

SOCIETE DE VOLCANOLOGIE GENEVE

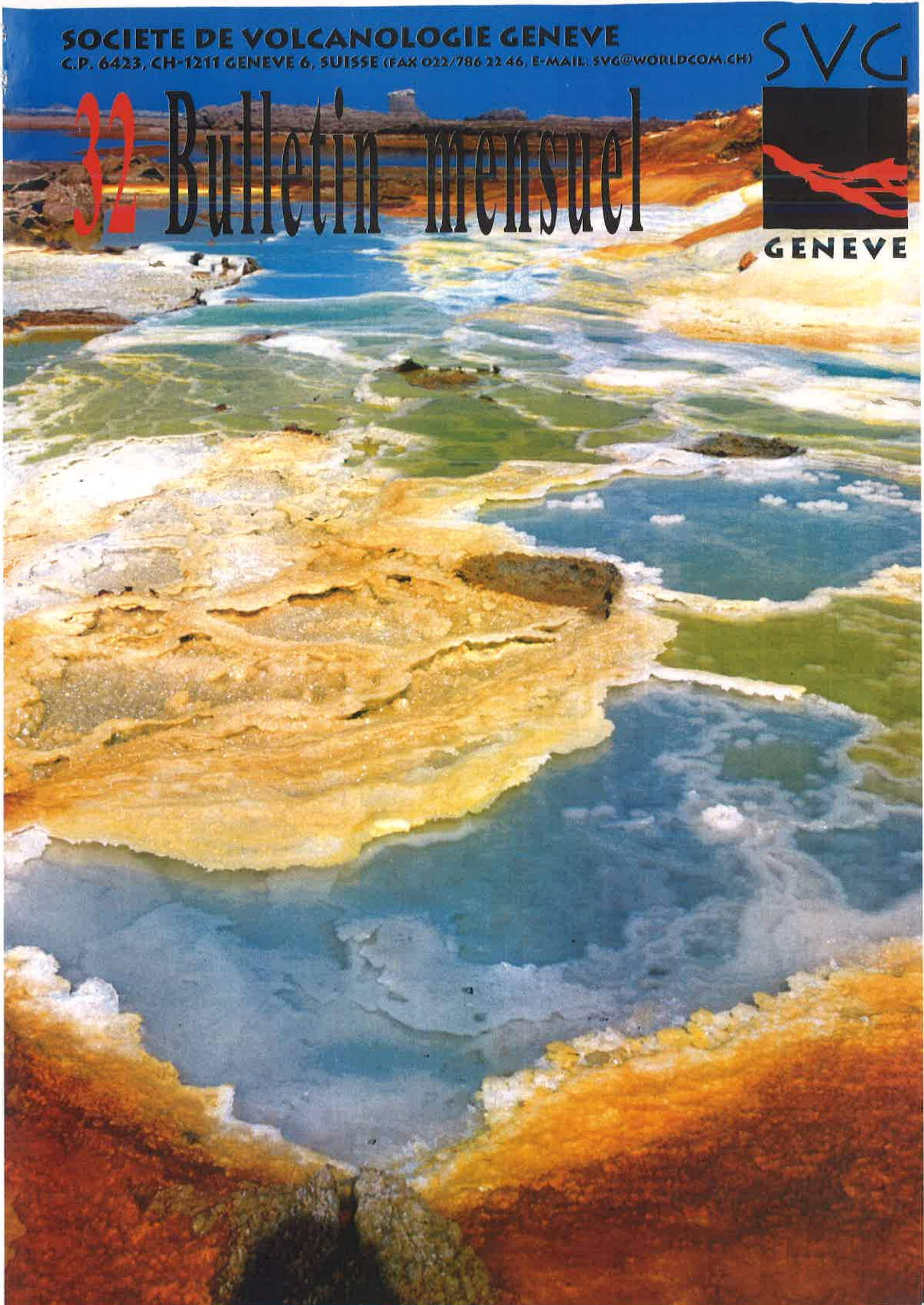
C.P. 6423, CH-1211 GENEVE 6, SUISSE (FAX 022/786 22 46, E-MAIL: SVG@WORLD.COM.CH)

SVG



GENEVE

32 Bulletin mensuel





Le site web de la SVG est accessible. Son adresse est facile:

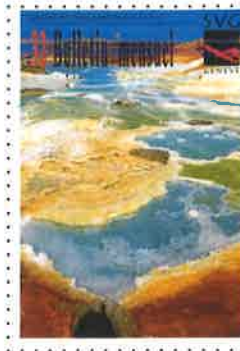
www.volcan.ch



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

SOMMAIRE BULLETIN SVG No32, mai 2003

Nouvelles de la Société	p.1
Volcan info.	p.1
Point de Mire	p.2-5
Fogo, Açores 2ième partie	
Récit de voyage	p.6-9
Dallol 2003	
Activité volcanique	p.10-12
Montserrat	
Dossier du Mois	C1-6
les lahars	



Coulée de saumure de bichofite (c.f. p.8), se mettant en place comme de la cire de bougie, Dallol 2003 (©-Photo L.CANTAMESSA)

En plus des membres du comité de la SVG, nous remercions **G.Caniaux, Y.Bessard & 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 No32, 2003, 18p (8p 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 AGRIFRPP88

NOUVELLES DE LA SOCIETE -NOUVELLES DE LA SOCIETE -NOUVELLES REUNION MENSUELLE

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

lundi 12 mai 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 D'ETHIOPIE

Pour cette séance de mai, nous vous emmenons dans les régions arides et sauvages de la dépression Danakil au NE de l'Ethiopie. Cette contrée isolée est le siège d'un volcanisme intense depuis des milliers d'années, qui voit l'étirement et la fragmentation de cette partie de l'Afrique. Le fond de cette dépression allongée est largement sous le niveau marin. Elle a été envahie plusieurs fois par la Mer Rouge, puis à nouveau isolée, laissant d'important dépôt d'évaporites. Nous allons effectuer le cheminement classique, pour la SVG, de l'Erta Ale à Dallol à travers des diapositives et films vidéos.

VOLCANS INFOS -VOLCANS INFOS -VOLCANS INFOS -VOLCANS

Dans le cœur de nombreux passionné(e)s de volcans, l'Etna et le Stromboli tiennent une place bien particulière. C'est souvent là que beaucoup d'entre nous avons vu pour la première fois de l'activité volcanique. Ces deux volcans sont donc à la source de notre passion pour les phénomènes volcaniques. L'interdiction d'accès aux sommets nous touche donc de plein front.

Autant la décision pour le Stromboli semble pleinement justifiée, car le volcan connaît une phase instable avec l'interruption de son activité sommitale séculaire, **autant dans le cas de l'Etna, l'interdiction de dépasser l'altitude de 1900 m sans guide, nous paraît complètement arbitraire et scandaleuse**. Comment réagissez-vous à cela, que faut-il faire au niveau de la SVG ? Nous avons besoin de vos réactions, idées et suggestions. Contactez-nous, en nous écrivant soit par e-mail (svg@worldcom.ch), soit par le biais du forum du site de la SVG (www.volcan.ch). Merci de votre participation.



MOIS PROCHAIN Attention changement de date

En raison du lundi de Pentecôte, la réunion aura lieu le **lundi 16 juin 2003**. Elle sera une séance à thème, durant laquelle le volcanologue-conférencier **T.BASSET FERA LE POINT DES CONNAISSANCES SUR LE VOLCANISME DES DORSALES SOUS-MARINES**.

ACCÈS INTERDIT AU SOMMET DE L'ETNA ET DU STROMBOLI: à quand l'interdiction du Mt Blanc ou des autoroutes, nettement plus dangereuses, pourquoi pas miner le sommet de l'Etna ?

«L'ordonnance du syndicat de Lipari indique qu'il est interdit de monter au dessus de la limite de 400 mètres. Pour les touristes accompagnés par les guides de Stromboli il en coûte 15 Euros par personne pour rejoindre une terrasse surplombant la Sciara del Fuoco.»

«Une nouvelle ordonnance provenant de la Préfecture de Catania est intervenue. Elle indique qu'il est interdit de monter au dessus de la limite de 1910 mètres (c'est à dire le niveau de Sapienza). Par contre pour les touristes accompagnés par les guides de l'Etna il en coûte 30 Euros par personne pour rejoindre 2500m en 4x4 et de marcher dix minutes en direction de la Montagnola.

La deuxième informations et ceci est une nouveauté depuis les premières ordonnances de la préfecture de Catania, il est maintenant possible de rejoindre les cratères sommitaux par groupe de 5 personnes accompagnés toujours par les guides.»

<http://www.ct.ingv.it>



Eruption du 5 avril 2003, Stromboli



Exemple de bloc projeté, par l'explosion du 5.4.2003 Photo C.Rivière

Extrait site web Etna volcan Sicilien <http://perso.club-internet.fr/riviere/>



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

HISTOIRE VOLCANOLOGIQUE DU MASSIF DU FOGO ILE DE SAO MIGUEL ACORES Texte et photos Guy CANIAUX 2ième partie

[Ndlr. La première partie de cet article est paru dans le Bulletin SVG No 30, l'auteur termine l'histoire éruptive du Fogo, aborde l'activité hydrothermale et donne ses conclusions]



Photo 25: Le cône basaltique du Monte Escuro, au nord-est de la caldeira du Fogo, est recouvert par les dépôts de la formation des Lombadas: à la base (en bas à gauche), le sol formé sur les scories basaltiques du cône, est directement recouvert par les ponces du Fogo A. A mi-hauteur, très lité et de couleur grise, le dépôt constitué des cendres ponces du Fogo B; ce dépôt se termine par une surface d'érosion très irrégulière. Les niveaux supérieurs, de couleur jaune sont ceux du Fogo C ou du Fogo D. Tout en haut de l'affleurement, les lapilli de couleur blanche proviennent de l'éruption historique de 1563.



Photo 26: Delta lavique (fajã) de Caloura entre Agua de Pau et Vila Franca do Campo. Cette énorme coulée basaltique (volume d'environ 0.3 km³) forme un promontoire peu élevé et très découpé, preuve de son âge récent.

8.4 La période post-Fogo A entre 5.000 ans et 500 ans

Après l'éruption du Fogo A, le volcan connaît trois éruptions explosives de nature trachytique (Fogo B, C et D) et deux éruptions basaltiques (Tableau 4).

Date	Eruption/Volcan	Style éruptif	Volume d.r.e. (en km ³)
1564 A.D.	Caldeira (?)	Phréatique (?)	-
1563 A.D.	Caldeira	Plinien	0.200
1563 A.D.	Pico Queimado	Hawaiien	0.004
1.790±150 B.P.	Pico Arde	Strombolien	0.011
?	Cônes de Caloura	Strombolien	0.320
?	Fogo D/Caldeira	Subplinien	0.070
?	Fogo C/Caldeira	Subplinien	
3.242 B.P.	Fogo B/Mata do Botelho	Subplinien	0.200
4.640±30 B.P.	Fogo A/Caldeira	Plinien	0.640
Total			1.445

Tableau 4: Liste des éruptions du massif du Fogo depuis l'éruption du Fogo A et volumes des produits émis (d'après Booth et al., 1978). En moyenne, le total équivaut à une production magmatique (en équivalent de roche dense ou d.r.e.) de 0.031 km³ par siècle. Pour le Fogo A, les 6 datations du Tableau 2 (Bull. No30) conduisent à une moyenne de 6.460±30 B.P.

L'éruption du Fogo B est datée de 3.242 B.P. (Shotton et al., 1970) et est de nature subplinienne. Son centre émetteur est le Mata do Botelho. L'étude de la dispersion des dépôts par Booth et al. (1978) montre que des vents de secteur sud-ouest modérés devaient souffler pendant l'éruption.

Après une interruption d'activité prolongée, l'éruption du Fogo C se produit à l'intérieur de la caldeira. Les dépôts sont empreints d'une large composante hydromagmatique, ce qui laisse supposer l'existence d'un lac intra-caldeira.

L'éruption du Fogo D a également lieu à l'intérieur de la caldeira et est d'une ampleur comparable à la précédente. La granulométrie du dépôt révèle des intensités explosives variables (Photo 25).

L'activité basaltique édifie le Pico Arde (éruption datée de 1.790±150 B.P.) et les cônes de Caloura. Ces derniers déversent d'abondantes coulées de lave en mer, à l'origine d'un vaste delta lavique: la fajã de Caloura (Photo 26).

8.5 L'activité historique

L'activité historique s'est manifestée par deux éruptions explosives, dont une de type plinien et une éruption basaltique de type hawaiien (Tableau 4).

L'éruption plinienne de 1563 dans la caldeira: cette éruption débuta le 28 juin 1563, après une période d'intenses séismes. La phase initiale fut de nature hydromagmatique et prit ensuite un caractère plus franchement magmatique, avec dépôt de lapilli ponces. Le litage du dépôt associé traduit l'existence d'une colonne éruptive pulsatoire (Photo 27). L'étude de Walker et Croasdale (1971) conclut à la présence de



Photo 27: Dépôts de l'éruption historique de 1563 près du Monte Escuro. Le dépôt est constitué de nombreux lits de lapilli ponces dans lesquels sont intercalés des niveaux peu épais de cendres ponces d'origine hydromagmatique. Le sommet du dépôt, plus homogène et non stratifié révèle un événement purement magmatique.



vents d'ouest à ouest-sud-ouest soutenus lors de l'éruption, dispersant les produits éruptifs sur la partie orientale de São Miguel. L'éruption s'acheva le 3 juillet et fut suivie par une intense activité fumerollienne à l'intérieur de la caldeira. Les dégagements de CO_2 provoquèrent la mort d'une personne, alors que l'éruption par elle-même ne fit aucune victime.

· L'éruption de 1563 au Pico do Sapateiro: quatre jours après le début de l'éruption précédente, se produisit une éruption hawaïenne au sommet du Pico do Sapateiro, un ancien dôme trachytique situé sur le flanc nord-ouest du Fogo (Photo 28). Deux bouches éruptives s'ouvrirent le long d'une fracture orientée nord-ouest sud-est. Le 4 juillet, l'activité s'intensifia et fut accompagnée de deux grands séismes. Le 6 juillet, une coulée de lave emprunta une petite vallée, puis atteignit la mer après avoir enseveli une partie du village de Ribeira Seca. Le 9 juillet, une seconde coulée se dirigea vers le nord-ouest en direction de Rabo de Peixe. L'éruption se prolongea au moins jusqu'au 28 juillet. Depuis, le Pico do Sapateiro s'appelle Pico Queimado.

· L'éruption supposée de 1564: cette éruption est incertaine et n'est rapportée que dans un seul document historique (Fructuoso, 1583). Elle se serait produite à l'intérieur de la caldeira et aurait été, d'après ce témoignage unique, de nature phréatique. Il s'agit d'une manifestation de faible ampleur, vraisemblablement associée à l'éruption précédente.

9 Les manifestations hydrothermales et la géothermie

Comme sur le stratovolcan de Furnas, les manifestations hydrothermales du Fogo sont multiples, bien que spatialement plus dispersées (Forjaz *et al.*, 1999). Les principaux champs fumerolliens se concentrent dans le graben de Ribeira Grande: à Caldeira Velha (Photo 29), au Pico Vermelho, à Ladeira da Velha et à Caldeiras da Ribeira Grande (voir Figure 2, Bull. No30).

Des sources thermales sourdent à Caldeira Velha (eaux sulfatées et alumineuses) et à Caldeiras da Ribeira Grande (Photo 30), où un établissement thermal exploite des eaux sulfureuses à 60°C (Zbyszewski, 1961). Des sources d'eau magnésienne étaient autrefois exploitées à Lombadas et à Ladeira da Velha.



Photo 30: Caldeiras de Ribeira Grande, avec ses sources d'eaux très chaudes et très acides, constitue le troisième plus vaste champ fumerollien de São Miguel.

Des émanations diffuses de CO_2 sont connues au Pico Vermelho, dans la vallée de Lombadas, ainsi qu'en mer au large de Ribeira Grande et de Vila Franca. Au printemps 1997, une importante source de CO_2 (atteignant des concentrations de 13.5%), associée à une anomalie thermique de 50°C , a été détectée dans une zone résidentielle de la commune de Ribeira Seca (Ferreira et Gaspar, 1997). En 1998, quatre familles habitant cette même zone ont dû être évacuées, compte tenu des risques de ce gaz.

Outre ces manifestations de surface, le massif du Fogo présente un potentiel géothermique exceptionnel, le seul actuellement exploité aux Açores. Depuis 1980, la centrale pilote du Pico Vermelho (Photo 31, p.4), équipée d'une unité de 3 MW, a montré la fiabilité de la technologie utilisée et la stabilité de la ressource géothermique du massif. Malgré tout, sa production n'a jamais dépassé 7 GWh.

Le site de Cachacos-Lombadas (Photo 32, p.4), situé comme le précédent dans le graben de Ribeira Grande, est aujourd'hui muni de 5 puits, dont la



Photo 28: Le Pico Queimado (anciennement Pico do Sapateiro) a été le siège de la seule éruption basaltique historique adventive du Fogo.



Photo 29: Caldeira Velha, sur les hauteurs de Ribeira Grande, est une zone fumerollienne; les eaux de la cascade sourdent à une température de 30°C .



Photo 31: Vue de la centrale géothermique du Pico Vermelho à Ribeira Grande. Cette station pilote fonctionne depuis 1980 et produit actuellement 0.8 MW.



Photo F. Cruchon

Installation géothermique, Sao Miguel

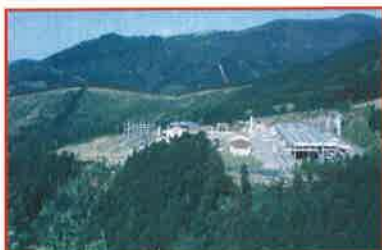


Photo 32: Station géothermique de Cachacos-Lombadas. Actuellement équipée de 3 centrales, elle assure environ 35% de la production électrique de São Miguel.



Photo F. Cruchon

Installation géothermique, Sao Miguel

mise en exploitation s'est échelonnée entre mars 1994 et novembre 2000. L'un de ces puits sert à réinjecter l'eau, les autres sont munis de centrales électriques de 2,5 MW ou 4 MW. Depuis sa mise en exploitation, ce site a connu une production sans cesse croissante, qui a atteint 99.2 GWh en 2001.

Actuellement, la géothermie, avec une production totale de 105 GWh en 2001, représente 35% de la production électrique de São Miguel et 19% de celle de l'archipel (Bicudo da Ponte, 2002).

La SOGEO (*Sociedade Geotérmica dos Açores*) prévoit d'équiper les 3 puits du site de Pico Vermelho de centrales de 8 MW pour 2004 et de construire une centrale de 12 MW sur l'île de Terceira pour 2005. A cette échéance, l'énergie géothermique devrait assurer 38% des besoins électriques de l'archipel des Açores.

10 Conclusion

Nous venons de décrire les principales caractéristiques volcanologiques du Massif du Fogo. Ce volcan apparaît comme un grand centre polygénique qui a produit de fortes éruptions; elles ont largement contribué à façonner les paysages de l'île toute entière. La morphologie du Fogo présente des points communs avec celle des deux autres stratovolcans de São Miguel. Il en est de même pour la chimie des laves, ainsi que pour son évolution volcanologique. Dernière similitude et non des moindres, ce volcan est situé au point de convergence de fractures profondes; preuve que la tectonique contrôle fortement le volcanisme de l'île.

L'histoire récente du massif révèle que depuis 15.000 ans, le Fogo a connu 23 éruptions: 8 très explosives, de nature trachytique (dont 3 de type plinien) et 15 basaltiques. Les durées de retour de tels phénomènes sont par conséquent de 650 ans, 1.900 ans pour les éruptions explosives (5.000 ans pour les éruptions pliniennes) et 1.000 ans pour les éruptions basaltiques. Au cours des 5.000 dernières années, le rythme des éruptions s'est accéléré: le Fogo a connu 11 éruptions (durée de retour: 450 ans), dont 7 explosives (durée de retour: 700 ans) et 2 de nature plinienne (durée de retour: 2.500 ans).

Au cours des 5.000 dernières années, le taux moyen de production magmatique du Fogo a été d'environ 0.031 km³ d.r.e. par siècle (Tableau 4). Ce chiffre est du même ordre de grandeur que pour Sete Cidades (0.027 km³) et Furnas (0.057 km³). Comme sur ces deux volcans, les éruptions trachytiques contribuent à cette production dans un rapport proche de 0.8/0.2 comparativement aux éruptions basaltiques.

Les risques volcaniques, pour les populations établies sur la côte sud, et au nord, dans le graben de Ribeira Grande, sont accentués par la topographie: (1) au sud, par les pentes et les vallées encaissées qui peuvent canaliser les coulées de boue et les coulées pyroclastiques des éruptions intra-caldeiras; (2) au nord, le graben de Ribeira Grande est également une zone de canalisation des écoulements ponces provenant de la caldeira. De plus, c'est une zone favorable à la mise en place plus ou moins explosive de volcans trachytiques. Ce risque concerne malgré tout une population de 38.000 personnes... ■

Références

- Araujo, L.A., 1801: Memoria chronologica dos tremores mais notaveis e irrupções de fogo, acontecidos nas ilhas dos Açores. *Thypographia chalcografica e litteraria do Arco do Cego*, Lisboa, pp24.
- Baker, P.E., I.G. Gass, P.G. Harris, and R.W. LeMaitre, 1964: The volcanological report of the Royal Society expedition to Tristan da Cunha. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*, **256**, 439-575.
- Bicudo da Ponte, C., 2002: Geothermal electricity production in the Azores. Ed. da Sociedade Geotérmica dos Açores SA, Ponta Delgada, pp7.
- Booth, B., R. Croasdale, and G.P.L. Walker, 1978: A quantitative study of five thousand years of volcanism on São Miguel, Azores. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*, **288**, 271-319.
- Booth, B., R. Croasdale, and G.P.L. Walker, 1983: Volcanic hazard on São Miguel, Azores. In: *Tazieff, H., and J.C. Sabroux (Eds): Forecasting volcanic events. Elsevier, Amsterdam.*, Chap. 9, 99-109.
- Buform, E., A. Udías, and M.A. Colombás, 1988: Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, **152**, 89-118.
- Bursik, M.I., R.S.J. Sparks, G.S. Gilbert, and S.N. Carey, 1992: Sedimentation of tephra by volcanic plumes: I. Theory and its comparison with a study of the Fogo A plinian deposit, São Miguel (Azores). *Bull. Volcanol.*, **54**, 329-344.
- Capaccioni, B., V.H. Forjaz, and M. Martini, 1994: Pyroclastic flow hazard at Agua de Pau Volcano (São Miguel Island, Azores Archipelago) inferred from the Fogo A eruptive unit. *Acta Vulcanologica*, **5**, 41-48.
- Ferreira, T., e J.L., Gaspar, 1997: Cartografia da anomalia térmica e geoquímica da Ribeira Seca (Ilha de S. Miguel). *Relatório Técnico-Científico 06/DGUA/97*, Dep. Geociênc. Univ. Açores, Ponta Del-



gada, pp10.

Forjaz, V.H., A. Serralheiro, M.R. Carvalho, e D. Cunha, 1999: Ilha de S. Miguel, Açores. Carta de recursos hidrogeológicos e geotérmicos (reedição da carta de 1995). Ed. do Observatório Vulcanológico e Geotérmico dos Açores, Ponta Delgada.

Frutuoso, G., 1583: Saudades da Terra. Livro IV. Ed. Instituto Cultural de Ponta Delgada, pp432, Ponta Delgada, 1977.

Gandino, A., M. Guidi, C. Merlo, L. Mete, R. Rossi, and L. Zan, 1985: Preliminary model of the Ribeira Grande geothermal field (Azores Islands). *Geothermics*, **14**, 1, 91-105.

Gaspar, J.L., e G. Queiroz, 1989: Crise sísmica do Congro - Lagoa do Fogo. Magnitudes e energia libertada durante o período de 13 de Julho a 19 de Agosto de 1989. *Doc. CV/INIC 09/89*, Ponta Delgada, pp15.

Gaspar, J.L., M.H. Almeida, G. Queiroz, Z. França, e B. Rodrigues, 1990: Aplicação de diagramas de discriminação tectonomagmática a rochas do arquipélago dos Açores. *Doc. CV/INIC 08/90*, Ponta Delgada, pp7.

Gaspar, J.L., 1996: Ilha Graciosa (Açores). História vulcanológica e avaliação do hazard. Tese de Doutoramento, Dep. Geociênc. Univ. Açores, Ponta Delgada, pp361.

Guest, J.E., J.L. Gaspar, P.D. Cole, G. Queiroz, A.M. Duncan, N. Wallenstein, T. Ferreira, and J.M. Pacheco, 1999: Volcanic geology of Furnas Volcano, São Miguel, Azores. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **92**, 1-29.

Harris, C., 1983: The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island. *J. Petrol.*, **24**, 424-470.

Machado, F., 1966: Anomalias das intensidades do terramoto de S. Miguel (Açores) em 1522. *Bol. Mus. Lab. Mineral. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, **10**, (2), 109-117.

Maund, J.G., 1985: The volcanic geology, petrology and geochemistry of Caldeira volcano, Graciosa, Azores, and its bearing on contemporaneous felsic-mafic oceanic island volcanism. PhD Thesis, Univ. Reading, U.K., pp336.

Moore, R.B., 1986: Preliminary map of Agua de Pau volcano, São Miguel, Azores. *U.S. Geol. Surv. Open-File Report*, 86-192.

Moore, R.B., 1990: Volcanic geology and eruption frequency, São Miguel, Azores. *Bull. Volcanol.*, **52**, 602-614.

Moore, R.B., 1991: Geologic map of São Miguel, Azores. 1/50.000, Map I-2007, *U.S. Geol. Surv. Misc. Investigations Series*.

Moore, R.B., and M. Rubin, 1991: Radiocarbon dates for lava flows and pyroclastic deposits on São Miguel, Azores. *Radiocarbon*, **33**, (1), 151-164.

Moreira, M., R. Doucelance, M.D. Kurz, B. Dupré, and C.J. Allègre, 1999: Helium and lead isotope geochemistry of the Azores Archipelago. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **169**, 189-205.

Mücke, G.K., J.M. Ade-Hall, F. Aumento, A. MacDonald, P.H. Reynolds, R.D. Hyndman, J. Quintino, N. Opdyke, and W. Lowrie, 1974: Deep drilling in an active geothermal area in the Azores. *Nature*, **252**, (5481), 281-285.

Nunes, J.C., 1991: Microssismos e neotectónica: contribuição para a seu estudo nos Açores. Tese APCC, Dep. Geociênc. Univ. Açores, Ponta Delgada, pp245.

Nunes, J.C., e C.S. Oliveira, 1997: Caracterização da sismicidade do vulcão do Fogo (Ilha de S. Miguel). Relatório Final. *Relatório Técnico-Científico 11/DGUA/97*, Dep. Geociênc. Univ. Açores, Ponta Delgada, pp125.

Pearce, J.A., and M.J. Norry, 1979: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.

Queiroz, G., 1997: Vulcão das Sete Cidades (S. Miguel, Açores): história eruptiva e avaliação do hazard. Tese de Doutoramento, Dep. Geociênc. Univ. Açores, Ponta Delgada, pp226.

Self, S., 1976: The recent volcanology of Terceira, Azores. *J. Geol. Soc. London*, **132**, 645-666.

Shotton, F.W., D.J. Blundell, and R.E.G. Williams, 1968: Birmingham University radiocarbon dates, II. *Radiocarbon*, **10**, (200-206), 204.

Shotton, F.W., D.J. Blundell, and R.E.G. Williams, 1969: Birmingham University radiocarbon dates, III. *Radiocarbon*, **11**, (263-270), 266.

Shotton, F.W., D.J. Blundell, and R.E.G. Williams, 1970: Birmingham University radiocarbon dates, IV. *Radiocarbon*, **12**, (385-399), 392.

Shotton, F.W., and R.E.G. Williams, 1973: Birmingham University radiocarbon dates, VII. *Radiocarbon*, **15**, (451-468), 462.

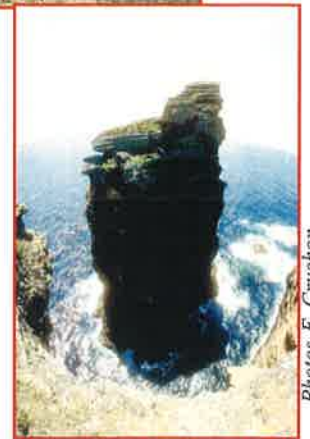
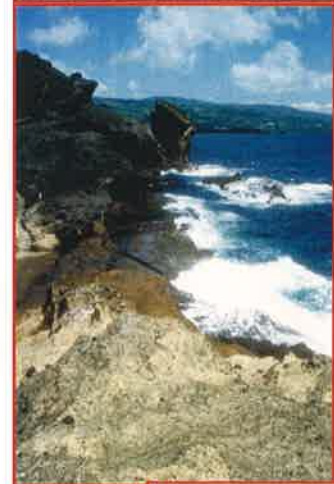
Udías, A., A.F. Espinoza, J. Mezcua, E. Buforn, R. Vegas, S.P. Nishenko, J.M. Martinez-Solares, and A. Lopez-Arroyo, 1986: Seismicity and tectonics of the North African-Eurasian plate boundary (Azores-Iberia-Tunisia). *U.S. Geol. Surv. Open-File Report*, 86-626.

Walker, G.P.L., and R. Croasdale, 1971: Two plinian-type eruptions in the Azores. *J. Geol. Soc.*, **127**, 17-55.

Wallenstein, N., 1999: Estudo da história recente e do comportamento eruptivo do vulcão do Fogo (S. Miguel, Açores). Avaliação preliminar do hazard. Tese de Doutoramento, Dep. Geociênc. Univ. Açores, Ponta Delgada, pp266.

Weston, F.S., 1964: List of recorded volcanic eruptions in the Azores with brief reports. *Bol. Mus. Lab. Mineral. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, **10**, 1, 3-18.

Zbyszewski, G., 1961: Etude géologique de l'île de S. Miguel (Açores). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **45**, 5-79, XL pl.



Paysages volcaniques de Sao Miguel, Açores

Photos F. Cruchon



RECIT VOYAGE RECIT VOYAGE RECIT VOYAGE RECIT VOYAGE

ERTA ALE ET DALLOL (18 JAN- VIER - 27 JANVIER 2003)

Texte et photos Y.Bessard

Deuxième partie, Dallol, 23 - 27 janvier

[Ndlr. : voir Bulletin SVG No29]

Le site géothermal de Dallol et les canyons de sel

Notre deuxième objectif dans cette région de l'Afar était le site de Dallol au Nord de la dépression Danakil. Ce site se caractérise par la présence d'un dôme de sel de quelques dizaines de mètres de hauteur au milieu d'une plaine située en moyenne à 120 m au-dessous du niveau de la mer. Cet endroit fût autrefois le siège d'une intense activité minière comme en témoignent les nombreux vestiges laissés à l'abandon après l'arrêt de l'exploitation de la potasse.

Le transfert entre la caldeira de l'Erta Ale et Dallol s'est effectuée, pour des raisons de logistique, en hélicoptère. Ce survol vers le Nord de la dépression permet de mieux appréhender la diversité des phénomènes liés au volcanisme partout présents sous la forme de cônes, de fissures éruptives, de cratères ou de coulées de lave qui alternent avec les plaines et les lacs salés.



Arrivée à Dallol «Hilton»

Evaluation des eaux thermales de Dallol

Echantillon de mars 2001

La valeurs des analyses sont comparées avec les valeurs en vigueur pour une eau « potable » en Suisse.

Element	Element	Valeurs des analyses [mg / l]	Comparaison par rapport aux valeurs limites tolérables
Ca	Calcium	125	~30x
Mg	Magnésium	3100	~60x
Al	Aluminium	160	~800x
Si	Silicium	130	Val. lim.
Fer	Fer	4900	~15000x
Cu	Cuivre	2.6	~2x
Mn	Manganèse	270	~5000x
Cr	Chrome	1	~50x
Zn	Zinc	48	~10x
Ag	Argent	0.002	(-) ~50x
Hg	Mercur	0.0024	~2x
Se	Sélénium	1.9	~200x
As	Arsenic	0.5	~10x
B	Bore	140	~2x

Remarque (1)

- Il n'y a pas de valeurs limites pour les autres éléments car ils ne sont pas sensés se trouver de façon naturelle dans l'eau que l'on rencontre dans notre région.

- A noter encore les valeurs très élevées pour le brome (450 mg / l), le rubidium (16 mg / l) et le strontium (50 mg / l)

- Avec un pH de 0.2 - 0.4, les eaux doivent être considérées comme très fortement acides. Par comparaison, les eaux neutres ont un pH de 7. [Pour chaque unité, l'acidité est multipliée par 10, ainsi, une eau de pH de 1 est 1'000'000 de fois plus acide qu'une eau de pH 7 (neutre) !].

Remarque (2)

Le détecteur n'a pas fourni de réponse lors d'un test de radioactivité pour un échantillon de cristaux prélevé par des sources d'eaux chaudes à Dallol.

La dernière activité volcanique d'importance à Dallol eut lieu en 1926 et elle fut caractérisée par une explosion de type phréatique. L'activité actuelle se manifeste par la présence de quelques champs fumeroliens, mais on y rencontre surtout des sources thermales dont l'origine peut être certainement expliquée par le réchauffement des eaux souterraines par la chaleur du magma. Arrivées en surface, ces eaux très riches en minéraux se répandent dans de petites vasques aux teintes fluorescentes, ou s'évaporent pour former des centaines de cônes de toutes tailles avec une incroyable palette de couleurs. Certains de ces édifices représentent parfois de véritables sculptures surréalistes. La forte acidité de ces eaux facilite la dissolution d'éléments chimiques les plus divers (fer, manganèse, aluminium, sodium et magnésium pour les plus répandus), comme l'ont démontrées les analyses effectuées à notre retour. La présence de ces éléments influe donc sur la très grande variété des teintes observées (blanc, jaune, orange, brun



L'interaction entre une ou des intrusions magmatiques et un dôme de sel actif, alimente l'activité géothermale exceptionnelle de ce site unique au monde, Dallol 2003

ou rouge) ainsi que sur le mode de cristallisation, par exemple cubique pour le chlorure de sodium ou en aiguilles pour le sulfate de calcium (l'organisation des analyses et leur documentation a été effectuée par Alain de Chambrier).

Les canyons de sels représentent un autre centre d'intérêt à une petite heure de marche du campement. Bien que le Danakil soit une région extrêmement aride, les pluies finissent quand même par éroder les épaisses couches de sels pour former de véritables canyons. Le relief ainsi sculpté donne naissance à des formations minérales rappelant celles de Monument Valley en Arizona. C'est au lever du soleil ou juste avant son coucher, lorsque la lumière s'adoucit, que la beauté du lieu est la plus saisissante, les parois des canyons prenant alors des teintes roses et ocres, rehaussées par les nuances apportées par les dizaines de strates qui se superposent.

Témoins de plusieurs phases d'invasion de la dépression par la mer Rouge, dont la dernière est datée de 800000 ans, et suivis de forte évaporation, les dépôts salifères atteignent des épaisseurs considérables, dépassant les 5000 m par endroits ! Ce sel est toujours exploité de façon artisanale par les mineurs Afars dans des conditions de chaleur extrêmes. Nous avons pu partager, en février 2001 leurs rudes conditions de vie pendant les quelques jours passés dans leur village de Armed Ela, où se forment les caravanes qui vont remonter la route du sel jusque sur les hauts plateaux éthiopiens, lieux des principaux marchés.

On disposait cette année de suffisamment de temps pour explorer la région, observer et recenser les différents phénomènes résultant de l'activité géothermale du site. Parmi les observations les plus intéressantes, quelques unes sont présentées ci-dessous.

Dynamisme de l'activité thermique

Une fois de plus nous avons été fortement surpris par le dynamisme des phénomènes ayant lieu sur le site de Dallol.

En février 2002 nous avons déjà été passablement étonnés de voir que le majestueux cône d'évaporites de plusieurs mètres de hauteur qui nous avait tant impressionné l'année précédente par sa taille et ses teintes ne possédait plus du tout d'activité et était devenu complètement terne, comme « délavé ». Par contre, tout proche de lui s'était édifié un nouveau cône, de taille à peu près identique, et cela en une année tout au plus. La disparition et la formation du nouveau cône était notre unique point de comparaison, étant donné qu'en 2001 nous n'étions restés qu'environ une heure à Dallol et seulement sur le site de ce cône. En 2002, disposant de plus de temps, nous avons pu recenser, au moins six sites où ce type d'activité géothermale était présent, souvent sur des surfaces de plusieurs centaines de mètres carrés.

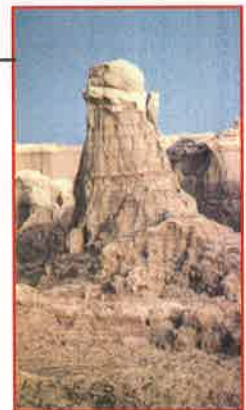
De retour cette année, en janvier 2003, nous avons remarqué que la plupart des sites actifs en 2002 ne l'étaient plus du tout, l'activité thermique sous-jacente s'étant déplacée. On a découvert de l'activité à neuf endroits différents, sept dispersés sur le « dôme » de Dallol, un juste à la base Est du dôme et un autre sur une des « îles » se trouvant au Sud du dôme.

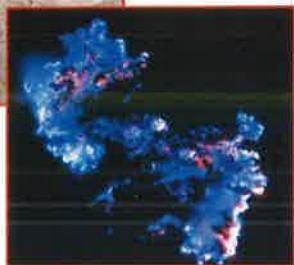
Le plus étonnant de ces nouveaux sites est celui apparu à l'intérieur des ruines de l'ancien village minier. Des dizaines de cônes en pleine activité, étaient en train de recouvrir les vestiges laissés par les hommes, enveloppant petit à petit d'une gangue de cristaux, les tuyauteries rouillées, les carcasses de véhicules, la centrale électrique....



Splendide cristallisation de sel, Dallol 2003

La bordure ouest du dôme de sel est découpée par des ravins et de nombreuses «cheminées de fées», la couche plus dure étant de l'anydrite et du gypse surmontant le sel (halite)





Combustion de soufre de nuit sur la planète Dallol ! (dimension env 30cm)

« Le sol qui brûle »

Un matin, alors que nous déjeunions, nous avons été intrigués par de la fumée qui se dégageait du sol à quelques mètres seulement du campement. On pensa tout d'abord qu'il s'agissait de fumerolles comme il y en a beaucoup dans ce type d'endroit. Seulement aucun d'entre nous ne semblait les avoir aperçues auparavant, de plus le dégagement semblait s'intensifier et se propager. Une mesure rapide de la température dans le sol à une dizaine de cm de profondeur ne donna étrangement qu'une valeur d'environ 50°C. Par contre lorsque l'on retira la sonde et que l'on mesura la température à quelques cm au-dessus du sol (à la hauteur des fumerolles), celle-ci s'éleva brusquement pour atteindre finalement la température de 435°C !

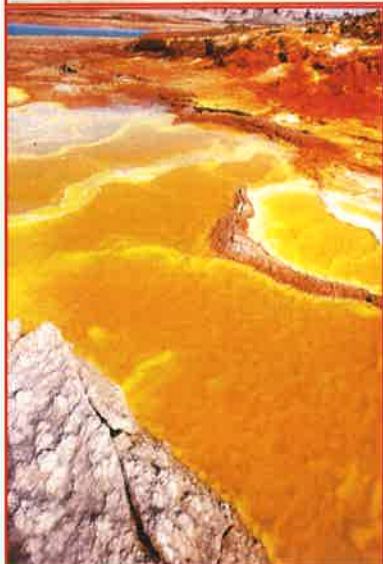
L'explication du phénomène était en fait assez simple, c'est le sol riche en poussières de soufre qui brûlait en dégageant des fumées d'anhydride sulfureux et logiquement le feu ne pouvait se propager qu'à la surface du sol. La cause du phénomène était tout aussi simple, le « coupable » étant un mégot de cigarette, non éteint, qui avait réussi à enflammer le sol !

On répéta l'expérience à plusieurs reprises et à différents endroits pour constater que cela marchait quasiment à chaque fois et que le feu pouvait se propager incroyablement vite à certains endroits du dôme plus ou moins riches en soufre et d'autant plus vite que le vent était de la partie, rendant son extinction assez « sportive »...

« Les coulées de sel »



Photo L. Cantamessa



Images des coulées de saumure, haute température (+ 100 °C), dont la composition est principalement du chlorure de magnésium ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) avec du calcium et du fer (analyse Muséum Hist .Nat. de GE). Elles se mettent en place comme des coulées de cire. Cette composition est différentes des autres minéraux décrits à Dallol et semble être assez rare (nous reviendrons, sans doute, plus en détail dans un autre article sur ces coulées si particulières.)

Lors de notre approche en hélicoptère nous avons remarqué la présence de petites « îles » émergeant de la plaine de sel juste au Sud du dôme de Dallol. C'était donc Un de nos objectifs était donc de nous y rendre, et d'y chercher quelques indices qui auraient pu nous permettre de retrouver l'endroit où avait eu lieu l'explosion phréatique de 1926. Une de ces îles, la plus petite, possédait un site d'activité thermique avec de grandes et magnifiques vasques vertes. Dans ses eaux un peu moins acides que celles du dôme de Dallol, on a même pu observer la présence d'insectes aquatiques.

Photo L. Cantamessa



Photo L. Cantamessa



Photos B. Fontaine

Vue aérienne de «Black Mountain» (dome de sel noir) au SW de la masse principale de Dallol, avec (ci-dessus) une image de la mare circulaire d'eau surchauffée (environ 70°C), dont la surface est faiblement agitée par des bulles de gaz et (à gauche) une sorte d'intrusion annulaire d'où rayonne les coulées, d'abord blanche, de bischofite fondue [$MgCl_2 \cdot 6(H_2O)$] (pt de fusion 117°C), dont l'existence avait été supposée par J.G. Holwera & R.W. Hutchinson en 1968 (p.132) et qui avait attiré l'attention de Tullio Pastori en 1906.

«Potash-Bearing Evaporite in the Danakil Area, Ethiopia» *Economic Geology*, vol.63, p.124-150

La plus grande des îles, constituée principalement de strates de sels très dures et coupantes, offrait depuis sa partie supérieure un superbe point de vue sur une mare circulaire, aux eaux très sombres d'où s'échappaient des gaz. Mais c'est à son extrémité nord-est que nous avons pu observer le phénomène le plus intéressant. Sur une vaste zone, des petites coulées constituées de solutions très chaudes et très concentrées en sel, venaient s'y répandre en formant des empilements de couches après refroidissement et cristallisation. On a aussi remarqué, par l'intermédiaire d'échantillons que nous avons prélevés, que d'un blanc intense lorsque les coulées étaient émises, la couleur des cristaux virait assez rapidement au jaune, puis à l'orange après environ 2 semaines.

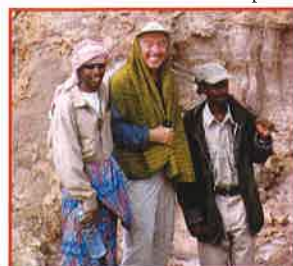
Participants Erta Ale / Dallol 2003 : Marc Caillet, Pierre Vetsch, Jean Luc Mas, Régis Etienne, Salvatore Silvestri, Luigi Cantamessa, Andrea Cantamessa, Antonio Nicoloso, Bernard Fontaine, Pierre Buchs, Jean Bernard Ballet et Roger Meier.

Notes personnelles

Même s'il semble de plus en plus facile aujourd'hui, pour tout un chacun, de pouvoir se rendre dans cette région qui fût longtemps visitée, quand la situation politique le permettait, presque exclusivement par des spécialistes, il ne faut cependant pas négliger le rôle de l'organisation.

Cela reste malgré tout une véritable expédition avec tous les risques que cela comporte et donc de l'importance de la préparation, des contacts locaux à établir, ainsi que la mise en place de toute la logistique qui s'y rattache. Cela peut faire de ce voyage un véritable plaisir de découvertes et d'observations ou au contraire devenir une source de frustrations et de regrets pour être peut-être passé à côté de choses fabuleuses ou alors pour ne pas l'avoir vécu dans de bonnes conditions...

J'aimerais pour cela remercier Luigi, et toute son équipe, pour son professionnalisme, sa disponibilité et son enthousiasme. Il a toujours su garder sa bonne humeur malgré ses soucis et son angoisse de toujours vouloir être sûr de pouvoir maîtriser les moindres détails...quoique parfois, ce sont les petits détails qui peuvent avoir l'importance la plus grande dans ce type de voyage ■



Réf.: Luigi CANTAMESSA, GÉO-DÉCOUVERTE 12-14, rue du Cendrier, CH - 1201 Genève, Suisse Tel. 0041/22/716 30 00 - Fax 0041/22/731 08 02 e-mail : info@geo-decouverte.ch www.erta-ale.org



Quelques uns des participants

Photos B. Fontaine



ACTIVITE VOLCANIQUE - ACTIVITE VOLCANIQUE - ACTIVITE

MONTSERRAT 2003 :

une synthèse de la situation, mai 2003

B.Poyer

Photos Montserrat

Volcano Observatory

<http://www.mvo.ms/>



Les nouvelles installations du MVO



Flanc Sud du dôme, à la verticale de la White River, mars 2003

Montserrat, avec son volcan Soufriere Hills, appartient rappelons-le à l'arc volcanique des Petites Antilles qui caractérise la subduction de la plaque nord-américaine sous la plaque caraïbe. Toute zone de subduction se distingue par un important volcanisme, très souvent explosif et de nature andésitique. La genèse des andésites est la conséquence d'une hydratation du manteau susceptible d'en provoquer la fusion partielle dans des conditions de température relativement modérée (<1000°C). L'eau est un fondant : elle abaisse la température de fusion.

Situé donc en bordure océanique, Soufriere Hills avait laissé perplexes bon nombre d'observateurs quant à la durée que prendrait son réveil débuté en juillet 1995, après plusieurs centaines d'années d'assoupissement. A l'image de ses deux voisins, la Montagne Pelée et la Soufrière de Saint Vincent, il était concevable d'estimer une crise violente et fugace, ou alors soutenue sur deux années. Peu surveillé et peu analysé dans le passé, on savait seulement qu'il fut le siège de séismes répétés tous les trente ans, au cours du 20^{ème} siècle, sans que ceux-ci eurent une suite. D'où de multiples incertitudes sur l'avenir de cette réactivation en 1995.

Voici près de huit ans que l'éruption de ce volcan ne cesse de se poursuivre. C'est bien au-delà des premières estimations. Son activité actuelle se présente sous trois aspects : croissance d'un dôme, avalanches de débris, coulées pyroclastiques. Comme on le verra plus loin tous les flancs sont concernés, pas du tout à l'instar du Mérapî qui présente les mêmes dangers, mais sur une face invariable (dôme coulée) qui laisse un accès au sommet relativement sûr par un pan opposé.

Si le processus croissance, écroulement, coulées, croissance...etc, est répétitif depuis quelques années, il s'inscrit dans un programme éruptif qui comporte des manifestations distinctes les unes des autres. Rien ne s'oppose, compte tenu des dernières observations, à ce que réapparaissent des cycles plus ou moins offensifs : écroulements massifs de l'édifice, explosions vulcaniennes, coulées pyroclastiques étendues, surges...

Lorsque l'on se souvient de la topographie des remparts encerclant jadis la caldera English's Crater qui enserrait un monticule appelé Castel Peak, et que l'on compare ce site avec ce qu'il est devenu, la différence est saisissante. Les pentes du dôme épousent les flancs externes des contreforts préexistants sans que puissent être discernées les empreintes antérieures des lèvres de la caldera, surtout au nord.

Un cône parfait, dont le sommet pointu est percé d'aiguilles éphémères, occupe la moitié sud de l'île. Sa forme régulière est comparable à celle du Mayon ou du Momotombo

Par l'accumulation de la lave andésitique au point de sortie en surface s'est formé un dôme, disons plutôt

des dômes successifs depuis 1995 ; les nouveaux poussant les anciens (dôme composite). A l'issue des explosions, des dômes se formaient sur le fond de la caldera et gonflaient par apport interne. Plus de dix dômes se sont ainsi édifiés, émergeant en divers points disparates de English's Crater, puis disparaissant lors d'explosions ou sous la pression sous-jacente du nouveau matériel alimenté en profondeur. A présent le dernier dôme croît sous une forme conique, impressionnante, au sommet duquel pointent des blocs de lave rigide

De nuit ces protusions sont incandescentes. Ces doigts d'un rouge vif dressés vers le ciel donnent au paysage un aspect surnaturel intimidant. Il est classique d'assister aux gerbes nocturnes de lave fluide ou d'explosions des volcans basaltiques. Mais, demeurer en tête à tête avec ces monolithes écarlates braqués vers le noir du firmament, ne



produit pas un effet de spectacle. Le regard est envoûté et le corps frissonne comme si la nature donnait un signal.

Il n'y a pas de régularité dans la croissance du dôme, des périodes d'intense activité alternant avec des phases modérées. Cela se traduit par des avalanches de blocs surgis au sommet qui sont de l'ordre de 400 par semaine à 1100 (en mars). A la suite d'un accroissement d'activité durant trois jours, un écroulement partiel du flanc nord-est est survenu le 8 décembre 2002 entraînant un volume de 4 à 5 millions de m³. Après cet événement l'activité sismique redevint faible sur un fond de tremor continu et modéré. L'entaille dans le cône fut vite comblée par les nouvelles retombées.

Les coulées pyroclastiques sont très fréquentes, radiales, mais d'étendues moyennes. Certaines cependant atteignent le rivage est. Si la surrection d'aiguilles sommitales est très rapide, leur fragilité les fait se désagréger aussi vite. Leur apparition est continuelle. Alors que l'altitude moyenne du dôme est de 1090m l'aiguille apparue le 25 avril montait à 1163m.

Dans le compartiment des observations, on notera que la quantité de dioxyde de soufre émise varie de 170tonnes par jour en période d'activité faible (14février) jusqu'à 2350t/jour lors de phases d'activité croissante (13 décembre – 28 février) ; la moyenne s'établissant à 500t/j. Bien que le versant sud (anciennement Galways' wall) ne soit observable qu'en hélicoptère, car situé à l'opposé des quelques points de vues parsemés au nord du massif, ce contrefort de la caldera n'existe plus depuis son écroulement et toutes les avalanches de débris ainsi que les coulées dévalant le flanc sud se précipitent directement dans la White River.

Les nuages de cendres issus des chutes de blocs et poussés par le vent d'est continuent de tapisser les vestiges de l'ancienne capitale Plymouth sous des millimètres de poudre blanche.

Le système géothermique de l'édifice, avec les zones fumerolliennes ayant des températures supérieures à 100°C, se met en interaction avec les averses, produisant des réactions exothermiques comportant des manifestations sismiques proches de la surface. Les pluies torrentielles (11 avril) génèrent des coulées de boue qui roulent dans la Belham River. On sait que par suite des nombreuses coulées l'unique pont enjambant cette gorge et reliant le nord au sud de l'île a été submergé et enseveli depuis longtemps. Il n'est pas exclu que les fortes pluies tropicales imbibant le matériel meuble déposé sur les hauteurs du volcan accroissent la masse de celles-ci et, compte tenu de la pente, provoquent une déstabilisation et d'amples glissements de terrain.

A la mi-février 2003 l'observatoire a déménagé. De Mongo Hill, un versant de Central Hill n'ayant pas de vue directe sur le volcan, le transfert s'est effectué à Flemings (environs de Salem), à l'ouest du même massif sur une façade offrant un espace dégagé sur le côté nord-ouest de Soufriere Hills .

A présent un dôme massif actif, édifice le plus imposant depuis le début de l'éruption (130 millions de m³), poursuit sa croissance dans la partie nord du volcan. Le volume du magma emmagasiné continue d'augmenter. Cette situation présente maintenant des menaces plus étendues que celles envisagées l'année passée pour plusieurs zones classées auparavant sans danger imminent. Les changements récents dans la topographie de la partie supérieure du flanc nord ont accentué les probabilités que des écroulements volumineux provoquent d'importantes nuées ardentes dans le bassin de la Belham. En conséquence, les rapports scientifiques (janvier 2003) estiment le risque de décès encouru de 1 pour 5200 pour toute personne séjournant cinq heures environ par semaine dans la zone d'exclusion. Le risque de décès montant à 1 pour 800 si la personne séjourne 30heures par semaine dans cette même zone. Ces mêmes rapports insis-



Flanc sud du dôme, avec en arrière plan les dépôts pyroclastiques (claires) dans White Ghaut du 8 .12.02, mars 2003



Vue en direction de l'ouest à un jour d'intervall, montrant la croissance de l'aiguille sur le flanc sud du dôme, 27-28 mars 2003



Membre staff MVO



Flanc nord du dôme, qui déborde par dessus l'ancien rebord, English's crater

tent fréquemment sur les risques dans, et autour, de la vallée de la Belham. Si la réoccupation des résidences situées dans les zones adjacentes à la Belham Valley était décidée, cette population serait soumise à de hauts risques (coulées pyroclastiques).



Nasa, MODIS satellite

Panache du volcan depuis l'espace le 24 mars 2003

Les activités commerciales d'extraction de sable dans le lit de la rivière, autorisées durant le jour (de 9 heures à 14 heures) sont sujettes maintenant à des inquiétudes plus fortes (volume du dôme, sismicité accrue, vigoureuses expulsions de cendres). L'évacuation prononcée jadis a donc de fortes probabilités d'être prolongée sur le long terme. Dans les derniers mois l'axe d'émergence du dôme s'est déplacé du nord-est, au nord-nord-est puis au nord (selon un arc de 120 degrés), ce qui fait que toutes les vallées depuis Tar River jusqu'à Fort Ghaut sont exposées aux avalanches et aux coulées. Cela traduit des poussées dans le magma ascendant. Il y a quelque similitude de situation avec celle de 1997, laquelle fut étroitement associée avec les plus grandes coulées pyroclastiques. Plusieurs évaluations d'effondrements sont avancées : 3, 10 ou 30 millions de m³ en fonction des masses accumulées au-dessus de 930m, sur des pentes de 33° à 40-45°.

Une modélisation du risque, en fonction de ces trois critères, donne le pourcentage de danger encouru par la population qui pourrait être autorisée à regagner leur habitation. Si l'observatoire peut lancer une alarme 5 minutes avant la survenance du phénomène, celui-ci mettra 5 minutes à atteindre la zone peuplée et il faudrait 10 minutes pour se sauver vers un lieu sûr. Il y aurait alors 53% d'habitants en danger de mort. Si le phénomène ne peut être annoncé qu'une minute à l'avance, celui-ci atteindra la zone habitée en 2 minutes. Les gens exposés devraient disposer de 20 minutes, depuis la première sirène, pour se mettre à l'abri, ce qui engendrerait 90% de danger pour eux ■



DOSSIER DU MOIS DOSSIER DU MOIS DOSSIER DU MOIS

1. Introduction

Les lahars, mot d'origine indonésienne, sont des mélanges d'eau et de boue qui s'écoulent le long des pentes des volcans. Cette boue est principalement formée par les cendres ainsi que d'autres éléments rocheux éjectés par le volcan et l'eau de pluie. Cet article fait suite à celui paru dans numéro précédent du bulletin, concernant la mécanique de l'écoulement des laves. Il est conseillé de le reprendre sous les yeux car il y sera fait plusieurs fois référence. En effet, les concepts mathématiques appliqués à la mécanique de l'écoulement des laves peuvent aussi l'être dans le cas des lahars.

Si les lahars font rarement la une de l'actualité, ils représentent pourtant un danger plus important que les coulées de lave pour les populations. Ce danger peut être considéré comme plus grave, avant tout parce qu'il se conserve dans le temps et qu'il concerne des surfaces très importantes. L'écoulement de ces boues se fait au fil des précipitations durant les années suivant une éruption. Comme pour les laves, ces mélanges présentent un seuil de résistance à l'écoulement, mais il est beaucoup plus faible. Une fois mis en mouvement les lahars ont aussi une viscosité plus faible et peuvent ainsi s'écouler sur de très grandes distances avec des vitesses relativement grandes. De plus, ils peuvent exercer des forces d'impact extrêmement élevées contre les ouvrages qui se trouvent sur leurs chemins.

Si les lahars sont un agent important du façonnement du paysage volcanique - et ce de façon encore plus marquée sous les tropiques où les pluies sont intenses - ils s'apparentent à une autre forme d'érosion présente dans les massifs montagneux comme les Alpes. Ce sont les *laves torrentielles*. Ce phénomène sera décrit pour éviter toute confusion car il n'est pas lié à la dynamique volcanique (cf. § 2.2).

Dans un premier temps, je vais définir les éléments qui forment les lahars tout en les comparant avec leurs cousines alpines, les *laves torrentielles*. Puis, j'aborderais les modes de déclenchement, ainsi que les particularités de l'écoulement de ces fluides (eux aussi non newtoniens¹). Enfin, quelques exemples seront donnés afin de montrer l'implication de ces phénomènes pour les populations locales.

2.1 Définition générale

Selon Brantley and Power (USGS, 1985) les lahars peuvent être de n'importe quelle taille. Les plus petits ont quelques centimètres de large et d'épaisseur et s'écoulent à moins d'un mètre par seconde. Les pentes raides et sans végétation des volcans sont de bons emplacements pour observer de tels petits écoulements pendant les fortes pluies. Les plus grands peuvent avoir près de cent mètres de large, une dizaine de mètres de profond et s'écouler à plusieurs dizaines de mètres par seconde. Leur faible viscosité leur permet de voyager à plus de 100 kilomètres du volcan qui en est l'origine.

2.2 Les familles d'écoulement de débris

Hormis la forte teneur en éléments fins (les cendres) et la température parfois encore élevée, les lahars font partie de la famille des écoulements de débris (traduction littérale du terme anglais *debris flow*). Lorsque ces écoulements de débris (rocheux) se produisent à la surface des continents (par opposition au domaine sous-marin) avec une matrice liquide comme un mélange d'eau et de boue (par opposition à ceux où le fluide interstitiel est un gaz, cas des grands écroulements rocheux ou les nuées

LES LAHARS : un danger post-éruption important!

Dr Eric Bardou

Email : eric.bardou@wsl.ch

¹ Cf. article «Mécanique de l'écoulement des laves» dans le bulletin n°30.

2. Qu'est ce qu'un lahar ?



² Malheureusement le terme anglais *debris flow* dérivé de la classification des mouvements de masse donnée par Varnes (1978), recouvre une gamme de phénomènes géomorphologiques plus grande dont les mouvements sous-marins et ceux impliquant un gaz et des particules rocheuses.

ardentes²), on les nomme alors *laves torrentielles*.

Ce terme, bien que pouvant porter à confusion, est celui utilisé dans le monde scientifique francophone depuis le XIX^{ème} siècle (Lechalas, 1884). Si on décompose ce nom, on s'aperçoit qu'il a justement été utilisé pour décrire la similitude de mouvement (avec les laves volcaniques) et le lieu de l'écoulement (un talweg, qui la plupart du temps est occupé par un torrent).

Pour résumer, les lahars font partie d'une famille d'écoulement impliquant de la boue et de l'eau, nommée *lave torrentielle*. Pour compliquer le tout, on citera l'utilisation dans la littérature non spécialisée du terme coulée de boue (qui finalement pourrait être plus clair). Dans la suite de cet article, c'est le terme scientifique - *lave*

torrentielle - qui sera conservé. Le schéma simplificateur donné à la figure 1 permet de mieux situer les lahars parmi les autres écoulements rencontrés en géomorphologie (attention cependant, ce schéma bien que très utile pour la compréhension est traduit littéralement de l'anglais et ne correspond pas tout à fait avec les classifications francophones).

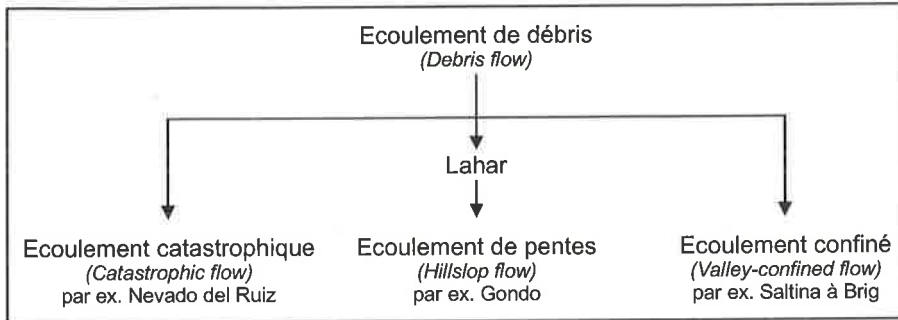


Figure 1: Familles des laves torrentielles et ses sous-groupes d'écoulement (Brundsen, 1979)

2.3 Les entités fonctionnelles

Les divers éléments qui composent un lahar ne sont pas tous uniformément répartis dans la masse qui s'écoule. On observe une ségrégation des éléments. Cette ségrégation est souvent moins nette chez les lahars que parmi les autres types de *laves torrentielles*. Les plus grossiers sont préférentiellement accumulés sur l'avant de l'écoulement formant un front rocailleux (cf. Fig. 2). Souvent une partie de ces éléments sont perdus sur les côtés et forment une zone moins fluide dans l'écoulement, qui a tendance à se déposer. Ces dépôts forment des bourrelets latéraux (ou levées) qui sont visibles dans le paysage. Le corps de l'écoulement représente la majeure partie du volume des matériaux transportés.

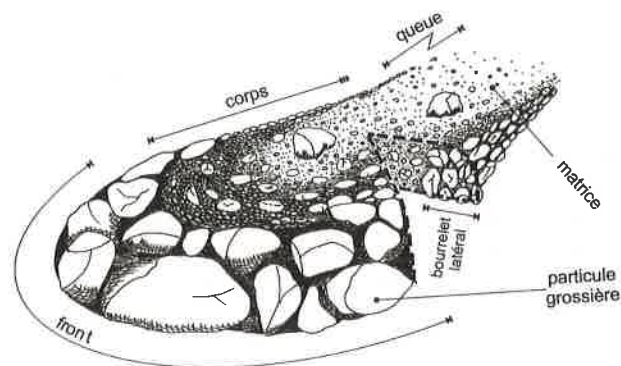





Figure 2: Schéma conceptuel d'une lave torrentielle, valable aussi pour les lahars (Bardou 2002)

2.4 Les différents type de laves torrentielles

Sur la base de considérations mécaniques très pointues, en partie exposées dans l'article du bulletin du mois de mars¹ les chercheurs français se sont aperçus qu'il était possible de regrouper ces écoulements de roches, de boue et d'eau en trois familles.



Tableau 1. Classification rhéologique des laves torrentielles (adapté de Ancey, 1999).

Mécanique	Nom scientifique	viscoplastique	frictionnel-collisionnel	frictionnel-visqueux
	Modèle rhéophysique le plus approprié	Herschel-Bulkley ¹ Bingham ¹		Coulomb ³
Observations de terrain	Nom commun	boueux	granulaire	lahar (ou type fluide)
	Apparence des dépôts	réguliers, avec des limites bien définies, très cohésifs une fois secs.  section en travers d'une levée	cahotiques, sans limite franche, peu cohésifs une fois secs.  section en travers d'une levée	en forme de terrasse, très cohésifs une fois secs  coupe en travers du corps de l'écoulement (pas à la même échelle que section en travers des schémas précédents)
	Pente d'arrêt	< 2°	< 10°	< 1°
	Granulométrie	grains ++ matrice ++ argiles +	grains ++ matrice - argiles --	grains -/+ matrice ++ silt + argiles -

La notation suivante est adoptée: -- très faible, - faible, + élevée, ++ très élevée

Les paramètres présentés dans le tableau 1 sont importants pour l'estimation du danger. Entre autres il ressort que les *laves torrentielles* de type lahar possèdent une pente d'arrêt très faible, inférieure à 1°. Cette particularité due aux matériaux les constituant (qui peuvent avoir un comportement de fluide newtonien comme l'eau une fois qu'ils se sont mis en mouvement) est la cause du danger élevé que les lahars font courir aux populations riveraines des zones volcaniques.

Il est à noter qu'il est possible d'observer sur les pentes des volcans les deux autres types d'écoulement de débris. Par exemple si les particules de cendres ne sont pas présentes. En cela, la dynamique géomorphologique des volcans est similaire à celle des autres montagnes, d'où l'intérêt de cette classification lorsqu'on veut faire le bilan des dangers posés par l'écoulement en masse sur un volcan.

3. Le déclenchement

Pour se déclencher un lahar doit réunir trois éléments (eau, particules fines et grains rocheux). La première cause qui vient à l'esprit c'est de fortes chutes de pluie qui ont lieu après une éruption. Intuitivement on peut dire que plus la pluie est intense, plus le lahar subséquent sera important. La génération d'un lahar est donc due à la présence d'eau sous forme liquide, mais aussi des réserves en cendres et en débris rocheux. Dans l'absolu, une fois ces réserves purgées la même quantité de pluie ne devrait plus produire de lahar.

Les événements suivants peuvent être la cause de la réunion des trois composantes formant les lahars. Tout d'abord l'eau peut agir par :

- érosion directe du substratum volcanique;
- saturation d'une masse de débris volcaniques.

Ces effets dus à l'eau peuvent apparaître lors :

- de fortes pluies;
- de la formation par des matériaux volcaniques d'un barrage dans une rivière suite à un glissement de terrain;
- de la fonte soudaine de glace ou de neige proche d'un cratère ou éloignée, par suite d'une nuée ardente;
- de la fonte saisonnière de la neige sur des volcans d'altitude.



Figure 3 : dépôt d'un paléolahar ayant été par la suite érodé par la rivière Auzon (Auvergne)

³ Ce modèle dérivé des méthodes géotechniques n'est pas présenté dans l'article «Mécanique de l'écoulement des laves» du bulletin n°30. Il relie le mouvement à l'angle de frottement interne (angle d'équilibre).



Figure 4: Bassin versant de la rivière St. Tomas, Pinatubo portant des marques d'intense érosion (Zimmermann 1994).

Il apparaît que ces modalités de déclenchement sont plus particulièrement présentes sous les tropiques. Cependant il existe des exemples de lahars dans des environnements plus proches du nôtre. Par exemple dans le massif auvergnat. Des dépôts de lahars gigantesques y sont visibles en coupe (grâce à l'érosion holocène). La figure 3 montre l'un de ces dépôts provenant du Puy de la Vache et s'étant écoulé dans le graben de la Limagne. Ces dépôts (daté du Mésolithique) ont été érodés depuis par la rivière Auron (Auvergne).

Lors de la saturation hydrique d'une masse de débris volcaniques, la déstabilisation du sol (amorce du mouvement) peut se faire lors d'explosion phréatique (particularités des lahars). Lorsque la pluie tombe sur des cendres encore chaudes (au Pinatubo elles

atteignaient encore plus de 100°C en profondeur une année après l'éruption) elle se transforme en vapeur, produisant comme une explosion. Ce phénomène peut avoir un effet très important sur le paysage comme le montre la densité des marques d'érosion sur la figure 4.

4. L'écoulement

Les lahars sont des fluides à seuil (donc non newtonien¹), du moins lors de leur mise en mouvement. Les recherches en cours laissent supposer que lorsque la masse d'eau et de cendres s'écoule, il y a évolution du matériel, dont une individualisation des particules formées en agrégats avant le mouvement (Bardou, 2002). Cette évolution du matériel pourrait expliquer qu'après un cisaillement intense, le seuil de contrainte s'amenuise (voir disparaître complètement). Ceci explique pourquoi lors de la diminution des contraintes (par exemple avec la diminution de la pente) le fluide puisse s'écouler en dessous du seuil de contrainte. Le rhéogramme¹ de la figure 5 expose ce changement de comportement entre

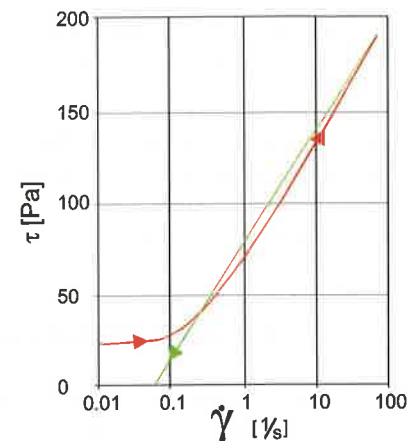


Figure 5: rhéogramme type d'un écoulement de type lahar

le passage d'un état non-newtonien (courbe rouge avec un seuil) à un état newtonien (courbe verte, contraintes en relation linéaire avec le taux de déformation).

L'effet résultant de la disparition du seuil de contrainte à l'écoulement est l'augmentation de la distance couverte par les lahars. Dans les Alpes, les *laves torrentielles* se déposent parfois avant d'atteindre le cône de déjection ou à mi-distance de celui-ci (posant ainsi un autre problème, celui du remplissage de la section d'écoulement). Au contraire les lahars pourront toucher des zones de piémont, éloignées des fortes pentes du volcan. Par exemple ce chenal de lahar issu du Mont Lengai dans la plaine plate du fond du Rift qui mène au lac Natron. Notez déjà les dépôts de formes tabulaires qui bordent le chenal (cf. Fig. 6).



Figure 6: chenal d'écoulement d'un lahar au pied du Mont Lengai (Tanzanie).



Comme il a été dit plus haut la facilité des lahars à s'écouler leur permet d'atteindre des zones éloignées du volcan, zones où la densité de population augmente sensiblement. L'une des premières conséquences de l'activité des lahars est la destruction des voies de communication (cf. Fig. 7). Ce type de dégâts peut être considéré comme linéaire et concerne avant tout les zones proches des talwegs (présence antécédente de cours d'eau). L'autre conséquence liée aux lahars est surfacique. On met en évidence ici, une nouvelle fois, l'importance de la compréhension de la mécanique de l'écoulement. Comme le montre le Tableau 1, les *laves torrentielles* de type lahars, de part leurs propriétés mécaniques, provoquent des dépôts en forme de terrasse. Ces dépôts peuvent couvrir de grandes étendues sur une grande épaisseur (cf. Fig. 8).

Ces dépôts, bien que fertile par la suite, sont capables de couvrir des surfaces importantes de terres cultivables. Ce "renouvellement du sol" peut conduire à des pénuries alimentaires momentanées, mais ayant une influence notable sur les populations locales. L'ampleur géomorphologiques de ces événements est telle que les ouvrages et les concepts de protection classique sont difficiles à mettre en œuvre (Zimmermann, 1996). Souvent seul un concept flexible alliant ouvrages de génie civil et planification post-catastrophe est envisageable.

5. Risque induit par les lahars



Figure 7 : Route coupée par un lahar sur la rivière Pasig-Potrero, Pinatubo (Zimmermann 1994).

6. Conclusions

Par ce deuxième article, j'ai tenu à montrer l'intérêt de relier les observations géomorphologiques classiques avec une compréhension mécanique des phénomènes. Ces travaux multi-disciplinaires sont encore à leurs débuts. Cependant si les calculs et les modèles doivent encore beaucoup à l'expérience de terrain de l'utilisateur, tous les progrès réalisés permettront une meilleure gestion du risque. C'est une motivation importante pour permettre un développement équilibré dans bien des régions du globe.

L'autre volonté de cette série d'articles, était de montrer les apports respectifs de la géomorphologie pratiquée en milieux volcaniques et celle pratiquée dans les Alpes. L'application scientifique des pratiques développées dans l'un ou l'autre domaine peut être facilement valorisée dans le domaine de la sécurité publique.



Figure 8 : dépôt sur la rivière O'Donnell, Pinatubo. Notez le personnage dans le lit de la rivière (Zimmermann 1994).

Remerciements

Je tiens à remercier le Dr Zimmerman pour m'avoir autorisé à utiliser les photos de son travail effectué au Pinatubo (Philippines).



Références

- Ancey, C., 1999. Rhéologie des laves torrentielles, rapport scientifique final PNRN 1998-99, CEMAGREF, Grenoble.
- Bardou, E., 2002. Méthodologie de diagnostic des laves torrentielles sur un bassin versant alpin. n°2479 Thesis, EPFL, Lausanne.
- Brantley and Power, 1985, Reports from the U.S.G.S. Cascades Volcano Observatory at Vancouver, Washington: Earthquake Information Bulletin, v.17, n.1, disponible sur: http://vulcan.wr.usgs.gov/Glossary/Lahars/description_lahars.html
- Brundsen, D., 1979. Mass movement. In: Thornes (Editor), Process in geomorphology. Arnold, London.
- Lechalas, 1884. Hydraulique torrentielle, Paris.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. In: Krizek (Editor), Landslides : analysis and control, special report 29. Transportation Research Board, Washington.
- Zimmermann, M., 1996. Lahars un Mt. Pinatubo rivers : practicability and limits for SABO concepts. In: F.f.v. Hochwasserbekämpfung (Editor), International Symposium Interpraevent, Garmisch-Partenkirchen, pp. 265-275.

ZOOM ACTUALITE ZOOM ACTUALITE ZOOM ACTUALITE



Photo satellite de la NASA prise en avril dernier sur laquelle on peut voir le nord de la Sicile avec l'Etna enneigé (en bas) et les îles Eoliennes, on perçoit un panache sur le Stromboli.

