff cones*) sont également les produits du phréatisme. Contrairement aux maars ce sont des reliefs positifs, plus élevés dans le deuxième cas que dans le premier, qui ressemblent à un cratère d'impact météoritique. Le cratère du Hverfell, proche du lac Mývatn, en Islande, en est une belle représentation.



**Figure 8.1.** Évolution des types de dynamismes volcaniques en fonction du rapport massique eau/magma (d'après Wohletz K. et McQueen R., 1984).

Une approche thermodynamique expérimentale des processus hydrovolcaniques entreprise en 1984 par Wohletz K. et McQueen R. (Fig. 8.2) a mis en évidence la sensibilité du système au rapport massique eau/magma. Pour un rapport faible (0,01) l'eau joue un faible rôle et le magma peut arriver à la surface (éruption strombolienne). Pour un rapport moyen (0,1 à 0,3) la fragmentation est plus poussée et provoque une surge phréatomagmatique (surtseyenne) et des écoulements pyroclastiques. Au-delà, on assiste successivement à la mise en place d'anneaux de

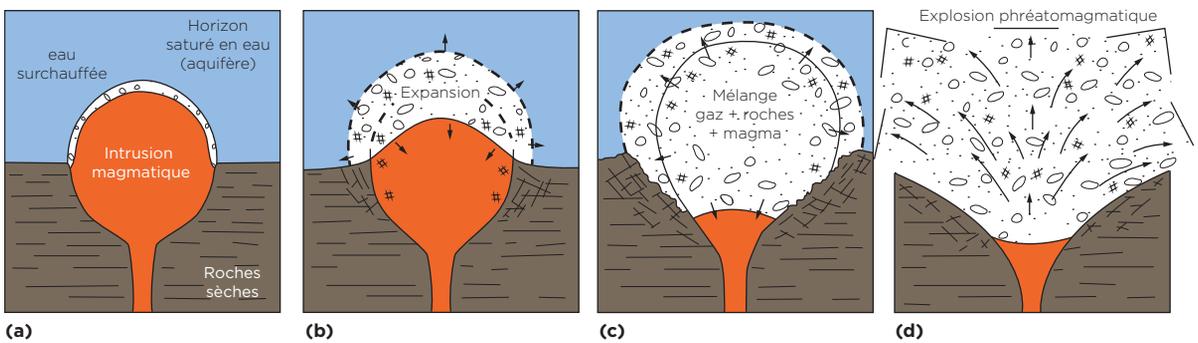
tufs et des cônes de tufs. Enfin, au-delà de 100 il n'y a plus d'explosion, mais la mise en place de lave en coussin (*pillow lava*).

Le phréatisme illustre la pluridisciplinarité nécessaire pour faire face au risque volcanique versatile où l'étude hydrogéologique apparaît ici comme un prérequis à la compréhension du contexte et à la quantification du risque.

### 1.2. Hyaloclastites

L'origine des *sables volcaniques* est longtemps restée un sujet de controverse jusqu'à ce que l'on puisse observer des éruptions sous-marines grâce à des submersibles. Les hyaloclastites sont à l'origine de ces sables noirs, parfois teintés de jaune. Les hyaloclastites sont des verres volcaniques issus de la fragmentation fine ou de la desquamation des enveloppes vitreuses des laves notamment lors de leur refroidissement rapide dans l'eau (Fig. 8.2).

Les hyaloclastites sont des produits de l'interaction eau-magma. Elles sont fréquentes lors d'éruption sous-glaciaire ou lorsque la lave atteint de l'eau superficielle ou souterraine. Elles peuvent également s'individualiser lors d'éruptions explosives quand les produits pyroclastiques sont transportés par le vent pour sédimenter dans l'eau. Ces strates de produits pyroclastiques peuvent également se former puis subir une altération et former des palagonites (généralement de couleur jaune).



**Figure 8.2.** Schéma conceptuel d'interaction magma-eau : formation de hyaloclastites. (a) Contact initial magma-aquifère, (b) création d'une zone hypercritique au contact magma-eau, (c) mélange magma-encaissant (aquifère), (d) expansion du mélange magma-eau-roche à haute pression et explosion de l'encaissant (éruption phréatomagmatique) (d'après Sheridan M. et Wohletz K., 1983).

### 1.3. Maars-diatrèmes

Les *maars-diatrèmes* sont des objets volcaniques particuliers que l'on retrouve sur des volcans monogéniques, de composition felsique à ultramafique. Ils représentent le second type de volcanisme subaérien le plus commun après les cônes de scories. Ils sont composés de deux parties principales (Fig. 8.3(a)) : (i) le maar en surface, qui comprend le cratère, recoupant la surface pré-éruptive, et l'anneau de matériel pyroclastique composé de plusieurs couches d'épaisseur variable (cône de tufs ou de scories) ; et (ii) le diatrème, partie souterraine de forme conique, qui se compose d'une partie supérieure litée et d'une partie inférieure non litée. À la base du diatrème se trouve la zone de la racine (*root zone*), véritable lien entre le dyke nourricier et la base du diatrème.

Généralement les maars-diatrèmes sont constitués de blocs erratiques plus ou moins consolidés provenant d'explosions successives de l'édifice volcanique, formant une brèche grossière. La partie inférieure du dyke est généralement située sous le niveau d'oscillation de l'aquifère et participe à son altération (élargissement, argilisation, brèche et conglomérats). La communauté volcanologique

internationale s'accorde sur l'origine phréatomagmatique de ces volcans. Ces objets sont les produits d'une multitude d'explosions engendrées par l'interaction du magma ascendant avec une source d'eau externe (souterraine ou superficielle). Toutefois, une controverse subsiste quant à l'origine des diatrèmes kimberlitiques, qui se formeraient soit par fragmentation magmatique à cause de l'abondance de volatiles dans le magma, soit par fragmentation phréatomagmatique.

Le modèle de croissance d'un maar-diatrème (Fig. 8.3(b)) fait appel à plusieurs étapes de croissance qui se succèdent dans le temps et surimposent diverses couches (volcaniques et reprise sédimentaire de matériau plus ou moins altéré – pépérites) au sein d'un seul et même édifice. Au fil des explosions successives, la zone remaniée sera d'autant plus profonde et on retrouvera dans ses débris des éléments allochtones provenant des explosions précédentes. Un premier schéma explicatif conceptuel (formulé par Volker Lorenz en 1996) propose que la zone fracturée par une explosion  $n$  (devenant d'autant plus aquifère qu'elle est fracturée) intéressera des zones plus profondes  $n+1$ . Les explosions  $n$ ,  $n+1$ , etc., provoqueront donc un enfoncement progressif

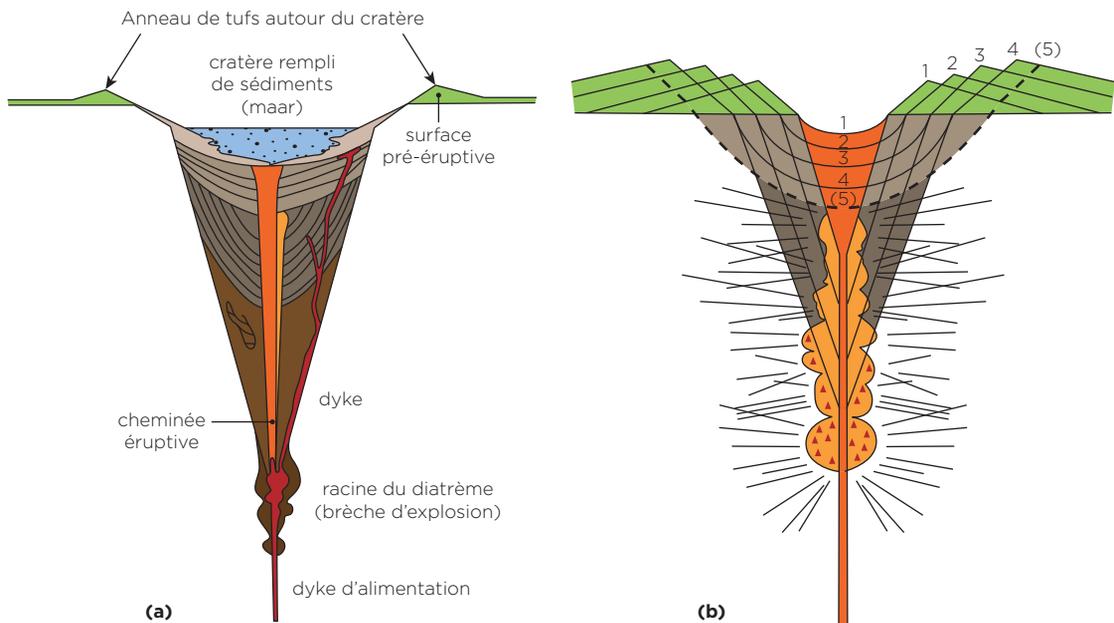


Figure 8.3. Coupe schématique d'un maar-diatrème alimenté par un dyke (d'après Lorenz V. et Zimanowski B., 2008).

du maar-diatrème dans l'encaissant. Dans ce modèle, la séquence d'éruptions explosives induit concomitamment un approfondissement de la zone aquifère. Le terme de MFCI (*Molten Fuel-Coolant Interaction*) est souvent employé pour désigner les interactions entre magma et eau (phréatisme et phréatomagmatisme).

L'approfondissement du maar-diatrème s'accompagne en parallèle, d'une migration en surface de son anneau de tufs, à la manière d'une petite dune, reflétant la succession des phases éruptives. Elle forme un anneau de tufs plus ou moins remanié intégrant d'éventuels dépôts de lahars produits par les phases éruptives.

Des études récentes et des modélisations analogiques basées sur les résultats de travaux de recherche analogiques à l'explosif, proposent un mode de mise en place légèrement différent où les éruptions successives pourraient intervenir à divers niveaux (aussi bien supérieurs qu'inférieurs).

Notons que de nombreux termes, plus ou moins conflictuels, ont été employés au fil du temps pour décrire les maars-diatrèmes et leurs dépôts, notamment dans la terminologie des pipes kimberlitiques et de leurs produits de remplissage et d'altération.

D'une manière générale, la formation d'un diatrème se décompose en trois niveaux stratigraphiques :

- une *partie supérieure*, souvent stratifiée, constituée de tufs, de brèches, de lapilli plus ou moins repris par l'altération ;
- une *partie inférieure*, constituée de blocs plus massifs de tufs et de brèches où il est possible de retrouver des blocs effondrés constitutifs des niveaux supérieurs et des blocs arrachés des niveaux inférieurs ;
- la *zone de racine*, où les niveaux volcanoclastiques sont recoupés par différents objets intrusifs (dykes). Cet horizon est caractérisé par la présence de roches en place antérieures aux épisodes éruptifs. La racine peut descendre à environ 2 000 m de profondeur, qui apparaît comme le seuil limite des interactions explosives eau-magma. Les dykes, formant la plomberie magmatique, finissent généralement par se regrouper en un seul dyke d'alimentation (*feeder dyke*).

De nombreux maars-diatrèmes présentent des traces d'éruptions de type strombolien. Les édifices

volcaniques monogéniques sont caractérisés par des flux magmatiques de l'ordre de  $1$  à  $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (les plus faibles étant les plus fréquents). Des simulations mathématiques montrent que les éruptions phréatomagmatiques, responsables de la formation des maars-diatrèmes, se produisent très rapidement (quelques minutes à quelques dizaines de minutes) avec la mobilisation d'un volume de magma de  $10^2$  à  $10^4 \text{ m}^3$ .

### ESTIMATION DE L'ÉNERGIE NÉCESSAIRE POUR FORMER UN MAAR

À titre de comparaison, et pour articuler, quelques ordres de grandeur, Self S. *et al.* (1980) estiment que l'énergie nécessaire à la mise en place du maar Ukinrek (îles Aléoutiennes – Alaska, États-Unis) est de l'ordre de  $10^{13} \text{ J}$ . Cette énergie correspond à un volume de magma de l'ordre de  $3,5 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  de magma en estimant un taux de transfert de l'ordre de 10 % d'enthalpie en énergie mécanique. L'explosion d'une telle masse de magma dans la subsurface est susceptible de former un cratère de l'ordre de 10 à 150 m de diamètre.

La plupart de ces objets volcaniques sont monogénétiques voire ne présentent dans leur historique éruptif qu'un seul épisode éruptif avant de s'éteindre.

## 1.4. Systèmes hydrothermaux

L'eau participe à de nombreuses expressions paravolcaniques : geysers, fumerolles, lacs acides, sources thermales, solfatares... Le terme – devenu générique – *hydrothermal* désigne des manifestations aussi différentes qu'une source thermominérale ou un champ solfatarien. À l'air libre, ces objets ont tous en commun d'être chauds, composés d'une phase aqueuse (généralement majoritaire), d'une phase gazeuse et de disposer de divers éléments chimiques en solution dans des proportions variables évoluant au sein de produits d'altérations (argiles). En première analyse, on peut considérer qu'il s'agit d'un seul et même processus dont les expressions super-

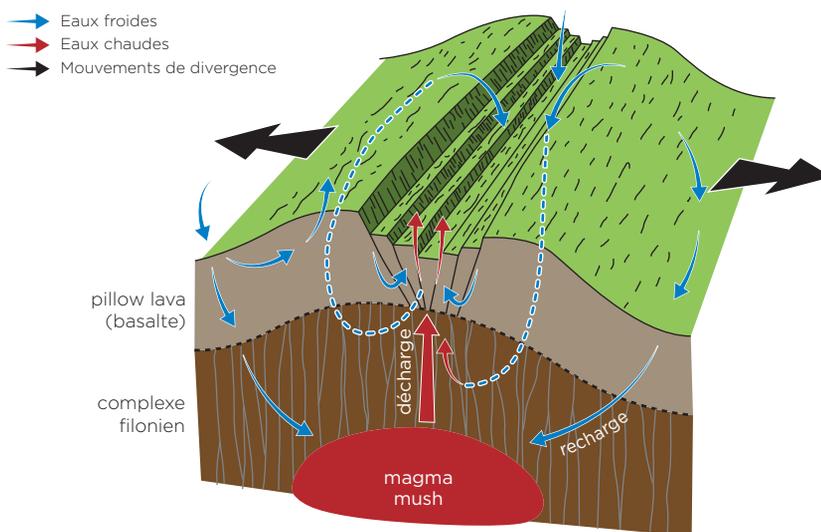
ficielles vont être différentes. Pour les différencier, nous verrons que la température peut être retenue comme élément discriminant.

Sur le plan conceptuel (Fig. 8.4 et 8.5), il s'agit d'un modèle d'hydrogéologie du socle fracturé auquel on applique un gradient géothermique élevé et des écoulements complexes, polyphasiques, notamment en régime turbulent. L'encaissant est composé d'une formation aquifère et/ou rendue aquifère par fissuration/fracturation/dissolution (aquifère de fissure assimilable à l'aquifère de socle) qui contient de l'eau d'autant plus mobile que le gradient géothermique est élevé. L'importance de la circulation est en général telle que la convection l'emporte sur la conductivité hydraulique. L'eau va être surchauffée en profondeur et, plus légère, remonter pour émerger en surface et former des manifestations dites hydrothermales. Il s'agit majoritairement, mais pas exclusivement, de réactions d'hydratation. La logique des réactions hydrothermales réside dans la combinaison des échanges de cations entre la roche et le fluide et du principe de neutralité électrique. La chimie de la solution, et les interactions fluide-roche, dépendent de l'ensemble des propriétés thermodynamiques des réactions d'échange et de la température. La transition liquide-gaz (ébullition, condensation) se produit

majoritairement près de la surface. En profondeur l'eau chaude s'enrichit en éléments chimiques qui lui confèrent des particularités propres et la rendent agressive et corrosive. De ce fait, elle participe à des phénomènes d'altérations accélérés de l'encaissant et développe le réseau de fissures et de fractures en remontant vers la surface.

Bien évidemment, même si le principe général de circulation hydrothermale s'applique à tous les sites, des différences considérables existent dans la composition des fluides et donc des dépôts. Au cours des réactions hydrothermales, de nombreux échanges de cations ont lieu entre l'eau de mer et les roches du plancher océanique. Globalement les circulations hydrothermales modifient les roches de l'encaissant en provoquant des transformations minéralogiques faisant entrer des ions  $[OH^-]$  dans des édifices minéraux préalablement anhydres. C'est ainsi que, par exemple, des pyroxènes anhydres présents dans les gabbros pourront se transformer en amphiboles hydroxylées. Basaltes, dolérites et gabbros sont ainsi progressivement transformés en metabasaltes, métadolérites, métagabbros.

La géométrie du système impose des mélanges d'eau (juvénile et souterraine), des échanges liquide-liquide importants (provenant du magmatisme et/ou du volcanisme), des échanges fluide-



**Figure 8.4.** Diagramme schématique d'un système hydrothermal dans le cas d'une ride rapide (dorsale est-Pacifique) (d'après Juteau T., 1991).

roche considérables, un gradient géothermique élevé responsable d'écoulements polyphasiques souvent turbulents. Il s'ensuit toute une série de réactions hydrogéochimiques de cristallisation et de précipitation de minéraux notamment lors des changements de phases dont le plus facilement observable est l'arrivée des fluides en surface.

### EAU JUVÉNILE ?

Le rapport entre l'eau juvénile, provenant du dégazage du manteau, et l'eau superficielle reste difficile à appréhender. Il a longtemps été proposé que l'eau juvénile jouait un rôle important, cependant les bilans géochimiques ont mis en évidence sa quasi-absence. D'une manière générale, il faut considérer que la très grande majorité de l'eau (> 90 %), voire la totalité, est une eau superficielle recyclée.

## 2. VOLCANISME SOUS-MARIN

Comme nous l'avons vu, la Terre est une des rares planètes du système solaire où l'eau peut exister en surface sous ses trois phases solide, gazeuse et à l'état liquide. Les océans occupent 71 % de la surface de la Terre. Ils représentent un réservoir de 1,3 milliard de km<sup>3</sup>. Les fonds marins abritent un grand nombre de volcans actifs. Ils sont localisés sur les dorsales et les points chauds, mais également hors axe. Ils participent alors à l'émergence des îles océaniques. Chaque année 20 km<sup>3</sup> de croûte océanique sont ainsi constitués le long des 53 700 km de dorsales qui parcourent le globe au fond des océans.

Les bassins profonds, les abysses, couvrent 60 % de la surface de la planète. Ils sont très différents des continents sur lesquels nous vivons. Le volcanisme sous-marin participe à l'évolution physico-chimique de la Terre. Il constitue un maillon de la chaîne de transfert de matière et d'énergie entre les différentes enveloppes de l'écorce terrestre. Chaque éruption sous-marine contribue au dégazage du manteau et libère dans l'environnement des composés volatils qui vont se dissoudre dans l'eau de mer avant de participer à d'autres cycles géochimiques. Il est notamment le principal acteur, avec l'eau de mer, à travers les cir-

culations hydrothermales, de la formation de minerais (fer, cuivre, zinc, cobalt, nickel, manganèse...).

Ces ressources représentent aujourd'hui la prochaine frontière technologique dès que les conditions économiques seront atteintes et que l'environnement juridique aura évolué. Elles sont, en effet, situées la plupart du temps dans des zones internationales. C'est un des principaux enjeux des travaux quant à la redistribution et l'extension des zones territoriales. Les enjeux financiers, technologiques et écologiques sont considérables.

Le volcanisme sous-marin est évidemment sous le contrôle de la phase aquatique rendant la présence d'eau omniprésente et qui surimpose souvent une pression hydrostatique importante. Cette pression empêche, par exemple la formation de gaz et impose aux émissions de lave de s'écouler sous la forme de *pillow lava*. Si elles atteignent la surface (naissance d'une île), ces éruptions s'apparentent alors à de l'*hydrovolcanisme*.

Comme nous l'avons vu, le volcanisme océanique profond ne permet pas l'individualisation d'une phase gazeuse car la pression hydrostatique est trop importante. Ce n'est qu'à une profondeur inférieure à 500 m que la pression hydrostatique ne pourra plus contrebalancer la pression des gaz. Le phénomène s'emballe même, car une partie de l'eau de mer passera à l'état gazeux au contact de la lave chaude contribuant ainsi à une augmentation de la production de gaz. Il se produit alors une éruption hydro-magmatique. La violence de ces éruptions dépend des quantités d'eau vaporisées. Un optimum existe. La présence de trop d'eau annihile le phénomène et quand il n'y a plus assez d'eau, lorsque le volcan émerge, l'éruption devient classique. L'exemple récent le plus caractéristique reste la naissance de l'île de Surtsey (novembre 1963) au sud de l'Islande. C'est également le cas de l'île de Pitcairn devenue célèbre après que les réfugiés du Bounty s'y soient installés ; de l'île de Mehetia partie émergée du point chaud de l'archipel de la Société. Récemment, l'activité volcanique au large des côtes de l'île d'El Hierro, aux Canaries, a été l'occasion d'observer de belles manifestations hydromagmatiques (ou phréatomagmatiques – synonyme). Parmi les exemples d'éruptions phréatomagmatiques, on peut également citer le

Taal aux Philippines (caldeira de 25 km de diamètre), 1976 ; l'Ukinrek en Alaska, 1977 ; le groupe de volcan du Carrán-Los Venados au Chili, 1955 ; les nouvelles îles apparues dans l'archipel Zubair au large du Yémen en janvier 2012 ou encore l'île de Niijima, née au large du Japon en novembre 2013. Plusieurs films et vidéos sont disponibles sur internet sur le thème de la naissance d'une île volcanique comme celle filmée au large des îles Salomon et à l'est de la Papouasie-Nouvelle-Guinée ou encore au Japon ou aux Canaries.

### 2.1. Caldeira sous-marine et VMS

De très nombreux édifices volcaniques sous-marins ont été identifiés. Les structures caldériques sont associées à la mise en place de VMS (*Volcanogenic Massive Sulfides*). La figure 8.5(a), présente un schéma conceptuel mettant en évidence l'évolution d'un édifice caldérique sous-marin et son cortège de manifestations hydrothermales :

a) effondrement asymétrique de la caldeira après qu'il y ait contact avec de l'eau de mer par fracturation en limite de système ;

b) infiltration d'eau de mer, circulations hydrothermales intenses, précipitation de minéraux. Effondrement chaotique de la caldeira ;

c) Résurgence caldérique, mise en place d'un dôme de lave et intense activité hydrothermale associée. Dépôts de VMS (or, cuivre, zinc).

Les VMS, (*Volcanogenic Massive Sulfides* – VMS – sulfures massifs, ou gisements exhalatifs sulfurés) proviennent de minéralisations primaires, ou syngénétiques (formées en même temps que les roches-hôtes), piégées à l'intérieur d'une couche donnée (*stratabound*). Les VMS sont composés principalement de sulfures (> 40 % de la masse). Ils se sont formés sur, ou à proximité, du fond de l'océan par l'activité hydrothermale induite par le magmatisme. Ils proviennent d'une activité hydrothermale de type fumeur noir. Ils sont riches en métaux tels que Fe et Mn, mais aussi Cu, Zn, Pb, plus rarement Au et Ag, essentiellement sous forme de sulfures de ces métaux : pyrrhotite et pyrite (sulfures de fer) ; chalcopryrite (Cu), galène (Pb), sphalérite (Zn), etc.

Ces édifices présentent un intérêt économique certain (section 5.6).

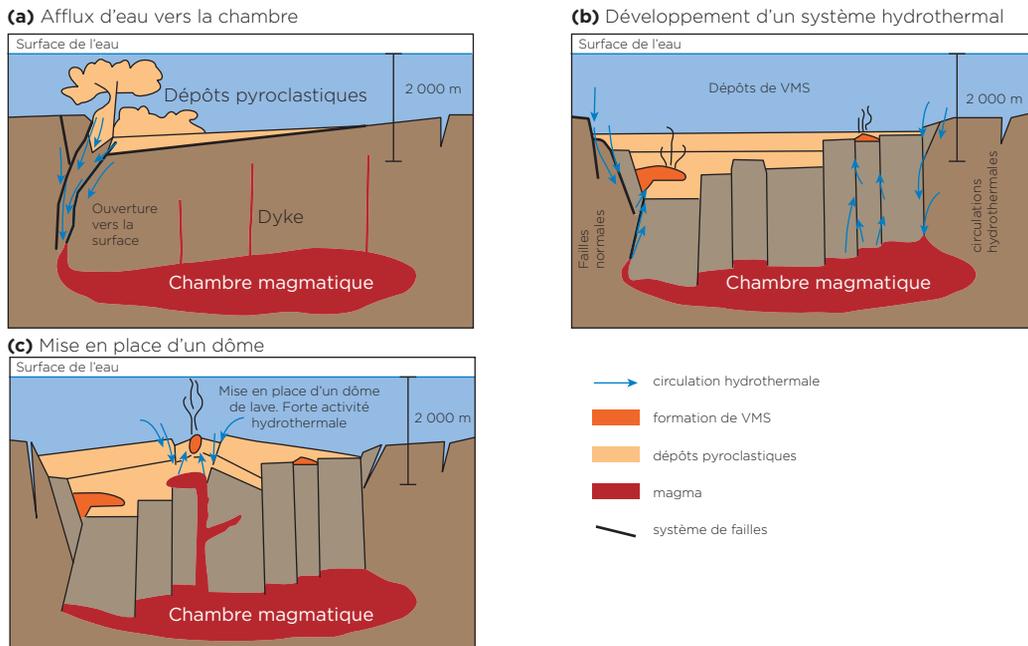


Figure 8.5. Schéma conceptuel d'une activité caldérique sous-marine et dépôts de VMS associé (d'après Stix J., et al. 2003 ; Schulz K.J., 2012).

## 2.2. Volcans hors axe

Grâce aux campagnes bathymétriques, aux campagnes acoustiques et à l'analyse satellitaire, on a découvert récemment l'existence de très nombreux édifices volcaniques au fond des océans. La plaque Pacifique, la plus étudiée, a révélé l'existence de 300 000 édifices volcaniques d'au moins 500 m de hauteur. Il y en aurait entre 1 et 1,5 million de tailles inférieures. La grande majorité de ces volcans n'est pas localisée directement sur la dorsale, mais en parallèle entre 1 et 20 kilomètres de l'axe. Ce sont les volcans hors axe, par référence à l'axe de la dorsale.

Ces objets sous-marins particuliers sont interprétés comme le reflet d'un surplus de production magmatique d'une dorsale. Un volcanisme en excès, provenant de l'activité de la dorsale où un très faible volume de magma (<1%) ne s'épancherait pas et resterait localisé sous la croûte océanique fraîchement créée (sous-placage magmatique). Ce réservoir magmatique particulier profiterait de zones de faiblesse de la jeune croûte pour s'écouler. Ce phénomène ne peut cependant se produire que de part et d'autre de la dorsale, dans les zones fracturées, et pendant un temps relativement court, avant de ne cristalliser

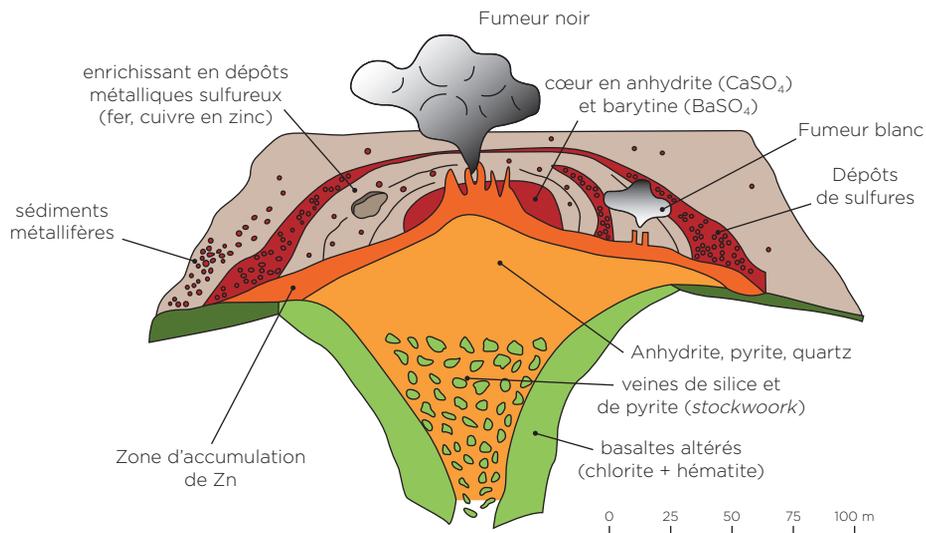
lui-même. Ceci explique qu'il ne se produise que sur une distance relativement courte (< 20 km) de part et d'autre de l'axe et pendant un temps relativement bref (< 10 Ma). Ce sont des objets de tailles modestes, qui se forment dans une bande étroite autour de l'axe de la dorsale et qui occupent, à terme tout le plancher océanique.

## 2.3. Événements hydrothermaux sous-marins

Les événements hydrothermaux des rides océaniques ont été découverts en 1977 après de longues recherches sous-marines le long du rift des Galápagos sur la dorsale est-Pacifique. Ils se rencontrent principalement le long des 53 700 km de rides océaniques (rapides ou lentes), mais aussi dans le volcanisme d'arcs et les bassins d'arrière arc et enfin, dans le volcanisme intra-plaque et les points chauds. En fonction de leur température, on distingue trois catégories d'événements :

- à faible température  $6\text{ }^{\circ}\text{C} < t < 23\text{ }^{\circ}\text{C}$  ;
- chaud  $\leq 300\text{ }^{\circ}\text{C}$  fumeurs blancs (*white smokers*) ;
- très chauds  $270\text{--}380\text{ }^{\circ}\text{C}$  dont les fumeurs noirs (*black smokers*) ( $350 \pm 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) découverts en 1979.

La **figure 8.6** met en évidence la coupe d'un dépôt VMS concordant avec une lentille semi-massive



**Figure 8.6.** Coupe schématique d'un fumeur noir contemporain type TAG (*Trans-Atlantic Geothermal*) et de ses dépôts sulfureux (VMS) de la ride Médio-Atlantique (d'après Hannington M.D. *et al.*, 1998 ; Galley A.G. *et al.*, 2007). Modifié d'après Hannington M.D., *et al.* (2005) ; Morgan L.A. (2012).

à massive, recouvrant des veines de stockwork discordantes associées à un halot d'altération. La convection hydrothermale fonctionne grâce à la présence d'un magma chaud situé à quelques kilomètres du plancher océanique. Ce dernier impose un gradient géothermique de plusieurs centaines de degrés par kilomètres. La forte signature marine des compositions isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène des solutions hydrothermales émises par les fumeurs noirs indique que celles-ci se sont formées majoritairement par infiltration d'eau de mer dans le système de fissures et des fractures de la dorsale pour être réchauffées et remonter.

Selon diverses estimations, 150 à 900 milliards de mètres cubes d'eau de mer participeraient, chaque année, à cette circulation hydrothermale. Cela signifie que l'ensemble de la masse d'eau océanique est recyclé dans les systèmes hydrothermaux tous les 1,5 à 9 millions d'années. Dans ce processus, dès que la température est supérieure à 160 °C, le calcium et les sulfates contenus dans l'eau de mer, précipitent en sulfate de calcium sous forme d'anhydride ( $\text{CaSO}_4$ ). Par ailleurs, sous l'action de  $\text{H}_2$ , l'anion sulfate de l'eau de mer peut se réduire en  $\text{H}_2\text{S}$  et  $\text{H}_2\text{O}$ . Les produits d'altération intégrant le magnésium et une partie du sodium provenant de l'eau de mer sous forme chlorite, smectite, albite. Le fluide résiduel devient de plus en plus agressif (acide) et contribue d'autant plus à l'altération de l'encaissant, ce qui se traduit *in fine* par une mise en solution des métaux (Fe, Cu, Zn). Des dépôts sulfurés précipitent rapidement au contact de l'eau froide (2 °C).

Aujourd'hui plus d'une centaine de sites hydrothermaux ont été reconnus. Quand ils sont localisés sur les rides océaniques, ils se situent à une profondeur moyenne de 2 800 m où s'exerce une pression de l'ordre de 300 atmosphères compte tenu de la surpression créée par le sel dissous dans l'eau de mer. Dans ces gammes de pression l'eau se présente dans l'encaissant généralement sous la forme d'un fluide supercritique dont les caractéristiques physico-chimiques se situent entre liquide et gaz. Les événements sont composés de dépôts d'anhydrites, qui précipitent les premiers, et de sulfures de cuivre, de fer et

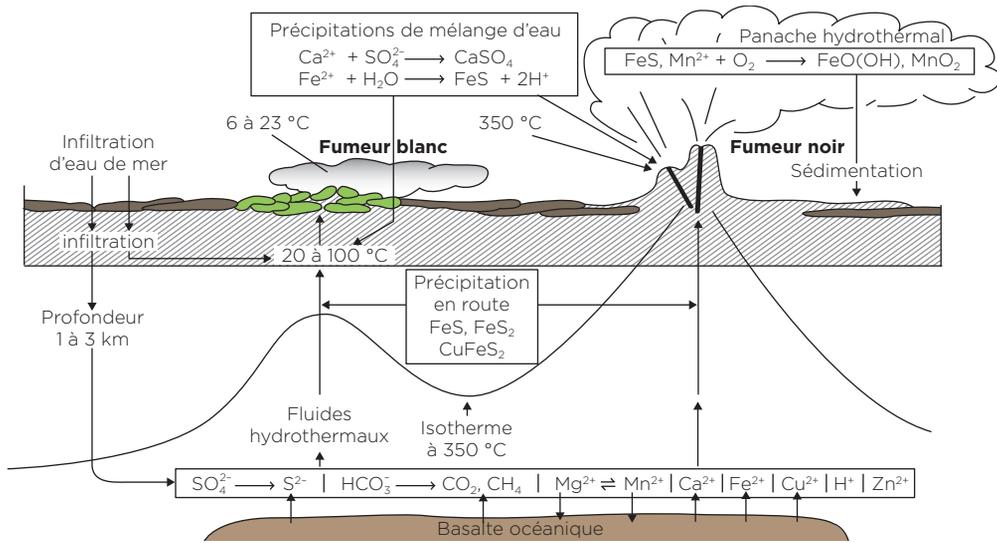
de zinc (Fig. 8.7). Certaines cheminées ont plusieurs mètres de diamètre et peuvent atteindre 60 m de hauteur.

### PRODUCTION DES FUMEURS NOIRS

De manière à articuler quelques ordres de grandeur, il est établi qu'un groupe d'une dizaine de fumeurs noirs de 2 cm de diamètre émettant un fluide contenant 100 ppm de métaux à  $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , produit 250 tonnes de sulfures métalliques par an. Un champ actif peut regrouper une cinquantaine de ces fumeurs et sa durée de vie peut être de plusieurs dizaines de milliers d'années. Dans un tel système, environ 1,5 million de tonnes de sulfures de fer ( $\text{FeS}_2$ ) peuvent être produites tous les cent ans. Des calculs mettent en perspective une production annuelle de sulfures (principalement de fer) de l'ordre de 15 000 t pour un champ composé d'une dizaine de fumeurs noirs, car il semble que 95 % des métaux soient dispersés dans l'eau de mer. Peut-être que des techniques seront élaborées pour capter directement ces fluides enrichis ?

Les événements hydrothermaux renferment une grande variété biologique avec des communautés complexes dont le départ de la chaîne alimentaire est notamment composé des éléments chimiques relargués par l'événement. Ils ont été décrits comme des oasis de vie au milieu du désert des fonds marins : les jardins de roses (*rose garden*).

Des bactéries *Archaea* chimiosynthétiques forment le premier chaînon. Les événements hydrothermaux mettent ainsi à disposition des conditions favorables à la chimie prébiotique. Il est vraisemblable que des événements hydrothermaux existent sur Europa (Lune de Jupiter) voire qu'ils aient existés sur Mars. Enfin, certains scientifiques présupposent la présence de sites hydrothermaux sur notre planète dès la formation des premiers océans il y a 4,4 Ga. Des composés organiques synthétisés à haute température auraient ainsi été transportés ensuite vers des zones plus stables et pourraient être à l'origine de la vie sur Terre. Cette théorie est renforcée par la découverte de fossiles, datés de 3,8 Ga, dans des structures analogues aux zones hydrothermales actuelles.



**Figure 8.7.** Schéma conceptuel des principaux processus chimiques des événements hydrothermaux des rides océaniques (d'après Jannasch H. et Mott M.I., 1985).

### 3. HYDROVOLCANOLOGIE SUPERFICIELLE

L'hydrovolcanologie superficielle couvre le champ des phénomènes paravolcaniques pré- et post-éruptifs : solfatares, fumerolles, sources chaudes, flux géothermiques, qui représentent un indicateur important en volcanologie prévisionnelle. Elle permet de mieux comprendre la dynamique des lacs de cratère et des lacs de rift, souvent sursaturés en  $\text{CO}_2$  d'origine volcanique, susceptibles d'éruptions limniques. L'hydrovolcanologie présente une perspective nouvelle au sein de la volcanologie physique où l'eau est à la fois l'élément déclencheur, voire le catalyseur, d'éruptions explosives majeures, mais aussi un indicateur précieux en matière de prévision et de gestion du risque.

#### 3.1. Fumerolles et solfatares

En parcourant les terrains volcaniques, il est fréquent de croiser des zones où fissures, bouches et événements qui crachent vapeur, hydrogène sulfuré, dioxyde de carbone et autres gaz. Ces manifestations sont généralement regroupées sous le terme de « fumerolles ». Leur température peut varier de 100 à 1 000 °C sur des volcans actifs. La vitesse des gaz peut être supérieure à  $150 \text{ m.s}^{-1}$ . Généralement les émissions ne contiennent

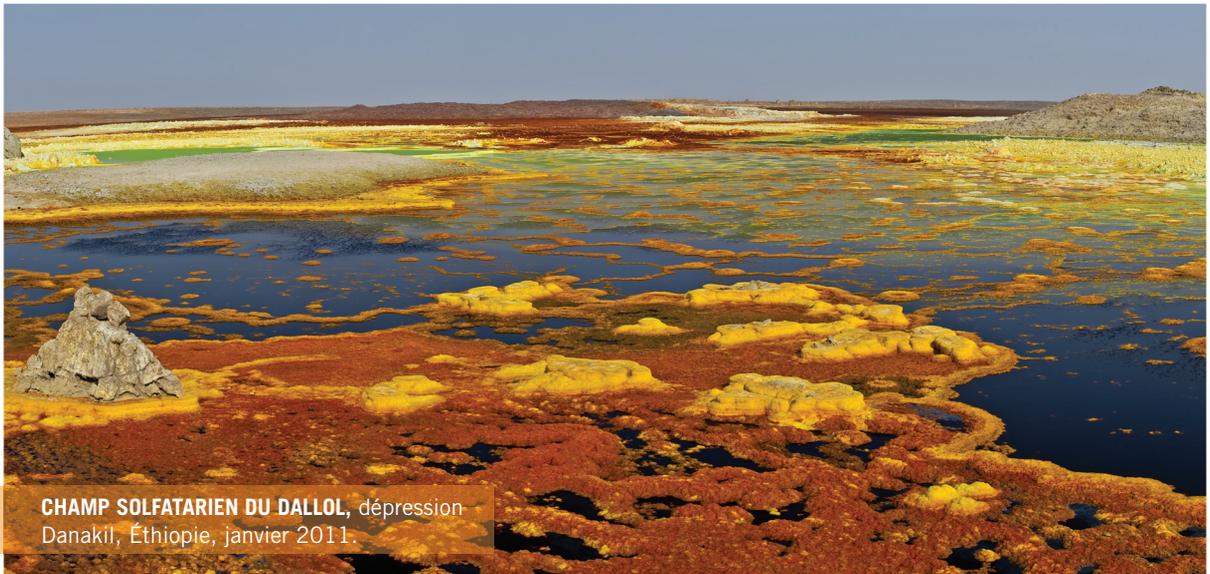
plus de gaz très agressifs (HF, HCl), mais du  $\text{SO}_2$  peut-être présent en grande quantité dans certaines fumerolles comme, par exemple, au Kawah Ijen (Java, Indonésie) et au Biliran (Philippines). Les volumes gazeux peuvent atteindre plusieurs milliards de mètres cubes.

Les fumerolles correspondent majoritairement à des émissions gazeuses. Elles accompagnent généralement les éruptions volcaniques et persistent assez longtemps après l'éruption. Deux types de fumerolles se distinguent :

- sèches entre 500 °C et 1 000 °C, riches en  $\text{H}_2$ ,  $\text{SO}_2$ , F et Cl ;
- acides, entre 300 °C et 500 °C, riches en  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  et HCl.

Lorsque la température des fumerolles descend en dessous de 500 °C les sulfates prédominent et parmi les chlorures apparaissent le chlorure d'aluminium ( $\text{AlCl}_3$ ) et le chlorure ferrique ( $\text{FeCl}_3$ ). Ce dernier, combiné à l'eau, se transforme en hématite ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) qui se dépose dans les fissures sous la forme de cristaux tabulaires noirs et brillants facilement reconnaissables.

Plus l'activité magmatique sous-jacente est importante, plus la température des fumerolles augmente, ainsi que leur acidité et le volume d'émission de composés soufrés. Les fumerolles donnent donc de précieuses indications permettant de prévoir de potentielles éruptions volcaniques.



CHAMP SOLFATARIEN DU DALLOL, dépression Danakil, Éthiopie, janvier 2011.

Aujourd'hui, le terme fumerolle est assez galvaudé et désigne indistinctement toute manifestation gazeuse émise par un système hydrothermal. Il faut cependant ne pas les confondre avec les solfatares.

Le terme italien *solfatara*, littéralement « terre de soufre, soufrière », désignait à l'origine un volcan situé dans les champs Phlégréens, entre Pouzzoles et Naples (Italie), connu pour ses émissions de vapeur sulfureuse. La signification de ce mot a ensuite été étendue à tous les terrains d'où se dégagent de la vapeur d'eau et des composés soufrés. Dans les îles volcaniques des Caraïbes, les solfatares sont appelées soufrières, comme celle de Sainte-Lucie, de Guadeloupe et de Saint Vincent. Les solfatares<sup>1</sup> produisent un grand volume de vapeur d'eau, mais aussi de CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>S qui sont des gaz à effet de serre.

Les émissions solfatarieuses sont composées à 90 % d'eau sous forme vapeur et des composants variés : CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, NH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>S... Elles sont généralement entourées de dépôts de soufre, produit lorsque l'hydrogène sulfuré entre en contact avec l'air et réagit avec l'oxygène. En plus des composés soufrés, des sulfates (alunite, natroalunite, jarosite, gypse) et quelques composés fugaces de sul-

fates hydratés précipitent et des argiles (kaolins notamment) se forment. Des smectites peuvent apparaître lorsque les acides sont neutralisés. Ce qui caractérise les solfatares c'est la présence simultanée d'une phase liquide, d'une phase gazeuse, de produits d'altération (argiles) et la présence de soufre. Signalons que certaines solfatares ont été exploitées de manière semi-industrielle pour extraire du soufre comme à Vulcano, dans les îles Éoliennes, au Chili ou encore au Kawah Ijen en Indonésie. Ces exploitations restent anecdotiques sachant que la très grande majorité du soufre est d'origine sédimentaire.

### EXPLOITATION DU SOUFRE D'ORIGINE VOLCANIQUE

Sur l'île de Vulcano, vers 1860, 500 bagnards étaient mobilisés pour extraire quelque 60 tonnes de soufre par an. Au Mexique, au xvi<sup>e</sup> siècle, le conquérant espagnol Diego de Ordaz envoyait chercher le soufre au fond du Popocatepetl pour fabriquer sa poudre à canon. Aujourd'hui encore, à Java, au Kawah Ijen, des centaines d'hommes continuent d'exploiter une solfatare avec des moyens rudimentaires pour le compte d'une entreprise chinoise. Au-delà des conditions de travail, le risque d'éruption limnique (*voir section 3.3*) est grand et a déjà fait de nombreux morts parmi les mineurs (49 en 1976 et 25 en 1989).

1. Une certaine confusion existe quant à savoir si le terme est masculin (petit Robert) ou féminin (petit Larousse). Nous retiendrons que le terme provient de *solfatara* en italien qui est féminin.





Les volcans sont terre de paradoxes. Manifestation quasiment négligeable de l'activité terrestre d'un point de vue thermodynamique, ils n'en représentent pas moins un des **phénomènes naturels les plus fascinants**, pouvant être tour à tour majestueux, silencieux, instables, meurtriers, pourvoyeurs de terrains fertiles ou perturbateurs du climat mondial. De tels objets naturels ne peuvent être cernés que par une **approche scientifique multidisciplinaire** qui combine physique, chimie et géologie de terrain.

*Traité de volcanologie physique* propose une synthèse actualisée, recadrant l'objet géologique « volcan » dans son contexte géodynamique, mais aussi dans les problématiques contemporaines en fournissant des éléments de quantification techniques, financiers (ou économiques) et sociétaux. Sont tour à tour abordées des **problématiques volcanologiques essentielles** telles que la plomberie magmatique, l'impact du volcanisme sur le climat, l'hydrovolcanologie, les phénomènes para-volcaniques, la notion de risque volcanique ainsi que le volcanisme paroxysmal, responsable des extinctions de masse à l'origine de nombreuses ères géologiques, et le volcanisme extraterrestre.

C'est un corpus de connaissances complet, richement illustré, que propose Michel Detay aux étudiants en STU et SVT ainsi qu'aux candidats au CAPES et à l'Agrégation de SVT. Il apporte également un éclairage scientifique et technique aux enseignants de SVT et plus généralement à tout public intéressé par un aspect particulier du volcanisme, ou par le sujet dans sa globalité.

**Michel Detay** présente la double compétence d'être à la fois un universitaire (géologue, docteur d'État) et un industriel (au sein du secteur privé - tant en France qu'à l'international), ce qui lui permet une mise en perspective novatrice et pratique de la volcanologie physique.