

SOCIETE DE VOLCANOLOGIE GENEVE

C.P. 6423, CH-1211 GENEVE 6, SUISSE (FAX: 022/786 22 46, E-MAIL: SVG@WORLD.COM.CH)

SVG



GENEVE

30 Bulletin mensuel





Le nouveau site web de la SVG est accessible. Son adresse est facile: www.volcan.ch



Groupe d'informations sur la SVG par e-mails, inscription à l'adresse suivante: membresvg@bluemail.ch

SOMMAIRE BULLETIN SVG No30, mars 2003

Nouvelle de la Société	p.1
Activité volcanique	p. 2
Stromboli	
South Sandwich Islands	
Point de Mire	p.3-8
Fogo (Açores)	
Récit de voyage	p.9-12
OI Doinyo Lengai	
Dossier du Mois	C.1-5
Écoulement des laves	
Zoom actualité	C.5
Kilauea	



Coulée de carbonatite en chenal, OI Doinyo Lengai février 2003 (© Photo M. Caillet)

En plus des membres du comité de la SVG, nous remercions **G. Caniaux, Y. Bessard et E. Bardou** pour leurs articles, ainsi que toutes les personnes, qui participent à la publication du bulletin de la SVG.

IMPRESSUM
Bulletin de la SVG No30, mars 2003, 17p (7p couleur), 360ex.
Rédacteurs SVG: J. Metzger & P. Vetsch (Uniquement destiné aux membres SVG, N° non disponible à la vente dans le commerce).
Cotisation annuelle (01.01.03-31.12.03) SVG: 50.- SFR (38.- Euro)/soutien 80.- SFR (54.- Euro) ou plus.
Suisse: CCP 12-16235-6
 Paiement membres étrangers: RIB, Banque 18106, Guichet 00034.
N°compte 95315810050, Clé 96.
IBAN (autres pays que la France): FR76 1810 6000 3495 3158 1005 096 BIC AGRIFRPP881

NOUVELLES DE LA SOCIETE -NOUVELLES DE LA SOCIETE -NOUVELLES

Nous continuons nos réunions mensuelles chaque deuxième lundi du mois. **REUNION MENSUELLE**
La prochaine séance aura donc lieu le:

lundi 10 mars 2003 à 20h00

dans notre lieu habituel de rencontre situé dans la salle de:

MAISON DE QUARTIER DE ST-JEAN
(8, ch François-Furet, Genève)

Elle aura pour thème:

VOLCANS AFRICAINS PARTIE I: TANZANIE

MOIS PROCHAIN

Nous quitterons les savanes africaines pour des paysages volcaniques nordiques avec des vues sur l'**Islande**, présentation de Eliane Etienne

Pour cette première séance sur les volcans africains, nous irons en Tanzanie, sur un volcan célèbre pour tous les passionnés de volcanologie, la Montagne des Dieux Masaï, l'OL DOINYO LENGAI. Plusieurs membres de la SVG se sont rendus sur ce volcan à Noël 2002, puis tout récemment en janvier-février 2003 (c.f. récit de voyage p.9-12). Nous aurons donc l'opportunité de découvrir les changements au sommet de ce volcan, en activité permanente, allié avec les charmes des Masaïs et des paysages africains. C'est à la séance du mois de **mai** que nous repartirons sur les chemins volcaniques d'Afrique, en nous rendant en ETHIOPIE ■



Comme vous le savez, nous organisons du **12 au 27 juillet 2003** notre excursion annuelle sur les volcans de l'île de la Réunion.

Grâce à un effort remarquable de Géo-Découverte, l'agence qui s'occupe de la logistique, avec les mêmes conditions de voyages, il y aura une baisse sensible du prix approximatif, que nous vous avons communiqué. Avec le nombre de participants actuels (7 personnes) le prix est de 3400.- CHF (2331.- Euro). Cependant si le nombre d'inscrit atteint **10 personnes** la baisse sera encore plus importante avec un **prix exceptionnel de seulement 2850.- CHF (1954 Euro) !** Pour obtenir ces prix, il est indispensable que vous inscriviez, auprès de la SVG (case postale 6423, 1211 GE 6), avant le **31 mars**, ultime délai ■

EXCURSION SVG 2003

A L'ILE DE LA REUNION: baisse du prix final DES PLACES SONT ENCORE DISPONIBLES





ACTIVITE VOLCANIQUE - ACTIVITE VOLCANIQUE - ACTIVITE VOLCANIQUE

STROMBOLI : coulées dans la mer

[Deux sites indispensables:
Stromboli Online, www.stromboli.net
et T.Pfeiffer <http://www.decadevolcano.com>]



Photo T.Pfeiffer

Stromboli, janvier 2003

L'éruption effusive de Stromboli se poursuit (en date du 3 mars 2003) avec des coulées atteignant la mer sur les pentes raides de la Sciara del Fuoco. Le point d'émission de ces laves est relativement stable vers 600 m d'altitude à la base NE du cratère 1. C'est à la mi-février que cette bouche, déjà active sporadiquement au début de l'éruption en décembre 2002, est devenue la bouche effusive principale, avec l'arrêt des coulées sortant d'une bouche vers 500 m d'altitude (très active du 30 décembre 2002 au 15 février 2003). La bouche à 600 m d'altitude a délivré toute une série de courtes coulées, qui ont formé un champ de lave complexe, avec des bouches éphémères dans les parties hautes de la Sciara del Fuoco.

L'activité strombolienne dans la zone sommitale n'a pas repris. Cependant entre le 19 janvier et le 15 février des grondements sourds et profonds ont été entendus. Ces bruits témoignent d'explosions se produisant à grande profondeur, seulement des émissions de cendres brunes sortent des cratères sommitaux, suite à des effondrements. Ces explosions profondes sont confirmées par l'activité sismiques, celle-ci d'ailleurs, fin février était en augmentation, en particulier les secousses, dues aux explosions (explosion-quakes, 5 par heures p.ex.). Les tremors restent stables. Le SO_2 émis à Stromboli est de l'ordre de 620 t/jour.

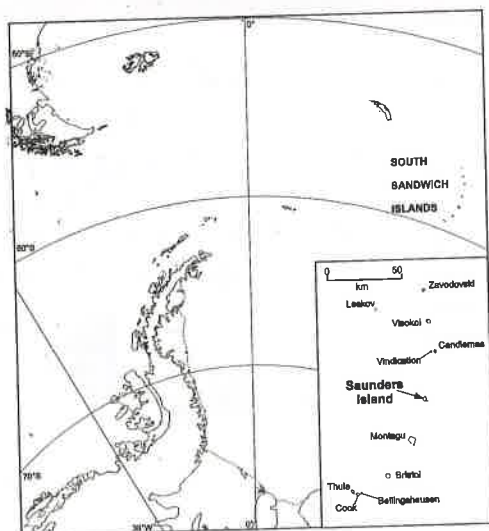
La niche d'arrachement, née par le glissement du 30 décembre dernier, s'agrandit progressivement vers l'Ouest en février. Cette érosion s'attaque la

base du cratère 1 (extrémité NE de la terrasse des cratères). La partie haute et active se marque par des fumerolles éphémères et des anomalies thermiques. Cette progression s'accompagne parfois d'avalanches [Réf. S.Calvari INGV www.ingv.it]

L'accès au sommet reste interdit, mais l'accès à l'île semble à présent possible selon une dépêche de Stromboli OnLine newsletter (No62, 5.3.2003), s'appuyant sur des informations provenant des guides locaux ■

ERUPTION DETECTÉE PAR SATELITES UNIQUE- MENT: Mt Belinda, South Sandwich Islands

Une éruption a été détectée par satellite uniquement, sur une des îles de l'arc volcanique le plus isolé du monde celui des South Sandwich Islands. C'est la première éruption connue du volcan Mount Belinda sur l'île de Montagu. C'est une anomalie thermique qui a attiré l'attention des scientifiques de l'Université d'Hawaii Manoa. D'autres images spatiales ont été utilisées pour confirmer cette éruption très lointaine.



Les résultats préliminaires laissent entendre que l'éruption a débuté en octobre 2001 avec des cendres ou des laves émises depuis le sommet du Mt Belinda. Ce volcan, recouvert de glace à 90%, forme la majorité de l'île de Montagu, la plus grande des South Sandwich Islands. En juillet 2002 d'importantes quantités de lave semblaient s'accumuler dans un vaste cratère sommital, provoquant en août et septembre dernier une anomalie thermique bien nette. Ces anomalies restent encore bien visibles actuellement (février 2003). Cet arc insulaire intra océanique de 350 km de long, comprend 11 îles principales, la plupart inaccessibles. L'activité sur cet arc semble cependant assez fréquente comme le montre plusieurs études récentes, parues dans les revues spécialisées. La présence d'un lac de lave a même été envisagée sur l'île de Saunders, au Nord de Montagu ■

[Réf. VolcanoList, Matt Patrick et al. fév. 2003]



POINT DE MIRE - POINT DE MIRE - POINT DE MIRE - POINT DE MIRE -

1 Introduction

Le volcan du Fogo, également connu sous le nom d'Agua de Pau (autrefois il était encore appelé l'Agua de Pão) est situé au centre de l'île de São Miguel, entre les longitudes 25,4°W et 25,6°W (Figure 1).

Ce volcan est un imposant appareil polygénique, certainement l'un des plus importants et des plus dangereux des Açores (Photo 1), mais il est doté d'un potentiel géothermique exceptionnel.

C'est peut-être pour ces raisons qu'il a intéressé les spécialistes depuis longtemps. Déjà au XIXème siècle, il reçut la visite de géologues célèbres, tels le Conte Vargas de Bedemar en 1835-1836, Hartung en 1857, Osann et Castro en 1888.

Fouqué fit deux fois le voyage des Açores, en 1867 puis en 1872; il s'intéressa tout particulièrement aux manifestations hydrothermales de Ribeira Grande¹. En 1893, le Pr. Lacroix vint étudier les roches grenues que l'on trouve dans certains dépôts ponceux du Fogo².

Un siècle plus tard, Georges Walker rendit le Fogo célèbre à la communauté internationale en publiant des articles fondamentaux sur les dépôts pliniens (Walker et Croasdale, 1971). Ces travaux précurseurs suscitèrent ensuite de nombreuses études de référence sur le volcanisme explosif (Booth *et al.*, 1978, 1983; Bursik *et al.*, 1992; Capaccioni *et al.*, 1994).

Dix ans plus tard, R.B. Moore publia des résultats aujourd'hui très controversés sur l'histoire éruptive du Fogo (Moore, 1990; 1991). Depuis la création du Centre de Volcanologie de l'Université des Açores en 1980, des études très intéressantes, parmi lesquelles celles de Wallenstein (1999) ont été consacrées au volcanisme Açorien.

Nous présentons dans cet article une large synthèse sur la volcanologie de ce massif, que nous faisons en partie sur la base de ces derniers travaux.

2 Présentation générale

Le volcan du Fogo constitue l'une des huit régions naturelles de São Miguel (Zbyszewski, 1961). Il est limité (1) au nord et au sud par le littoral, (2) à l'ouest par la "Région des Pics" (ensemble de cônes de scories disposés le long de fissures en échelon), (3) à l'est par la région de l'Achada das Furnas (également constituée de nombreux cônes de scories basaltiques) et (4) au nord-est par la "Plate-forme Septentrionale" (Figure 1).

A la base, son diamètre est de 13 km; sa superficie de 133 km² représente environ le cinquième de l'île. Le Fogo culmine au Pico da Barrosa (947 m); son volume émergé de 44 km³ est du même ordre de grandeur que celui des autres stratovolcans de l'île,



Photo 3: Vue générale de la caldeira et du Lagoa do Fogo. En arrière plan et sur la droite, le Pico da Barrosa (947m), sommet du volcan.

Sete Cidades (45 km³) et Furnas (35 km³). Ses pentes, faiblement inclinées sur l'horizontale (3°) se redressent progressivement et atteignent 25° à son sommet. Ce changement de pente à mi-hauteur coïncide avec l'affleurement d'imposantes coulées de lave de nature trachytique formant le noyau central du volcan (Photo 2).

Son sommet est entaillé par une caldeira de 3.2 km de diamètre, dont la superficie est de 4.8 km². Sa profondeur, 370 m au nord et au nord-ouest, s'abaisse au sud où elle atteint tout juste 10 m. Sa forme suggère qu'elle résulte de la coalescence de plusieurs centres éruptifs majeurs. Le fond de la caldeira est occupé par un lac, le Lagoa do Fogo (altitude: 575m; superficie: 1.5 km²; profondeur maximale: 30 m) qui draine un bassin versant d'environ 5 km² (Photo 3). Trois petits lacs occupent la partie nord de la caldeira.

HISTOIRE VOLCANOLOGIQUE DU MASSIF DU FOGO ILE DE SAO MIGUEL AÇORES Texte et photos Guy CANIAUX 1er partie

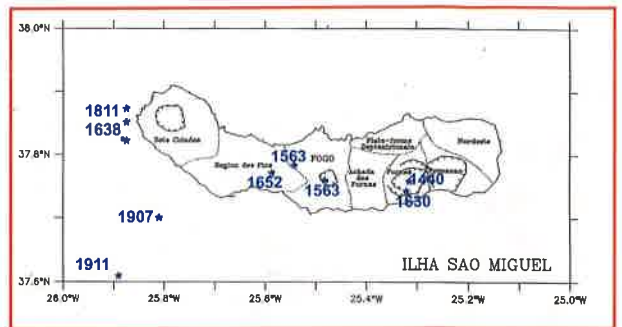


Figure 1: Carte de l'île de São Miguel avec emplacement des différentes régions naturelles et des caldeiras. Les étoiles correspondent aux éruptions historiques.



Photo 1: Vue générale du Fogo depuis le sud-ouest.



Photo 2: Zone sommitale du Fogo vue du nord.

¹Fouqué, F., 1873: Les eaux thermales de l'île de São Miguel (Açores), Portugal. Lallement Frères Imprimeurs, Lisbonne, pp150.

²Lacroix, A., 1893: Les enclaves des roches volcaniques. Annales de l'Académie de Mâcon



Photo 4 : Figures d'érosion dans les produits pyroclastiques qui recouvrent la partie sommitale du volcan. Les lignes d'eau, très proches les unes des autres et peu profondes, témoignent de la jeunesse de la couverture pyroclastique.

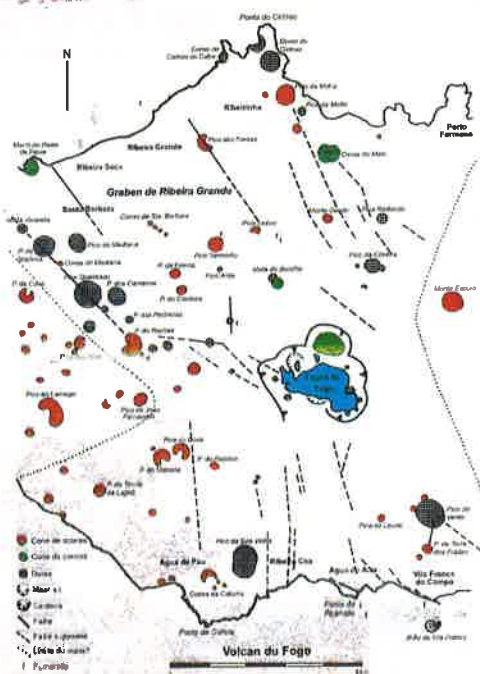


Figure 2 : Carte des principales structures tectoniques du massif du Fogo. D'après les données de Moore (1990) et Wallenstein (1999). Les lignes en pointillés correspondent aux limites morpho-structurales du Fogo.

Date	Intensité	Dégâts	Remarques
22 octobre 1522	X	Vila Franca	Épicentre au sud de Vila Franca
23 juin 1563		Ribeira Grande	Associé à une éruption volcanique
4-26 juillet au 12 août 1591	VIII/IX	Vila Franca Agua de Pau	
4 septembre 1630		Ponta Garça Agua de Pau	Associé à une éruption volcanique à Furnas
10-20 octobre 1652		de Agua de Pau à Lagoa	Associé à une éruption volcanique
16-19 octobre 1655			
16-17 avril 1852	VIII	Ribeira Grande Ribeirinha	
4, 6 et 30 octobre 1891		Ribeira Grande Vila Franca Agua de Pau	
17 août 1892		Caldeiras da Ribeira Grande	
22 décembre 1892		Ribeira Grande Vila Franca	
26 juin 1952	VII	Vila Franca	Épicentre au sud de Povoação

Tableau 1 : Liste des principaux séismes historiques du massif du Fogo (d'après Wallenstein, 1999).

Les flancs du massif, recouverts par d'épais dépôts pyroclastiques, sont entaillés de vallées très encaissées et de nombreuses figures d'érosion, résultat d'un important ravinement (Photo 4).

Les lignes de côtes, au nord et au sud du volcan, sont constituées soit de falaises vives, soit de deltas laviques (les *fajãs*), à l'origine de falaises fossiles.

3 Les structures tectoniques

Les structures tectoniques du Fogo apparaissent peu dans le paysage, comme par exemple le graben de Ribeira Grande situé au nord du massif (Figure 2).

Cette structure distensive a été mise en évidence par d'importantes lignes de discontinuité de résistivité électrique (Gandino *et al.*, 1985). Ces lignes traduisent la présence de failles parallèles, orientées nord-ouest sud-est. Cette direction coïncide avec des alignements d'appareils volcaniques comme ceux formés par le Pico da Oliveira - Domo do Cintrão, ou le Pico do Rochão - Pico da Varanda (Figure 2).

Selon Gandino *et al.* (1985), ce graben serait associé à une structure géodynamique profonde, qui affecterait l'ensemble du massif. Pour les besoins de la géothermie, un sondage profond, réalisé en 1973 (le sondage Dalhousie), a révélé que ce graben était le siège d'une subsidence de l'ordre du mm/an (Mücke *et al.*, 1974). Le graben de Ribeira Grande peut par conséquent être considéré comme l'un des tronçons du "Rift de Terceira", au même titre que le graben de Mosteiros sur le massif de Sete Cidades (Queiroz, 1997).

Au sud du volcan, quelques failles sont présentes dans des vallées: il s'agit de failles généralement normales, dont les directions sont comprises entre N20W et N20E. Dans la région d'Agua de Alto, elles présentent des rejets de l'ordre de quelques dizaines de centimètres (Photo 5).

Enfin, la distribution des dômes trachytiques de la zone sommitale du Fogo (Figure 2), suggère l'existence d'un système de failles concentriques, vraisemblablement associé à l'évolution locale du volcan (Wallenstein, 1999).



Photo 5 : Pont de la Pirâmide, côte sud. Une faille découpe les formations poncuses de Roïda da Praia (partie inférieure) et de Ribeira Chã (partie supérieure), qu'elle a décalées d'une dizaine de cm. Le bambou (1 m) donne l'échelle.

4 La sismicité

Le massif du Fogo se situe au voisinage de l'une des deux zones les plus sismiques de São Miguel, voire des Açores, connue sous le nom de zone de fractures du Congro (Nunes, 1991). Cette zone est à l'origine de nombreuses secousses de nature purement tectonique, et de secousses, plus rares, associées à des éruptions volcaniques.

Le Tableau 1 présente les principales secousses historiques, telles que rapportées dans différentes chroniques. D'après ces témoignages, il est difficile de préciser l'emplacement des épicentres, par conséquent d'affirmer si le massif du Fogo en est la source. L'un des plus forts tremblements de terre connus aux Açores eut lieu le 22 octobre 1522. Machado (1966) a montré que l'épicentre se situait à Vila Franca do Campo, au sud du Fogo et que l'intensité à l'épicentre avait atteint le degré X sur l'Échelle de Mercalli Modifiée (EMM). La secousse principale a été à l'origine d'un effondrement de terrain qui ensevelit complètement Vila Franca, alors capitale de São Miguel. Environ 5000 personnes trouvèrent la mort dans cette catastrophe, chiffre considérable compte tenu de l'époque. Le séisme fut suivi de très nombreuses répliques (Fructuoso, 1583; Araujo, 1801).

Si parmi les séismes du Tableau 1, nous faisons abstraction de ceux dont l'épicentre est manifestement à l'extérieur du massif du Fogo, et si l'on admet qu'ils furent d'intensité supérieure ou égale au degré VI/VII, alors la durée de retour moyenne de tels phénomènes est d'environ 50 ans. On notera cependant que leur distribution temporelle est très irrégulière.

Depuis 1980, date à laquelle São Miguel a été équipée d'un réseau de mesures, le massif du Fogo et la zone de fractures du Congro sont apparus comme source d'une activité microsismique quasi permanente. Parfois se détachent quelques événements de plus forte intensité, pouvant atteindre le degré V ou VI EMM. Parmi ceux-ci figurent les séismes ou crises sismiques de l'été 1983, des 24 mai et 16 octobre 1988 et de 1989 (Gaspar et Queiroz, 1989; Nunes et Oliveira, 1997).



5 Les appareils adventifs du Fogo

Comme la plupart des grands volcans polygéniques, le Fogo possède de nombreux volcans adventifs; quelques 80 appareils monogéniques sont situés sur ses flancs et une dizaine d'autres dans l'enceinte de la caldeira (Figure 2). Ces appareils se répartissent selon les quatre types morpho-génétiques suivants:

- les cônes de scories basaltiques et les *spatter-cones*, issus d'éruptions respectivement de style strombolien et hawaïen, à l'origine de coulées de lave à faible viscosité,
- les dômes de nature trachytique: appareils effusifs, dont les laves visqueuses ne s'épanchent qu'au voisinage immédiat de la source éruptive,
- les cônes de pierres ponce, provenant d'éruptions fortement explosives et formés de l'accumulation de blocs, lapilli et cendres ponceux. Ce type de volcan, peu fréquent, est également connu sur le massif de Sete Cidades (Queiroz, 1997),
- les cônes et anneaux de tufs: volcans issus de l'interaction explosive entre magma et eau (nappe phréatique, eau de mer, lac, etc...).

Les appareils les plus nombreux sont les cônes de scories: 43. Le plus grand, le Pico do Rochão, fait 190 m de haut et possède un diamètre basal de 1050 m; le plus petit, le cône au sud du Pico Cortado, a un diamètre basal de 95 m. Les cônes de scories sont plus nombreux au sud-ouest du massif et dans le graben de Ribeira Grande. Ils sont totalement absents de la caldeira ou de son voisinage immédiat.

La majorité des 34 dômes trachytiques recensés sur le Fogo se rencontre le long des failles bordières du graben de Ribeira Grande (Photo 6). De telles concentrations de dômes, associées à des failles à l'extérieur de la caldeira, sont connues sur les volcans de Sete Cidades (Queiroz, 1997), de Furnas (Guest *et al.*, 1999) ainsi que sur le massif de Santa Bárbara sur l'île de Terceira (Self, 1976).

Le massif du Fogo possède 4 cônes de pierres ponce; le Morro de Rabo de Peixe, un appareil ancien largement démantelé par l'érosion marine (Photo 7); le Coroa da Mata, cône double, est daté de 18.600 B.P.; le cône de Mata do Botelho serait à l'origine de l'éruption du Fogo B (voir ci-dessous), datée de 3.242 B.P.. Le dernier se trouve à l'intérieur de la caldeira; il pourrait être à l'origine des dépôts de la formation de Pisão, datés de 4.760 B.P. (Photo 8).

Deux anneaux de tufs se situent à l'intérieur de la caldeira parmi lesquels, celui au sud du Lagoa do Fogo pourrait être le site de l'éruption historique de 1563 (Photo 9). L'Ilhéu de Vila Franca est un autre anneau de tufs, situé à moins d'un kilomètre au large de la côte sud (Photo 10). Cet appareil se serait mis en place il y a plus de 5.000 ans (Booth *et al.*, 1978).

6 La chimie des laves

Les roches du Fogo appartiennent à la série magmatique alcaline, comme toutes les laves des autres grands stratovolcans de São Miguel. Cette série est représentée par des basaltes alcalins, des hawaïtes, des mugéarites et des shoshonites, des benmoréites, des latites et des tristanites, ainsi que par des trachytes. Les termes les plus évolués de la série présentent parfois une hyperalcalinité qui se traduit par l'existence de trachytes comenditiques ou pantelleritiques.

Parmi les termes intermédiaires, la présence de shoshonites, de latites et de tristanites correspond à un enrichissement en potassium. La Figure 3 montre qu'entre les îles du "Rift de Terceira", la teneur en potassium des séries magmatiques croît d'ouest en est. Ce gradient est l'expression d'une large hétérogénéité géochimique inter- et intra-île (Moreira *et al.*, 1999).

La teneur en alcalins permet de classer les laves du Fogo dans le champ de la série alcaline potassique (Wallenstein, 1999). Comparée à d'autres îles océaniques, les roches du Fogo se situent entre celles de l'île de l'Ascension (modérément alcalines et peu potassiques; Harris, 1983) et celles de Tristan da Cunha (très alcalines et très potassiques; Baker *et al.*, 1964).



Photo 6: Le dôme de la pointe de Cutrão, côte nord. L'appareil est très largement détruit par l'érosion marine



Photo 7: Le Morro de Rabo de Peixe, côte nord. Il s'agit d'un cône de pierres ponce que l'érosion marine a fortement entamé, permettant ainsi de voir sa structure interne. La partie supérieure est stratifiée alors que sa partie inférieure apparaît très grossièrement prismée. Au premier plan, la coulée de lave de type aa formant fajã, provient du Mata de Feiticeiras (Région des Pics) et est datée de 1.010±120 B.P. (Moore, 1990).



Photo 8: Vue du cône de pierres ponce situé à l'intérieur de la caldeira. L'éruption qui lui a donné naissance a largement entamé le flanc nord de la caldeira. Cet appareil serait à l'origine de la formation de Pisão, datée de 4.760 B.P.. A l'arrière plan, on distingue le flanc de la vallée très encaissée de Lombadas et au-delà le cône basaltique du Monte Escuro.



Photo 9: L'anneau de tufs formant la paroi sud de la caldeira; d'après Wallenstein (1999), cet appareil correspondrait au centre de l'éruption de 1563.

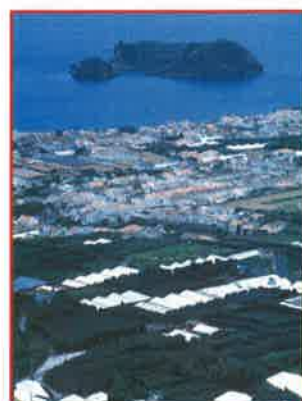


Photo 10: Vila Franca da Campo et son îlot, anneau de tufs au cratère parfaitement circulaire.

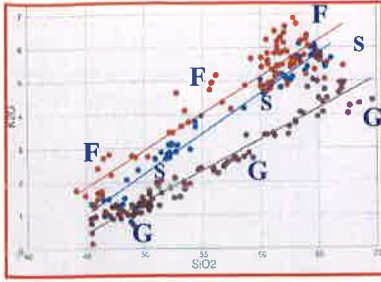


Figure 3: Diagramme potassium - silice des laves de trois stratovolcans du «Rift de Terceira»: volcan de la Caldeira à Graciosa en violet (G) (d'après Maund, 1985), volcan de Sete Cidades (S) en bleu (d'après Queiroz, 1997), volcan du Fogo (F) en rouge (d'après Wallenstein, 1999).



Photo 11: Formation de Barrosa sur le flanc nord-ouest du volcan. On distingue sept dépôts séparés entre eux par des sols plus ou moins bien développés. Parmi ces dépôts, deux sont de couleur brune et de nature basaltique (b); les autres sont constitués de cendres ponceuses.

Enfin, l'utilisation de certains éléments traces (rapport Zr / Y en fonction de Zr d'après les critères définis par Pearce et Norry (1979)) permet de préciser l'environnement tectono-magmatique du volcan. Selon cette classification, les magmas du Fogo appartiennent à la catégorie des magmas d'origine intraplaque (Gaspar *et al.*, 1990). Ce résultat, en profond désaccord avec certaines théories (Udías *et al.*, 1986; Buforn *et al.*, 1988), souligne la complexité de l'environnement géo-tectonique de la plate-forme Açorienne.

7 La stratigraphie

Dans les années 1970, les travaux de Walker et Croasdale (1971) et de Booth *et al.* (1978, 1983), se sont attachés à établir la chronologie des éruptions récentes du Fogo. Les travaux de Moore (1986, 1990, 1991) ont livré la première ébauche stratigraphique complète de massif. Récemment, Wallenstein (1999) a établi une nouvelle échelle stratigraphique du volcan, qui repose sur la mise en corrélation d'environ 160 affleurements, ainsi que sur de nombreuses datations absolues (Tableaux 2 et 3 [p.suivante]). Cette échelle admet l'existence de deux unités géologiques principales: (1) un groupe inférieur, qui rassemble les produits les plus anciens situés à la base du volcan et (2) un groupe supérieur, qui comporte les produits volcaniques émis lors des derniers 40.000 ans.

La difficulté de corréler les dépôts entre certaines zones du massif, due en grande partie à l'absence de niveaux de référence, a conduit Wallenstein (1999) à dupliquer la stratigraphie en deux séquences principales, l'une pour le flanc nord, l'autre pour le flanc sud. Pour les mêmes raisons, la séquence du flanc nord est également dupliquée en quatre formations (dites de Barrosa (Photo 11), Porto Formoso, Fenais da Luz (Photo 12) et de Coroa da Mata).

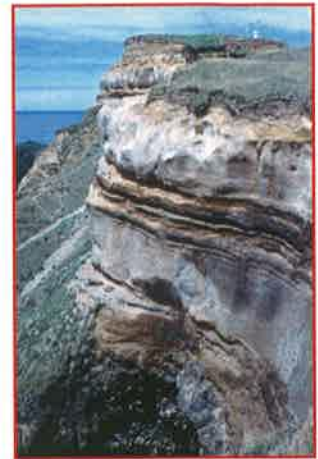


Photo 12: Formation de Fenais da Luz à Ponta das Calhetas, côte nord-ouest. Parmi ces dépôts, on distingue deux épais niveaux (4 m) de retombées aériennes constitués de lapilli ponceux. Le site étant relativement éloigné du Fogo (10 km), un doute demeure quant à leur origine.

Date	Élément	Volcan	Formation	Réf.
1564 A.D.		Caldeira (?)	Historique	[1]
1563 A.D.		Pico Quimada	Historique	[11]
1563 A.D.		Caldeira	Historique	[5]
1.700±150 B.P.	coulée hawnaite (Sta. Bárbara)	Pico Arde		[9]
3.242 B.P.		Mata do Botelho	Lombadas (Fogo B)	[4]
4.230±130 B.P.	lapilli ponceux	Caldeira	Fogo A	[11]
4.435±99 B.P.	lapilli ponceux			[9]
4.480±180 B.P.				[10]
4.520±90 B.P.	cendres ponceuses			[11]
4.673±30 B.P.	coulée boue (?)			[2]
5.380±210 B.P.				[10]
4.760±60 B.P.	sol sous formation de Pisão	Cône de pierres poncees dans caldeira	Pisão	[11]
4.890±100 B.P.	coulée β (Ribeirinha)	Monte Gordo		[9]
6.500±100 B.P.	coulée ankaramite (S. Relvinha Verde)	Pico da Cova		[9]
14.820±60 B.P.	lapilli ponceux	Caldeira	Ribeira Chã	[11]
15.180±150 B.P.	tuf soudé r			[9]
15.180±280 B.P.	tuf soudé r			[10]
18.600±300 B.P.	coulée pyroclastique r	Coroa da Mata	Coroa da Mata	[9]
21.340±130 B.P.	lapilli ponceux	Caldeira (?)	Porto Formoso	[11]
34.300 B.P.	ignimbrite	Caldeira	Rolda da Praia	[6]
≥ 40.000 B.P.	coulée pyroclastique (falaise N)		Groupe inf.	[9]
≥ 40.000 B.P.	coulée trachytique (côte S)		Groupe inf.	[9]
46.000±6.000* B.P.	coulée r (Lombadas)		Groupe inf.	[9]
74.000* B.P.	dôme r (S. Lagoa do Fogo)		Groupe inf.	[8]
85.000* B.P.		Pico da Oliveira (?)	Groupe inf.	[6]
86.000* B.P.			Groupe inf.	[8]
103.000±7.000* B.P.	coulée r (W. Lagoa do Fogo)		Groupe inf.	[8]
103.000±7.000* B.P.	coulée pyroclastique (série de Vinha)		Groupe inf.	[8]
117.000±24.000* B.P.	coulée r (sondage Dalhousie)		Groupe inf.	[7]
121.000±5.000* B.P.	coulée r (NW caldeira)		Groupe inf.	[9]
181.000±15.000* B.P.	dôme r	Pico da Elra Velha	Groupe inf.	[6]
280.000±140.000* B.P.	coulée sous-marine (sondage Dalhousie)		Groupe inf.	[7]

Tableau 2: Datations absolues (ou historiques) disponibles pour le massif du Fogo. Toutes les datations sont au C_{14} à l'exception de celles marquées d'un astérisque qui sont au K-Ar. Références (fin 2ième partie) La stratigraphie est de Wallenstein (1999).

8 Histoire éruptive

Les datations et la stratigraphie conduisent Wallenstein (1999) à distinguer cinq phases dans l'histoire éruptive du volcan.

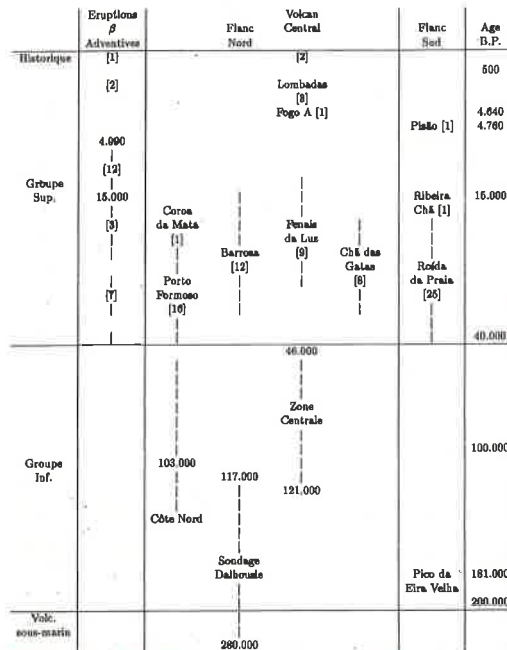
8.1 Entre 200.000 et 40.000 ans

Si l'on se fie aux plus anciennes roches datées (Tableau 3), l'émergence du Fogo a dû se produire il y a plus de 200.000 ans. Son activité primitive est à l'origine de coulées de lave sous-marines de nature basaltique, comme le révèlent les produits du sondage Dalhousie (Mücke *et al.*, 1974). Cette activité s'est développée autour d'un nombre limité de centres monogéniques, selon un processus analogue à celui du volcan central de la Caldeira sur l'île de Graciosa (Gaspar, 1996).

Suite à des éruptions répétées et à la faveur d'un système de fractures convergentes, une chambre magmatique de dimension notable s'est formée en profondeur. Elle aura favorisé l'édification d'un volcan central, de type volcan bouclier. Cette phase de construction, probablement concomitante à celle des volcans de Sete Cidades et de Furnas, a été marquée par une séquence de produits volcaniques à dominante basaltique. L'apparition de coulées de lave d'un chimisme plus évolué, ainsi que de dépôts pyroclastiques de nature trachytique et d'ignimbrites, marquent l'avènement d'une activité explosive, qui a pour origine la différenciation des liquides au sein de la chambre magmatique. Le volcan du Fogo acquiert progressivement la morphologie d'un appareil de type stratovolcan.



L'existence de dômes anciens sur la côte sud (Pico do Vento, Pico da Eira Velha daté de 181.000 ans) ou de séquences pyroclastiques à la base des falaises de la côte nord (datées de 103.000 ans à Ponta do Cintrão, Photo 13) témoigne d'une activité explosive périphérique, déjà probablement associée à la présence de structures tectoniques majeures, comme le graben de Ribeira Grande (Photo 14).



8.2 Entre 40.000 ans et 5.000 ans

L'activité explosive se poursuit. Elle a son siège au sommet du volcan avec les formations de Roída da Praia (34.200 B.P., Photo 15), de Porto Formoso (21.340±130 B.P., Photo 16), et également sur ses flancs, comme en témoignent les dépôts de



Photo 16: Praia dos Moinhos, côte nord-est. Dépôt de lapilli ponceux relativement bien stratifié de la formation de Porto Formoso.

La partie supérieure comporte des structures de type surge. Le dépôt fait 3,5 m d'épaisseur et se termine par un sol bien marqué.

Tableau 3: Echelle stratigraphique du Fogo d'après Wallenstein (1999). Entre crochets figurent les nombres d'éruptions connues pour chaque formation.



Photo 17: Dépôts de la formation de Coroa da Mata, flanc nord. Il s'agit d'un dépôt proximal, situé juste au pied du volcan dont il est issu. D'environ 3 m de haut, ce dépôt est constitué de pierres ponces et de blocs rocheux qui atteignent des dimensions supérieures à 50 cm (le bambou qui donne l'échelle fait 1 m de long). La présence de niveaux cendreux plus ou moins épais lui confère un aspect grossièrement stratifié. Des fragments de charbons de bois ont permis sa datation (18.600±300 B.P.). En haut à droite, le dépôt est séparé de celui du Fogo A par un paléosol bien marqué.

la formation de Coroa da Mata (18.600±300 B.P., Photo 17).

Il y a environ 15.000 ans, le Fogo connaît une importante éruption, qui s'est certainement produite dans la zone sommitale: c'est l'éruption responsable de la formation dite de Ribeira Chã (Photo 18). Elle débute par une colonne éruptive de type plinien, dont les produits de retombée constituent la base du dépôt.



Photo 18: Carrière de ponces à l'est d'Agua de Pau, côte sud. Les dépôts de l'éruption du Fogo A (sommet) et de la formation de Pisào recouvrent en discordance les niveaux ponceux de la formation de Roida da Praia. La plupart de ces couches se terminent par des sols brun foncé bien visibles sur le document.

L'effondrement de la colonne donne naissance à une ignimbrite soudée (Photo 19) que l'on ren-



Photo 13: Vue de la côte nord-est du massif depuis Ponta de Santa Iria, près de Porto Formoso. Le littoral est constitué de coulées de lave de nature trachytique, recouvertes des produits éruptifs récents issus du massif du Fogo.



Photo 14: Le dôme de Cintrão, côte nord. Cet appareil repose sur un ensemble de coulées trachytiques, dont une est datée de 103.000 B.P.



Photo 15: Les formations de la côte sud, à Ribeira Chã. Cette magnifique coupe, récemment dégagée pour des aménagements routiers, fait apparaître 30.000 ans d'histoire du Fogo, et comporte une trentaine de dépôts. A la base, la formation cendreuse grise à gauche est une ignimbrite non soudée datée de 34.200 B.P. (formation de Roida da Praia); la coupe se termine, 90 m plus haut, par les dépôts de l'éruption plinienne du Fogo A (4.640 B.P.).



Photo 19: Formation de Ribeira Chã, à l'entrée du village du même nom, côte sud. De bas en haut: (1) dépôt de lapilli ponceux grossiers, riche en nodules de syénite. Ce dépôt est daté d'environ 15.000 ans; (2) ignimbrite soudée de Ribeira Chã sur 1,5 m; (3) alternance de niveaux de lapilli et cendres ponceux correspondant au faciès non soudé de l'ignimbrite

daté d'environ 15.000 ans; (2) ignimbrite soudée de Ribeira Chã sur 1,5 m; (3) alternance de niveaux de lapilli et cendres ponceux correspondant au faciès non soudé de l'ignimbrite



Photo 20: Ignimbrite de Ribeira Chã à Agua de Alto. On observe la même succession de dépôts que sur la photo 19 mais ici l'ignimbrite soudée repose en discordance sur les niveaux ponceux de la formation de Róida da Praia (en bas à droite); on voit très nettement son épaissement en fond de paléo-vallée.



Photo 21: Ribeira Chã. De haut en bas: (1) dépôts de l'éruption du Fogo A recouvrant (2) ceux de la formation de Pisão, de couleur crème; (3) dépôts supérieurs de la formation de Ribeira Chã, de couleur brune. Le bambou (1 m) donne l'échelle.



Photo 22: Porto Formoso, côte nord-est. Les dépôts du Fogo A (environ 3 m d'épaisseur) se terminent par un sol bien développé de couleur brune; ils sont recouverts par ceux de l'éruption du Fogo B (1 m).

Photo 24: Praia (côte sud). L'ignimbrite de la phase finale de l'éruption du Fogo A. L'affleurement fait environ 15 m de haut.



contre dans le fond des vallées au sud du massif (Photo 20). Par son ampleur, cet événement a largement contribué à façonner la caldeira sommitale du Fogo.

La formation de Ribeira Chã se termine par d'importants dépôts de ravinement, par une surface d'érosion et par un paléosol discontinu mais bien formé; ces éléments montrent qu'après l'éruption, l'activité intra-caldeira connaît une phase de quiescence prolongée.

Vers 6.500 B.P. puis 4.990 B.P., s'édifient les cônes de scories adventifs du Pico da Cova et du Monte Gordo, respectivement au sud et au nord. Ce dernier émet d'abondantes coulées de lave basaltique qui atteignent le littoral sur le site de l'actuelle ville de Ribeirinha. L'activité hawaïenne et strombolienne se cantonne définitivement à la périphérie du massif.

Après une interruption de 10.000 ans, l'activité explosive intra-caldeira reprend, avec la mise en place de la formation de Pisão, datée de 4.760±60 B.P. Le centre émetteur de l'éruption associée, pourrait être le cône de pierres ponceuses situé à l'intérieur de la caldeira, au nord du Lagoa do Fogo. L'événement, de type subplinien, a dû être accompagné d'une colonne éruptive relativement stable, comme en témoigne son dépôt formé de lapilli ponceux très homogènes (Photo 21).

8.3 L'éruption du Fogo A (4.640 B.P.)

A peine 100 ans après l'éruption à l'origine du dépôt de Pisão, le Fogo connaît une éruption de type plinien, qui a laissé un dépôt très bien conservé. Recouvrant l'ensemble des flancs (l'éruption s'est produite lors d'une période sans vent), ce dépôt constitue le seul véritable niveau de référence stratigraphique du volcan, voire de l'île toute entière (Photo 21).

Il s'agit de l'un des dépôts pliniens les mieux documentés de la littérature (Walker et Croasdale, 1971; Bursik *et al.*, 1992, entre autres). La meilleure description de l'éruption en terme générique, fournie par Wallenstein (1999), est reprise ci-dessous (Photo 22).

- L'éruption débute par une phase hydromagmatique, brève mais cyclique, marquée par trois niveaux de cendres ponceuses. Cette phase est vraisemblablement due à la présence d'un lac à l'intérieur de la caldeira,

- la phase suivante est purement magmatique: elle produit un panache plinien, responsable d'un copieux dépôt de retombées ponceuses (Photo 23). La grande richesse en cailloutis de la partie supérieure du dépôt, révèle une augmentation de l'intensité éruptive,

- un nouveau dépôt, où sont mêlés cendres et lapilli ponceux, traduit l'effondrement partiel de la colonne éruptive, soit par élargissement du conduit, soit par affaiblissement du débit éruptif,

- l'activité éruptive reprend, avec un nouveau dépôt de lapilli ponceux surmonté de dépôts d'écoulements de type *surge*, signifiant que la colonne éruptive a été suivie d'effondrements multiples,

- au cours de la phase suivante de nouvelles couches de lapilli ponceux se déposent; leur nature chimique différente des précédentes montre qu'il y a eu extraction de magma à partir des niveaux inférieurs d'une chambre magmatique chimiquement stratifiée,

- l'éruption s'achève par l'effondrement de la colonne éruptive et la formation de coulées pyroclastiques. Les ignimbrites associées comblent les vallées au nord et au sud du volcan, sur plus de 20 m d'épaisseur. L'étude de Capaccioni *et al.* (1994) montre que ces coulées pyroclastiques auraient atteint des vitesses de l'ordre de 250 km/h (Photo 24).

Le volume des dépôts de cette éruption a été évalué à 0.64 km³ d.r.e. par Booth *et al.* (1978): il s'agit de la plus grosse éruption connue aux Açores au cours des 5.000 dernières années [ndlr. fin de la 1^{er} partie] ■



Photo 23: Ponta da Pirâmide. Gros galet de syénite remonté depuis les grandes profondeurs lors des éruptions du Fogo.



RECIT VOYAGE RECIT VOYAGE RECIT VOYAGE RECIT VOYAGE RECIT

Mardi 28 janvier

Contrairement à l'année précédente nous n'avons pas pu obtenir un vol direct entre Addis Abeba et Arusha. Seuls deux vols par semaine sont assurés par *Ethiopian Air Lines* sur Arusha, nous avons donc pris un vol de nuit pour Nairobi et une navette, organisée par nos soins, a assuré notre transfert en Tanzanie.

Nous étions attendus à la mi-journée à Longido d'où nous avons rejoint, en début de soirée le campement à la base du Lengai par la piste du N, passant au pied du Gelai et du Kitumbeine.

Mercredi 29 janvier

Après une courte nuit nous nous sommes levés à 3h pour nous préparer au départ. Il aura fallu un peu plus d'une demi heure au véhicule pour atteindre la fin de la piste. Il est 4h30 lorsque nous commençons l'ascension. Ce départ plus tardif présente l'avantage d'aborder les fortes pentes instables de jour et donc de voir un peu mieux où l'on met ses pieds... A 8h30 nous entrons déjà dans le « défilé » où nous croisons nos porteurs qui eux redescendent. Dix minutes plus tard, nous arrivons sur le bord du cratère.

Il y a des signes évidents d'activité récente, datant très certainement de la veille ou de la nuit de notre montée. En effet de grosses coulées de carbonatites aa encore noires et très chaudes se sont répandues à partir d'un conglomérat d'hornitos situés au centre du cratère vers le NW et aussi vers l'W, cependant il n'y aucune activité visible en surface. Par contre, de l'intérieur nous parvient un puissant bruit de brassage, des petits jets s'échappent parfois depuis l'ouverture au sommet d'un des hornitos.

On profite d'installer notre campement au pied de la paroi S, à l'W du cratère, l'un des rares endroits épargné par les coulées les plus récentes. A 12h15, nous établissons un premier contact radio avec Peter, basé au camp d'Ngare Sero. Pendant tout notre séjour dans le cratère ce contact quotidien nous permettra d'assurer un minimum de sécurité et surtout notre ravitaillement en eau.

Il ne nous reste plus qu'à surveiller régulièrement les hornitos en attendant que quelque chose se passe. Vers 15h – 15h30, tout étant relativement calme, nous décidons de monter au sommet du Lengai. La visibilité est extraordinaire, bien meilleure que lors de nos séjours précédents, on peut apercevoir des massifs situés au N duc lac Natron ainsi que des chaînes montagneuses loin à l'W du rift en direction des plaines du Serengeti.

C'est en redescendant vers 18h30 que nous apercevons des petites giclées de lave au-dessus de l'hornito le plus actif et vers 18h50 une petite coulée aa se met en place à la base de celui-ci. Malheureusement cette activité ne sera que de courte durée et après une trentaine de minutes, s'arrête déjà, nous laissant un peu sur notre faim.

Jeudi 30 janvier

A 6h15, nous sommes sur pieds pour voir le lever du jour, le soleil éclairant peu à peu les hornitos d'une très belle lumière. Bien qu'il n'y ait pas d'activité en surface, le brassage à l'intérieur du groupe central d'hornitos est particulièrement intense et l'orifice, à son sommet, s'est rebouché pendant la nuit.

Il n'y aura pas d'autres signes d'activité au cours de cette journée. Cela nous laisse le temps de faire d'autres observations comme par exemple ces étonnantes micro structures diversement colorées formées par cristallisation et qui apparaissent seulement après quelques heures à la surface des coulées de laves non encore refroidies.

Vendredi 31 janvier

Ce matin, le lever est fixé à 5h30, afin d'aller observer le lever du jour sur les montagnes alentours. Entre 6h15 et 6h30, la présence de quelques nuages autour du Kilimandjaro, va nous donner l'un des plus beaux éclairages de notre séjour.

L'activité étant toujours limitée, nous montons au sommet du Lengai afin de faire un petit relevé topographique. Depuis notre dernier séjour en février 2002, des changements relativement importants ont affecté la morphologie du centre du cratère avec d'une part la formation d'un grand complexe d'hornitos et, d'autre part l'empilement

OL DOINYO LENGAI, TANZANIE (28 JAN- VIER – 9 FÉVRIER 2003)

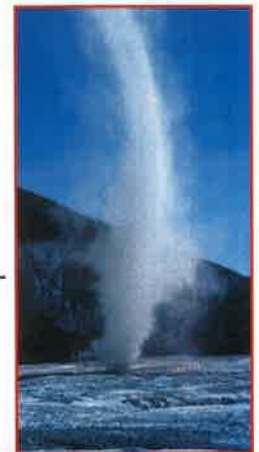
Texte et photo: Y.BESSARD



Trois des quatre participants (de gauche à droite l'auteur, Marc et Régis)... après une semaine au sommet!



Porteurs Masai au sommet du Lengai, sans qui de tel séjour serait simplement impossible



Tous les jours vent et poussières dans le cratère, parfois des mini-tornades



Arrivée dans le cratère le 29 janvier, activité récente, les coulées sont encore chaudes



Cratère et débordement W 15m de large (+3m depuis fév.2002), celui du NW a passé de 115m à 122 m de large, tandi qu'à l'E il est resté stable (40 m).



Activité le 31 janvier vers 14h, jets de carbonatite



Le «conglomérat central», lieu de l'activité, depuis le sommet



Séquence d'activité le 3 février, « jet puissant » de carbonatite



de nombreuses coulées laves. Celles-ci en se superposant ont passablement réduit la hauteur des hornitos alentours, certains semblent avoir été noyés dans la masse, ne dépassant plus que de quelques mètres. Au centre du cratère, on estime à environ 25 mètres le bombement formé par les coulées de lave. Nous profitons ensuite de remesurer la largeur des déversoirs à l'aide d'un télémètre à laser afin d'obtenir des comparaisons avec l'année précédente.

Vers 13h15, des jets de carbonatite sont projetés hors de l'hornito situé au centre du massif. Certains jets forment de petits paquets de lave juste en dessus de l'ouverture, d'autres prennent la forme de bulles éclatées, d'autres sont violemment projetés sur plusieurs mètres de façon presque horizontale.

Avec un rythme d'environ un jet toutes les 10 secondes au début, l'intensité diminue de façon assez régulière puis tout semble s'arrêter vers 15h. On notera à nouveau quelques petits jets de lave vers 17h30.

Pendant la même période on perçoit un brassage de lave à l'intérieur du T-37B. A 21h30, l'activité s'est maintenue voir a même légèrement augmenté. Nos tentes se trouvent exactement dans l'axe du T-37B et du déversoir, en cas de grosse coulée, il ne faudrait pas beaucoup de temps pour qu'elles soient atteintes....

Samedi 1^{er} février

En cette première matinée de février, nous ne remarquons aucune activité visible, il y a toujours du brassage à l'intérieur du complexe central d'hornitos mais le son paraît plus sourd semblant provenir des profondeurs de l'hornito. L'imminence des coulées semble donc s'éloigner et nous oblige à revoir notre programme. Après discussion, la décision est prise de ne pas descendre le surlendemain mais de s'accorder 2 jours supplémentaires en espérant assister à plus d'activité.

Dimanche 2 février

Il n'y a toujours pas d'activité en surface et le brassage est à peine perceptible à l'intérieur du conglomérat central, par contre l'intensité augmente toujours plus à l'intérieur du T-37B.

Lundi 3 février

On s'aperçoit ce matin qu'une petite coulée, d'une quinzaine de mètres, a été émise pendant la nuit depuis le conglomérat central en direction du N. Vers 10h, une montée sur l'hornito le plus actif du conglomérat laisse entrevoir à partir d'une ouverture sommitale un « petit » lac de lave dont le niveau se trouve à peine 50 cm au-dessous du rebord !

A 11h25 une petite coulée se déclenche sur le flanc N de l'hornito le plus à l'E du conglomérat, à environ les 2/3 de sa hauteur. Le débit fluctue, puis des jets de lave jaillissent et atteignent parfois 3 m de longueurs. De puissants « coups de bouter » semblent agiter l'intérieur de l'hornito. D'impressionnants gonflements sont visibles par moments sur la partie supérieure de l'hornito, provoquant la chute de morceaux de laves anciennes. L'édifice paraît de plus en plus fragilisé, des petites coulées se met-

tent en place à plusieurs endroits. Vers 13h, bien que l'activité effusive semble décroître un petit peu, il est toujours possible d'apercevoir par moment qu'un pan entier de l'hornito subit une poussée de quelques centimètres vers l'avant avant de revenir à sa place. A chaque mouvement des petits blocs se détachent et les fissures s'agrandissent.

Vers 14h jaillit un important jet de lave, large et de fort débit, en quelques minutes une grosse coulée aa d'un noir intense commence à recouvrir rapidement les anciennes coulées. Le pan supérieur de

l'hornito où se manifestaient les phases de gonflements finit par céder libérant une vague de lave qui vient se mêler aux jets toujours puissants de la base de l'hornito. L'ouverture, au niveau du lac de lave, envoie par vagues successives des paquets de



lave, mais le débit va en se ralentissant et vers 15h30, la vidange se fait uniquement par l'ouverture à la base de l'hornito. Les laves vont se trouver peu à peu canalisées à l'intérieur de chenaux et de tunnels se dirigeant au NE du cratère. Le débit n'est pas toujours constant, il semble parfois se tarir pour soudainement redémarrer de façon impressionnante.

Durant notre absence entre 19h et 20h, une grosse coulée aa s'est produite en direction du N. L'activité semble se dérouler presque exclusivement à l'intérieur de tunnels lorsque nous regagnons nos tentes.

Mardi 4 février

De retour à 6h du matin sur la zone active on remarque que pendant la nuit plusieurs grosses coulées de lave se sont superposées aussi bien sur les anciennes coulées que sur les coulées de la veille, augmentant ainsi de façon sensible la couche de lave au centre du cratère. Celle-ci continue toujours à se répandre, mais avec un débit assez modeste.

A 10h05, une bouche s'ouvre à peu près à la base de l'hornito (à moins qu'il ne s'agisse de la rupture d'un chenal où la lave s'écoulait déjà en tunnel ?), une coulée à gros débit se remet en route. L'activité caractérisée par de fortes variations de débit va continuer ainsi pendant toute la journée.

Le soir, après le repas, nous allons observer les coulées de nuit, les conditions sont des plus agréables, il fait relativement doux et il n'y a pas de vent. Le brassage à l'intérieur du T-37B est toujours aussi violent, les tremblements du sol au pied du T-37B sont assez impressionnants.

Mercredi 5 février

Nous sommes réveillés ce matin vers 6h par de puissants bruits de brassage !

A 6h30 une visite au centre du cratère indique que le bruit intense est dû à l'effondrement de la partie supérieure du conglomérat d'hornitos mettant à jour un lac de lave passablement agité. Une tentative de rapprochement du bord supérieur permet d'estimer que le lac doit se trouver à une profondeur d'environ 2 à 3 mètres (par rapport au bord supérieur). L'agitation est intense et par moments des vagues envoient des jets de laves sur les bords extérieurs. Le lac semble occuper la plus grande partie du complexe d'hornitos. Le sky light ne permet d'entrevoir qu'une partie d'un lac de lave qui se prolonge bien en de là de l'ouverture de l'effondrement de 15x8m. L'observation reste tout de même assez hasardeuse en raison des projections et du fait des nombreuses fractures apparues aux abords de l'ouverture (principalement du côté S). Les coulées en surfaces ont par contre cessé.

Après avoir préparé les sacs pour les porteurs, nous quittons le cratère à 8h30. Nous croisons des membres de l'expédition de Chris Weber qui (après s'être rendus en Ethiopie !) vont passer 3 nuits dans le cratère.

Le retour s'est fait le jour même sur Mto Wa Mbu. Le lendemain, le 6 février, nous sommes allés au parc national de Manyara et le 7 février au parc national de Ngorongoro. Finalement, le 8 février nous sommes rentrés sur Arusha et le 9 février nous avons pris le chemin du retour (vol Arusha - Entebe - Addis - Rome et enfin Genève).

Quelques informations pratiques

Météo

Nous avons bénéficié d'une météo très favorable, pour les 8 jours passés sur le Lengai, il n'y a eu aucune pluie, aucun nuage sur le Lengai. Par contre nous avons été passablement gênés par le vent qui soufflait souvent sous forme de bourrasques déplaçant des nuages de poussière de carbonatites. On a eu quelques orages la dernière partie de notre séjour dans les parcs, mais essentiellement en soirée.

Février reste, statistiquement, une période relativement sûre.

Organisation et logistique

Toute la logistique (transfert depuis Nairobi, véhicule et chauffeur, communication radio, porteurs, eau, matériel de camping, réservations d'hôtels, etc.) depuis notre arrivée à l'aéroport à Nairobi, jusqu'à notre départ de l'aéroport d'Arusha a été organisée par :



Photo M. Cailliet

Splendide vue sur le lac Natron, bord NW du cratère

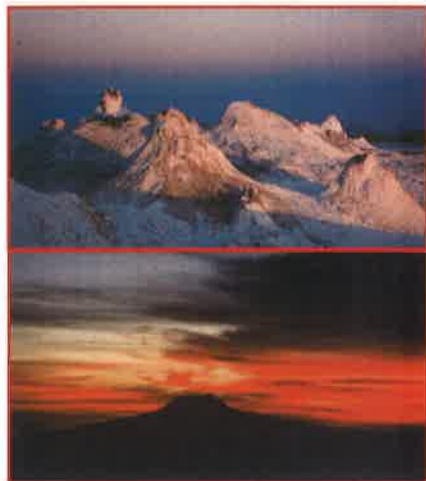


L'activité s'est arrêtée le 5 février, vue d'ensemble des coulées



Photo M. Cailliet

Petite coulée aa



Lever du jour grand luxe sur des hornitos et... le Kilimandjaro



Vue depuis le sommet, cratère et ombre du Lengai



Vue depuis le sommet, cratère



T 47, trait morphologique unique de ce volcan: ses hornitos géants

Eric Christin / Nature Discovery / PO BOX 10574 / ARUSHA – TANZANIA
Tel. : 255.27.254 40 63 / Fax. : 255.27.254 84 06 / Tel (port.) : 255.744.400003

La nourriture pour le séjour au Lengai (9 jours) avait été organisée depuis la Suisse. Notre consommation d'eau a été d'environ 5 litres par personne et par jour. On a apporté avec nous les tentes et matériel de cuisine. Mais cela peut aussi être organisé par l'agence. Prévoir aussi une pharmacie avec au minimum de quoi traiter des brûlures, coupures et piqûres d'insectes.

Notre séjour a nécessité 19 portages, 9 pour la montée, 4 pour le ravitaillement en eau et 6 pour redescendre le matériel.

Pour des raisons de sécurité et pour l'organisation des montées et descentes des porteurs, nous avons établi, chaque jour vers midi, un contact radio avec notre chauffeur resté à Ngare Sero.

Déplacements

Estimations des principaux trajets (dépend bien entendu des conditions météo et de l'état des pistes) :

- Nairobi / frontière tanzanienne : 2.5h – 3h
- Frontière tanzanienne / Longido : 0.5h
- Longido / Ngare Sero : 3.5h – 4h
- Ngare Sero / Mto Wa Mbu : 3h – 3.5h
- Mto Wa Mbu / Ngorongoro : 2h
- Mto Wa Mbu / Arusha : 2h

Les «habitants» permanents du cratère



Hôtels

A Arusha : Hôtel Out Poste, simple mais sympathique, tranquille car situé un peu à l'écart du centre, on y mange aussi très bien, choix type buffet. Ils sont aussi très arrangeants pour les horaires, comme par exemple déjeuner avant 5 h du matin.

A Mto Wa Mbu : Twiga Camp site and Lodge, simple, propre et pas cher (25 US \$, nuit, repas du soir, déjeuner et pic nique), à environ cinq minutes de l'entrée du parc national Manyara (taxe d'entrée, 25 US \$ par personne + 6'500 Sh par véhicule).

Au Ngorongoro : Ngorongoro Crater Lodge, emplacement exceptionnel sur le bord du cratère, dominant celui-ci d'environ 500m, magnifique terrasse, possible d'obtenir des chambres avec de grandes baies vitrées donnant sur le cratère. Bien sûr plus cher que les précédents (mais on paie l'emplacement) (110 US\$, nuit, repas du soir, déjeuner et pic nique), il faut compter une demi heure de véhicule pour atteindre l'entrée du parc, ouverture à 7h30 (taxe d'entrée, 35 US \$ par personne + 6'500 Sh par véhicule).
Participants : Marc Caillet / Jean Luc Mas / Régis Etienne et Yves Bessard (SVG) ■

Informations sur l'activité et observations au Lengai :

- (1) : Site de l'USGS. Recueil des principales observations de 1983 à 2000.
http://www.volcano.si.edu/world/region02/africa_e/lengai/var.htm
- (2) : Site très complet de Celia Nyamweru <http://it.stlawu.edu/~cnya/>
- (3) : Site très complet de Fred Belton <http://mtsu.edu/~fbelton/pearlygates.html> www.oldoinyolengai.org
- (4) : photos et vidéos de Stromboli on line <http://www.educeth.ch/stromboli/>



Février 2002



Février 2003



DOSSIER DU MOIS DOSSIER DU MOIS DOSSIER DU MOIS

Introduction

L'écoulement de fluides géomorphologiques comme les laves est la cause de bien des destructions en région volcanique. L'exemple récent de l'Etna est là pour nous le rappeler. Le but de cet article est de donner quelques indications sur la mécanique de l'écoulement des laves. La connaissance des lois physiques qui gouvernent leurs mouvements est un passage obligé pour pouvoir prédire le cheminement des coulées de laves.

Les concepts présentés ici ne suffisent pas encore pour pouvoir prédire la trajectoire d'une coulée, cependant leur portée est générale. Ceci est un fait important qui doit motiver le passage au travers de notions mathématiques compliquées. En effet, ces notions permettent aussi d'aborder d'autres types d'écoulement comme celui de la croissance d'un dôme de lave ou celui des lahars¹. Dans le langage des physiciens, ces écoulements font partie de la famille des fluides dits *non-newtoniens à seuil*. D'autres fluides, naturels comme le sang, ou artificiels comme la mousse à raser, la mayonnaise, font partie de cette famille.

Pour mieux comprendre les particularités de ces fluides, il est nécessaire d'établir quelques lois théoriques. En particulier il sera nécessaire de relier les mouvements aux efforts qui sont nécessaires pour les provoquer. Une fois ces bases établies, quelques dépôts de lave observés de part le monde seront présentés en exemple.

Généralités

Pour pouvoir établir le lien entre la théorie et les formes qui peuvent être observées sur les volcans, quelques notions mathématiques sont nécessaires. Mais tout d'abord définissons ce qu'est la rhéologie.

La rhéologie est l'étude de la relation entre le mouvement à ses causes.

Par la suite le mouvement sera défini comme une déformation de la matière (dans notre cas le magma) et les causes comme les efforts nécessaires à appliquer pour générer le mouvement (généralement la gravité).

L'analyse rhéologique

Classiquement, pour illustrer la capacité d'un fluide à s'écouler, on met en relation, dans un diagramme appelé rhéogramme, la vitesse à laquelle le fluide se déforme (ce taux de déformation est noté γ' dans la figure 1) et l'effort nécessaire pour déformer la matière (noté τ dans la figure 1).

Dans le cas des fluides on schématise l'écoulement en imaginant qu'ils sont décomposés en petites lames qui glissent les unes sur les autres. Considérons le cas idéal d'un fluide reposant sur un fond formé par une plaque rigide immobile (cf. figure 2). Le mouvement est imprimé au fluide par une autre plaque rigide en surface. L'effort exercé par cette plaque supérieure se transmet sous forme d'un effort de cisaillement entre chaque lame de fluide. Le taux de déformation peut être exprimé par l'infime déplacement entre chaque lame de fluide (noté x sur la figure 2) rapporté à l'épaisseur de la lame (noté z sur la figure 2). Ce rapport n'est autre que la dérivée du déplacement par rapport à l'épaisseur de l'écoulement,

$$\text{soit } \frac{\partial x}{\partial z} = \gamma'$$

MECANIQUE DE L'ÉCOULEMENT DES LAVES: implications sur le terrain

Texte et photos: Dr Eric Bardou

¹ Les lahars sont des écoulements de cendres volcaniques mélangées à de l'eau. Un article leur sera consacré dans le prochain numéro du bulletin mensuel de la SVG.

Rhéologie

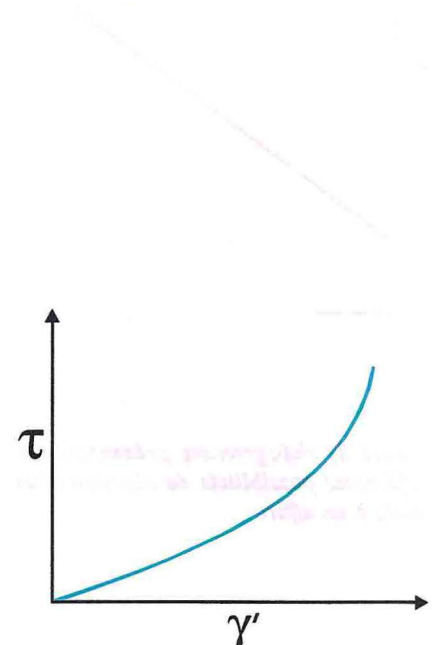


Figure 1 : rhéogramme

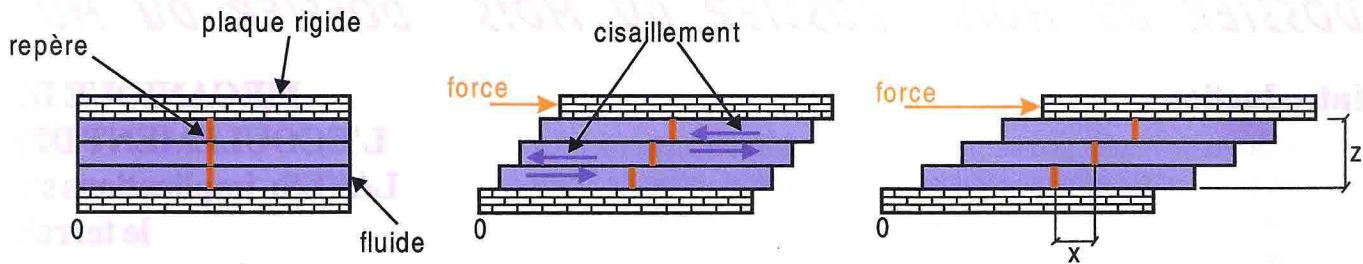


Figure 2 : cas idéal et schématique de l'écoulement d'un fluide entre 2 plaques rigides

Les grandes familles de fluides

Quelques définitions sont encore nécessaires avant d'aller se promener sur les volcans. Pour le rhéologue il existe deux grandes familles de fluides. Celle des fluides s'écoulant dès qu'un effort leur est appliqué et qui ont une relation linéaire entre le taux de déformation et les efforts de cisaillement et celle des fluides qui n'ont pas ces deux caractéristiques réunies.

Les fluides de la première famille sont dit *newtoniens* (droite rouge à la figure 3). L'exemple type de ce type de fluide est l'eau. Elle s'écoule pour tout effort et de plus, elle présente une proportionnalité linéaire entre le taux de déformation et l'effort. Cela veut dire que lorsque l'effort varie d'une unité, le taux de déformation varie de la même quantité, que l'effort soit faible ou très important. Ce coefficient de proportionnalité est appelé viscosité. On peut décrire le mouvement de l'eau par la formule:

$$\tau = \nu \cdot \gamma'$$

où ν est la viscosité de l'eau. Dans la vie courante, on sait intuitivement que plus l'eau est visqueuse (en changeant de température par exemple), plus elle résistera à l'écoulement. L'équation illustre cette connaissance empirique. Plus la viscosité est grande (ν élevé), plus l'effort à produire pour la mettre en mouvement (noté τ) devra être grand pour obtenir le même taux de déformation (γ').

Les fluides de la deuxième famille sont dit *non-newtoniens*. Ils correspondent aux différentes courbes bleues sur la figure 3. Ces fluides présentent soit un seuil de contrainte (un certain effort doit être dépassé avant qu'il y ait déformation; droite bleue) soit une proportionnalité non linéaire² entre l'effort et le taux de déformation (courbes bleues), ou encore une combinaison de ces caractéristiques. La formule générale décrivant ces fluides peut s'écrire:

$$\tau = \tau_c + \nu^* \cdot \gamma'^n \quad \text{équation de Herschel-Bulkley}$$

où τ est l'effort à fournir, τ_c est l'expression du seuil de contrainte, ν^* est un pseudo-viscosité, γ' le taux de déformation et n un exposant indiquant si la proportionnalité est linéaire ($n=1$) ou non ($n \neq 1$).

Les *laves volcaniques* (le magma en général) sont considérées comme des fluides présentant un seuil de contrainte donc, selon les notions développées précédemment, comme des fluides *non-newtonien*. Cependant la difficulté des mesures rhéométriques sur un fluide en écoulement qui a une température de plusieurs centaines de degré Celsius ne permet pas à l'heure actuelle de préciser si les laves ont une proportionnalité linéaire ou exponentielle.

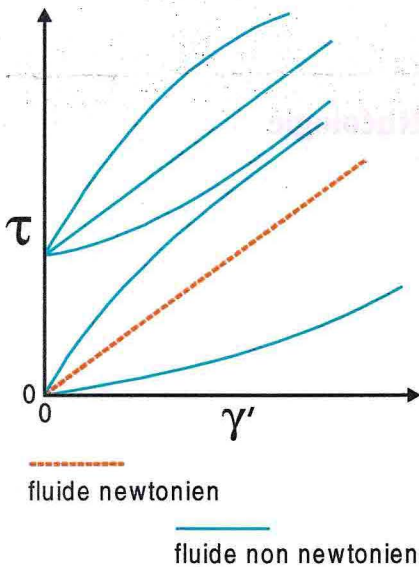


Figure 3: rhéogramme présentant les différentes possibilités de réaction d'un fluide à un effort

² La non linéarité de la proportionnalité veut dire que lorsque l'effort varie d'une unité, le taux de déformation varie d'une quantité plus ou moins importante selon que l'effort soit faible ou important. Si lorsque l'effort est important la quantité du taux de déformation varie plus, pour le même incrément de l'effort, que lors d'effort plus faible, on dit que le fluide est rhéofluidifiant. Lorsque l'inverse se produit, on parle de fluide rhéoépaississant.



Trêve de théorie ! Entrons un peu plus dans les implications pratiques des notions décrites ci-dessus. Sur le terrain l'expression la plus tangible de l'existence d'un seuil de contrainte est la présence de dépôts tridimensionnels. En effet, si la pente (en fait la gravité) ou l'épaisseur de l'écoulement (poids propre) passent en-dessous d'une certaine valeur, alors la contrainte de cisaillement passe en-dessous d'une valeur seuil (τ_c). La déformation devient alors impossible et le fluide se stoppe. La figure 4 montre cette différence dans la forme des dépôts.

Signes de l'existence d'un seuil de contrainte sur le terrain



Figure 4: différence des formes de dépôt d'un écoulement selon la flèche et suivant la famille du fluide

La figure 5 prise sur la Montaña Blanca dans le massif du Teide sur l'île de Tenerife illustre bien l'effet du seuil de contrainte. La coulée de lave (en brun au centre de l'image) s'est stoppée à mi-pente lorsque le seuil de contrainte a été dépassé.

Pour mieux comprendre les conséquences d'un seuil de contrainte sur l'écoulement des laves, il est encore nécessaire de connaître quels sont les paramètres qui influencent le seuil de contrainte.

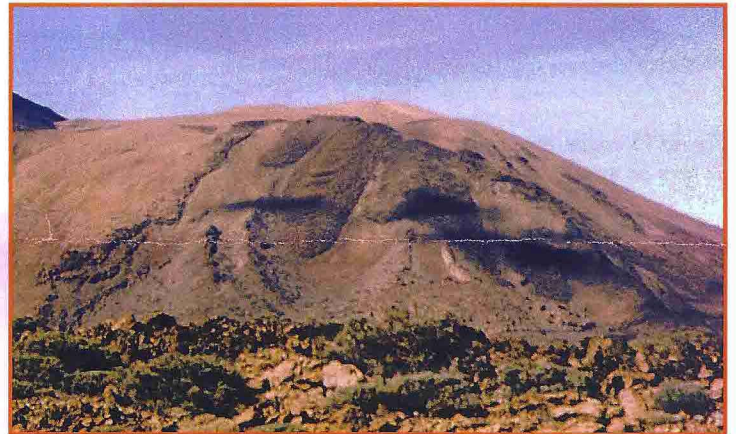


Figure 5: preuve de l'existence d'un seuil de contrainte traduit par l'arrêt d'une coulée à mi-pente.

Particularités des laves

Les propriétés *non-newtoniennes*, comme l'existence du seuil de contrainte, sont des propriétés générales qui peuvent être appliquées à toutes sortes de fluides. Pour affiner la caractérisation mécanique des laves, il est nécessaire de préciser qu'elles peuvent être considérées comme un ensemble de grains (cristaux minéraux) baignant dans une matrice (le magma) qui lubrifie les contacts entre les grains. Dans le paragraphe suivant nous allons voir l'intérêt de cet ajout.

Les paramètres τ_c et v^* varient en fonction du rapport entre le nombre de grains et la quantité de lubrifiant. Plus il y a de grains, plus l'écoulement est visqueux. De plus la viscosité intrinsèque du lubrifiant dépend de sa composition. Pour les laves c'est le chimisme du magma qui va avoir un effet, on retrouve ici la différence de comportement, entre les magmas basiques et les magmas acides.

Les propriétés rhéologiques des laves volcaniques vont donc varier au cours du temps en fonction principalement de la température. C'est pourquoi les bords de la coulée vont ressentir les effets du seuil de contrainte avant le corps de cette dernière. La figure 6 montrant une coulée provenant du sommet du Pic de Teide illustre bien ces dispositions

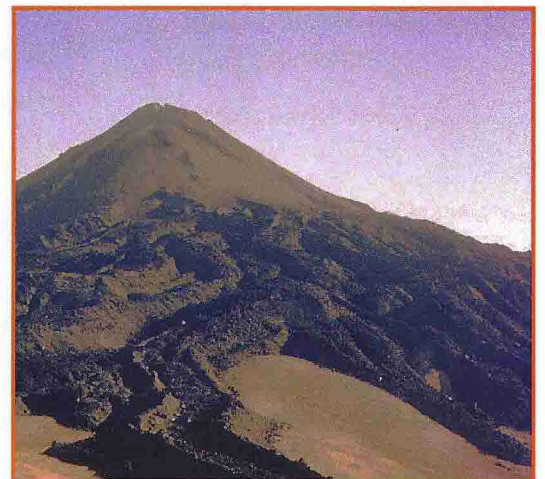


Figure 6: levée latérale sur une coulée provenant du Pic de Teide.



de levées latérales à la bordure de l'écoulement (coulée au premier plan). On peut résumer le lien entre les processus physiques survenant au cours de l'écoulement et les propriétés du fluide comme suit:

- lorsque la température diminue \rightarrow cristallisation et changement de composition du lubrifiant.
- la cristallisation \rightarrow fait augmenter le seuil de contrainte τ_c et la pseudo-viscosité v^* .
- le changement de composition du lubrifiant \rightarrow fait varier v^* (probablement en la diminuant).

$$T_a > T_b$$

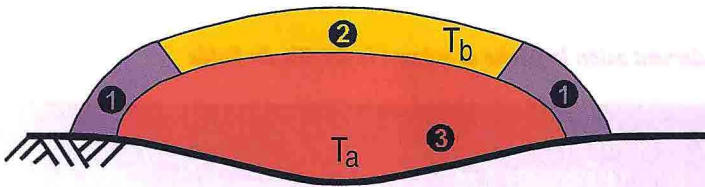


Figure 7: coupe en travers d'une coulée de lave en mouvement.



Figure 8: coulée ayant réincorporé les éléments refroidis et s'étant écoulee jusqu'à tarissement du débit, largeur 20 cm (M¹ Lengai).

La figure 7 montre quelle est l'implication de la variation des paramètres de l'écoulement lorsqu'une coulée de lave se refroidit. En prenant une coupe en travers d'une lave en mouvement on peut schématiquement différencier deux zones, l'une chaude (n°3 sur la figure 7) et une autre plus froide (n°1 et 2). Lorsque la lave se refroidit, son seuil de contrainte augmente. Cela aura comme conséquence d'accélérer la déposition du matériel. Suivant la géométrie, la valeur des paramètres rhéologiques, ainsi que la vitesse à laquelle ils varient, la zone froide supérieure (n°2 sur la figure 7) se brisera en morceaux (qui seront soit expulsés sur les bords formant des levées caillouteuses comme sur la figure 6, soit seront réincorporés à l'écoulement) ou se solidifiera et formera une arche. Si les éléments solidifiés sont réincorporés à l'écoulement le cheminement emprunté par la lave prendra la forme d'une auge dans laquelle l'écoulement se tarira lentement.

La figure 8 prise dans le cratère du Mont Lengai illustre un tel cas de figure. La petite coulée de carbonatite (20 cm de large) s'est tarie en laissant des levées figées sur ses bords (centre de l'image). En tarissant l'épaisseur de l'écoulement a diminué, "s'enfonçant" ainsi dans le dépôt initial.

La figure 9 (page suivante) montre elle, une coulée plus importante et plus ancienne sur les flancs d'un autre géant africain le Pic Kibo (massif du Kilimandjaro). Elle illustre la formation d'un tunnel de lave. La surface refroidie était suffisamment solide pour former une arche et le magma plus chaud a continué à s'écouler en diminuant de débit, créant ainsi un tunnel.



Comme les exemples donnés ci-dessus le montrent, les développements théoriques basés sur la mécanique des fluides peuvent être avantageusement utilisés pour décrire la forme des dépôts observés dans la nature. L'intérêt de l'analyse des dépôts est de pouvoir remonter aux paramètres rhéologiques et de là, pouvoir modéliser l'écoulement. Le développement de telles analyses a une importance primordiale car cela permettrait de prédire l'extension des coulées de laves. Les implications au niveau de la gestion du risque volcanique sont évidentes. Cependant, actuellement il reste difficile de donner les paramètres rhéologiques en fonction de la température³ et de la composition du magma. Ce dernier point est une piste de recherche intéressante car la liaison entre ces paramètres et la composition du magma permettrait de donner des paramètres globaux valables pour un volcan, ou une région donnée.

Dans un prochain bulletin un autre type d'écoulement lié aux volcans, basé sur les mêmes notions mathématiques et causant des dégâts considérable, sera présenté. Il s'agit des lahars. Ces écoulements de cendres mélangées à de l'eau représente un danger post-éruption très important. L'exemple type est celui du Pinatubo, où aujourd'hui encore les habitants voient leur cadre de vie perturbé par les lahars dus aux dépositions de cendres de l'éruption de 1991.

Conclusions et perspectives

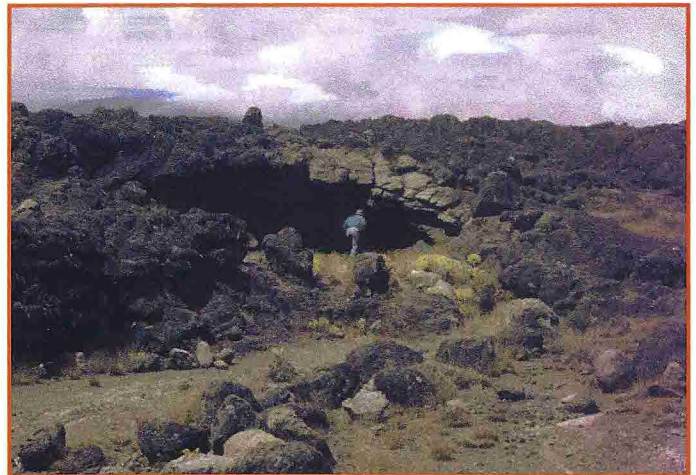
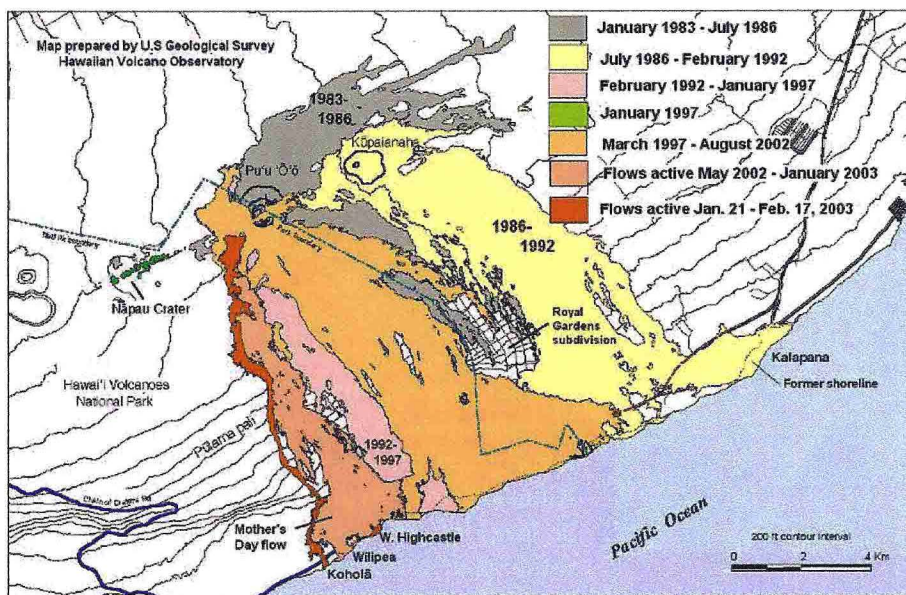


Figure 9: coulée ayant formé un tunnel de lave (Pic Kibo).

³ qui évoluant au cours du temps, complique singulièrement la tâche du modélisateur, mais ceci est un autre problème.

ZOOM ACTUALITE ZOOM ACTUALITE ZOOM ACTUALITE

Carte des coulées provenant du Pu'u O'o (Hawaïi) du 17 février 2003



Cette carte des coulées de lave émises par 20 ans d'activité du Pu'u O'o (et de Kupaianaha) est régulièrement mise à jour par le HVO.

L'activité la plus récente et en cours a produit la coulée rouge foncé le long du bord occidental du champ de lave. Cette coulée est entrée dans la mer à Kohola le jour de la St Valentin. La lave élargit activement la coulée du 17 février, et le bras occidental s'approche de la route de la chaîne des cratères. Maintenant, les visiteurs peuvent se rendre à Holei Sea Arch, située à 1,1 kilomètres de la coulée de Kohola, et se promener pour voir la nouvelle coulée.

Pour en savoir plus sur l'activité actuelle et passée du Kilauea, consultez le site du HVO: <http://www.hvo.wr.usgs.gov/kilauea/update/main.html>

