



HAL
open science

Caractérisation et suivi du dégazage des principaux édifices volcaniques actifs de l'arc insulaire du Vanuatu par télédétection

Philipson Bani

► **To cite this version:**

Philipson Bani. Caractérisation et suivi du dégazage des principaux édifices volcaniques actifs de l'arc insulaire du Vanuatu par télédétection. Volcanologie. Université de la Nouvelle-Calédonie, 2006. Français. NNT : 2006NCAL0015 . tel-00962260

HAL Id: tel-00962260

<https://theses.hal.science/tel-00962260v1>

Submitted on 21 Mar 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE

Présentée à l'université de la Nouvelle Calédonie pour obtenir le grade de Docteur

par

Philipson BANI

Spécialité: VOLCANOLOGIE – DEGAZAGE VOLCANIQUE

**CARACTERISATION ET SUIVI DU DEGAZAGE DES PRINCIPAUX EDIFICES
VOLCANIQUES ACTIFS DE L'ARC INSULAIRE DU VANUATU PAR
TELEDETECTION**

Soutenue le 14 novembre 2006 devant le jury composé de:

PICARD Christian	Professeur, Univ. Nouvelle Calédonie	Président du jury
ALLENBACH Michel	HDR-Maître de Conférences, UNC	Directeur de thèse
LENAT Jean-François	Professeur, Univ. Clermont-Ferrand	Co-Directeur de thèse
LARDY Michel	Ingénieur de Recherche, IRD	Encadrant
OPPENHEIMER Clive	University Reader, Univ. Cambridge	Encadrant
PELLETIER Bernard	Directeur de Recherche, IRD	Examineur
ALLARD Patrick	Directeur de recherche, CNRS-CEA	Rapporteur
TABBAGH Alain	Professeur, Univ. Pierre et Marie Curie	Rapporteur

... and on the part nearest to us, which is of considerable height, we observed two very large columns of smoke, which, I judged, ascended from volcanoes (Cook, 1774).

Qui pourrait penser qu'il faudra attendre 230 ans avant de mesurer pour la première fois le dégazage du Marum et du Benbow. Et pourtant...

Ce travail est dédié à Abel-Seth, Matthieu, Isabelle et à mes parents.

Remerciements

Depuis le bruit des explosions stromboliennes jusqu'au lac de cratère rouge, en passant par des explosions surtseyennes, des coulées d'un cône parfait, des lacs de lave,... Autant de chemins parcourus et tant de personnes à remercier...

Je tiens donc à remercier en premier lieu Michel Lardy pour sa confiance et son soutien permanents, qui m'ont permis de me lancer dans cette thèse et de la mener à son terme. Son expérience et ses connaissances m'ont permis de découvrir, puis d'étudier avec la même passion, des volcans aux activités très diverses le long de l'arc du Vanuatu. *‘Vive les volcans du Vanuatu !’*.

Je voudrais ensuite remercier Michel Allenbach, pour la confiance qu'il m'a accordée en acceptant d'être le Directeur de cette thèse. Merci aussi pour son soutien qui a dépassé les seuls résultats scientifiques, et a veillé à ce que ma petite famille ne soit pas submergée par des difficultés matérielles.

Je tiens également à remercier Clive Oppenheimer, pour sa disponibilité et son soutien permanent, malgré la distance qui nous séparait au cours de ces trois dernières années, qui m'ont permis d'étudier les phénomènes de dégazage volcanique. Merci pour le savoir scientifique et technique qu'il m'a transmis. J'adresse les mêmes remerciements à Vitchko Tsanev, toujours prêt à m'aider. *‘Thank you gentlemen. Without you, I wouldn't go this far with volcanic degassing.’*

Je souhaiterais également associer à ces remerciements Jean-François Lénat qui a accepté de co-diriger cette thèse, ainsi qu'à Patrick Allard et Alain Tabbagh pour avoir accepté d'en être les rapporteurs. Merci à Bernard Pelletier d'avoir accepté d'être examinateur de ce travail.

Je remercie aussi Christian Colin et Fabrice Colin (ancien et nouveau directeur du centre IRD-Nouméa) qui m'ont accueilli et mis les moyens du centre à ma disposition.

Je remercie également le Laboratoire de Géosciences et de Physique de la Matière Condensée (LGPMC), ainsi que toute l'équipe pour leurs aides et soutiens. J'ai beaucoup apprécié le petit passage à la DIMENC (direction de l'industrie des mines et de l'énergie de la Nouvelle-Calédonie). Merci à Yves Lafoy et Pierre Maurizot.

Merci au Laboratoire Magmas et Volcans (LMV), Université de Clermont-Ferrand, et au Centre de Recherche sur la Volcanologie (CRV) pour la contribution matérielle qui a permis de mener à bien les opérations sur le terrain, merci à Jacques Zlotnicki d'avoir été sensible à nos travaux.

Je voudrais aussi étendre ma reconnaissance à l'Agence Universitaire pour la Francophonie (AUF) pour m'avoir octroyé la bourse de thèse pendant ces 3 années, ainsi qu'à ceux sans qui ce financement n'aurait pas pu démarrer. En particulier, merci à Mme Dominique Bédard, directrice de l'antenne AUF à Port Vila, à Jean Pierre Nirua, directeur de l'Université du Pacifique Sud (USP-Port Vila), à James Terry de l'USP-Fidji, à Bernard Robineau de l'IRD-Nouméa, René Pineau (UNC) et à Paul De Decker, ancien Président de l'Université de la Nouvelle Calédonie.

Je souhaiterais également remercier ceux avec qui j'ai eu de nombreux échanges très utiles durant cette période de thèse. Je pense particulièrement à Alain Bernard (Université Libre de Bruxelles, Belgique), avec qui j'ai commencé mes études sur les volcans du Vanuatu ; sa disponibilité et le partage de son savoir sur la géochimie des lacs de cratère et de l'imagerie satellitale m'ont été très utiles. Grand merci à Simon Carn (Joint Center for Earth Systems Technology, University of Maryland Baltimore County, USA) pour avoir apporté sa contribution dans le suivi du dégazage des volcans du Vanuatu au travers de données satellitales. Merci également Pierre Wiart (Catastrophe Modelling – AON, Australia) qui a été, à l'origine, notre interlocuteur avec l'université de Cambridge. Merci aussi à Shane Cronin (Massey University, New Zealand), pour sa contribution dans l'étude des lahars d'Aoba et pour l'organisation des deux missions sur Ambrym avec l'équipe de Cambridge. Merci à Jean-Lambert Join (IRD-Nouméa) pour sa disponibilité et sa contribution dans l'interprétation des données hydrogéochimiques du lac Vouï. Merci à Hugh Davies (University of Papua New Guinea) pour m'avoir donné un aperçu sur la géologie du Pacifique sud-ouest. Merci également à Jean-Luc Froger et à Claude Robin (Laboratoire Magmas et Volcans, Université de Clermont-Ferrand) qui ont accompagné mes premiers pas dans l'étude des volcans au Vanuatu. Un grand hommage à Michel Monzier, dont les travaux et les aventures sur les volcans du Vanuatu m'ont beaucoup servi.

“Bigfala thank you” à mes compatriotes du Vanuatu, qui de temps à autre m'ont accompagné et aidé sur les volcans du Vanuatu. Je pense particulièrement à Esline Garaébiti,

responsable de la section risque au DGMWR, à Morris Harrison, à Douglas Charley, à David Nakedau et à Sophie Jimmykone.

Je tiens aussi à remercier tous ceux qui, de Nouméa à Vanuatu ont partagé mes activités ces dernières années et qui d'une manière ou d'une autre, ont apporté leur pierre volcanique à l'édifice : merci à Jean-Denis Minet, Francis Gallois, Charlotte Erre, Edouard Spiers et Ludovic Letourneur. Merci aussi à mes voisins de couloir de l'IRD, Hervé Jourdan, Bruno Gatimel, Djoël Konghouleux, Robert Leborgne, Martine Rodier, Aubert Lebouteiller, Jean Christophe Galipaud, François Wadra. Merci à tout le personnel de l'IRD-Nouméa pour leur aide et gentillesse.

Merci à toute la communauté des gens d'Aoba vivant à Nouméa pour leur soutien. Je n'oublie pas mes frères qui m'ont toujours soutenu et encouragé (*harikiana ratua*). Merci à John Bani, Beru Bani, Dickson Bani et Charles Bani.

Merci aussi à mes parents.

Harikiana tomuaki lakwa na hungwe. Harikiana taliku mana tabeana lakwai kamu huri na numiu tiutangaroa mana hangoana lo mahoki rusa. Nu hariki kamurua (tamagu mai retahigu). Lahahi na nomiru tiutagarua mana hahara karea a boloki hika mo maravuti lo gwereki. Kuru talahi na nungu harikiana lakwai na mbela doluaki. A hungwe ne takwai kita doluaki te vakevake.

Un grand merci à Claire Mancel pour avoir assuré la lecture finale de ce mémoire.

And last, but not the least. Je voudrais exprimer ma reconnaissance à ma petite famille, qui a su faire face à des moments bien difficiles pour que cette thèse aille jusqu'au bout. Merci à Isabelle d'avoir ménagé ses propres activités pour faire vivre la famille, me permettant d'aller jusqu'au bout et qui a été très présente dans la rédaction de ce mémoire.

Résumé

Les développements récents sur les applications des spectromètres UV miniaturisés pour la mesure des flux de gaz volcaniques ont ouvert la possibilité de mesurer régulièrement le dégazage de volcans isolés, dont les flux de SO₂ n'avaient jamais, ou rarement, été mesurés. Au Vanuatu, le dégazage d'un seul volcan sur six aériens actifs a été mesuré (1999). Cette thèse décrit les travaux réalisés sur l'étude du dégazage de quatre des édifices actifs de cet arc insulaire. Ils ont permis de mettre en évidence d'importantes sources permanentes de SO₂ et d'halogènes sur les édifices volcaniques des îles d'Ambrym et de Tanna; des mesures de dégazages ont également été effectuées lors des manifestations éruptives sur les îles d'Aoba/Ambae et de Lopevi. Il ressort que les volcans du Vanuatu sont de très importantes sources de SO₂ et d'halogènes. Ces sources naturelles d'émissions, liées à des manifestations volcaniques permanentes et cycliques, étaient peu connues et non prises en compte dans des bilans globaux. L'estimation minimum du flux de SO₂ libéré par quatre édifices (Aoba, Ambrym, Lopevi, Yasur) du Vanuatu se situe autour de 61 kg/s, ce qui représente entre 11 et 20 % du flux global moyen de SO₂ rejetés dans l'atmosphère par les volcans de la planète. Le dégazage perturbe l'écosystème, génère des pertes importantes sur les plantes et cultures dont dépendent les ni-vanuatais pour subsister. Il menace épisodiquement leur sécurité. Son étude est un apport significatif à la quantification du risque volcanique sur l'Archipel.

Mots clés : Dégazage volcanique, télédétection, Archipel du Vanuatu

Abstract

Recent developments on UV spectrometer applications to volcanic degassing offer possibilities for regular measurement of the emission rates of isolated volcanoes whose SO₂ output has never or rarely been measured: the only volcanic degassing measurements obtained in Vanuatu were taken in 1999 on just one of Vanuatu's 6 active aerial volcanoes. This thesis describes volcanic degassing studies carried out on 4 active volcanoes of Vanuatu. It brings to light permanent sources of SO₂ and halogens on Ambrym and Yasur volcanoes. Degassing measurements were also performed during eruptive events on Aoba/Ambae and Lopevi. Overall results indicate that Vanuatu volcanoes are considerable sources of SO₂ and halogens. These sources are related to cyclic and permanent manifestations; they were so far poorly documented, and not taken into account in the overall global assessments. A conservative estimate of the emission rate from these four active volcanoes (Aoba, Ambrym, Lopevi and Yasur) is of the order of 61 kg/s, which represents some 11 to 20 % of the global SO₂ release into the atmosphere from volcanoes. Such quantities affect the local ecosystems and result in serious loss of plants and crops critical to the survival of Ni-Vanuatu populations; they occasionally endanger their health and safety. A better understanding of these volcanic gas emissions is an important factor in hazard mitigation for the Vanuatu island group.

Key words : Volcanic degassing, remote sensing, Vanuatu archipelago

1	Introduction	16
2	Les volcans du Vanuatu	18
2.1	Arc insulaire des Nouvelles Hébrides et contexte géodynamique	18
2.2	Les volcans aériens actifs sur l'arc du Vanuatu	20
2.2.1	Vanua Lava	21
2.2.2	Gaua	22
2.2.3	Aoba /Ambae.....	23
2.2.4	Ambrym	23
2.2.5	Lopevi.....	24
2.2.6	Yasur	25
3	Le dégazage volcanique	26
3.1	Le dégazage.....	26
3.1.1	La saturation.....	26
3.1.2	La nucléation et la supersaturation.....	27
3.1.3	La croissance des bulles et l'ascension du magma	28
3.1.4	La coalescence des bulles.....	28
3.1.5	La séparation des gaz	29
3.1.6	La fragmentation	30
3.2	Les émissions	31
3.2.1	Les styles d'émissions.....	31
3.2.1.1	Les émissions non éruptives.....	31
3.2.1.2	Les émissions éruptives.....	32
3.2.2	Composition chimique des gaz volcaniques	32
4	DOAS.....	34
4.1	Principe du DOAS.....	34
4.1.1	Méthode d'analyse du DOAS	34
4.1.2	Gaz mesurables par le DOAS.....	37
4.2	Le mini-DOAS	37
5	Matériels et méthodes.....	40
5.1	Instrumentation.....	40

5.2	La spectroscopie	41
5.3	La vitesse du panache.....	42
5.4	Estimations d'erreur	43
5.5	Campagnes de mesures	44
6	Le volcan d'Ambrym	48
6.1	Description du volcan.....	48
6.1.1	La morphologie du volcan.....	48
6.1.1.1	La caldera	49
6.1.1.2	Les cônes actifs	50
6.1.2	Activité du volcan	52
6.1.2.1	Historique de l'activité d'Ambrym	52
6.1.2.2	Les lacs de lave	53
6.1.3	Ambrym: particularités et ressemblances avec d'autres volcans	54
6.2	Le dégazage d'Ambrym	54
6.2.1	Mesures du flux de SO ₂	57
6.2.1.1	Mesures sur le terrain	57
6.2.1.2	Mesures du flux de SO ₂ par moyens aériens.....	58
6.2.2	Résultats des mesures	59
6.2.2.1	Flux de SO ₂ et variabilité	60
6.2.2.2	Flux du BrO et variation avec la distance à la source	61
6.2.2.3	Taux d'émission extrême de SO ₂ et de BrO sur Ambrym	63
6.3	Chimie du panache d'Ambrym	63
6.3.1	Dioxyde de soufre (SO ₂)	64
6.3.2	Monoxyde de brome (BrO).....	68
6.3.3	Dioxyde d'azote (NO ₂).....	69
6.4	Suivi de l'activité d'Ambrym par satellites.....	70
6.4.1	Les anomalies thermiques (MODIS).....	71
6.4.2	Le dioxyde de soufre au-dessus d'Ambrym mesuré par les satellites.....	74
6.5	Discussion	76
6.5.1	Impact du dégazage d'Ambrym	76
6.5.2	Origine et source de dégazage.....	78

6.5.3	Benbow et Marum, une source commune.....	81
6.6	Conclusion.....	82
7	Volcan Yasur.....	84
7.1	Morphologie du volcan	84
7.2	Activité du volcan	85
7.2.1	Bref historique de l'activité du Yasur	87
7.2.2	Activité du Yasur: période 2002-2005.....	88
7.3	Yasur: particularités et ressemblances avec d'autres volcans.....	90
7.4	L'émission du dioxyde de soufre par Yasur.....	91
7.4.1	Mesures du flux de SO ₂	91
7.4.2	Résultats des mesures.....	92
7.5	Chimie du panache du Yasur	93
7.5.1	Détection des gaz libérés par le Yasur par un OP-FTIR	93
7.5.2	Flux du Chlorure d'hydrogène (HCl).....	93
7.5.3	Monoxyde de brome (BrO).....	95
7.5.4	Dioxyde d'azote (NO ₂).....	96
7.6	Discussion	96
7.6.1	Yasur : une source importante de SO ₂ et d'halogènes	96
7.6.2	Cyclicité de l'activité du Yasur enregistrée par la variation de flux du SO ₂	98
7.7	Conclusion.....	100
8	Le volcan d'Aoba (Ambae).....	102
8.1	Morphologie du volcan	102
8.2	Aoba : particularités et ressemblances avec d'autres volcans.....	104
8.3	L'activité volcanique d'Aoba.....	105
8.4	L'activité éruptive du volcan d'Aoba entre novembre 2005 et janvier 2006.....	107
8.5	L'éruption d'Aoba et les lahars.....	108
8.6	Emission de SO ₂ entre novembre 2005 et juin 2006 par le volcan d'Aoba.....	108
8.6.1	La mesure du flux de SO ₂	108
8.6.2	Résultats et discussion.....	109

8.6.2.1	Evolution du flux de SO ₂ durant la phase éruptive	110
8.6.2.2	Flux du SO ₂ en période post éruptive.....	111
8.6.2.3	Flux du SO ₂ en période de la coloration rouge du lac.....	112
8.7	Le changement brutal de la couleur du lac Vouï.....	113
8.7.1	Période du changement de la coloration	114
8.7.2	Mesures et observations sur le terrain	115
8.7.2.1	Acidité et température du lac	115
8.7.2.2	Flux du dioxyde de soufre.....	116
8.7.3	Présence de fer oxydé dans les précipités brun-orange du lac	116
8.7.4	Les eaux du Vouï.....	117
8.7.5	Discussion	118
8.8	Conclusion.....	121
9	Le volcan Lopevi.....	122
9.1	Morphologie du volcan	122
9.2	Activité du volcan	123
9.3	Lopevi: particularités et ressemblances avec d'autres volcans	124
9.4	Emission du dioxyde de soufre de Lopevi	125
9.4.1	Mesures du flux de SO ₂	125
9.4.2	Résultats et discussion.....	125
9.5	Conclusion.....	126
10	Conclusion générale et perspectives	128
10.1	Bilan du dégazage des principaux volcans de l'archipel du Vanuatu	129
10.1.1	Le dégazage d'Aoba.....	129
10.1.2	Le dégazage d'Ambrym.....	130
10.1.3	Le dégazage de Lopevi.....	131
10.1.4	Le dégazage de Tanna.....	131
10.2	Synthèse du dégazage volcanique à l'échelle de l'arc du Vanuatu.....	131
10.3	Perspectives.....	133
	Références.....	136
	Liste des figures	152

Liste des Tableaux.....	154
Annexes.....	156
Annexe 1 – Bani et al., Extreme rates of sulphur and bromine degassing from Ambrym volcano	158
Annexe 2 – Bani et al., Sulfur dioxide emission rates from Yasur volcano.....	166
Annexe 3 – Oppenheimer et al., Rapid FTIR sensing of volcanic gases released at Yasur volcano.....	176
Annexe 4 – Bani et al., New insights into the hazards of Ambae volcano.	188

CHAPITRE 1

1 Introduction

Les constituants volatils dissous dans les magmas, puis émis à la surface par les volcans sont une source d'information cruciale pour la compréhension des processus magmatiques et la prévision des éruptions. En effet, l'exsolution de ces constituants, sous forme de bulles de gaz, conditionne la dynamique d'ascension des magmas, et l'expansion des bulles lors de la décompression constitue la force motrice des éruptions. De plus, la mobilité élevée des bulles et leur évolution chimique en fonction de la pression font de la phase gazeuse magmatique un puissant vecteur d'information pour la prévision des manifestations volcaniques.

Les volcans actifs aériens du Vanuatu représentent une portion importante dans le bilan global de rejet du SO_2 dans l'atmosphère (Andres & Kasgnoc, 1998). Le Yasur est classé parmi les 49 volcans dans le monde qui rejettent continuellement d'importantes quantités de SO_2 . Ambrym et les 4 autres volcans aériens du Vanuatu n'apparaissent ni dans la liste des 49 volcans qui dégazent en continu, ni dans la liste des 25 volcans qui libèrent de manière sporadique d'importante quantité de SO_2 . L'évaluation du dégazage de ces volcans isolés découle habituellement des mesures satellitaires, grâce aux capteurs TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer), SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption SpectroMeter) et plus récemment OMI (Ozone Monitoring Instrument). Sur le terrain, il n'existe qu'une seule mesure effectuée avec le COSPEC (CORrelation SPECTrometer) en 1999 sur Yasur, le volcan le plus facilement accessible (Gauthier, 1999). Sur les 5 autres volcans aériens actifs du Vanuatu, plus difficilement accessibles, il n'existe aucune mesure, ni étude dans le passé.

Depuis 30 ans, l'outil principal pour mesurer le flux du SO_2 sur un volcan a été le COSPEC. C'était un outil très innovant à son origine et il a apporté une avancée considérable dans le

monde de la volcanologie. Cependant, c'est un moyen d'étude lourd en logistique, difficile à déployer sur des volcans à difficultés d'accès comme au Vanuatu. Il a fallu attendre le début des années 2000 pour voir apparaître un outil adapté à ces types de volcans. Connu sous le nom de mini-DOAS (miniatured Differential Optical Absorption Spectroscopy), c'est un spectromètre UV grand comme un boîte d'allumettes (89 mm x 64 mm x 34 mm) qui peut être emmené sur tous les volcans. C'est ce spectromètre qui a été utilisé dans cette étude du dégazage magmatique sur les volcans du Vanuatu.

C'est dans un contexte de dégazage magmatique sur des volcans à difficultés d'accès que se déroule cette thèse. Elle a pour objectifs:

- (1) la quantification du dégazage sur les principaux volcans actifs du Vanuatu (Ambrym, Yasur, Aoba et Lopevi) ;
- (2) l'étude de la chimie des panaches,
- (3) le suivi du dégazage sur deux volcans (Ambrym et Yasur) connus pour leurs forts taux de dioxyde de soufre,
- (4) l'établissement d'un bilan sur la contribution en SO₂ dans l'atmosphère par l'arc du Vanuatu.

Le dégazage magmatique est un processus fondamental dans les activités volcaniques, et il joue un rôle important dans le comportement d'un volcan. Les gaz peuvent être libérés de plusieurs manières allant d'une manifestation explosive à une simple émanation invisible à travers le sol. Les gaz volcaniques ont été décrits comme des "télégrammes venant de l'intérieur de la terre" (Matsuo, 1975) ; si on arrive à intercepter ces messages, on pourrait donc les utiliser pour mieux comprendre et mieux prévoir les changements d'activités volcaniques.

Dans ce mémoire, nous aborderons successivement le dégazage des volcans des îles d'Ambrym, de Tanna, d'Aoba et de Lopevi, après avoir énoncé quelques généralités sur le volcanisme du Vanuatu, le dégazage volcanique et la méthodologie utilisée. Une analyse synthétique sera présentée à la fin de ce mémoire devrait ne pas manquer d'ouvrir des discussions sur les manifestations des volcans de l'arc insulaire du Vanuatu.

CHAPITRE 2

2 Les volcans du Vanuatu

2.1 Arc insulaire des Nouvelles Hébrides et contexte géodynamique

L'arc insulaire des Nouvelles Hébrides (ancien nom du Vanuatu) est formé de 83 îles et îlots, et il s'étend sur 1000 km du nord au sud, entre la latitude 13°S et 21°S et entre 166°E et 170°E en longitude. Il est situé dans la zone de convergence entre la plaque Australienne et la plaque Pacifique. Cette limite tectonique est marquée par une zone de Bénéioff qui plonge très fortement vers l'ENE (Dubois *et al.*, 1973). L'arc est bordé à l'est par le bassin Nord-Fidjien et à l'ouest par le bassin Nord-Loyauté. La chaîne des volcans actifs du Vanuatu se situe parallèlement à la fosse de subduction, à des distances variant entre 100 et 150 km (Dubois *et al.*, 1978). Ces distances courtes sont considérées comme typiques d'un arc volcanique jeune (Karing and Sharman, 1975). La géologie de cet arc a été décrite par Mitchell et Warden (1971), puis par Mallick (1973) comme étant subdivisée en 3 parties longitudinales (fig.2.1), avec une ceinture ouest, une chaîne centrale contenant les volcans actifs, et une ceinture est.

L'archipel de Vanuatu a une histoire tectonique très complexe (Pelletier, 1999; Carney et Macfarlane, 1982 ; Macfarlane *et al.*, 1988 ; Greene *et al.*, 1994). Appartenant à la ceinture de feu du Pacifique, il constitue avec l'arc des îles Salomon, la seule boucle dans toute la zone ouest pacifique, où la subduction s'effectue vers l'est. Cette particularité résulte de la collision, fin miocène (~ 10 Ma), entre le Plateau Ontong Java et l'arc du Vitiaz (Falvey, 1975 ; Barsdell *et al.*, 1982 ; Auzende *et al.*, 1988). Vanuatu appartenait à l'arc du Vitiaz et les îles Torres, Santo et Malakula, qui constituent la ceinture Ouest de l'arc actuel, sont associées à une ancienne subduction vers l'ouest, fonctionnelle il y a 14-25 Ma (Michell & Warden, 1971). L'ouverture du bassin d'arrière-arc de Fidji, il y a environ 12 Ma (Auzende *et al.*, 1995), suite à la collision du Plateau Ontong Java et des îles Salomon, a entraîné la

fragmentation de l'arc du Vitiaz (Kronke, 1984). La subduction de la plaque Australienne passe alors sous la plaque Pacifique et entraînant la formation de la fosse des Nouvelles Hébrides. Cette phase entraîne la formation des îles de la ceinture Est de l'arc actuel (Pentecost, Maewo), il y a environ 7 Ma (Mitchell & Warden, 1971), et la mise en place de la chaîne centrale avec tout d'abord la formation des îles Erromango, Tanna et Anatom au sud, puis Vot Tande et Futuna à l'est, il y a environ 6 Ma (Mitchell & Warden, 1971). L'arc se développe ensuite vers le nord, avec la formation des autres îles de la chaîne centrale qui sont d'une manière générale proche de la fosse de subduction.

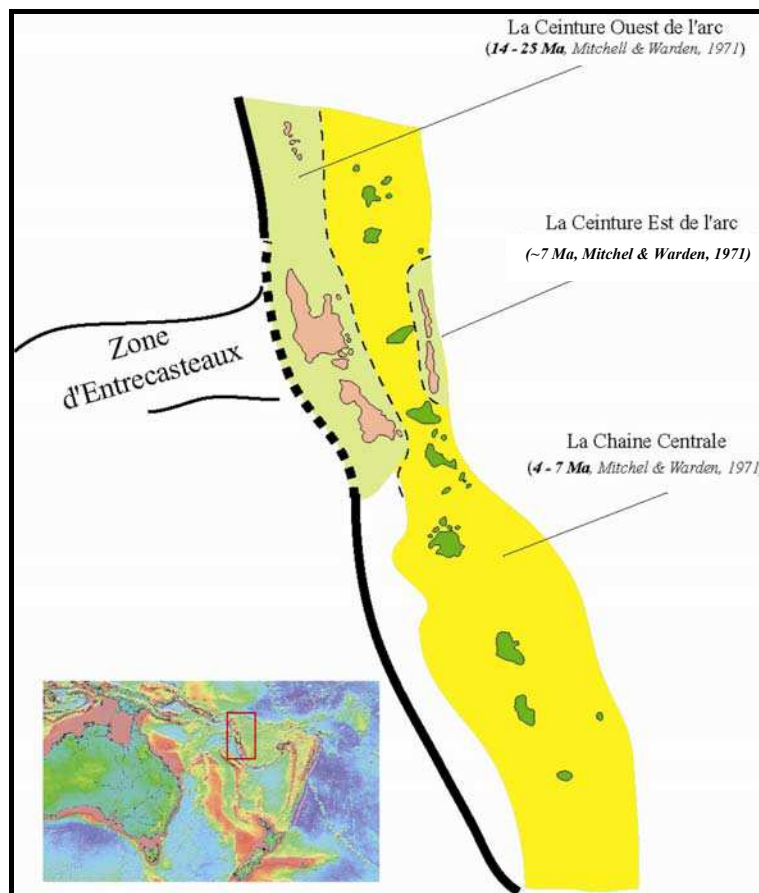


Figure 2-1. Il existe 3 provinces géologiques déterminée le long de l'arc du Vanuatu (d'après Carney et Macfarlane (1982) et Macfarlane *et al.* (1988)). Les couleurs servent uniquement à individualiser les 3 provinces.

La zone sismique matérialisant la subduction est inclinée à 60-70° et atteint 300 km de profondeur (Dubois, 1971 ; Isacks et Barazangi, 1977 ; Pascal *et al.*, 1978; Isacks *et al.*, 1981 ; Louat *et al.*, 1988). Dans la partie septentrionale de l'archipel, entre Gaua et Efaté (fig.2.2), le détachement de la plaque plongeante est marqué par une discontinuité sismique et des séismes profonds (Pascal *et al.*, 1973 ; Baranzangi *et al.*, 1973 ; Chatelin *et al.*, 1993).

La distance en profondeur entre les volcans et le plan de subduction varie entre 80-90 km au sud et 170-220 km au nord (Monzier *et al.*, 1997). La vitesse de convergence enregistrée le long de l'arc est l'une des plus élevées au monde avec 12 cm/an au sud de l'arc et 16 cm/an au nord (Calmant *et al.*, 2003 ; Pelletier *et al.*, 1998). Un minimum de 9 cm/an est enregistré à la hauteur de la zone de collision-subduction entre la zone d'Entrecasteaux et l'arc. L'évolution tectonique récente est dominée par une collision-subduction, débutée entre 2 et 3 Ma, à proximité de Epi avant de migrer vers le nord, à son emplacement actuel, sous l'effet de sa courbure et du dynamisme tectonique (Greene *et al.*, 1994). L'arrière-arc qui s'étend sur l'ensemble de l'arc insulaire est moins marqué à l'opposé de la ride d'Entrecasteaux (Maillet *et al.*, 1995) à cause d'une collision entre croûtes océaniques (Lagabrielle *et al.*, 2003) favorisant l'émergence d'anciens morceaux de l'arc.

L'activité magmatique le long de l'arc du Vanuatu évolue en relation avec ces mécanismes tectoniques complexes. Cette évolution est, par ailleurs, marquée par l'ascension d'un manteau enrichi entre l'île de Gaua et Kuwai (Monzier *et al.*, 1997 ; Crawford, *et al.*, 1995).

2.2 Les volcans aériens actifs sur l'arc du Vanuatu

L'arc du Vanuatu a connu dans le passé des manifestations éruptives considérables. C'est le cas, par exemple, de Kuwai en ~1425 (Monzier *et al.*, 1994) où 32-39 km³ de roches se sont effondrées, permettant la formation d'une caldera de 12 x 6 km. Cette manifestation est l'un des sept plus importants événements volcaniques des derniers 10 000 ans (Robin *et al.*, 1994). L'archipel a connu également des évacuations dans le passé suite aux manifestations volcaniques. C'est le cas sur Gaua en 1973, sur Ambrym en 1913, 1929 (Eissen *et al.*, 1991), ou sur Lopevi où les habitants ont dû quitter définitivement l'île, à la fin des années 50. Régulièrement, le Vanuatu enregistre des éruptions volcaniques et la dernière en date étant celle du volcan d'Aoba, en éruption entre novembre 2005 et janvier 2006. Elle a formé une île d'environ 500 m de diamètre à l'intérieur d'un lac de cratère acide de 2.04 km². Environ 20 % des ~ 200 000 habitants du Vanuatu vivent quotidiennement sous la menace volcanique (Wallez, 1998). Seul un volcan (Yasur) sur les six aériens actifs de l'archipel (fig.2.2), est actuellement surveillé en continu grâce à la station sismique située 2 km du volcan.

Les présentations des volcans actifs qui suivent ont été reprises et adaptées des "Notes techniques, ORSTOM, Sciences de la Terre Géologie-Géophysique, N°16, 1995" de Robin *et al.* (Septembre 1994) : "RISQUE VOLCANIQUE AU VANUATU".

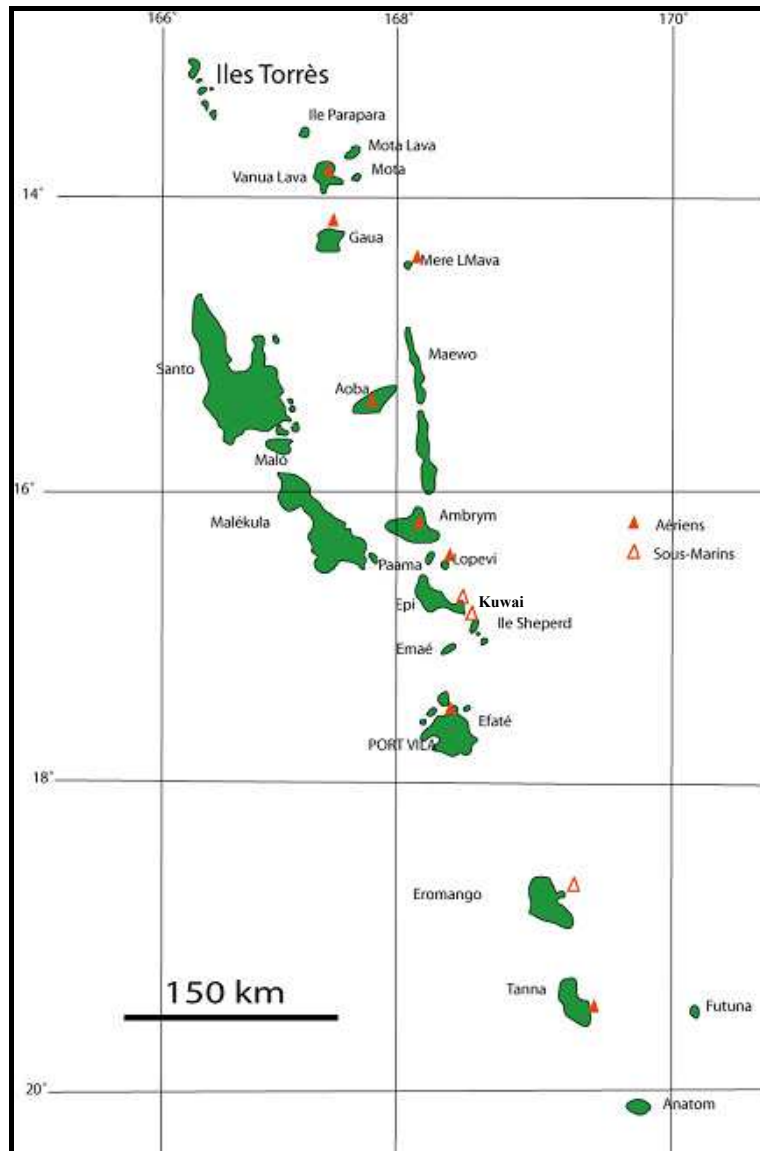


Figure 2-2. Les volcans aériens et sous marins considérés comme actifs au Vanuatu.

2.2.1 Vanua Lava

L'île de Vanua Lava correspond à la partie émergée d'un vaste édifice d'environ 35 km de largeur et 2500 m de hauteur depuis le plancher océanique. L'île est dominée par le cône actif, le Suretamatai (921 m). Ce dernier a été actif en 1841, 1856 et 1865. En 1965, un panache cendreuse a été émis par un nouveau cratère apparu sur le flanc NO, tandis qu'en 1966, de petites explosions (liées probablement à des interactions eau-magma) se produisaient. L'activité récente est réduite à celle de solfatare (fig.2.3). Actuellement, la principale zone géothermale située le long de la rivière du Soufre, sur le flanc Est du cône actif, présente des fumerolles, des sources chaudes et des mares bouillantes.



Figure 2-3. Zone de solfatare sur Vanua Lava où persiste une activité fumerollienne.

2.2.2 Gaua

L'île de Gaua correspond à la partie supérieure d'un édifice volcanique de 40 km de large et environ 3000 m de haut. La caldera sommitale (6 x 8 km) est occupée par le lac Letas au milieu duquel s'élève le cône récent du Garet (797 m) (fig.2.4). Aucune éruption du Mont Garet n'avait été signalée avant 1962, mais ce volcan, alors très boisé, était probablement en phase solfatarique depuis longtemps. Cette longue période de repos a pris fin en 1962 avec l'ouverture d'un nouveau cratère sur le flanc SE du cône (Priam, 1962), suivie de 1962 à 1977 par de fréquentes explosions accompagnées de panaches cendreuse (Eissen *et al*, 1991). Actuellement, et depuis avril 1991, le dégazage s'effectue sur le cratère SE.



Figure 2-4. Dégazage du Mt Garet, Gaua. L'absence de la végétation indique la présence d'un dégazage permanent.

2.2.3 Aoba /Ambae

L'île d'Aoba (1496 m) correspond à la partie émergée du plus volumineux des volcans actifs de l'archipel (3900 m de hauteur depuis le fond océanique et environ 2500 km³ de volume, ce qui en fait un volcan tout à fait exceptionnel). Deux calderas concentriques la couronnent, la plus interne incluant trois lacs, dont le lac de cratère acide Vouï (2,1 km de diamètre) installé dans le cratère actuel du volcan. L'activité volcanique récente est marquée d'abord par l'éruption de novembre 2005 – janvier 2006 qui a abouti à la formation d'une île de 500 m de diamètre et 50 m de haut à l'intérieur du Vouï, puis par le changement brutal de la coloration du lac, en mai 2006. Un fort dégazage (fig.2.5) subsistait encore en juin 2006, au milieu de la nouvelle île formée.

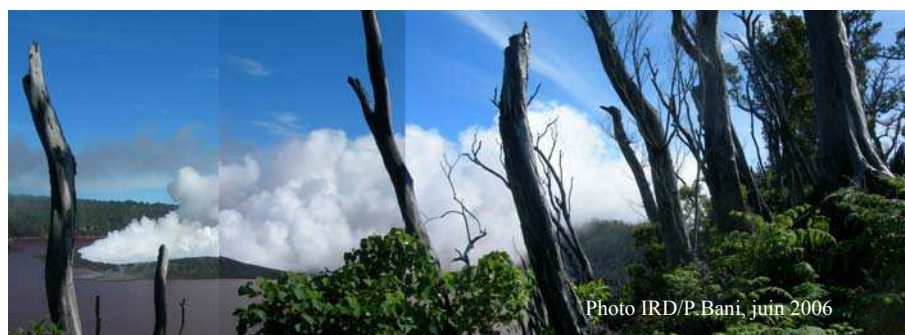


Figure 2-5. Dégazage dans le lac Vouï à travers un îlot formé lors de l'activité surtseyenne entre novembre 2005 et janvier 2006.

2.2.4 Ambrym

Ambrym est un grand volcan s'élevant 1800 m au-dessus des fonds marins environnants. Le cône principal est tronqué par une caldera de 12 km de diamètre (résultant d'une explosion cataclysmique qui se serait produite il y a environ 2000 ans). L'activité post-caldera s'est principalement développée sur les deux cônes actifs, Marum (1270 m) et Benbow (1160 m), dans la caldera. Ambrym, le volcan le plus actif de l'archipel, a eu un très grand nombre d'éruptions historiques depuis 1774. Les dernières éruptions importantes se sont produites en 1986 et 1988-1989 (02/88 SEAN 11: 02; 04/89 SEAN 14: 04). Les lacs de lave (fig.2.6), de volumes variables, mais présents de manière quasi permanente dans les

cratères du Marum et Benbow se vidangent périodiquement sous forme de coulées basaltiques sur le plancher de la caldera. Le magma est aussi éjecté sous forme de cendres, lapillis et scories, qui retombent en partie dans la caldera, et en partie sur le flanc NO de l'île. Le volcan est en phase plutôt calme depuis août 2005, après un fort dégazage fin 2004-début 2005 qui a causé une pénurie alimentaire à l'ouest et au sud de l'île.



Figure 2-6. Un lac de lave visible sur Taten Mbuelesu, un des 3 cratères adventifs du Marum.

2.2.5 Lopevi



Figure 2-7. Le volcan Lopevi.

Lopevi (fig.2.7) est un volcan jeune, dont le sommet du cône atteint 1413 m d'altitude. Il est fréquemment actif (c'est l'un des trois volcans les plus souvent actifs de Vanuatu, avec Ambrym et Yasur). De nombreuses éruptions ont eu lieu dans le passé, forçant les habitants à

quitter l'île. Le volcan est entré dans une nouvelle phase éruptive depuis 1998, après une période de sommeil. Explosions, coulées de lave et dégazage se produisent régulièrement.

2.2.6 Yasur

Yasur est un cône de 365 m d'altitude et d'environ 1.5 km de diamètre à sa base. Il s'agit du plus récent d'une série de petits volcans installés dans la zone de Siwi à l'est de l'île de Tanna. Depuis le passage de Cook en 1774 ([Beaglehole, 1961](#)), une activité strombo-vulcanienne plus ou moins importante est entretenue et se manifeste par des éjections permanentes de gaz, de cendres et de bombes (fig.2.8).



Figure 2-8. Explosion strombolienne du Yasur.

CHAPITRE 3

3 Le dégazage volcanique

3.1 Le dégazage

Le dégazage volcanique débute avec l'exsolution des volatils et la formation des bulles de gaz. Ceci est la première étape de la vésiculation. Les étapes suivantes de l'évolution des bulles sont décrites aux paragraphes 3.1.3-3.1.5. Un magma qui contient des bulles possède des propriétés physiques différentes d'un magma dépourvu de bulles et l'exsolution peut déclencher une intrusion magmatique et une éruption. Le terme dégazage fait allusion à la vésiculation suivie de la séparation de la phase gazeuse du liquide magmatique. Ce chapitre résume brièvement comment les volatils se séparent du magma pour ensuite être libérés dans l'atmosphère. C'est un domaine important, puisqu'il relie la dynamique magmatique et l'éruption volcanique. L'essentiel des résumés qui suit provient de "[Oppenheimer 2003](#), Volcanic Degassing, Treatise on Geochemistry volume 3".

3.1.1 La saturation

La pression, la température et la composition chimique d'un magma changent dans le temps. Les volatils en solution peuvent par conséquent atteindre leurs points de saturation et passer dans la phase vapeur. Au sens large des termes, l'exsolution de H₂O et du CO₂ est contrôlée par le diagramme de phase, et celle des éléments traces par des coefficients de partition. Le CO₂ et l'H₂O sont les principaux volatils du dégazage magmatique. Compte tenu de leurs faibles solubilités magmatiques, ils passent très tôt dans la phase vapeur. Un enrichissement en CO₂ et H₂O se manifeste alors très tôt dans la phase vapeur, attirant ensuite par partitionnement les autres espèces volatiles, y compris les sulfures et les halogènes.

La solubilité des volatils dans un liquide magmatique est contrôlée par la pression selon l'équation type: $X_{H_2O} = nP^s$, où X_{H_2O} est la solubilité de l'eau à une pression P , n et s sont des constantes correspondant à 0.34 et 0.54 (Burnham, 1979). Le passage des volatils du liquide magmatique vers la phase vapeur se traduit par une forte croissance du volume molaire. Une simple décompression qui accompagne la migration de magma vers la surface ou la déstabilisation de la pression de confinement va entraîner une saturation des volatils puis une exsolution.

La décompression induit parallèlement un refroidissement qui déclenche une cristallisation et une libération de volatils. L'assimilation de l'encaissant dans le réservoir magmatique apporte aussi une contribution en éléments volatils. L'exsolution des volatils peut également être provoquée par des mélanges magmatiques. En effet, des intrusions de magma mafique dans des réservoirs de magma évolué (intermédiaires ou siliciques), peuvent induire un refroidissement du magma mafique entraînant cristallisation et exsolution.

La cristallisation due à la décompression ou à un refroidissement augmente la fraction des volatils dissous dans le magma et provoque une sursaturation et une exsolution. Ce mécanisme est connu sous le nom de "second boiling". Cristallisation et dégazage sont étroitement liés et l'un peut induire l'autre. Ils ont tous les deux une forte influence sur la viscosité du magma. En effet, lorsque la fraction cristallisée atteint $\sim 40\%$ de volume, la viscosité augmente très fortement. Dans le cas des éruptions de magma intermédiaire ou silicique, la forte cristallisation des microlites dans le conduit éruptif joue un rôle dans la dynamique magmatique, en augmentant de façon considérable la viscosité, qui influence profondément la rhéologie et le transport vers la surface.

3.1.2 La nucléation et la supersaturation

Pour générer une interface bulle-liquide magmatique il faut un apport d'énergie. Cette dernière est fournie par la sursaturation des volatils. Le passage d'un volatile vers la nouvelle bulle de gaz est proportionnel au volume du nucléus. Cela veut dire qu'il existe une taille critique de nucléus au-delà de laquelle l'équilibre dans le magma est rompu, permettant la nucléation des bulles de manière spontanée. Lorsque le magma devient saturé ou sursaturé pour une espèce volatile, l'étape suivante de cette dernière dépendra de la cinétique de nucléation et de la croissance des bulles. En effet, la présence des phases cristallines dans un magma est importante en terme de dégazage, puisqu'elle constitue des sites de nucléations de

bulles. De plus, la taille et la composition de ces dernières jouent un rôle dans l'exsolution (Navon and Lyakhovsky, 1998). Par ailleurs, l'énergie associée à l'interface gaz-cristal peut être réduite par rapport à l'interface gaz-liquide magmatique, réduisant ainsi le degré de sursaturation nécessaire à la formation des bulles.

3.1.3 La croissance des bulles et l'ascension du magma

La croissance des bulles est contrôlée par le taux de diffusion des volatils du magma vers les bulles et les contraintes de viscosité. La formation des bulles augmente la viscosité du magma et empêche par conséquent, petit à petit, la diffusion des volatils, entraînant de ce fait la surpression. Les facteurs qui s'opposent à la diffusion sont définis par le nombre de Peclet (Pe): $Pe = R_d/r_\eta$; $r_d = R^2/D$; $r_\eta = \eta/\Delta P$; ΔP = pression de sursaturation. R étant le rayon des bulles, D le coefficient de diffusion et η la viscosité dynamique du liquide magmatique. Lorsque $Pe > 1$ (ex: liquide basaltique), la croissance des bulles est contrôlée par la diffusion. A l'opposé, lorsque $Pe \leq 1$ (ex: liquide visqueux – magma intermédiaire et silicique) la résistance due à la viscosité domine et génère la surpression. Le modèle de l'ascension d'un magma doit prendre en compte la variation du Pe (Lensky *et al.*, 2001; 2002; 2004 ; Blower *et al.*, 2001).

3.1.4 La coalescence des bulles

Une fois que les bulles sont formées, leur évolution et leur rôle dans le magma va dépendre de leur aptitude à évoluer dans le magma, ainsi que de la rhéologie et du transport du magma. En effet, lorsque les nucléations se produisent, la taille des bulles peut être insuffisante pour migrer par rapport au magma. Ainsi, lorsque le magma migre vers la surface, les bulles se développent, interagissent et entrent en coalescence, formant un magma de plus en plus vésiculé. Lorsque la fraction volumique de la phase gazeuse devient importante, il se forme alors de l'écume. Celle-ci est instable et a tendance à créer de grosses bulles qui réduisent la force de gravitation et l'énergie de surface. D'après Mader (1998), lorsque la vésicularité du magma dépasse 74 % du volume magmatique, les forces de capillarité dominent sur la gravité. Une fois que les grosses bulles sont formées, la séparation des gaz est contrôlée par la viscosité du magma. En effet, un magma mafique favorisera plus

la séparation des gaz du liquide magmatique que les magmas intermédiaires et siliciques qui sont plus froids. D'autres facteurs interviennent également sur le devenir des bulles, y compris la mobilité du magma (ascension/descente dans un conduit ou convection dans la chambre magmatique) ou le degré de la coalescence des bulles. Un magma vésiculé possède des propriétés physiques très différentes de ceux qui sont non ou peu vésiculés. Si le dégazage affecte la rhéologie et la surpression d'un magma, ces dernières induisent en retour une forte influence sur le dégazage avec des impacts sur les types d'éruption (Spark, 2003).

3.1.5 La séparation des gaz

Deux cas extrêmes de dégazage peuvent être envisagés pour expliquer la séparation du gaz au niveau du magma: un système fermé où les gaz exsolvés ne quittent pas le liquide magmatique et un système ouvert où l'exsolution des gaz à différentes étapes du processus magmatique se traduit par des expulsions hors du liquide magmatique. Deux équations décrivent approximativement l'évolution de la phase gazeuse, lors d'une ascension magmatique pour un système fermé:

$$X_{H_2O} = nP^s \quad (1)$$

$$V_g/V_l = K_R(X_{H_2O}^0 - X_{H_2O}^r)/P \quad (2)$$

La solubilité de l'eau (X_{H_2O}) dans un magma silicaté est grossièrement équivalente à la racine carrée de la pression (P). n et s sont des constantes correspondant à 0.34 et 0.54 respectivement. L'équation (2) décrit le processus de vésiculation par la loi des gaz parfaits, où les termes à gauche indiquent le rapport volumétrique de gaz par rapport au volume du liquide magmatique à une pression P . $X_{H_2O}^0$ est la portion de l'eau contenue dans le liquide magmatique durant la pression de saturation et $X_{H_2O}^r$ est la portion d'eau contenue dans le liquide magmatique résiduel à une pression P . K_R est une constante. Dans le cas d'un dégazage à système ouvert, l'évolution de la portion d'eau dans le liquide magmatique est toujours contrôlée par la solubilité de l'eau (équation 1), mais les bulles ne sont plus maintenues par la pression interne et donc elles "s'effondrent". Dans ce cas de figure, la séparation de bulles se rapproche plus du processus de distillation. Chaque petite quantité de fluides produite est extraite du magma. Ainsi, les modèles de dégazage en système ouvert incorporent la distillation de Rayleigh, mais cela n'est pas si simple, puisque le dégazage induit la cristallisation. Cette dernière entre alors en compétition avec l'extraction de la phase

vapeur (Villemant and Boudon, 1998, 1999; Villemant *et al.*, 2003). En effet, la formation des microlites augmente la fraction des volatils dans le liquide magmatique résiduel par exsolution (Spark 1997). Au fur et à mesure que la cristallisation progresse, elle empêche l'expansion des bulles et provoque l'augmentation de la pression. D'après Melnik et Spark (1999), la surpression est atteinte généralement dans la partie supérieure des conduits.

Le magma devient perméable aux phases gazeuses lorsque la fraction volumique de gaz dans le magma atteint 30%-60% (Eichelberger *et al.*, 1986 ; Klug and Cashman, 1996), sachant par ailleurs que la déformation des bulles peut générer la perméabilité à faible vésicularité magmatique. En effet, l'élongation des bulles parallèlement au conduit magmatique génère une perméabilité verticale. D'autres processus interviennent également dans la séparation des gaz pour promouvoir la perméabilité horizontale, responsable du dégazage à travers les parois des conduits (cf. Jaupart 1998 ; Massol et Jaupart 1999). La cristallisation peut promouvoir fortement la perméabilité dans un conduit magmatique puisque les bulles se forment et se retrouvent coincées entre les cristaux. Ceci favorise l'interconnexion entre elles, pouvant mener à la séparation du magma.

3.1.6 La fragmentation

Une fragmentation magmatique est générée soit par une expansion rapide des gaz, soit suite à une décompression soudaine d'un magma déjà vésiculé.

L'expansion rapide des gaz se produit au sein d'un magma peu visqueux. Lorsque les bulles se développent, elles fusionnent et forment des écumes qui évoluent à une vitesse supérieure au déplacement magmatique. Très vite, les bulles prennent du volume. Leurs pellicules deviennent alors très fines et explosent. Ce phénomène va provoquer un mouvement brusque dans le conduit magmatique qui s'amplifie avec d'autres pulvérisations de bulles. Les manifestations extérieures (en surface) se traduisent par des fontaines de lave ou des explosions stromboliennes.

Le modèle avec une décompression rapide décrit une explosion où la dépressurisation débutée au sommet de la colonne magmatique va rapidement se propager vers le bas de la colonne, à une vitesse allant de quelques mètres par seconde à plusieurs dizaines de mètres par seconde. De telles situations s'appliquent à des cas, par exemple, où le conduit magmatique est bouché par un dôme de lave. En effet, avec l'effondrement du dôme, la décompression rapide va entraîner la fragmentation des bulles qui sont responsables de fortes explosions.

3.2 Les émissions

L'émission des gaz et aérosols dans l'atmosphère prend plusieurs formes, depuis les manifestations géothermales/hydrothermales continues jusqu'aux dégazages syn-éruptifs violents, comme au Pinatubo en 1991.

3.2.1 Les styles d'émissions

Les manifestations de libération des gaz par les volcans varient considérablement, depuis l'émission diffuse de CO₂ par des volcans en activité ou en sommeil jusqu'à des injections rapides et à haut flux de gaz dans la haute atmosphère, lors de certaines éruptions majeures.

3.2.1.1 Les émissions non éruptives

Les émissions volcaniques non éruptives se font sous formes gazeuses, liquides ou gaz/liquide. De telles émissions peuvent concerner une vaste étendue et le flux total peut être important. Ce type de manifestation peut être qualifié de système magmato-hydrothermal, avec des constituants dérivant en proportion variable du magma, de la croûte et de l'eau souterraine.

Dans le cas des sources chaudes, la vapeur et le flux de gaz sont associés au flux de l'eau liquide. Les geysers sont des exemples spectaculaires de cette manifestation. Par contre, lorsque l'émission de gaz prédomine, le terme de fumerole est utilisé. La température des émissions dépasse généralement la température locale de l'ébullition. Dans les zones où les fumeroles persistent pendant une longue période, on parle alors de solfatares ou soufrières, en relation avec les dépôts qui se forment. La longévité d'un tel système altère substantiellement la roche encaissante.

Les émissions des fumeroles sont souvent composées de gaz magmatiques et de gaz hydrothermaux qui résultent des interactions entre les fluides magmatiques, l'eau météorique, l'eau de mer et la roche encaissante.

Les émissions riches en CO₂ à des températures inférieures au point de l'ébullition de l'eau sur des zones bien localisées sont connues sous le terme de mofettes. Une émission plus

diffuse de CO₂ sur une surface plus étendue reflète l'exsolution à partir de corps magmatiques situés en profondeur. Ce type d'émission présente un risque, à proximité du sol, et dans des zones en dépression, surtout pendant des conditions atmosphériques calmes, lorsque la concentration du CO₂ dépasse quelques pourcents.

Certains volcans libèrent des gaz acides directement dans des lacs. L'eau du lac est alimentée alors par la pluie et le système hydrothermal. De tels lacs représentent un risque puisque la moindre éruption peut éjecter l'eau hors du cratère et engendrer des lahars.

Les fumeurs noirs représentent un autre type de manifestation subaquatique où les volatils sont émis dans l'eau.

3.2.1.2 Les émissions éruptives

Lorsque le magma arrive en surface, il libère directement les gaz dans l'atmosphère. Les événements actifs, les lacs de lave, les dômes de lave peuvent tous libérer d'importantes quantités de gaz. Si le dégazage s'effectue sans explosion, cela veut dire que les gaz sont libérés, soit à partir d'un magma à faible viscosité (dans lequel la coalescence des bulles engendre la migration rapide des gaz par rapport au magma), soit à partir d'un magma plus visqueux (intermédiaire ou silicique) où se développe une perméabilité significative par vésiculation. Le flux de dégazage dans les événements actifs peut être très important.

Plusieurs circonstances peuvent aboutir à la fragmentation explosive d'un magma, donnant lieu à des émissions à travers des explosions stromboliennes, des fontaines de lave ou des colonnes éruptives soutenues.

3.2.2 Composition chimique des gaz volcaniques

Les éléments majeurs et les éléments en traces dans les gaz volcaniques varient beaucoup en fonction du contexte géodynamique (tableau 3.1). En général, ils reflètent la complexité des sources, l'évolution et les processus magmatiques, ainsi que les mélanges et l'ascension magmatique (contribution variable de manteau ou de la plaque plongeante ; la séparation entre vapeur et liquide magmatique en fonction de l'évolution de la composition magmatique et des conditions physiques). L'interaction de la phase gazeuse avec les roches et fluides de l'encaissant influence également la composition des gaz volcaniques ([Giggenbach](#),

1996). La distribution des volatils entre vapeur et liquide magmatique varie fortement en fonction de la profondeur et du temps. Les magmas en profondeur ont d'une manière générale le temps d'évoluer à mesure qu'ils se rapprochent de la surface. Un dégazage en profondeur, ou proche de la surface, contribue au mélange des fluides observé en surface. Un mélange peut être complexe avec un re-équilibre des fluides dû au refroidissement et à la dilution par un apport d'eau souterraine.

Tableau 3-1. Analyse des compositions chimiques des volatils obtenues pour différents volcans.

Volcan	Mt. St. Helens, USA, 1980	Mt. St. Augustine, USA, 1979	Momotombo, Nicaragua, 1980	Kiluaea, USA, 1918	Kiluaea, USA, 1983	Erta Ale, Ethiopia, 1974	Oldoinyo Lengai, Tanzania, 1999
Type de Magma et son contexte tectonique	Dacite (subduction en marge continentale)	Andesite (arc insulaire)	Basalt (marge continentale)	OIB sommet (Tupe I gas)	OIB rift (Type II gas)	MORB continental (incipient plate boundary)	Carbonatite (intraplaque continental)
Temperature (°C)	802	648	820	1170	1010	1130	600
H ₂ O (mol.%)	91.58	97.23	97.11	37.09	79.8	77.24	75.6
H ₂ (mol.%)	0.8542	0.381	0.7	0.49	0.9025	1.39	
CO ₂ (mol.%)	6.924	1.90	1.44	48.90	3.15	11.26	24.4
CO (mol.%)	0.06	0.0035	0.0096	1.51	0.0592	0.44	0.0787
SO ₂ (mol.%)	0.2089	0.006	0.50	11.84	14.9	8.34	0.0197
H ₂ S (mol.%)	0.3553	0.057	0.23	0.04	0.622	0.68	
S ₂ (mol.%)	0.0039		0.0003	0.02	0.309	0.21	
HCl (mol.%)		0.365	2.89	0.08	0.1	0.42	
HF (mol.%)		0.056	0.259		0.19		
OCS (mol.%)	0.0008				0.0013		

Données: sources [Symonds et al. \(1994\)](#) sauf pour Oldoinyo Lengai ([Oppenheimer et al., 2002b](#))

CHAPITRE 4

4 DOAS

Le DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy) est une méthode largement utilisée pour déterminer la concentration des espèces (voir fig.4.3) présentes dans l'atmosphère. La technique a été utilisée pour la première fois par U. Platt et D. Perner à la fin des années 70 (Platt *et al.*, 1979). Elle est utilisée à la fois au sol et sur des satellites. D'une manière générale, la méthodologie du DOAS repose sur l'analyse des spectres dans le domaine du visible et de l'ultraviolet. Différentes espèces atmosphériques vont laisser des signatures spectrales, dans les spectres à partir desquels les concentrations vont être déterminées.

4.1 Principe du DOAS

4.1.1 Méthode d'analyse du DOAS

L'équation de base de l'absorption dans la spectroscopie qui décrit l'absorption des espèces est la loi de Beer-Lambert:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda)e^{-L\sigma(\lambda)n} \quad (1)$$

où $I(\lambda)$ est l'intensité mesurée, $I_0(\lambda)$ l'intensité initiale, L la distance parcourue, $\sigma(\lambda)$ la section efficace qui dépend de la longueur d'onde λ et n étant le nombre volumique de molécules des espèces. La quantité sans dimension $L.\sigma.n$ est considérée comme une mesure de transparence (optical depth) notée τ .

Dans les conditions atmosphériques, les diffusions de Mie et de Rayleigh contribuent à l'atténuation de l'intensité initiale. Ces dernières agissent comme dans les processus

d'absorption en diffractant une partie de la lumière. Ainsi, en ajoutant les diffusions de Mie et de Rayleigh l'équation (1) devient:

$$\tau(\lambda) = \ln \frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)} = L(\sigma(\lambda)n + \varepsilon^R(\lambda) + \varepsilon^M(\lambda)) \quad (2)$$

$\varepsilon^R(\lambda)$ est le coefficient d'extinction de Rayleigh qui est le produit de la section efficace du Rayleigh, $\sigma^R(\lambda)$ et le nombre volumique de molécules (number density) de l'air, n_{air} . De la même manière, la coefficient d'extinction de Mie, $\varepsilon^M(\lambda)$ correspond au $\sigma^M(\lambda)n_{\text{air}}$. Quelques espèces atmosphériques possédant une section efficace d'absorption significative dans la gamme de longueur d'onde étudiée doivent être incluses, dans l'analyse et la loi de Beer-Lamberts doit être étendue. De plus, la fonction d'atténuation $A(\lambda)$ décrivant l'atténuation de l'instrument doit être aussi incluse. L'équation (2) devient alors:

$$\tau(\lambda) = L\left(\sum_i \sigma_i(\lambda)n_i + \varepsilon^R(\lambda) + \varepsilon^M(\lambda)\right)A(\lambda) \quad (3)$$

où i indique les espèces atmosphériques, par exemple: O_3 , NO_2 , SO_2 .

La section efficace spécifique à chaque espèce présente dans l'atmosphère peut être séparée en deux composantes : une qui ne varie que très faiblement avec la longueur d'onde, $\sigma_i^s(\lambda)$, et l'autre composante qui varie rapidement avec la longueur d'onde, $\sigma_i^l(\lambda)$ (fig.4.1). Cette variation rapide est également connue comme la section efficace différentielle (differential cross section). La section efficace totale, $\sigma_i(\lambda)$ est simplement la somme des deux composantes:

$$\sigma_i(\lambda) = \sigma_i^s(\lambda) + \sigma_i^l(\lambda) \quad (4)$$

$\sigma_i^s(\lambda)$ décrit l'allure générale et $\sigma_i^l(\lambda)$ correspond à la différence entre l'allure générale et la section efficace totale. σ_i^s est obtenue en appliquant des filtres sur σ_i . Les diffusions de Rayleigh et de Mie ainsi que la fonction de l'atténuation varient lentement avec λ , ainsi ils peuvent être considérés comme constituants de la composante lente du τ (optical depth). En introduisant l'équation (4) dans (3) en obtient:

$$\tau(\lambda) = L \underbrace{\sum_i \sigma_i^l(\lambda)n_i}_{\text{rapide, } \tau^l} + L \underbrace{\left(\sum_i \sigma_i^s(\lambda)n_i + \varepsilon^R(\lambda) + \varepsilon^M(\lambda)\right)}_{\text{lente, } \tau^s} A(\lambda) \quad (5)$$

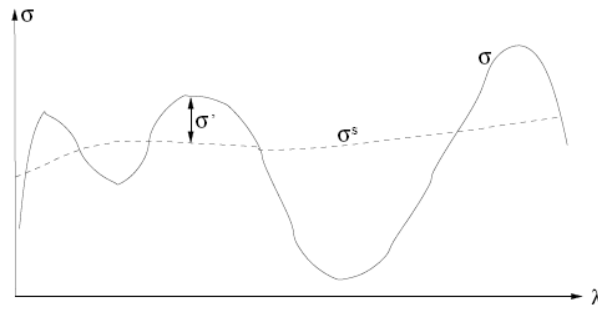


Figure 4-1. La section efficace différentielle, σ' , est la différence entre la section efficace totale, σ , et la composante qui varie faiblement avec la longueur d'onde, σ^s .

En considérant que la composante rapide $\tau'(\lambda)$ correspond à l'absorption due à $\sigma'(\lambda)$ (differential cross sections), il devient alors possible de séparer les composantes. De ce fait, lorsqu'on étudie la section efficace différentielle $\sigma'(\lambda)$ et la composante rapide de τ , les diffusions de Mie et de Rayleigh, ainsi que la fonction d'atténuation, peuvent être négligées:

$$\tau'(\lambda) = \ln \frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)} = L \sum_i \sigma'_i(\lambda) n_i \quad (6)$$

L'intensité $I_0(\lambda)$ est difficile à obtenir et à modéliser. Cela pose un problème sérieux pour les mesures. Le DOAS offre une alternative en ne travaillant que sur τ' , un paramètre facile à modéliser dans un environnement sans atmosphère, à partir d'absorption différentielle, $I'_0(\lambda)$ (fig.4.2).

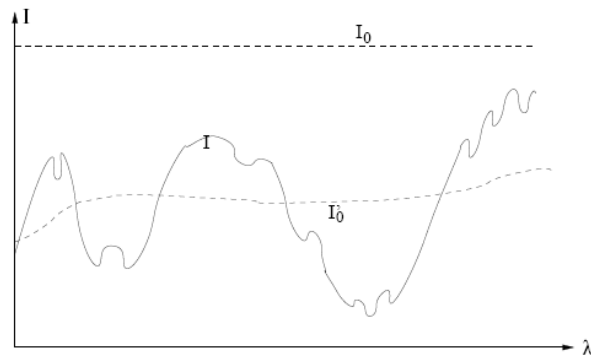


Figure 4-2. Avec DOAS, seule l'intensité différentielle est déterminante; il en résulte que les calculs complexes de I_0 ne sont pas nécessaires.

$I'_0(\lambda)$ peut être obtenue par assimilation aux courbes de tendances polynomiales, par des transformées de Fourier ou encore en appliquant des filtres. Finalement, le nombre volumique des molécules est calculé en appliquant la méthode des moindres carrés sur l'équation (6). Par

ailleurs, pour obtenir des valeurs optimales relatives au nombre volumique des molécules, les sections efficaces des espèces atmosphériques doivent subir une convolution par rapport à la résolution de l'instrument utilisé.

4.1.2 Gaz mesurables par le DOAS

Pour être détectables par le DOAS, les espèces atmosphériques doivent avoir des transitions électroniques peu étalées dans la zone UV-visible (300-800 nm), ce qui limite fortement le nombre des espèces atmosphériques détectables. Cependant, si la zone d'absorption étudiée est étendue plus loin dans l'UV (jusqu'à 250 nm), d'avantage d'espèces peuvent être détectées (fig.4.3).

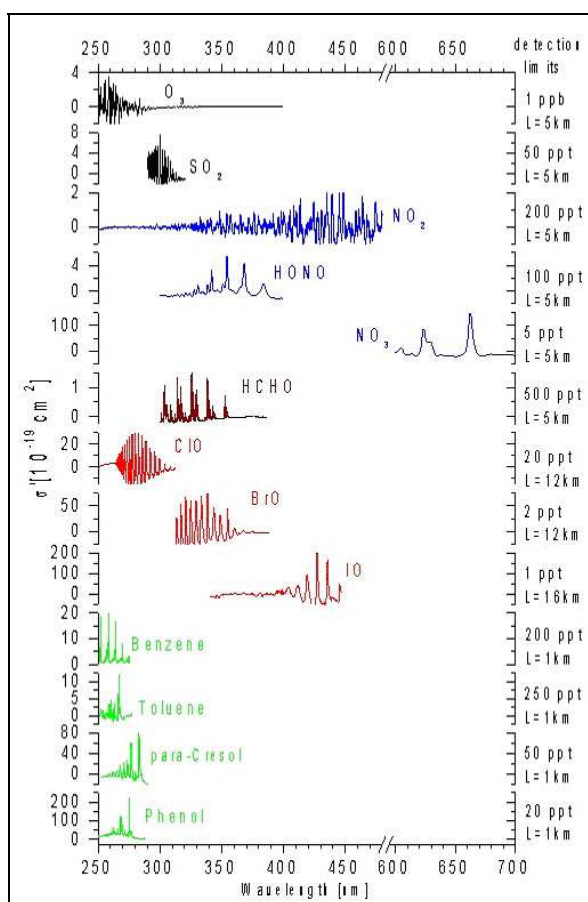


Figure 4-3. Section efficace de l'absorption différentielle pour différents gaz dans la zone UV/visible. L'axe des ordonnées à droite représente le seuil de détection des espèces.

4.2 Le mini-DOAS

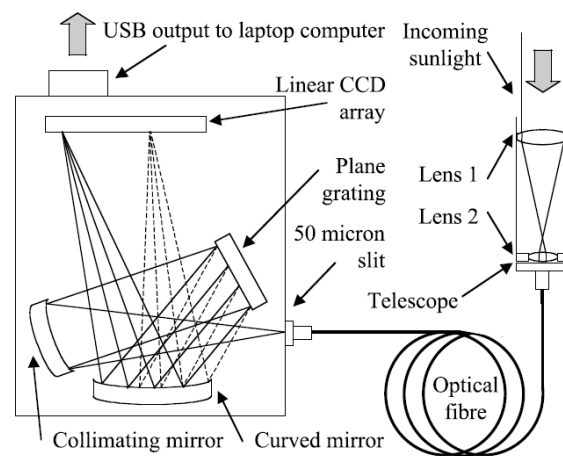
Le mini-DOAS (miniaturised DOAS) est un outil relativement récent, de plus en plus utilisé pour étudier le dégazage et la chimie d'un panache volcanique. Il est également utilisé dans la surveillance volcanique et même lors des phases d'activité éruptive. La première expérience, réalisée sur Masaya et la Soufrière, date de 2001 (Galle *et al.*, 2002).

L'essentiel du mini-DOAS est un spectromètre (fig.4.4), un USB2000 dans cette étude. Un télescope possédant un angle de vue de 20 mrad et généralement orienté vers le zénith, collecte la lumière et la transmet au spectromètre via les fibres optiques dont la fente d'ouverture est égale à 50 μm . Cette lumière est ensuite décomposée sur un capteur CCD (Charge Couple Device) linéaire où elle est transférée vers l'ordinateur au travers d'un convertisseur A/D (de l'analogie au numérique). Ce spectromètre est alimenté par le port USB d'un ordinateur qui sert également au transfert des données.

On peut trouver un complément d'information sur le site "d'Ocean Optics":

<http://www.oceanoptics.com/products/usb2000.asp>

Figure 4-4. Configuration du mini-DOAS. Les rayons représentés à l'intérieur du spectromètre par des lignes et des pointillés correspondent aux passages de la lumière à des longueurs d'ondes différentes. Ceci montre comment le spectromètre diffracte la lumière sur le CCD (Galle *et al.*, 2002).



CHAPITE 5

5 Matériels et méthodes

5.1 Instrumentation

Le mini-DOAS (voir chapitre 4) est l'instrument essentiel utilisé dans cette étude. Sa faible consommation (1W) et sa petite taille (89 x 63x 34 mm – 190 g) en font un outil tout à fait adapté à des mesures de concentration et de flux de différents gaz émis par les volcans. Un GPS portable complète l'équipement (fig.5.1) pour mesurer les déplacements du spectromètre sous le panache. Nous avons réalisé des mesures à pied, en bateau, à bord d'un véhicule et en avion. La vitesse du vent est obtenue soit avec un anémomètre, soit avec deux ou trois mini-DOAS (cf.§ 5.4).

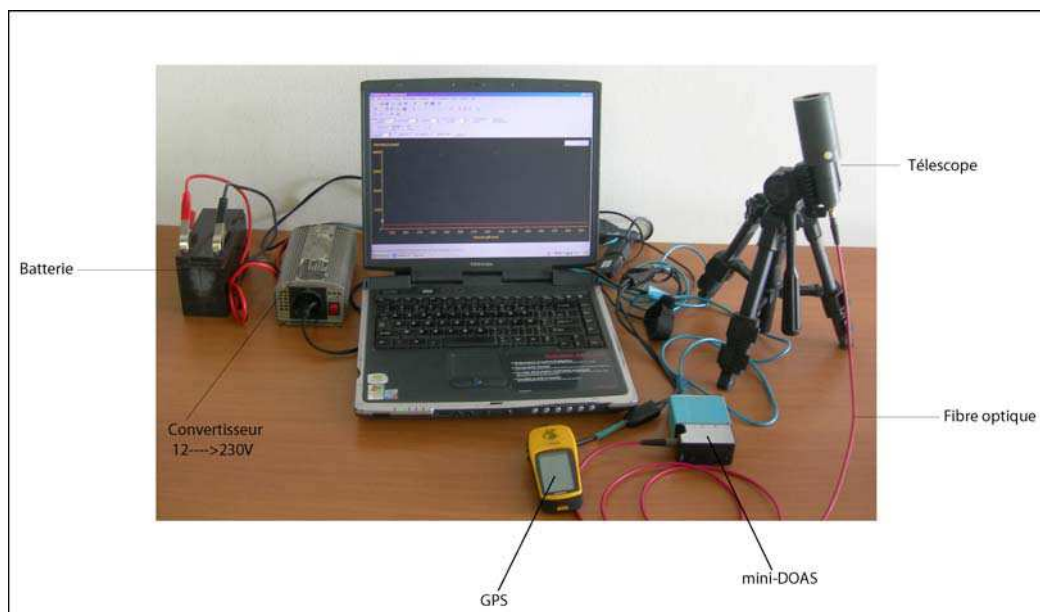


Figure 5-1. L'équipement utilisé pour la mesure du dégazage des volcans du Vanuatu.

5.2 La spectroscopie

Le spectromètre a une résolution spectrale est de 0.5 nm et s'étend de 280 à 400 nm. Les spectres sont acquis sur un temps d'exposition qui varie entre 100 à 300 ms et on utilise entre 4 et 16 spectres pour améliorer le rapport signal-bruit de fond.

On détermine, avant chaque mesure, un "darkspectrum" en occultant le télescope, suivi par un "background" avec le télescope ouvert vers le ciel en dehors du panache. Une fois ces 2 spectres obtenus, le passage sous le panache peut alors commencer. La position de chaque spectre est enregistrée grâce à un GPS portable. La concentration du SO₂ et du BrO peut être évaluée en temps réel, lors du passage sous le panache. Cet aspect est très utile dans les cas où le panache n'est pas visible dans l'atmosphère, par exemple lorsqu'il y a beaucoup de nuages. Les concentrations du SO₂ et du BrO sont extraites des spectres en utilisant la procédure décrite par Platt (1994), McGonigle *et al.*, (2004) et Oppenheimer *et al.* 2004. Il s'agit de: (i) soustraire le "dark spectrum" de tous les spectres acquis, y compris le "background spectrum". Cette étape permet de corriger l'offset électronique de l'instrument; (ii) de normaliser tous les spectres par le "background spectrum"; (iii) d'enlever la composante lente des spectres en appliquant un filtre binomial passe-haut; (iv) et de calculer le logarithme de chaque rapport obtenu. Jusqu'ici, on ne fait qu'appliquer la loi de Beer-Lamberts. Les spectres résultant sont ensuite affinés en appliquant un filtre binomial passe-bas. (v) L'étape finale consiste à confronter les spectres résultants au spectre de référence du SO₂ et du BrO selon la méthode des moindres carrés pour obtenir la concentration. Les spectres de référence sont obtenus par convolution au laboratoire. Les fenêtres optimales utilisées dans l'évaluation des concentrations du SO₂ et BrO sont 310.7-321.4 nm et 322.9-385.0 nm respectivement.

L'acquisition et l'analyse des spectres s'opèrent avec le programme DOASIS (DOAS Intelligent System), développé à l'université de Heidelberg (<http://www.iup.uni-heidelberg.de/bugtracker/projects/doasis/download.php>).

Les flux du SO₂ ou du BrO sont calculés en multipliant la concentration obtenue pour chaque spectre par la distance traversée perpendiculairement à la direction du panache. La somme des produits obtenus sur l'ensemble d'un profil sous le panache est ensuite multipliée par la vitesse du panache pour obtenir le taux d'émission des gaz volcaniques.

5.3 La vitesse du panache

D'une manière générale, la vitesse du panache volcanique est considérée comme équivalente à la vitesse du vent mesurée par un anémomètre sur le point topographique le plus haut. C'est la solution que nous avons utilisée sur le Yasur. Sur Ambrym et Aoba, la vitesse du vent a été estimée à travers le système de navigation de l'avion. Sur Lopevi, la vitesse du vent a été mesurée en mer, bien exposée au vent. Nous avons également, au cours de campagnes de mesures sur le Yasur, utilisé simultanément deux puis trois spectromètres pour mesurer la vitesse de déplacement du panache volcanique. La méthode utilisée avec deux spectromètres est celle décrite par [Williams-Jones et al. \(2006\)](#): il s'agit dans cette méthode de placer les deux spectromètres fixes, pointés vers le zénith, alignés le long de la direction du panache. Ces deux appareils vont enregistrer la variation de la teneur du SO₂ contenue dans le panache. En effet, lors du déplacement du panache, des turbulences atmosphériques vont générer des structures qui vont passer successivement au-dessus des deux spectromètres. En calculant le temps de passage de ces structures entre les deux spectromètres, on obtient la vitesse de déplacement du panache. Il faut bien évidemment connaître les coordonnées géographiques des spectromètres pour en déduire la distance qui les sépare, nécessaire au calcul de la vitesse.

Avec trois spectromètres, nous avons utilisé la méthode décrite par [McGonigle et al. \(2005\)](#) où les spectromètres fixes ne sont pas alignés sous le panache. En admettant que le spectromètre A est plus proche du cratère que le spectromètre B, et que B est plus proche du cratère que C,

$$t_{AB}/t_{BC}=[d_{AB}\sin(\Phi-\theta)]/[d_{BC}\sin(\theta)]$$

t_{AB} est le temps du passage du panache entre A et B, t_{BC} est le temps de passage du panache entre B et C. d_{AB} est la distance entre A et B, idem pour d_{BC} . Φ est l'angle ABC et θ est l'angle entre BC et la tangente par rapport à la direction du panache.

$$\theta = \tan^{-1} \{ \sin \Phi / [(\cos \Phi) + (t_{AB}d_{BC}/t_{BC}d_{AB})] \}$$

L'orientation du panache (ρ) est donnée par l'équation suivante:

$$\rho = \theta + \varphi + \pi$$

$$\rho = \tan^{-1} \{ \sin \Phi / [(\cos \Phi) + (t_{AB}d_{BC}/t_{BC}d_{AB})] \} + \varphi + \pi$$

φ est l'angle entre BC et la ligne est-ouest. L'angle entre ρ et AC est utilisé pour définir la vitesse du panache selon l'équation suivante:

$$v = d_{AC} \cos(\sigma)/t_{AC}$$

L'utilisation de plusieurs spectromètres pour déterminer la vitesse du panache réduit considérablement l'erreur sur les flux. D'après [McGonigle et al. \(2005\)](#), l'erreur sur les calculs des flux est réduite à moins de 10 % avec l'utilisation de 3 spectromètres.

5.4 Estimations d'erreur

L'estimation d'erreur dans les flux mesurés par DOAS présente un aspect complexe (e.g. [Hausman et al., 1999; 1997; Edmonds et al., 2003; Stutz and Platt, 1996](#)) ; la description simplifiée présentée ici ne sera pas systématiquement intégrée dans ce mémoire. La marge d'erreurs dans la mesure des flux du dégazage volcanique avec le DOAS est induite par les facteurs suivants ([Mather et al., 2006](#)) : (1) erreur liée à l'extraction de la teneur d'un volatile (ex : SO₂) sur un spectre; (2) erreur due à la détermination de la distance perpendiculairement à la direction du panache; (3) erreur liée à la détermination de la direction du panache; (4) erreur liée à la détermination de la vitesse de déplacement du panache.

Soient A_k la teneur du SO₂ obtenue sur un spectre K th, V et α la vitesse et la direction du panache, Δx_k et Δy_k les coordonnées cartésiennes du spectre (coordonnées cartésiennes obtenues par projection cylindrique des coordonnées GPS en utilisant la position du cratère comme origine), et d_k la distance projetée perpendiculairement à la direction du vent. Le flux partiel du SO₂, Φ_k , s'obtient alors par l'équation suivante:

$$\Phi_k = V d_k A_k, \text{ où } d_k = -\sin \alpha \Delta x_k + \cos \alpha \Delta y_k$$

Le flux total, Φ , est égal à la somme des flux partiels: $\Phi = \sum_{k=1}^N \Phi_k$, où N est le nombre des spectres enregistrés sous le panache. L'erreur relative de flux est obtenue par la formule suivante:

$$\frac{\sigma_{\Phi}^2}{\Phi^2} = \sum_{k=1}^N \frac{\Phi_k^2}{\Phi^2} \left\{ \frac{\sigma_A^2}{A_k^2} + \frac{\sigma_d^2}{d_k^2} + \frac{(\cos \alpha \Delta x_k + \sin \alpha \Delta y_k)^2}{d_k^2} \sigma_{\alpha}^2 \right\} + \frac{\sigma_V^2}{V^2}$$

où σ^2 correspond à l'écart type.

L'erreur propre à l'extraction de la teneur du SO₂, ($\sigma_{A_k}^2$), dépend de plusieurs facteurs ([Stutz and Platt, 1996; Hausmann et al., 1999](#)), mais le facteur dominant est induit par une distribution très hétérogène des nuages ; $\sigma_{A_k}^2$ peut alors être estimée par l'écart type en assimilant les spectres en dehors du panache. Généralement cette erreur est de l'ordre de 10^{-3} sur un flux. L'erreur liée à la distance parcourue perpendiculairement au panache dépend

essentiellement de la précision du GPS. Elle peut être estimée en effectuant des mesures sur un point fixe avant et après les passages sous le panache. Cette dernière est de l'ordre de 10^{-3} sur un flux, de même pour l'erreur associée à la direction du panache qui est liée au fait que l'on considère la direction cratère-position du spectre le plus chargé en SO_2 comme étant la direction du panache. La plus grande source d'erreur dans les estimations de flux dérive des incertitudes sur la vitesse du vent ; de plus il est difficile d'évaluer cette source d'erreur. D'après [Stoiber et al. \(1983\)](#) cette incertitude est de l'ordre de 25-35% sur les mesures de flux; de nouvelles approches sur la mesure de la vitesse de panache peuvent réduire cette erreur jusqu'à moins de 10 % ([McGonigle et al., 2005](#)).

5.5 Campagnes de mesures

Nous avons mesuré les dégazages de 4 volcans aériens sur les 6 que compte l'archipel, au travers de 17 campagnes de mesures, décrites dans le tableau 5.1. Des campagnes de mesures (fig.5.2) ont été effectuées pendant des phases de dégazage intensif sur Ambrym (janvier, mars et juillet 2005) et deux sur Aoba, dont l'une relative à l'éruption surtseyenne de décembre 2005 et l'autre au changement de la coloration du lac Vouï survenu en juin 2006. Sous le panache du Yasur, 84 profils ont été réalisés en 2004 et 2005 à bord d'un véhicule tout terrain et 2 à pied. Sur Ambrym, sauf 1 profil réalisé à pied sous le panache du cratère Niritaten Mbuelesu, les 11 autres ont été effectués en avion (ils concernent les émissions du Benbow et du Marum). Les 11 profils d'Aoba ont été réalisés par avion alors que ceux concernant le panache du Lopevi l'ont été par bateau (3) et avion (1).





	Passage à pied sous le panache de Niritaten Mbuelesu. Photo, DGMWR/M.Harrison, novembre 2005.
	Installation du matériel pour une campagne de mesures aériennes sous le panache d'Aoba. Photo, IRD/M.Lardy, décembre 2005.
	Passage sous le panache du Yasur à bord d'un véhicule. Photo prise par J.Kalkin © IRD/P.Bani, janvier 2005.
	Installation du matériel pour une campagne de mesures en bateau sous le panache du Lopevi. Photo, IRD/M.Lardy, février 2006.

Figure 5-2. Différents moyens utilisés pour la mesure du dégazage des volcans du Vanuatu.

Tableau 5-1. Récapitulatif des campagnes de mesures réalisées.

Date de mesures	Site de mesure	Activité volcanique pendant la campagne de mesures	Moyen de locomotion utilisé pour les passages sous le panache	Nombre de passages sous le panache
02-08 avril 2004	Yasur	Activité relativement calme	Véhicule tout-terrain	26
11-14 juillet 2004	Yasur	Forte activité	Véhicule tout-terrain	33
19 septembre 2004	Yasur	Activité relativement forte	Véhicule tout-terrain	5
29 octobre 2004	Yasur	Activité moyennement forte	Véhicule tout-terrain	6
10 janvier 2005	Yasur	Activité relativement calme	Véhicule tout-terrain	4
12 janvier 2005	Ambrym	Eruption passive	avion	5
18 mars 2005	Yasur	Activité calme	Véhicule tout-terrain	1
21 mars 2005	Ambrym	Eruption passive	avion	1
02 juillet 2005	Yasur	Activité relativement forte	Véhicule tout-terrain + à pied	5
11 juillet 2005	Ambrym	Phase terminale de l'éruption passive	avion	1
01-02 novembre 2005	Yasur	Forte activité	Véhicule tout-terrain	6
07 novembre 2005	Ambrym (Niritaten Mbuelesu)	Activité calme	Mesure à pied	1
11 novembre 2005	Ambrym	Activité calme	avion	4
03-05 décembre 2005	Aoba	Eruption	avion	5
24 février 2006	Lopevi	calme	bateau	3
26 février 2006	Aoba	Activité calme après l'éruption	avion	3
10 juin 2006	Lopevi	Activité plutôt calme	avion	1
	Aoba	Changement de la coloration du lac Voui	avion	3

Des mesures statiques ont également été effectuées sur les volcans, dans le but de rechercher la présence des différents gaz volcaniques qui absorbent la lumière dans le domaine de détection du spectromètre et d'étudier leurs comportements dans le panache (fig.5.3); seuls le SO₂ et le BrO ont été détectés.

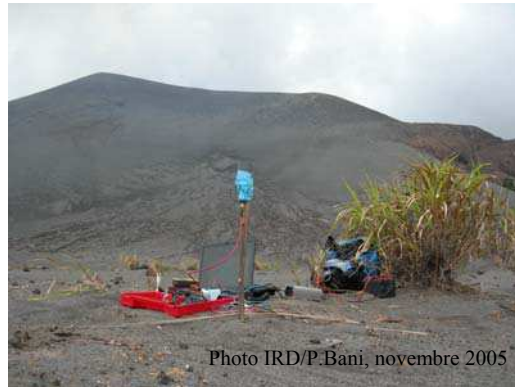


Figure 5-3. Mesure en position fixe sous le panache du Yasur dans le but d'étudier le comportement de la chimie du panache.

CHAPITRE 6

6 Le volcan d'Ambrym

Situé au centre de l'archipel du Vanuatu, Ambrym est l'un des volcans les plus actifs de cet arc insulaire, avec 48 manifestations éruptives importantes enregistrées, depuis 1774. La plupart de ces éruptions ont eu lieu au niveau de 2 cônes principaux à l'intérieur de la caldera, qui sont les sites d'un dégazage permanent. Nous commencerons dans ce chapitre par une description détaillée de cet édifice et des différentes manifestations associées, puis nous aborderons le dégazage passif exceptionnel de ce volcan. Nous verrons ensuite le comportement du SO₂ et du BrO dans son panache, le suivi par satellite des changements d'activité, et nous terminerons par une discussion sur la source du taux élevé des émissions de gaz volcaniques et leurs impacts sur l'environnement et la population locale.

6.1 Description du volcan

6.1.1 La morphologie du volcan

L'île d'Ambrym est un strato-volcan basaltique de 40 km sur 30 km de forme triangulaire, culminant à plus de 1800 m depuis le plancher océanique (Chase & Seekins, 1988). La structure de ce volcan est celle d'un volcan basaltique surmonté d'un immense cône de tufs de plus de 20 km de diamètre. L'effondrement du sommet a donné naissance à une grande caldera de 12 km de diamètre (Robin *et al.*, 1993, Monzier *et al.* 1991). Le substratum basaltique n'affleure que partiellement le long des côtes avec des coulées de lave fluide à texture microlitique et à pente douce (2-3°) (Picard *et al.*, 1995). Le volcan est également caractérisé par un système de rift traversant l'île entière selon une direction préférentielle

La caldera d'Ambrym est unique dans son genre par sa mise en place au sommet d'un immense cône de tufs, formé suite à une succession d'éruptions sur un volcan basaltique. Selon [Robin *et al.* \(1993\)](#), la caldera s'est constituée en trois phases successives: (1) une forte éruption plinienne, survenue après une longue période de sommeil (altitude du sommet estimée à l'époque entre 200 et 300 m); (2) la pénétration d'eau dans la partie supérieure de la chambre magmatique, entraîne une activité surtseyenne; (3) la vidange magmatique au niveau des événements et des flancs conduit à l'effondrement de la chambre magmatique et à la formation de la caldera actuelle.

L'activité post-caldera a partiellement rempli la zone effondrée avec des dépôts de cendres et des coulées intracaldériques. Ces produits volcaniques proviennent principalement du Benbow et du Marum, les deux cônes principaux de la caldera, où se concentrent les activités volcaniques actuelles.

6.1.1.2 Les cônes actifs

6.1.1.2.1 Benbow

Benbow est le cône le plus à l'ouest dans la caldera avec une hauteur maximum de 1159 m depuis le niveau de la mer. Il possède un cratère sensiblement circulaire de 1500 m de diamètre, à l'intérieur duquel s'échappent continuellement cendres et gaz, depuis deux bouches actives de taille différente. La plus grande bouche occupe la partie sud du cratère et la plus petite bouche moins active, occupe la partie nord. Des lacs de lave sont régulièrement visibles et de grosses explosions peuvent également y avoir lieu. Cette morphologie a très peu évolué depuis les années 1940 ([Eissen *et al.*, 1991](#)).

6.1.1.2.2 Marum

Marum est le terme utilisé communément pour désigner le 2^e cône de la caldera d'Ambrym, situé à 3km à l'Est du Benbow. Il est constitué par 3 cratères actifs. Sur une période donnée, l'activité volcanique dans ces cônes est variable, avec des lacs de lave et des éruptions pliniennes, en passant par des activités stromboliennes et fumeroliennes. Marum, le plus haut sommet d'Ambrym culmine à 1272 m d'altitude depuis le niveau de la mer. Le cratère principal, celui de Marum, mesure 1,2 km de diamètre et il est inactif à l'heure actuelle. L'essentiel des activités de nos jours s'exerce dans les cratères adventifs, Mbuelesu (cochon), Taten Mbuelesu (fils du cochon) et Niritaten Mbuelesu (petit-fils du cochon). On

peut comprendre par cette appellation locale la succession de la mise en place de ces cônes. L'évolution morphologique de ces dernières décennies (1943-1989) (Eissen *et al.* 1989a) montre le transfert, puis le maintien d'une activité à l'est du cône de Marum (cratère de Mbuelesu) et une migration vers le sud (Taten Mbuelesu et Niritaten Mbuelesu) (fig.6.2). Ainsi, contrairement à Benbow, Marum a beaucoup évolué en 46 ans, avec la formation des cratères du Taten Mbuelesu vers 1972 et du Niritaten Mbuelesu en 1991-1992. Les coulées intracaldériques les plus récentes (1989) sont issues de l'emplacement du Niritaten Mbuelesu.

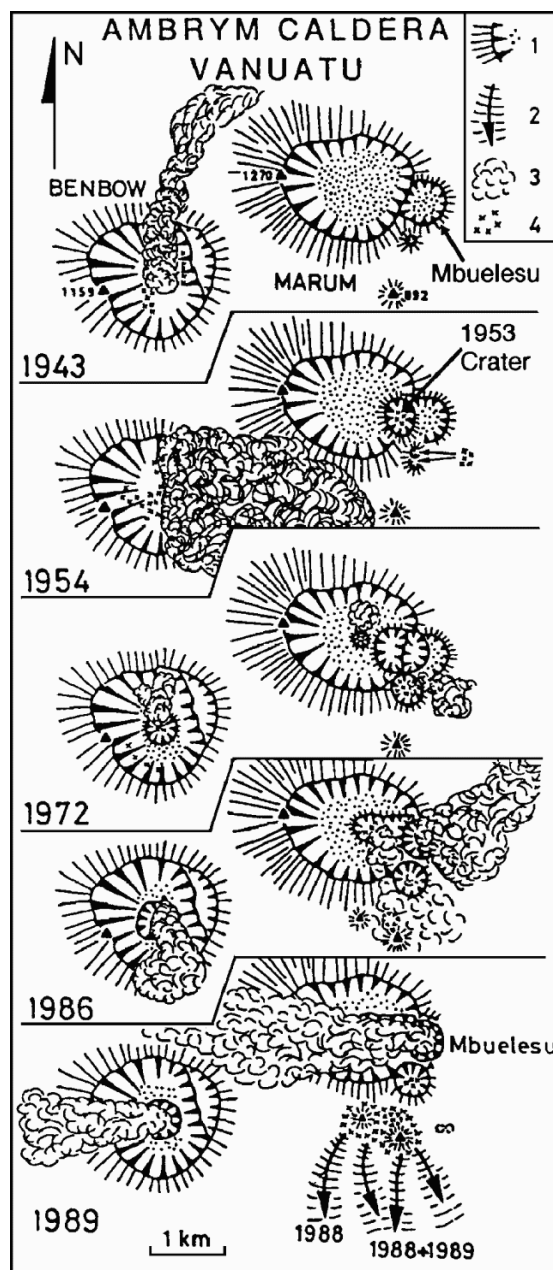


Figure 6-2. Evolution de la morphologie du Marum d'après Eissen *et al.* (10/1989 SEAN 14:10). Le cône du Benbow (à gauche) n'a pas beaucoup évolué.

6.1.2 Activité du volcan

Ambrym est un volcan exceptionnel par la diversité et l'originalité de ses manifestations. En activité permanente, il a donné lieu, sur la période historique, à de nombreuses et importantes éruptions. Le passage du Capitaine Cook en 1774 marque le début des observations volcaniques. Les visites scientifiques et touristiques sur le volcan ont été peu fréquentes au cours des deux derniers siècles, mais elles constituent pourtant une source intéressante de suivi de l'activité volcanique.

6.1.2.1 Historique de l'activité d'Ambrym

L'historique de l'activité permanente du volcan d'Ambrym, depuis le passage du Cook est indiqué dans le tableau 6.1. On déplore des pertes humaines (6 morts en 1894, 21 morts en 1913, ...), des évacuations vers les îles voisines (500 personnes évacuées en 1929, 2000 personnes évacuées en 1951, ...), et des dégâts matériels importants (ex: destruction de l'hôpital presbytérien de Lonwolol en 1913). Peu d'informations ont été recueillies sur l'impact des éruptions passées sur l'environnement, au-delà du simple descriptif des manifestations volcaniques observées. Récemment (1998, 2004 – 2005) de forts dégazages ont entraîné des pénuries alimentaires sur la partie ouest et sud-ouest de l'île. Si l'on dénombre 8 éruptions importantes depuis 1774, on remarque qu'il faut remonter aux années 1940 pour enregistrer des coulées en dehors de la caldera.

Tableau 6-1. Historique de l'activité d'Ambrym (d'après Eissen et al., 1992 et GVP-Global Volcanism Program <http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=0507-04>).

1774	21 juillet 1774, Cook décrit la présence de deux colonnes de panache au-dessus d'Ambrym (Beaglehole, J.C. 1961)
1863-64	Eruption violente (Williams et Warden, 1964; Blot, 1976; Bonnemaïson, 1987)
1871	Eruption violente (Williams and Warden, 1964 ; Blot, 1976 ; Bonnemaïson 1987)
1884	Eruptions: sur Benbow selon Blot (1976) / sur Marum Joly (1914)
1886	Eruption (Joly, 1914). Un des cratères est très actif en juillet (Davillé, 1894, p.250)
1888	Eruption fissurale sur le flanc SE (Joly, 1914; Fisher, 1957; Williams and Warden, 1964; Blot, 1976; Simkin <i>et al.</i> , 1981). Coulée de lave couvrant une surface de 9 km ² à l'est de Endu (Quantin, 1978).
1894	Eruption violente sur Benbow le 16 octobre, suivie d'une coulée de lave vers le NO (Purey-Cust, 1894; Joly, 1914).
1895	L'activité de l'année précédente est maintenue (William and Warden, 1964)
1898	Séisme et éruption volcanique (O'Reilly, 1956)
1908	Eruption (Williams and Warden, 1964; Blot, 1976)
1909	Eruption le 28 juin (O'Reilly, 1956).
1912-1914	Coulées de lave depuis la caldera vers O-NO et SO (Quantin, 1978)
1915	20 octobre, éruption sur le flanc SE alors que Benbow expulse d'importantes quantités de cendres (Blot and Priam, 1962; Blot, 1976)

1929	Du 28 juin au 1er juillet, éruption sur Benbow suivie d'une éruption fissurale (O'Reilly, 1956)
1934	Du 7 au 22 avril séisme volcanique en continu, suivi d'une éruption volcanique. Coulée de lave vers l'ouest d'Ambrym (Journal Le Néo-Hébridais, Juin 1934, n° 158, p.10)
1937	Eruption violente (28 mars) sur Benbow (Fisher, 1957) et coulée de lave vers l'ouest (Aubert De la Rüe, 1958).
1942	Eruption sur Benbow avec coulée de lave vers NO Ambrym (Fisher, 1957; Blot, and Priam, 1962; Blot, 1976; Simkin <i>et al.</i> , 1981)
1950-53	Activité sismique intense avec une éruption volcanique. Un volume de $0.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ de cendres volcaniques ont été déposés (Fisher, 1957; Williams and Warden, 1964; Simkin <i>et al.</i> , 1981). Les cendres ont causé des dégâts sur la plantation de cocotiers à Malakula
1954	L'activité se limite sur Benbow (Blot, 1976)
1957	Des explosions violentes (Blot, 1976)
1958	Un panache bien chargé en cendres est éjecté par Benbow et Marum (Aerial survey of Lt Valette)
1959	Des explosions sur Marum (Williams and Warden, 1964; Simkin <i>et al.</i> , 1981)
1986 and 1989	Coulée de lave dans la caldera (Eissen <i>et al.</i> 1991)
1960-présent	L'activité sur Marum et Benbow est caractérisée par un dégazage continu avec régulièrement des expulsions de panaches bien chargés en cendres. Des activités stromboliennes ont été signalées, mais restent peu nombreuses, alors que les lacs de lave sont régulièrement visibles en surface. (Eissen <i>et al.</i> 1991, Monzier and Douglas, 1989; Wiart, 1995),

6.1.2.2 Les lacs de lave

Les lacs de lave sont des phénomènes exceptionnels de par leur beauté et leur rareté. En effet, si certaines éruptions basaltiques créent des lacs de lave temporaires, comme c'est assez souvent le cas, par exemple au Piton de la Fournaise, leur durée de vie est habituellement limitée à la durée de l'éruption qui les a créés, c'est-à-dire de quelques jours à quelques semaines. Les lacs de lave comme ceux d'Ambrym, peuvent être observés pendant plusieurs années. Les conditions qui permettent cette longévité exceptionnelle nécessitent que le flux de chaleur sous-jacent compense exactement la perte de chaleur qui a lieu au contact de l'atmosphère. Si cet apport de chaleur est insuffisant, le lac de lave se fige; ce cas n'a jamais été signalé dans les cratères d'Ambrym. Par contre, des débordements des lacs de lave dans la caldera ont été observés en août 1988 et en avril 1989 (Eissen *et al.*, 1989b). Ces débordements prouvent que l'apport de chaleur par le soubassement est supérieur à la perte thermique au contact de l'atmosphère, entraînant bouillonnement et débordements. La température du lac a été mesurée en 1997 à l'aide d'un pyromètre optique dans les cratères adventifs du Marum: Mbuelesu 910 °C, Taten Mbuelesu 964 °C, et Niri Taten Mbuelesu 965 °C (Vetch and Haefeli, 1997). Le lac de lave dans le Benbow est difficilement visible depuis la bordure extérieure du cratère et l'approche nécessite une descente dans celui-ci pour approcher la bouche. La température de la lave sur Benbow n'a jamais été mesurée, mais on peut supposer qu'elle est du même ordre de grandeur que pour Marum.

Durant la période 2004-2006, les lacs de lave ont été observés sur Benbow et sur Taten Mbuelesu (Marum) (Tableau 6.2). Ce sont des lacs de lave très fluide au travers desquels s'échappent d'importants volumes de gaz. Régulièrement, la lave remonte sur plusieurs mètres le long de conduits magmatiques, poussée par une surpression des gaz sous-jacents, puis redescend après avoir libéré l'excès de gaz.

6.1.3 Ambrym: particularités et ressemblances avec d'autres volcans dans le monde

Comparer deux volcans différents fait intervenir plusieurs critères et paramètres de classification. On peut classer les volcans selon un principe de dichotomie et croiser une multitude de critères afin d'obtenir une description la plus fidèle possible à la réalité. Ainsi, un volcan peut être classé selon sa genèse (dorsale; volcanisme d'arc ; point chaud), son activité (éteint ou actif ; activité permanente ou irrégulière), selon la nature de son magma (basique ou acide), sa situation géographique (volcanisme océanique ou continental), la nature de son activité (effusive ou explosive), sa forme et sa pente (ex: volcans boucliers à pente faible), le type du conduit de l'édifice (ex: les volcans fissuraux) ou encore la fréquence des éruptions (ex: les volcans monogéniques à éruption unique).

Selon ces critères, on dira qu'Ambrym est un volcan à tendance bouclier, selon sa forme et ses coulées de lave plutôt effusives. En activité permanente (émission quasi continue de gaz), ce volcan semble changer de régime d'activité dans son histoire plus récente avec des manifestations périodiques de type strombolien à vulcanien. Ceci est en accord avec les analyses géochimiques (Picard *et al.*, 1995) qui indiquent un changement géochimique du magma. C'est une situation peu fréquente dans un contexte d'arc insulaire. De plus, la présence d'un immense cône de tufs d'environ 12 km de diamètre et d'une caldera résultant d'une éruption plinienne (Robin *et al.*, 1993) font d'Ambrym un volcan basaltique particulier. D'autres calderas sur les volcans basaltiques ne peuvent pas être comparées à celle d'Ambrym puisqu'elles résultent de l'effondrement de la chambre magmatique sans explosion plinienne (ex: Piton de la Fournaise - Réunion ou Erta Ale - Ethiopie). Par contre il y a un rapprochement entre Ambrym et quelques volcans (Nyiragongo, Erta Ale, Erebus) en relation avec la présence des lacs de lave.

6.2 Le dégazage d'Ambrym

Lors de son 2^e passage dans l'archipel en 1774, Cook nota: "*on the part nearest to us, which is of a considerable height, we observed two very large columns of smook, which I*

judge ascended from Volcanoes” (Beaglehole, J.C. (ed), 1961). Cette description correspond parfaitement à l’activité actuelle du volcan où perdure un fort dégazage magmatique responsable de la formation des gros panaches sur Marum et Benbow. En 1883, d’énormes quantités de cendres ont été signalées sur l’île d’Ambrym (Puyes-Cust, 1896 ; Gregory 1917) mais l’ascension du premier européen dans la caldera, cette même année, n’a rapporté l’existence que d’une activité modérée (Bresford, 1884). Ceci signifie que l’activité volcanique d’Ambrym en période relativement calme libère néanmoins des quantités importantes de gaz et de cendres. Des hauteurs de panache variant de 1000 m à 10 000 m ont été signalées depuis 1894, avec une moyenne autour de 5 000 m (Eissen *et al.*, 1991 ; GVP-Smithsonian); ce qui laisse supposer qu’Ambrym a eu de très fortes activités explosives dans le passé. Des atteintes jusqu’à la stratosphère ont été signalées en 1972 (Blot, 1976 ; Simkin *et al.*, 1981) et 1980 (N.H.G.S. Ann. Rep. For 1980 ; Bull. volc. Erupt., 1982), mais ces dernières n’ont pas été détectées par le capteur TOMS, lancé en 1978. Les anciens capteurs TOMS (1978 – 1994) portés par les satellites Nimbus-7 et Meteor-3 avaient des résolutions spatiales de 50 x 62 km et des seuils minima de détection pour le SO₂ de 10 700 et 16 460 tonnes respectivement. Ces derniers ont enregistré de fortes émissions de SO₂ au-dessus d’Ambrym les 6 novembre 1978, 5 décembre 1978, 8 juillet 1981, 1^{er} novembre 1986 et 24 avril 1989 (<http://toms.umbc.edu/ambrym.html>). Le 7 octobre 2004, avec ses nouvelles caractéristiques (39 km de résolution spatiale et détection limite de 3 800 tonnes), TOMS, porté par le satellite Earth Probe, a enregistré une nouvelle émission forte de SO₂ sur Ambrym. D’autres capteurs satellites récents, comme GOME (Global Ozone Monitoring Experiment), SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption SpectroMeter for Atmospheric CHartographY) et OMI (Ozone Monitoring Instrument), travaillant dans le spectre ultraviolet comme TOMS, mais avec des résolutions spatiales et spectrales beaucoup plus fines, sont capables aujourd’hui de détecter des quantités relativement basses de SO₂ sur les volcans. D’après leurs observations, Ambrym libère continuellement d’importantes quantités de SO₂ (<http://www.oma.be/BIRA-IASB/Molecules/SO2archive/>). Le panache s’étend généralement au-delà de 200 km de l’île vers le nord-ouest, couvrant ainsi les îles voisines de Malakula et Santo (fig.6.3).

Les observations de terrain entre 2004 et 2006, sont résumées dans le tableau ci-dessous et confirment la nature exceptionnelle de ce volcan (tableau 6.2).

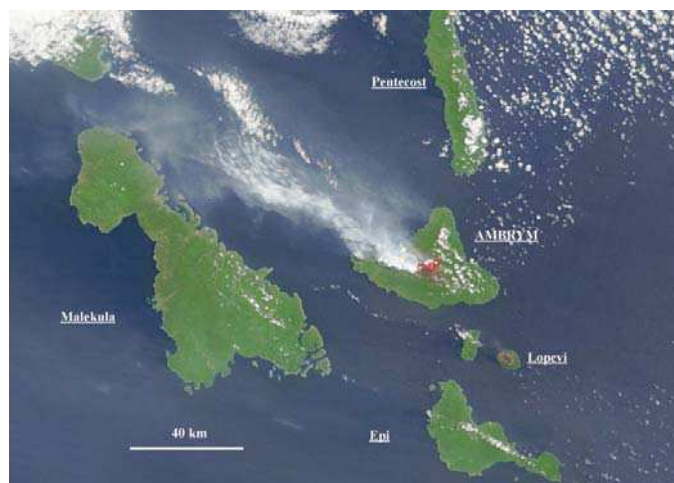


Figure 6-3. Une scène MODIS (MODderate resolution Imaging Spectroradiometer) du 04 octobre 2004 montre un panache important sur Ambrym.

Tableau 6-2. Observations sur Ambrym entre novembre 2004 et novembre 2005.

Date	Observations sur le terrain	
	Activité sur Benbow	Activité sur Marum
Novembre 2004 (visite dans la caldera)	<ul style="list-style-type: none"> - présence d'un lac de lave mais visible uniquement depuis la première plateforme du cratère; - fort dégazage; - hauteur du panache, 700 – 800 m. 	<ul style="list-style-type: none"> - activité strombolienne sur le Niritaten Mbuelesu ; - fort dégazage (mesures) et approche très difficile; - Panache chargé en cendres atteint ~ 1000 m au moins. Le sommet du panache est masqué par des nuages très bas.
Janvier 2005 (visite dans la caldera)	<ul style="list-style-type: none"> - fort dégazage (mesures) ; - présence d'un lac de lave en profondeur, invisible depuis le bord du cratère ; - hauteur du panache, ~ 1000 m. 	<ul style="list-style-type: none"> - fort dégazage (mesures); - présence d'un lac de lave dans le Taten Mbuelesu ; - panache plus large que sur Benbow atteignant ~ 1000 m.
Mars 2005 (observations aérienne et depuis Paama)	<ul style="list-style-type: none"> - fort dégazage (mesures) et panache plus large que celui du Marum ; - hauteur atteinte par le panache : ~ 1000 m. 	<ul style="list-style-type: none"> - fort dégazage (mesures); - hauteur atteinte par le panache: 500 à 600 m.
mi-Juillet 2005 (observation aérienne et depuis un bateau naviguant entre Paama et Lopevi)	<ul style="list-style-type: none"> - fort dégazage (mesures) ; - hauteur atteinte par le panache: 1000 m. 	<ul style="list-style-type: none"> - fort dégazage (mesures) ; - hauteur atteinte par le panache: 1000 m.
fin-Juillet 2005 (observation aérienne)	<ul style="list-style-type: none"> - fort dégazage ; - hauteur atteinte par le panache: <1000 m 	<ul style="list-style-type: none"> - explosion sur Mbuelesu entraînant l'émission d'un panache très chargé en cendres; - hauteur atteinte: 1200 m
Novembre 2005 (visite dans la caldera)	<ul style="list-style-type: none"> - fort dégazage (mesures) et petites explosions intermittentes; - hauteur atteinte par le panache: 900 à 1000 m ; - lac de lave non visible depuis le bord du cratère, mais le bruit du ressac est bien net. 	<ul style="list-style-type: none"> - fort dégazage (mesures). - hauteur atteinte par le panache: 600 à 700 m; - absence de lac de lave (ni vu, ni entendu). - L'évent du Taten Mbuelesu est bouché par un glissement de matériaux volcanique sur un côté du cratère.

6.2.1 Mesures du flux de SO₂

Le SO₂ est un gaz facile à identifier et à mesurer sur un volcan et les estimations des flux des autres éléments volatils sont obtenues par la mesure de leurs rapports avec ce dernier, qui joue donc un rôle essentiel dans la surveillance des volcans actifs. Le comportement du SO₂ est bien connu dans la stratosphère (Read *et al.*, 1993), mais reste encore peu connu dans la troposphère, tout comme l'ensemble des volatils contenus dans un panache. L'émission des volatils sur Ambrym s'effectue principalement dans la troposphère et dans le bilan global de dégazage dressé par Andres et Kasgnoc (1998), Ambrym n'apparaît ni dans la liste des 49 volcans qui dégazent en continu, ni dans la liste des 25 volcans qui libèrent de manière sporadique d'importante quantité de SO₂. Ce dernier est totalement oublié par manque de données sur le terrain. Nous avons effectué en janvier et novembre 2005 les premières mesures de dégazage sur ce volcan.

6.2.1.1 Mesures sur le terrain

Les conditions météorologiques, les problèmes de logistique, l'accessibilité de la proximité des cônes actifs rendent difficiles les mesures de flux du dégazage sur Ambrym. Les escarpements sur les parties nord-ouest de Benbow, Marum, Mbuelesu, Taten Mbuelesu sont infranchissables. De même, les nombreux reliefs sculptés par l'érosion autour de ces cônes ne permettent pas d'effectuer des passages transversaux à leur base. Seul le flux de SO₂ sur Niri Taten Mbuelesu peut être mesuré en période d'activité calme et modérée. Le seul passage possible pour la mesure du flux de SO₂ longe la partie ouest de ce cratère à une distance d'environ 600 m. Pendant des phases d'activité volcanique importante, il devient également impossible d'effectuer des mesures des flux de ce cratère, comme en 2004. Le flux du SO₂ rejeté par ce cratère ne représente qu'une portion de ce que rejette Ambrym dans son ensemble. Pour mesurer l'ensemble du dégazage d'Ambrym, il faut soit:

- utiliser les moyens aériens;
- affréter un bateau et longer la côte nord-ouest sous le panache;
- profiter des vents d'ouest ou nord-ouest qui ramènent le panache sur les parties de l'île où existent des pistes de circulation;
- ou encore utiliser la méthode décrite par Edmonds *et al.* (2003) pour effectuer des mesures en position fixe avec un mini-DOAS.

6.2.1.2 Mesures du flux de SO₂ par moyens aériens

Nous avons fait appel à plusieurs reprises à un CESSNA 206G et un Brittan-Norman Islander pour mesurer le dégazage d'Ambrym. Le télescope est monté verticalement à l'extérieur de l'avion puis relié à l'aide de fibre optique vers le spectromètre placé à l'intérieur de l'avion (fig.6.4). Les avions évoluent sous le panache à une altitude qui varie entre 500 et 1000 m, jusqu'à des distances d'environ 10 km de la caldera (fig.6.5). C'est un moyen efficace mais coûteux.



Figure 6-4. Installation d'un télescope sur un Brittan-Norman Islander d'Air Vanuatu. Ce dernier est relié à un spectromètre installé à l'intérieur de l'avion.

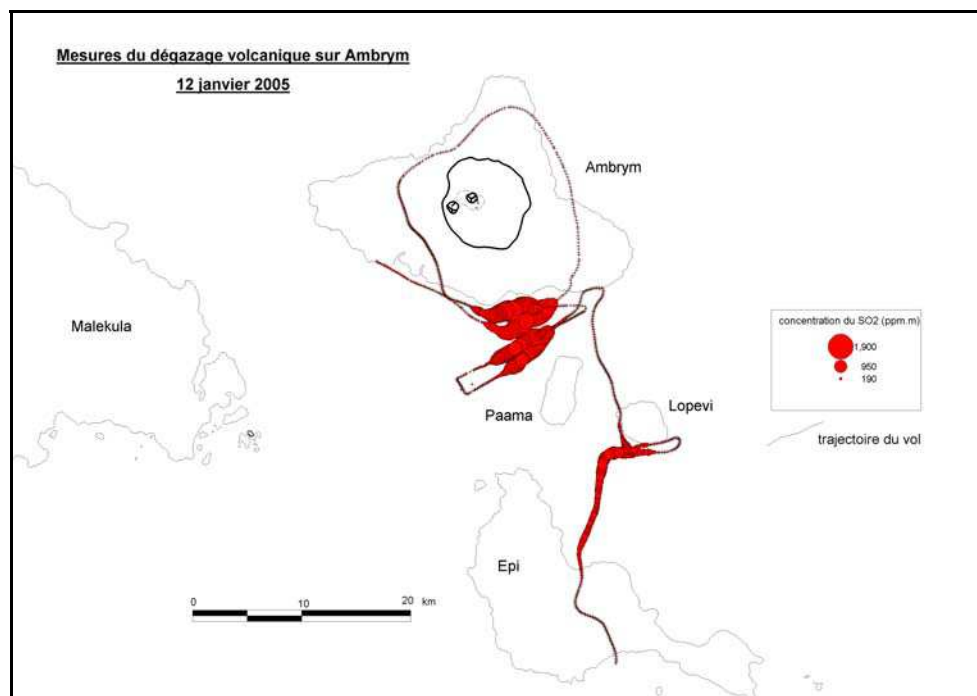


Figure 6-5. Exemple de trajectoires de vols et mesures du dégazage d'Ambrym. Les points rouges représentent les différentes concentrations de SO₂ dans les spectres enregistrés le long des parcours.

6.2.2 Résultats des mesures

11 profils aériens ont été effectués sous le panache d'Ambrym entre janvier et novembre 2005. Les résultats des mesures de flux du SO₂ obtenus sont regroupés dans le tableau 6.3. La figure 6.6 montre des exemples sur la variation de la concentration du SO₂ en fonction de la distance parcourue perpendiculairement à la direction du panache.

Tableau 6-3. Les flux du SO₂, mesurés à l'aide d'un spectromètre UV (mini-DOAS) sur Ambrym en 2005 (heure locale = TU + 11)

Date	Traversée	Heure du début (TU)	Distance à la source (km)	Largeur du panache (km)	Flux du SO ₂ libéré par Benbow (kg.s ⁻¹)	Flux du SO ₂ libéré par Marum1* (kg.s ⁻¹)	Flux du SO ₂ libéré par Marum2* (kg.s ⁻¹)	Flux total (kg.s ⁻¹)
12/01/05	TR1	05:02:14	40	21	49	135		184
	TR2	05:20:54	21	18	60	3	162	225
	TR3	05:26:36	20	13	71	108		179
	TR4	05:32:24	15	11	114	120		234
	TR5	05:54:54	17	11	135	133		268
21/03/05	TR1	03:34:52	11	27	140	109	156	405
11/07/05	TR1	04:36:36	4	3	30	23	5	58
11/11/05	TR1	23:43:12	13	31	5	13	10	28
	TR2	23:54:20	18	35	6	11	12	29
	TR3	00:04:18	13	31	11	10	8	29
	TR4	00:14:36	15	25	8	18	3	29

Mesure de flux du SO ₂ du cratère de Niri Taten Mbuelesu (l'un des cratères adventifs du Marum) à pied					
07/11/05	TR1	03: 20: 32	0.6	0.443	Flux du SO ₂ = 3 kg/s
* Il existe d'une manière générale 3 pics principaux de SO ₂ dans le panache d'Ambrym dont 2 sont attribués au Marum (Marum1 et Marum2) à cause de l'existence de 4 cratères actifs.					

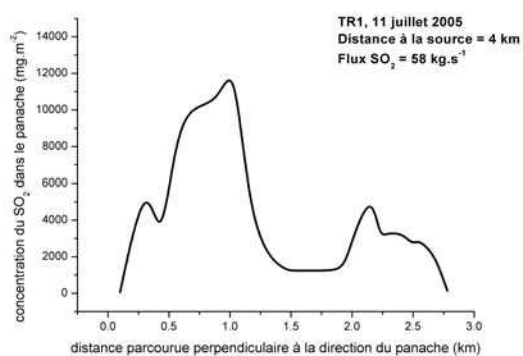


Figure 6-6. Variation de la concentration de SO₂ le long d'un profil perpendiculaire à la direction du panache.

6.2.2.1 Flux de SO₂ et variabilité

Les taux mesurés sur Ambrym sont extrêmement importants et varient en moyenne entre un minimum de 29 kg.s⁻¹ et un maximum de 405 kg.s⁻¹ (fig.6.7). Sur la période de janvier - novembre 2005, on assiste d'abord à une augmentation du flux entre janvier et mars 2005, suivie d'une diminution entre mars et novembre 2005. La moyenne mesurée en janvier 2005 était de 218 kg.s⁻¹, soit 4 fois plus que le dégazage de l'Etna (~50 kg.s⁻¹, d'après [Allard et al., 1991](#)), le volcan considéré comme le 1^{er} émetteur du SO₂ dans le monde ([Andres and Kasgnoc, 1998](#)). Cette valeur a été doublée deux mois plus tard, en mars 2005 avec une valeur de 405 kg.s⁻¹ (~35 000 t/j), soit 44 % du SO₂ libéré par l'éruption de Rabaul le 19 septembre 1994 (80 kt, d'après [Rose et al., 1995](#)), ou 12 % du SO₂ libéré par l'éruption de Spurr le 19 août 1992 (300 kt, d'après [Rose et al., 2001](#)), ou encore 0.2 % du 20 Mt du SO₂ libéré par l'éruption de Pinatubo en juin 1991 ([Bluth et al., 1992](#)). Ce pic de dégazage enregistré en mars 2005 dépasse largement (x 1.3) le taux moyen d'émission mondiale [26 400 t/j, d'après [Andres and Kasgnoc, \(1998\)](#)] des volcans actifs en dehors des éruptions. De telles quantités d'émissions passive de SO₂ sont exceptionnelles et à notre connaissance, seuls Miyakejima (Japon), Nyiragongo (R.D. Congo) et Popocatepetl (Mexique) ont connu des dégazages similaires avec des moyennes de ~490 kg/s ([Kazahaya et al., 2004](#)), 185 kg/s ([Carn, 2002/3](#)), et ~130 kg/s ([Delgado-Ganados et al., 2001](#)) respectivement.

L'intensité du dégazage d'Ambrym baisse ensuite jusqu'à 58 kg.s⁻¹ en juillet 2005, puis 29 kg.s⁻¹ en novembre 2005. Cette dernière valeur (~2500 t/j), bien que très inférieure au pic de mars 2005, reste à l'échelle mondiale un flux encore très important. En admettant, que ce dernier taux d'émission de SO₂ correspond au dégazage d'Ambrym dans des périodes normales, Ambrym pourrait être classé parmi les 3 premiers volcans dans la liste des 49 volcans d'[Andres and Kasgnoc \(1998\)](#) qui dégazent de manière continue après l'Etna (~ 4000 t/j) et Bagana (PNG; 3300 t/j).

Les mesures réalisées en 2005 ont permis de mettre en évidence un dégazage passif extrêmement important. Un suivi régulier du dégazage de ce volcan est nécessaire afin de mieux comprendre le phénomène.

Le flux du SO₂ mesuré en novembre 2005 est de 29 kg.s⁻¹, soit 5 à 9 % du taux global de l'émission de SO₂ des volcans actifs dans la troposphère.

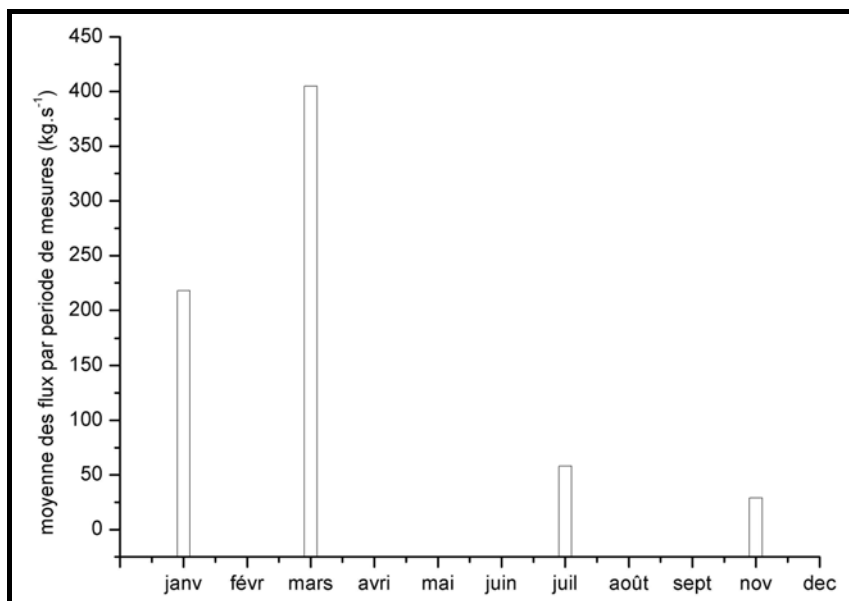


Figure 6-7. Moyennes des flux de SO₂ obtenues par période de mesures (année 2005) ; mars étant la période où le dégazage a été le plus important.

6.2.2.2 Flux du BrO et variation avec la distance à la source

Comme pour le SO₂, les flux de BrO émis par Ambrym en 2005 sont très élevés et ils sont parfaitement corrélés avec les taux du SO₂ (fig.6.8) indiquant l'origine volcanique de la molécule. La figure 6.9 montre la décroissance du BrO de $\sim 97 \text{g.s}^{-1}$ (janvier 2005) à 10g.s^{-1} (juillet 2005), avant de passer sous le seuil de détection en novembre 2005 pour les mesures aériennes. Cette baisse diffère de celle du SO₂ entre janvier et mars 2005. En effet le SO₂ à cette période est à son taux maximum, alors que le BrO enregistre un flux maximum en janvier. Le rapport molaire SO₂/BrO varie entre 4000 et 10 000 en fonction de la distance des profils par rapport à la source, et en fonction des périodes de mesures (Tableau 6.4). Ainsi, cette différence entre les taux de SO₂ et BrO sur les mêmes périodes est vraisemblablement liée à la distance de mesure par rapport à la source car les mesures de janvier ont été effectuées à $\sim 20 \text{ km}$ de la source contre $\sim 10 \text{ km}$ au mois de mars. D'après [Oppenheimer et al. \(2006\)](#), le BrO se développe au fur et à mesure que le panache s'éloigne du cratère, de ce fait, plus la mesure est éloignée de la source et plus la teneur de BrO est importante (au moins sur les premières dizaines de km pour Ambrym).

Les valeurs moyennes de flux de BrO obtenues sur Ambrym en 2005, varient entre 10 et 100g.s^{-1} , dépassant ainsi largement les flux obtenus sur la Soufrière ([Bobrowski et al., 2003](#)). Ambrym est donc une source importante de monoxyde de brome.

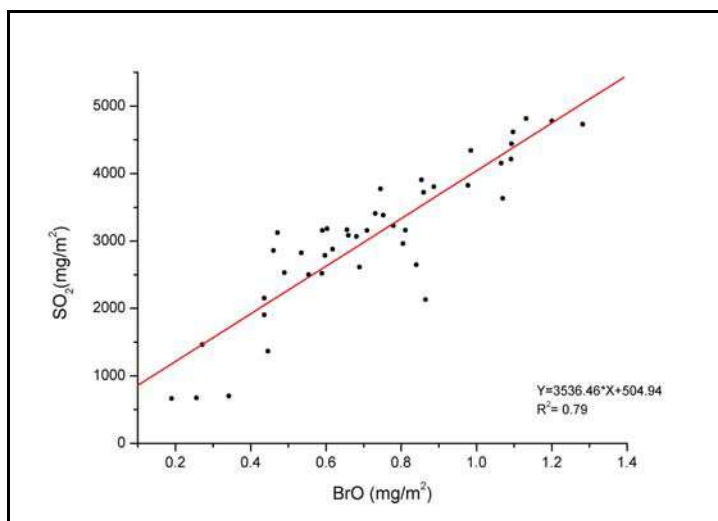


Figure 6-8. Exemple de corrélation entre BrO et SO₂ dans le panache d'Ambrym (profil n°2, janvier 2005). Cette corrélation indique que les 2 espèces appartiennent à la même source.

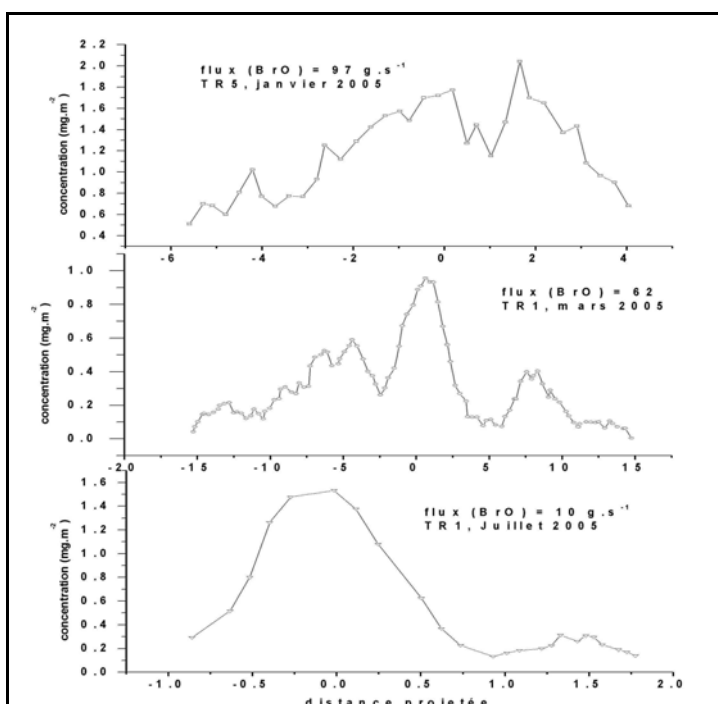


Figure 6-9. La régression du flux de BrO entre janvier et juillet 2005 (en abscisse, la distance projetée par rapport à la direction du panache). En janvier (profil du haut), le BrO a été détecté sur 10 km avec des concentrations qui dépassent le 2 mg.m². En mars (profil du milieu), le BrO a été détecté sur environ 30 km, mais la teneur enregistrée ne dépasse pas ceux du janvier. En juillet (profil du bas), le BrO a été détecté seulement sur 3 km.

Tableau 6-4. Les flux du BrO enregistrés sur Ambrym entre janvier et juillet novembre 2005.

Date	Traversée	Heure du début (TU)	Distance à la source (km)	Largeur du panache (km)	Flux du BrO libéré par Benbow (g.s ⁻¹)	Flux du BrO libéré par Marum1 (g.s ⁻¹)	Flux total (g.s ⁻¹)	Rapport molaire SO ₂ /BrO
12/01/05	TR1	05:02:14	40	21	27		27	10204
	TR2	05:20:54	21	18	10	39	49	6875
	TR3	05:26:36	20	13	50		50	5355
	TR4	05:32:24	15	11	77		77	4550
	TR5	05:54:54	17	11	37	61	97	4136
21/03/05	TR1	03:34:52	11	27	29	33	62	9780
11/07/05	TR1	04:36:36	4	3	10		10	8689
11/11/05	TR1	23:43:12	13	31	BrO en dessous du seuil de détection (en avion)			
	TR2	23:54:20	18	35				
	TR3	00:04:18	13	31				
	TR4	00:14:36	15	25				

6.2.2.3 Taux d'émission extrême de SO₂ et de BrO sur Ambrym

On souligne dans l'article placé en annexe 1, soumis à "Geology", les taux très importants d'émission de SO₂ et de BrO qui ont été mesurés sur Ambrym en l'absence de manifestation effusives ou explosives particulières. L'impact de tel dégazage est important sur l'environnement de l'île et la santé des habitants.

6.3 Chimie du panache d'Ambrym

Les constituants des panaches volcaniques sont des signes révélateurs des changements magmatiques en profondeur, leur étude aide à la compréhension des mécanismes de dégazage. Pendant l'ascension du magma vers la surface, la chimie de la phase magmatique en exsolution se modifie avec la variation de la pression et en fonction de la solubilité des éléments chimiques; ainsi, sur les volcans dont les conduits magmatiques communiquent directement avec la surface, les changements chimiques en profondeur peuvent être enregistrés dans la chimie du panache. Les sulfures et les halogènes sont parmi les gaz les plus étudiés dans un panache volcanique (ex., [Allard, et al., 1994](#); [Francis et al., 1998, 1995](#);

Stoiber *et al.*, 1986b; Hobbs *et al.*, 1991) du fait de leurs concentrations significatives dans le panache, qui contrastent avec le milieu environnant, et de leur conservation dans la dispersion du panache. Le gaz carbonique et l'eau ont une faible solubilité magmatique et passent de ce fait rapidement dans la phase d'exsolution à de très hautes pressions (Papale, 1999; Holloway et Blank, 1994). Leur suivi dans le dégazage volcanique reste une approche délicate à cause de l'abondance de ces gaz dans l'atmosphère et de la pollution anthropique. Des outils de télédétection tel la spectroscopie FTIR (Fourier Transform InfraRed) ou plus récemment le "portable multi-sensor", ont la capacité de mesurer la concentration et le comportement de l'eau et du CO₂, en plus des autres espèces chimiques libérées par un volcan (Shinohara, 2005; Burton *et al.*, 2000). Les principaux gaz libérés par un volcan actif sont: l'eau (H₂O), le dioxyde de carbone (CO₂), le dioxyde de soufre (SO₂), l'hydrogène (H₂), le sulfure d'hydrogène (H₂S), et le chlorure d'hydrogène (HCl). D'autres gaz sont également libérés au cours du dégazage volcanique en quantités infimes comme le monoxyde de carbone (CO) et l'acide hydrofluorique (HF) ainsi que des métaux volatils (ex: Allard *et al.*, 2000). Le matériel dont nous disposons dans cette étude nous a conduit à limiter l'étude au SO₂, BrO, et NO₂.

6.3.1 Dioxyde de soufre (SO₂)

L'allure générale du panache obtenu sur Ambrym comporte 3 pics (fig.6.10) de concentration de SO₂, témoignant de la contribution d'au moins 3 cratères actifs, dont deux proviennent du Marum que nous distinguons ici en Marum1 et Marum2. Le 3^e pic indique la contribution du Benbow dans le panache. Dans la disposition géographique du Marum et de ses cratères adventifs, seul Niri Taten Mbuelesu est isolé du reste. Il est géographiquement la source potentielle de Marum2 (fig.6.10). Les mesures de flux du SO₂ effectuées à pied en novembre 2005 sur ce cratère adventif valident cette hypothèse, puisque nous avons obtenu la même valeur de flux que celui obtenu sur les mesures aériennes (cf. tableau 6.3). Marum1 correspondrait à Mbuelesu alors que le Taten Mbuelesu, situé entre Mbuelesu et Niritaten Mbuelesu, sur une projection NE-SO (fig.6.1), peut influencer, en fonction du régime du vent, l'apport du Marum1 et/ou Marum2. La quantification de la contribution du Benbow, de Marum1 et Marum2 a été estimée en utilisant des fonctions gaussiennes (fig.6.11). Les résultats obtenus (tableau 6.3) montrent que d'une manière générale, Benbow rejette moins de gaz volcaniques dans l'atmosphère que le complexe du Marum. Sa contribution moyenne est estimée ici à environ 40 % du SO₂ dans le panache; l'ensemble Marum1 + Marum2 contribue

donc au 60 %. Ainsi, le complexe du Marum est la source majoritaire du SO_2 dans le panache d'Ambrym dans cette étude. Les proportions des contributions en SO_2 dans le panache obtenues pour Marum ont d'abord été supérieures sur Marum2 pendant la phase de forte activité, avant de basculer sur Marum1 après mars 2005 (fig.6.12). Durant la période de forte émission, il existait un lac de lave dans le Taten Mbuelesu (fig.6.13), et ce dernier a disparu vers juin 2005. L'écroulement de la paroi intérieure du cratère a par la suite totalement occulté l'événement. La disparition du lac de lave a entraîné la baisse du taux de SO_2 enregistré sur Marum2 en Novembre 2005. En revanche, ces événements ne sont pas responsables de la baisse globale du dégazage d'Ambrym car les variations des flux sur Benbow, Marum1 et Marum2 suivent sensiblement la même tendance (fig.6.12). L'analyse détaillée de Marum1 et Marum2 peut dans l'avenir apporter des indications sur les manifestations des événements actifs dans le complexe du Marum.

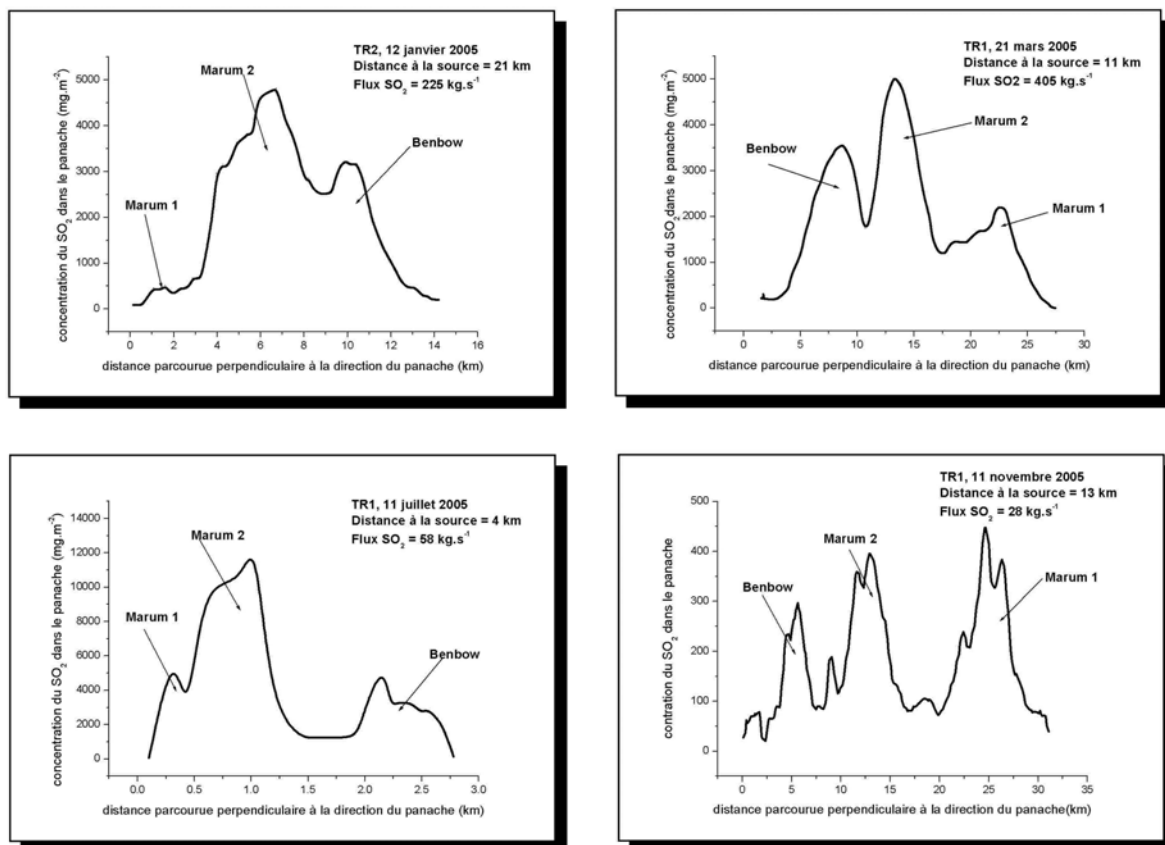


Figure 6-10. Variation de la concentration du SO_2 dans le panache d'Ambrym. On note l'existence de 3 pics qui indiquent l'émission à partir d'au moins 3 cratères actifs, distingués ici en Marum1, Marum2 et Benbow. La combinaison de la distance parcourue et la concentration enregistrée le long des profils donne une indication sur la baisse du dégazage.

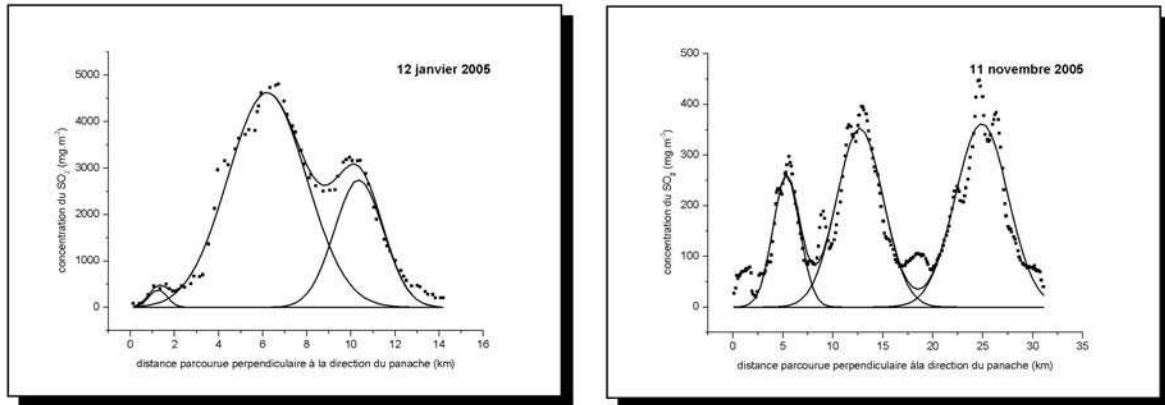


Figure 6-11. Exemple de discrimination de la contribution de Marum 1, Marum 2 et Benbow par la méthode gaussienne.

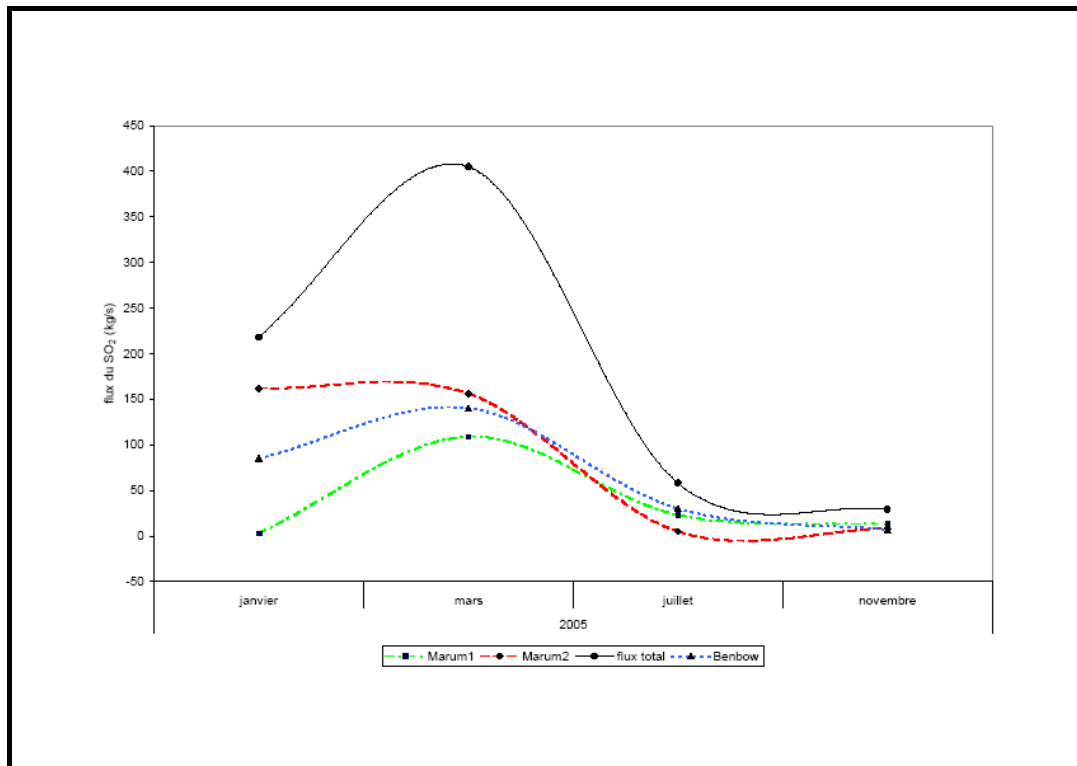


Figure 6-12. Evolution du dégazage des cratères actifs. On note une augmentation du janvier à mars suivi d'une décroissance jusqu'au juillet.

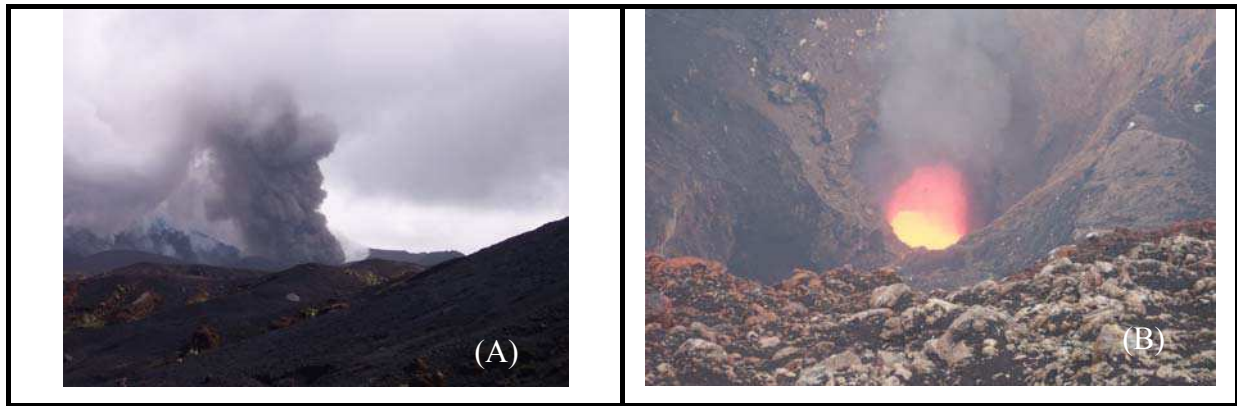


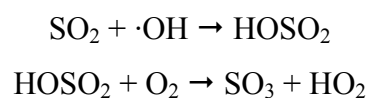
Figure 6-13. (A) Activité du Niri Taten Mbuelesu en Novembre 2004 et (B) activité du Taten Mbuelesu en Janvier 2005. Photos IRD/P.Bani.

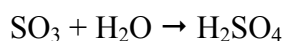
Le panache d'Ambrym peut atteindre des distances de plusieurs dizaines de kilomètres au-delà de la caldera (fig.6.3). Le comportement et la persistance du SO₂ dans le panache dépendent de plusieurs paramètres, comprenant l'irradiation solaire, l'humidité, la température, la concentration des aérosols, le pH, ainsi que la présence d'oxydants comme l'O₃ et le H₂O₂ (Eatough *et al.*, 1994; Ravishankara, 1997). Le taux de diminution du SO₂ dans le panache, noté k₁, est généralement déterminé selon la cinétique chimique du 1^{er} ordre avec l'équation suivante:

$$\Phi_{t1} = \Phi_{t2}e^{k_1(t_2-t_1)}$$

où Φ_t représente un flux observé, une coupe transversale, ou la masse totale du SO₂ à un temps t (Martin *et al.*, 1986; Oppenheimer *et al.*, 1998). Dans cette définition, k₁ représente tous les mécanismes physico-chimiques susceptibles d'extraire le SO₂ du panache. La dilution est négligée parce que Φ_t ne représente pas une concentration volumétrique. En utilisant les résultats des profils TR1 et TR5 des mesures du 12 janvier 2005 (cf. tableau 6.3), et en considérant une vitesse du vent de 7.7 m.s⁻¹, on obtient un taux de diminution du SO₂, k₁, dans le panache de 7.4 x 10⁻⁵ s⁻¹. Cette valeur demande à être validée par d'autres mesures; cependant, elle correspond remarquablement au taux de diminution observé au Mont Erebus (Radke, 1982), volcan qui héberge également un lac de lave. L'ordre de grandeur de la diminution du SO₂ dans la troposphère varie entre 10⁻³ et 10⁻⁷ s⁻¹ pour différents types d'activité volcanique (Oppenheimer *et al.*, 1998).

La quantité du SO₂ dans le panache diminue quotidiennement par oxydation avec le radical ·OH (Coffey, 1996). Ce mécanisme aboutit à la formation de l'acide sulfurique (H₂SO₄):



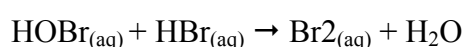
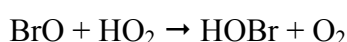
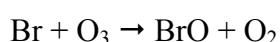
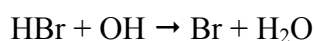


L'oxydation du SO_2 par $\cdot\text{OH}$ élimine ainsi ce dernier sur une période d'environ une semaine (beaucoup plus courte que dans la stratosphère).

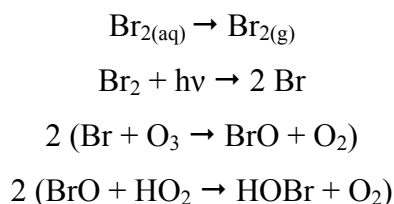
6.3.2 Monoxyde de brome (BrO)

C'est grâce aux travaux très récents de [Bobrowski *et al.* \(2003\)](#) sur le panache du volcan de la Soufrière que le monoxyde de brome a été reconnu comme étant un produit d'origine volcanique. Un flux moyen de $11.1 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}$ a été mesuré sur ce volcan et une extrapolation à l'échelle globale donne lieu à des taux annuels de 30000 t de Br émis par les volcans. Ce chiffre montre que la quantité du BrO rejeté par les volcans est suffisamment grande pour jouer un rôle dans la chimie de la troposphère et de la stratosphère, sachant que 1 ppb de BrO peut détruire 10 ppb d'ozone par minute ([Bobrowski *et al.*, 2003](#)).

La variation du flux du BrO sur Ambrym est d'une part liée à l'activité volcanique, et d'autre part, liée à la distance de mesure par rapport à la source. Comme nous l'avons vu, le flux de BrO augmente à mesure qu'on s'éloigne de la source. Cette variation du flux en fonction de la distance montre que la source du BrO sur Ambrym est vraisemblablement le HBr qui d'après les modèles thermodynamiques, l'espèce dominante qui contient du brome parmi les gaz magmatiques ([Gerlach, 2004](#)). Cependant, son oxydation conduisant à la formation de BrO est un processus plutôt lent et ne peut pas expliquer la concentration importante BrO. En revanche, la formation des formes réactives (Br_x) peut contribuer à l'abondance rapide du BrO dans un panache selon le processus général décrit ci-dessous ([Oppenheimer *et al.*, 2006a](#)) qui dépend de l'oxydation hétérogène et auto-catalytique de HBr, faisant intervenir les aérosols (H_2SO_4). HBr s'associe à l'aérosol pour former des ions Br^- qui tout comme le Cl^- sont rapidement oxydés par le HOBr pour donner du Br_2 ou BrCl ([Abbatt, 1995](#); [Hanson, 2003](#)).



Le Br_2 ainsi formé réintègre la phase gazeuse pour ensuite former deux atomes de Br par photodissociation.



Le processus général produit deux radicaux BrO à partir d'un simple atome de Br et constitue ainsi une chaîne de réaction dont le taux s'accélère avec le temps.

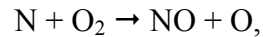
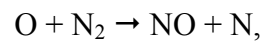
Loin de toute pollution anthropique, d'autres mesures régulières à des distances différentes de la source devraient permettre de mieux modéliser le comportement du monoxyde de brome dans le panache volcanique d'Ambrym.

6.3.3 Dioxyde d'azote (NO₂)

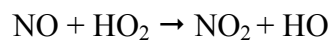
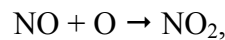
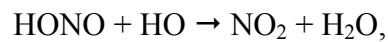
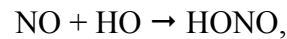
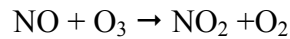
Les oxydes d'azote (NO_x = NO+NO₂) ainsi que les formes réactives (NO_y = NO_x, HONO₂, HONO, NO₃, N₂O₅, HNO₄, etc.) jouent des rôles cruciaux dans la chimie de la troposphère, dans les cycles nutritifs et indirectement dans la radiation de la Terre. Par contre, la molécule d'azote (N₂), présente dans les émissions volcaniques, est en quantité de trace (ex. Zimmer *et al.*, 2004), et parallèlement, on dispose de très peu de connaissances sur le comportement chimique de l'azote dans un panache volcanique. Quelques travaux ont porté sur l'azote stratosphérique en présence d'aérosols sulfureux, d'origine volcanique (Rinsland *et al.*, 2003) et une considération de plus en plus importante est portée sur la présence des espèces azotées dans un panache volcanique troposphérique, avec notamment: la formation de NO_x (NO, NO₂) dans les panaches éruptifs dilués (Bandy *et al.*, 1982 ; Hobbs *et al.*, 1991 ; 1982) ; la formation de NO₂ à la surface de contact air atmosphérique – corps magmatiques à haute température (lacs de lave, coulées de lave,...) (Oppenheimer *et al.*, 2005 ; Mather *et al.*, 2004 ; Huebert *et al.*, 1999) ; et la formation de NO_x dans les panaches éruptifs sous une décharge de foudre (Navarro-Gonzalez *et al.* 1998 ; Mather *et al.*, 2004). Des éclairs peuvent être provoqués par des milliards de particules de lave, pulvérisées par les explosions, qui en se frottant les unes contre les autres engendrent d'énormes quantités d'électricité statique qui se décharge violemment en foudre.

Sur Ambrym, la présence d'un lac de lave en surface en janvier 2005 et aussi, en mars et juillet 2005, apporte, au contact de l'air atmosphérique, de l'énergie thermique nécessaire à la formation du NO₂. Selon Huebert *et al.*, (1999) ; Mather *et al.*, (2004) ; et Oppenheimer *et al.*,

(2005), l'origine du NO₂ est la fixation de N₂ atmosphérique et/ou magmatique à la surface d'un lac de lave pour générer le monoxyde d'azote (NO).



Le monoxyde d'azote sera ensuite oxydé dans le panache pour donner du NO₂.



Or, contrairement à toute attente et malgré les conditions nécessaires, nous n'avons recensé à aucun moment la présence du NO₂ dans le panache volcanique d'Ambrym. Cette absence méritera plus d'investigations dans des travaux futurs. Néanmoins, compte tenu de la présence en quantité importante de BrO, nous pensons que le NO₂ est réellement formé selon les réactions décrites ci-dessus, mais aussi que ce dernier est totalement résorbé dans la réaction suivante:



6.4 Suivi de l'activité d'Ambrym par satellites

Les mesures décrites dans les paragraphes précédents (§ 6.2.1) sont ponctuelles et si elles nous ont permis d'étudier les éléments volatils du dégazage, elles sont malheureusement trop épisodiques pour suivre efficacement les changements d'activité des cratères Benbow et Marum. Les données satellitales offrent, d'une manière générale, une vue synoptique sur les manifestations volcaniques, une acquisition rapide des données, une fréquence d'observation selon les satellites assez importante sur un même site, ainsi que des observations régulières sur des sites isolés et difficilement accessibles. De plus la mise en orbite depuis quelques années de satellites d'observation de la terre équipés de nombreux capteurs dans les différentes bandes du spectre électromagnétique permet d'observer régulièrement les zones volcaniques isolées comme celle du Vanuatu. Nous avons principalement regardé les mesures d'anomalies thermiques du MODVOLC (MODIS VOLCANOLOGY) mises en ligne par

l'université de Hawaii (<http://modis.higp.hawaii.edu/cgi-bin/modis/modisnew.cgi>) et celles de TOMS, OMI et SCIAMACHY.

6.4.1 Les anomalies thermiques (MODIS)

Une anomalie thermique correspond à un ou plusieurs pixels qui contrastent avec le milieu environnant par leurs fortes radiations dans l'infrarouge et dans le proche infrarouge. La présence d'un corps magmatique à haute température est responsable de ces anomalies thermiques car elle provoque une augmentation des radiations thermiques d'au moins 400 % dans les proches infrarouges et de 1 % dans l'infrarouge thermique (Wright *et al.*, 2002). Utilisant les données du capteur MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) porté par les satellites Terra et Aqua, Wright *et al.* (2004) ont développé un algorithme MODVOLC visant à cartographier en temps réel la distribution des anomalies thermiques d'origine volcanique sur l'ensemble de la surface de la Terre. Ces auteurs ont déterminé un indice NTI (Normalised Thermal Index) permettant de discriminer les corps volcaniques chauds. Le NTI est obtenu en calculant le rapport des bandes 22 et 32 ou 21 et 32 du MODIS.

$$NTI = \frac{22 - 32}{22 + 32}$$

ou (si la bande 22 est saturée)

$$NTI = \frac{21 - 32}{21 + 32}$$

Toutes valeurs de NTI sur des pixels > -0.8 indiquent la présence d'un corps volcanique chaud en surface (coulée de lave, lac de lave, ...), ou une éruption volcanique. Sur Ambrym, compte tenu de la présence de lacs de lave, l'indice NTI affiche régulièrement des valeurs supérieures à -0.8 depuis 2000 (année des premières mesures de MODIS). En utilisant les données MODVOLC et en regroupant toutes les alertes entre 2000 et 2005 selon leurs coordonnées géographiques (X,Y) sur une carte d'Ambrym (fig.6.14), on découvre que (1) les activités du Benbow et du Marum sont bien individualisées, (2) l'indice NTI sur les deux cônes est relativement important [> -0.2 (fig.6.15)] entre mi-2002 et mi-2005 et (3) le nombre des pixels affectés par mois sur chaque cône est sensiblement identique (fig.6.15).

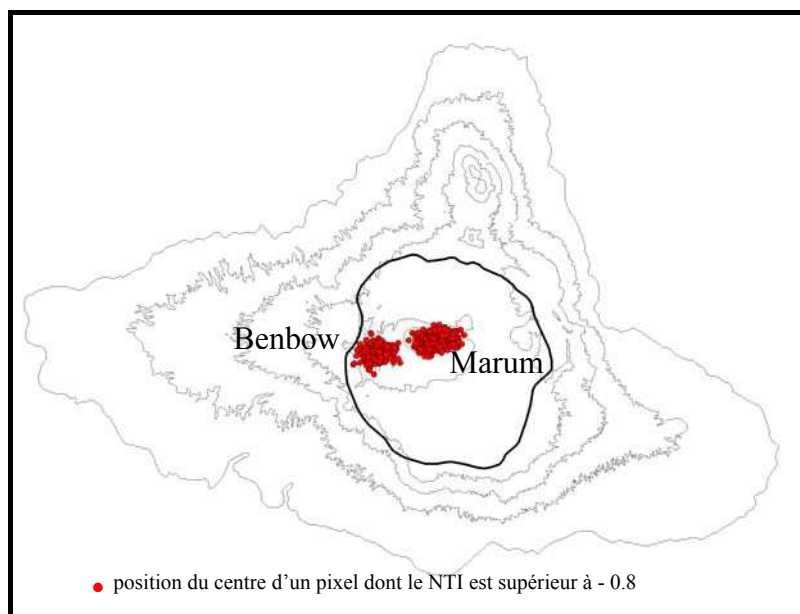


Figure 6-14. Superposition des centres des pixels dont le NTI est supérieur à -0.8 sur une carte d'Ambrym sur la période 2000-2005. Les activités dans les deux cratères peuvent être suivies individuellement par des canaux thermiques.

Selon [Wright et al. \(2002\)](#), un sol nu à 300K couvrant une surface de 1x1 km émet 0.4 et 9.5 $W m^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ dans les longueurs d'onde de 4 et 11 μm respectivement. En revanche, si un corps magmatique de 850 K occupe 0.05 % d'un pixel de 1x1 km, il entraînera une augmentation de la radiance pouvant atteindre 1.3 et 9.6 $W m^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ pour des longueurs d'onde de 4 et 11 μm respectivement. Cette influence montre que plus un corps est chaud, plus la radiance sera importante, et de même si le corps magmatique occupe une proportion plus grande du pixel. Par analogie, et en s'appuyant sur la compilation des données MODVOLC, nous avons constaté sur Ambrym une nette augmentation de la radiance de la bande 21 (3.96 μm) entre 2000 et 2003. Les anomalies restent sensiblement élevées entre mi-2002 et mi-2005, avant d'être confondues avec le "background" après juillet 2005. Il n'y a eu aucun débordement, ni en dehors des cratères, et ni dans les cratères, durant la période 2000-2005. La lave est restée cantonnée aux événements. L'augmentation de la radiance sur les bandes infrarouge et proche infrarouge n'est donc pas liée à une augmentation de la surface du corps magmatique chaud, mais plutôt à une augmentation de la température, suite à la migration vers la surface du magma. Ce dernier est resté proche de la surface, matérialisé par la présence des lacs de lave entre 2002 (12/02 BGVN 27:12) et mi-2005. Les anomalies thermiques ont ensuite disparues depuis mi-2005, ce qui est en accord avec la disparition des lacs de lave. Cette disparition n'est pas exceptionnelle puisqu'elle a déjà été signalée en 1989 (11/90 BGVN 15:11) et en 2000 (02/00 BGVN 25:02). [Eissen et al.\(1989b\)](#) (04/1989 SEAN

14:04), ont établi 4 types d'activités en fonction de leurs fréquences d'apparition avec: (1) des activités intermittentes de type strombolien; (2) des éruptions intracaldériques précédées par la formation des lacs de lave; (3) l'activité du type (2) qui se poursuit avec une coulée intracaldérique, et (4) des coulées extracaldériques. Les auteurs ont attribué une période de 2 ans pour l'activité cyclique de type (1), mais ils n'ont pas donné d'estimations pour la périodicité des autres cycles. D'après notre étude, nous pensons que l'activité 2000-2005 correspond à l'activité de type (2) décrite par [Essein et al. \(1989b\)](#), avec des lacs de lave précédant le fort dégazage. L'apparition et la disparition des lacs entre 2000 et 2005 montrent que le volcan d'Ambrym a une activité cyclique sur plusieurs années que l'on peut estimer en première approximation à 5 ans à partir des données MODVOLC.

Par ailleurs, le pic des anomalies thermiques se retrouve décalé d'environ 1 an par rapport au pic du SO₂ et la baisse du nombre des anomalies thermiques coïncide avec le début du fort dégazage. Comme c'est le cas pour l'éruption du Shishaldin en 1999 ([Dehn et al., 2002](#)), l'anomalie thermique sur Ambrym pourrait *à priori* être un signe précurseur d'un fort dégazage magmatique, mais des études futures, plus détaillées (calculs de température et de flux thermique) devraient confirmer l'évolution de ces anomalies thermiques sur Ambrym.

Si l'évolution décrite plus haut se confirme, nous pourrions à partir des données de bandes infrarouges et proches infrarouges suivre une migration de magma vers la surface et ainsi informer les autorités des risques de voir arriver un important dégazage. Sachant que la cause fondamentale d'un dégazage magmatique est l'ascension du magma vers la surface, qui entraîne une baisse de pression provoquant par la suite une sursaturation de la phase vapeur menant à la libération des volatils ([Sparks et al., 1994](#); [Bottinga et al., 1990](#); [Proussevitch et al., 1996](#); [1998](#); [Gardner et al., 1999](#); [2000](#)). Ce processus peut prendre quelques jours à plusieurs années ([Zellmer et al., 2005](#)).

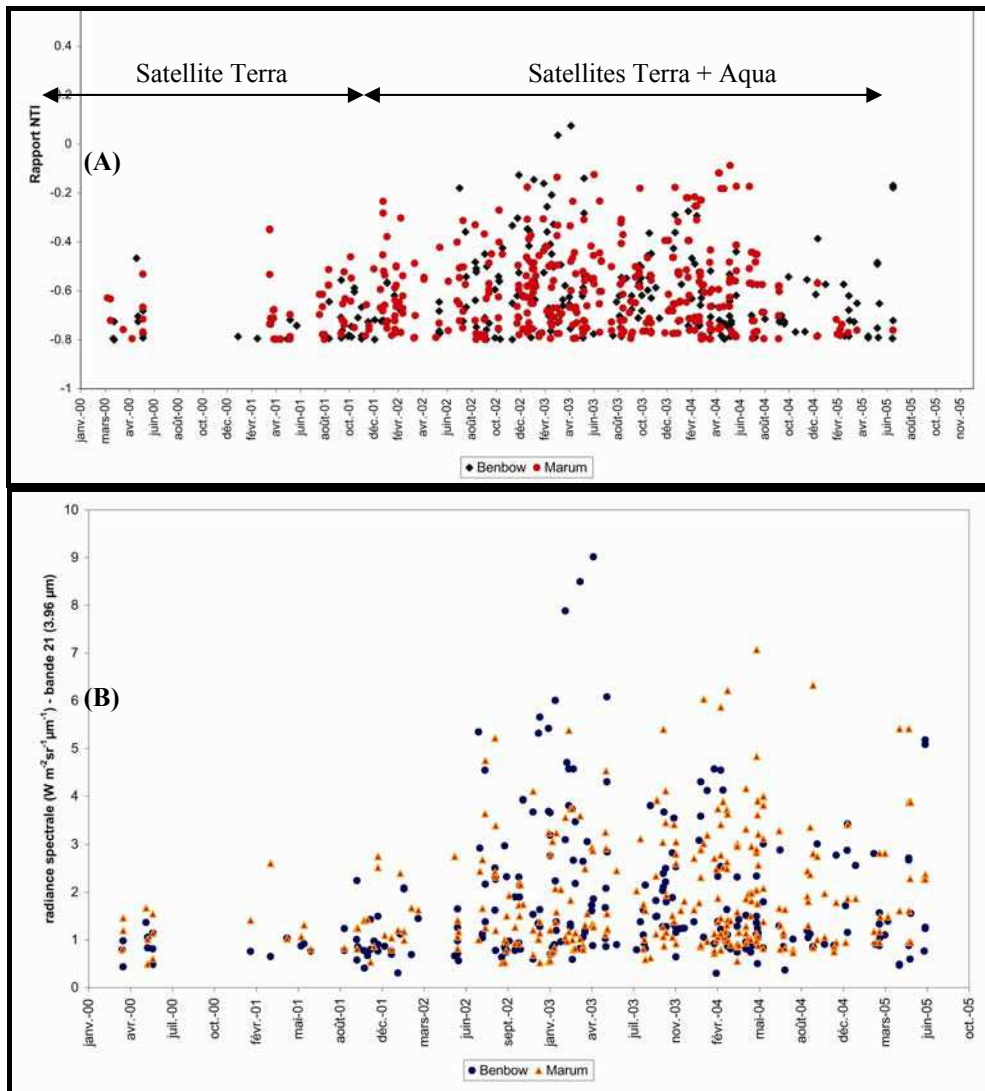


Figure 6-15. (A) Les indices NTI observés sur Ambrym; (B) Evolution de la radiance (bande 21 du MODIS – 3.96 μm). A partir de 2002, on observe une forte radiance thermique sur Ambrym.

6.4.2 Le dioxyde de soufre au-dessus d’Ambrym mesuré par les satellites (GOME, SCIAMACHY, OMI)

La 2^e génération de capteurs dédiés à la mesure du SO₂ qui fait suite à TOMS (GOME, SCIAMACHY, OMI), possède une meilleure résolution spatiale et spectrale. Ces capteurs sont capables de détecter des quantités de SO₂ inférieures à 1 Dobson unit (DU) [1 DU = 2.69 x 10¹⁶ molécules / cm²] d’origine volcanique mais également d’origine anthropique. Ces capteurs enregistrent régulièrement des concentrations importantes du SO₂ au-dessus d’Ambrym. Les données de GOME, relayé par SCIAMACHY sont accessibles sur le Web mais elles ne sont pas encore calibrées, tout comme les données de OMI (le dernier sur orbite de cette 2^e génération). <http://www.oma.be/BIRA-IASB/Molecules/SO2archive/vs/>. Une

analyse empirique sur les données de GOME et SCIAMACHY a été effectuée, en calculant d’abord les produits entre le nombre des pixels de l’image et leur concentration correspondante, avant de poursuivre avec la somme de tous ces produits. En effectuant ces opérations sur les images journalières entre 2000 et 2005, on obtient un résultat empirique donné figure 6.16. Cette analyse montre un fort dégazage, qui a débuté en août 2004 et qui se poursuit jusqu’en août 2005, ce qui est en accord, d’une part, avec la figure 6.17 qui montre une évolution plus détaillée du flux de SO₂ entre septembre 2004 et septembre 2005 (données OMI) et, d’autre part, avec les résultats de nos mesures sur le terrain.

Il n’y a pas d’augmentation régulière du taux de SO₂ sur Ambrym entre 2000 et 2005, mais plutôt des phases de fort dégazage en 2000 puis en 2003 avant l’extrême dégazage qui a débuté en août de 2004.

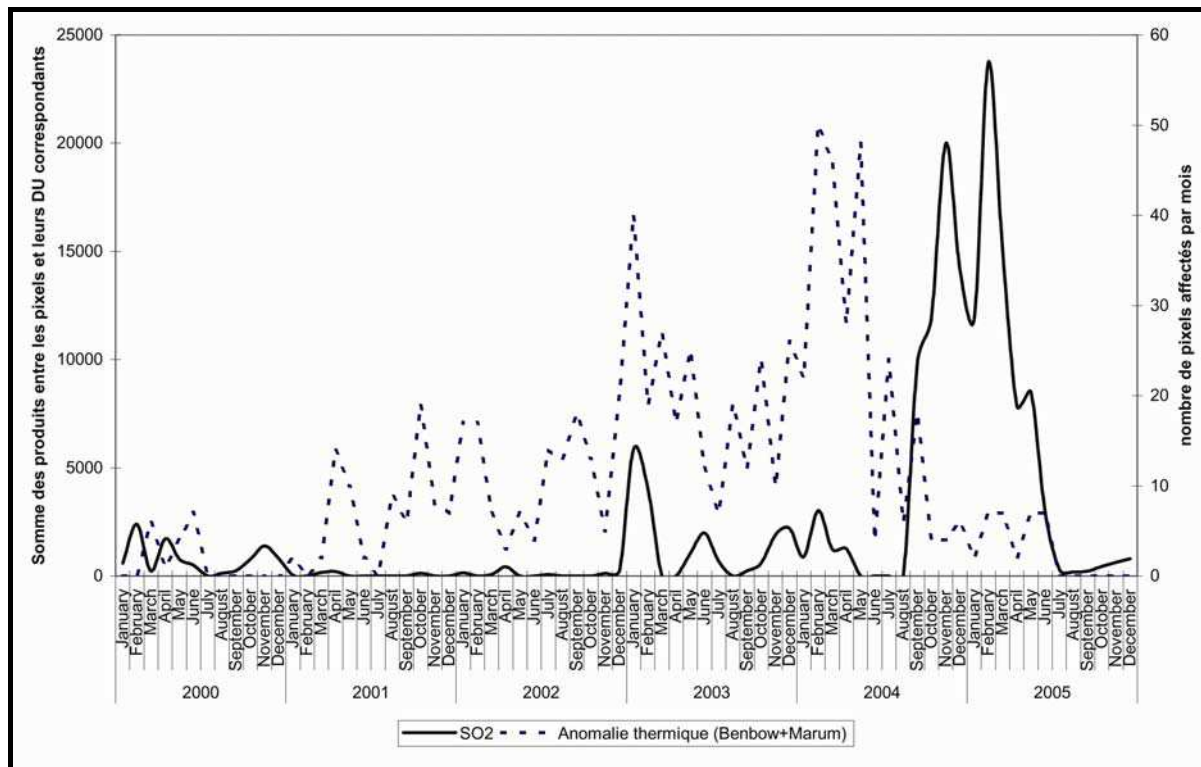


Figure 6-16. Analyse empirique des données des capteurs GOME et SCIAMACHY en comparaison avec les anomalies thermiques (MODVOLC). La forte émission de SO₂ intervient après la phase de forte radiation thermique.

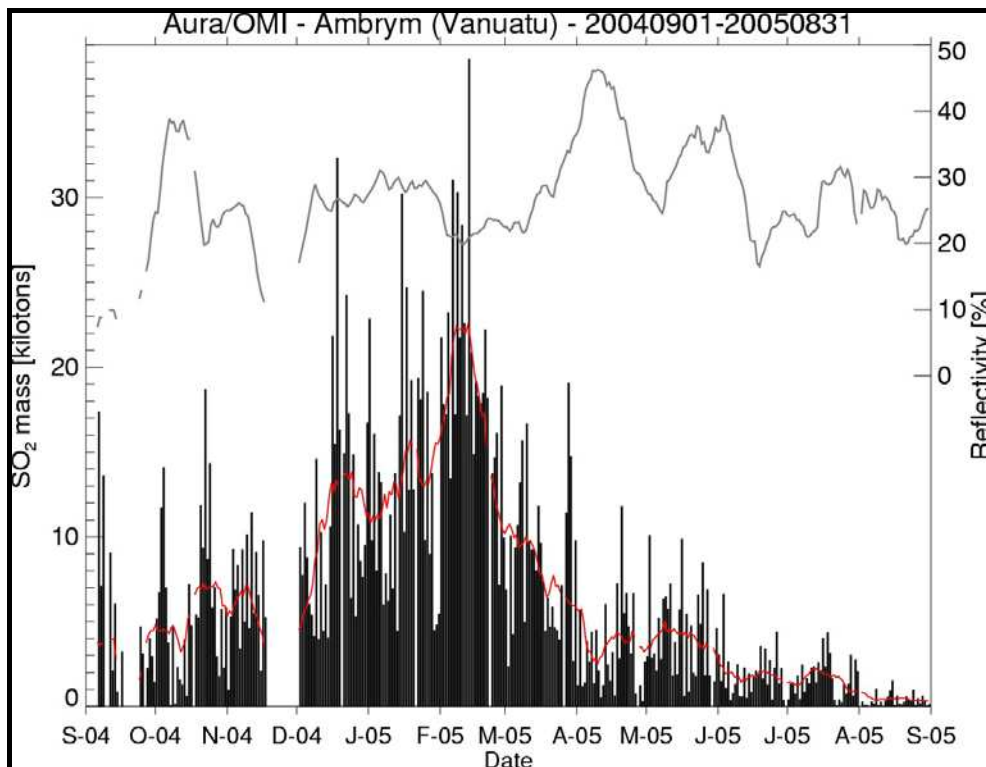


Figure 6-17. Variation de la quantité de SO₂ entre septembre 2004 et septembre 2005 sur Ambrym. Données préliminaires de OMI, © NASA/KNMI OMI Science Team/ Simon Carn/ UMBC.

6.5 Discussion

6.5.1 Impact du dégazage d'Ambrym

Il existe un intérêt considérable dans l'étude des composés soufrés émis par les volcans dans l'atmosphère, à cause du rôle que tient la chimie du soufre dans la radiation atmosphérique, dans le climat, dans le cycle hydrologique et dans la qualité de l'air. Il est, par ailleurs, clairement admis que le protagoniste volcanique principal qui agit sur le climat est l'aérosol sulfaté formé par oxydation des gaz sulfureux libérés dans les hautes atmosphères. Des explosions volcaniques peuvent injecter des millions de kg de soufre dans l'atmosphère et peuvent influencer le climat, provoquer des amincissements de la couche d'ozone, entraîner des pollutions atmosphériques, et engendrer des impacts sur les écosystèmes terrestres, ainsi que sur les eaux de surface et souterraines. La dispersion du panache volcanique dépend de plusieurs facteurs comprenant les conditions météorologiques, la topographie, la forme et la composition du panache, l'altitude de l'édifice, le degré de l'activité, etc. (cf. [Delmelle, 2003](#) ; [McGee, 1992](#) ; [Delmelle et al., 2002](#)). Sur Ambrym, il y a eu quelques émissions volcaniques

atteignant la stratosphère (Blot, 1976 ; Simkin *et al.*, 1981 ; N.H.G.S. Ann. Rep. For 1980 ; Bull. volc. Erupt., 1982 ; Eissen *et al.*, 1991), mais l'immense majorité des émissions sont limitées dans la troposphère (cf. Essein *et al.*, 1991 ; GVP montly report en Ambrym). Le paysage semi-désertique sur la partie nord-ouest d'Ambrym témoigne la persistance d'un dégazage continu sur ce volcan. En effet, sous les alizés (vents dominants), le panache d'Ambrym traverse régulièrement cette partie de l'île; les retombées de particules volcaniques qui acidifient le sol, associées à la fumigation des plantes par la respiration des gaz acides à travers les stomates (Harding et Miller, 1982 ; Sutton et Elias 1993), rendent la colonisation végétale très difficile sur cette partie de l'île (fig.6.18 ; 6.19). Le paysage semi-désertique s'étend au-delà de 5 km au nord-ouest des cônes actifs.

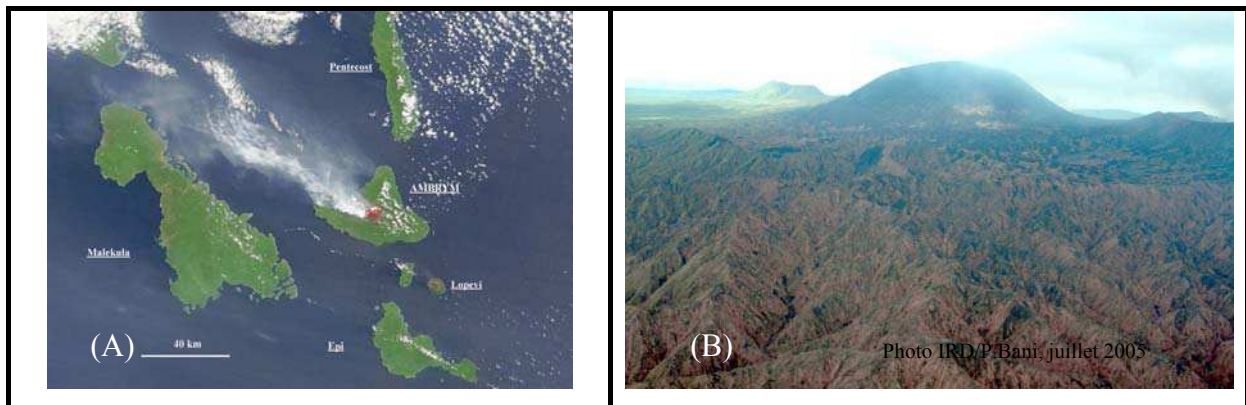


Figure 6-18. (A) Dispersion et dérive du panache d'Ambrym (MODIS 01/10/2004) ; (B) la partie nord-ouest de la caldera où l'on note l'absence de la végétation.

Pendant des périodes de forte activité et/ou lorsqu'il y a un changement de direction de vent, d'autres surfaces de l'île peuvent être affectées par le dégazage d'Ambrym. C'était le cas, par exemple, au début de l'année 2005, où le fort dégazage cumulé avec le passage du cyclone Kerry, qui a dirigé le panache vers l'ouest et le sud, où se trouve une partie de la population d'Ambrym qui vive de la culture vivrière. La forte émission de SO₂ est absorbée par la végétation à travers les stomates puis interfère dans les processus physiologiques des plantes menant à la défoliation des plantes. Ce mécanisme est probablement aggravé par le HF, qui est encore plus toxique que le SO₂ (Smith, 1990), et les dépôts volcaniques acides sur les feuilles, pouvant être responsable des pertes de cations (Ca²⁺, K⁺, et Mg²⁺) pour les feuillaisons, suite à des échanges ioniques à la surface des plantes (cf. Kratky *et al.*, 1974; Johnson et Parnell, 1986 ; Parnell et Burke, 1990). Ces processus ont conduit à une pénurie alimentaire sur la partie ouest et sud de l'île, où la presque totalité de cultures vivrières a été détruite.

L'impact des émissions d'Ambrym peut aller au-delà de l'île, jusqu'aux îles voisines. Par exemple, en 1952, les émissions d'Ambrym ont causé des problèmes dans les plantations de cocotiers sur l'île de Malakula, située à 50 km de la source (Tableau 6.1).

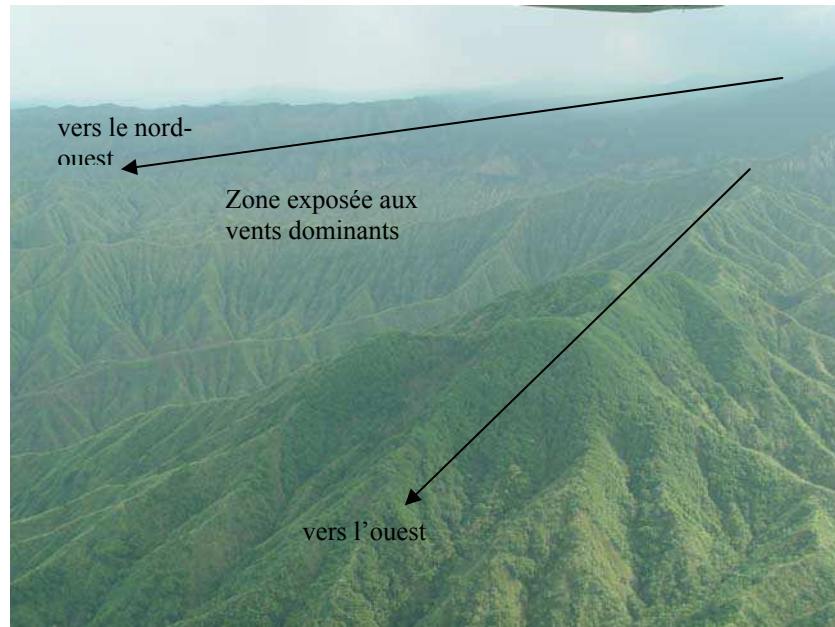


Figure 6-19. Contraste entre la zone soumise aux vents dominants (végétation absente) et la partie ouest de l'île. L'absence de la végétation est liée aux retombées acides du panache. Photo IRD/P.Bani, janvier 2005.

Avec des taux extrêmement importants de dégazage sur Ambrym, le niveau du SO_2 est probablement supérieur aux normes OMS (Baxter *et al.*, 1982; Baxter, 2000 ; Delmelle *et al.*, 2001, 2002) dans certaines zones habitées de l'île. Il n'existe à ce jour aucun suivi épidémiologique sur cette île malgré les risques importants. Rappelons que certains volatils d'origine volcanique peuvent affecter la santé humaine et animale au niveau de la peau, des poumons et/ou encore au niveau du système digestif. Les espèces chimiques soufrées peuvent affecter le système respiratoire et cardio-vasculaire de l'homme. Le fluor à forte dose est toxique, particulièrement pour les enfants et il peut contaminer les pâturages entraînant l'empoisonnement des herbivores, ...

6.5.2 Origine et source de dégazage

Une forte émission du SO_2 nécessite une importante source de SO_2 . Selon Allard (1997), durant la période 1975-1995, le soufre émis par l'Etna provient d'un volume magmatique estimé entre 3.5 et 5.9 km^3 . Seul 10-20 % de ce volume est rejeté, le reste se transforme en

complexe plutonique. Un rapport plus important entre le magma intrusif et éruptif est déterminé sur le Stromboli par [Allard et al. \(1994\)](#) qui ont estimé que le flux du SO₂ observé entre 1980 et 1993 implique un dégazage de 0.01-0.02 km³.an⁻¹ de magma. Ce volume représente un facteur de 100 à 200 du volume réellement rejeté par le Stromboli. Un autre exemple plus extrême, déterminé sur le Miyakejima par [Kazahaya et al., \(2004\)](#), indique que pour un flux de 54 kt/j de SO₂ (valeur obtenue en décembre 2000), un volume magmatique minimum de 7 x 10⁶ m³/j (20 Mt/j) était nécessaire. Selon ces auteurs, la quantité de SO₂ observée nécessite un dégazage de 0.13 % en poids de soufre d'un magma. Sur Ambrym, des travaux futurs sur les inclusions vitreuses devraient nous permettre d'estimer le volume magmatique mis en jeu dans le dégazage magmatique. Cependant, par analogie avec le dégazage de Miyakejima, on devrait s'attendre à des valeurs de l'ordre de 10⁶-10⁷ t de magma qui dégazent quotidiennement en relation avec nos mesures de flux de SO₂ entre janvier et novembre 2005. Ambrym est donc une source importante de SO₂, probablement depuis plusieurs siècles.

La variabilité des flux du SO₂ est un indicateur important pour la surveillance et l'étude des volcans. Elle est généralement liée à l'activité volcanique ([Rose et al., 1982](#); [Casadevall et al., 1983](#); [Malinconico, 1987](#); [Chartier et al., 1988](#); [Andres et al., 1993](#); [Kyle et al., 1994](#); [Watson et al., 2000](#)). Une augmentation de flux du SO₂ peut, par exemple, indiquer une nouvelle intrusion magmatique riche en éléments volatiles ([Bruno et al, 2001](#)). Cette augmentation peut parfois conduire vers une éruption volcanique, c'est le cas du Mont Pinatubo en 1991 ([Daag et al., 1996](#)). A l'opposé, une diminution de flux de SO₂ peut indiquer, une baisse de l'activité, une obturation des conduits magmatiques ([Edmonds et al., 2003](#)), ou encore la fin d'une éruption. Dans les exemples de dégazages extrêmes qui restent exceptionnels, on distingue par exemple le Miyakejima (Japon) avec ses 50 kt/j en décembre 2000 suite à un effondrement du cratère sommital ([Kazahaya et al., 2004](#)), ou le Popocatépetl (Mexique) avec ses 11 kt/j mesurés suite à un nouvel apport de magma basaltique dense dans un réservoir magmatique plus acide ([Delgado-Granados et al., 2001](#)). Sur Ambrym, la source du dégazage extrême reste inconnue. Selon [Carniel et al., \(2003\)](#) un séisme régional suffisamment fort et assez proche (par exemple, une magnitude 6.3 situé à 65 km du Benbow pouvait déclencher la montée de magma riche en gaz. Sur les séismes recensés entre 2004 et 2005, celui du 13 novembre 2004, de magnitude 4.8 (fig.6.20) est probablement d'origine volcanique et pourrait être en relation avec le début de fort dégazage. Cependant sa relation directe reste à déterminer.

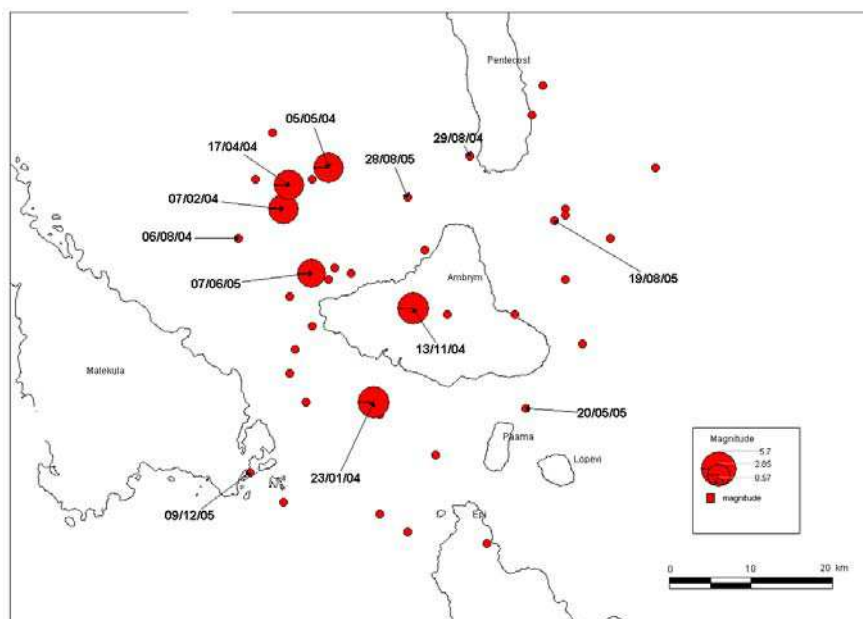


Figure 6-20. La répartition des séismes (profonds+superficiels) sur un rayon de 50 km autour du centre d’Ambrym sur une période de 1973-2005. Les séismes de 2004 et 2005 sont annotés. (source NEIC/USGS)

Il existe des volcans prédisposés au dégazage, c’est le cas du Nyiragongo (DR Congo) où la présence d’un lac de lave basique libère en continu d’importantes quantités de gaz dans l’atmosphère (16 kt/j; Carn, 2002/3). Situé dans le rift est-africain, le Nyiragongo dont l’asthénosphère est proche de la surface bénéficie d’une géodynamique favorable à un mécanisme de dégazage important. Ambrym s’apparente à ce dernier par la présence de lacs de lave mais les contextes géodynamiques sont très différents. Cependant des études géodynamiques dans la partie centrale du Vanuatu, font état d’une remontée asthénosphérique. En effet, poussée 50 km vers l’est par l’entrée en collision de la zone d’Entrecasteaux il y a 2-3 Ma (cf. carte fig.2.1), la partie centrale de l’arc du Vanuatu se serait décalée sous l’ascension asthénosphérique de la plaque indienne, en relation avec l’amorce de la formation d’un système arrière-arc. Ce dernier serait resté à l’état embryonnaire. Telles sont les conclusions des analyses isotopiques de [Crawford et al \(1995\)](#). Un autre modèle suggéré par [Monzier et al. \(1997\)](#) propose plutôt une invasion vers l’ouest et vers la surface d’un manteau enrichi de la plaque indienne depuis 2-3 Ma, d’après des analyses géochimiques. Ce modèle est en bonne corrélation avec la sismicité, et explique, par ailleurs, le ralentissement du détachement de la lithosphère observé entre Gaua et Aoba qui contraste avec Vanua Lava au nord et Ambrym-Efate au sud, où le détachement lithosphérique est très avancé. Cette remontée asthénosphérique contraste avec les

mouvements de subduction et entraîne un mélange géochimique entre manteau enrichi et appauvri. Cette géodynamique particulière pourrait avoir une influence sur le dégazage important d'Ambrym. Si cette hypothèse se confirme dans des travaux futurs, alors Ambrym est un édifice volcanique prédisposé au fort dégazage volcanique.

6.5.3 Benbow et Marum, une source commune

Les rapports molaires (SO_2/BrO) calculés pour les deux panaches (du Benbow et du Marum) sont sensiblement identiques (fig.6.21), et une telle similarité, mesurée dans deux cratères bien distincts, est une information importante qui indique l'origine d'une source commune pour les panaches. En effet, les rapports des volatils dans le dégazage volcanique dépendent de la solubilité des volatils dans le magma et des conditions physico-chimiques qui règnent dans la chambre magmatique. Un même rapport des volatils dans deux sites distincts signifie, soit une source commune, soit deux sources distinctes, mais des conditions physiques et chimiques semblables. Séparés d'environ 3 km et localisés dans une même caldera, Benbow et Marum ont vraisemblablement une source commune.

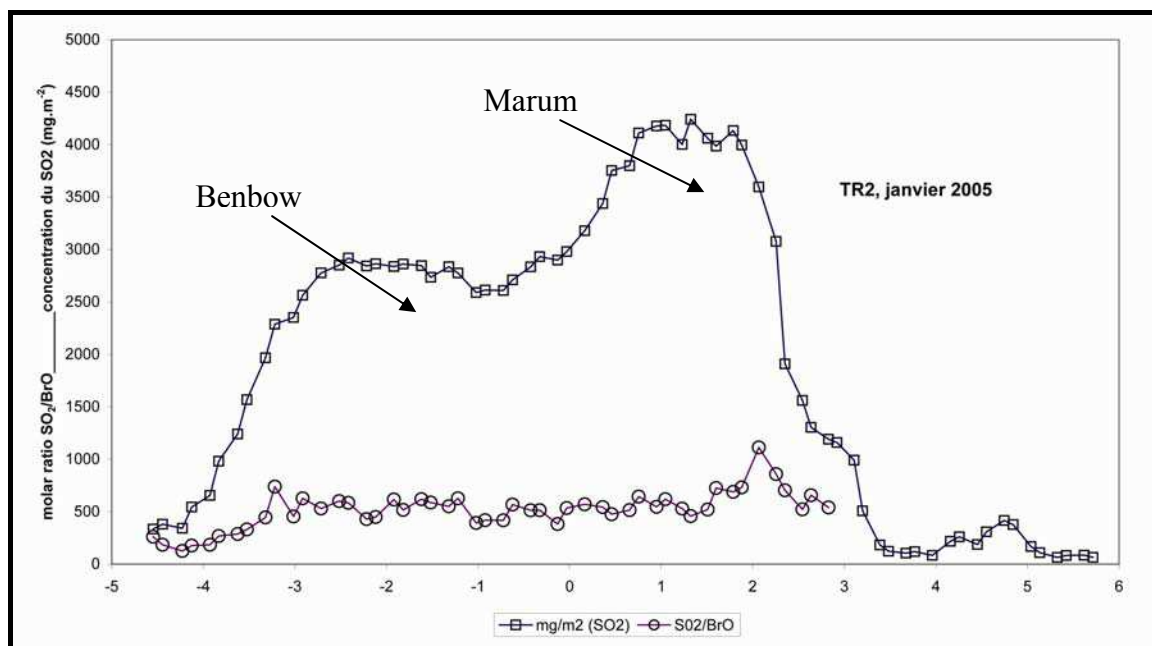


Figure 6-21. Exemple de rapport molaire SO_2/BrO restant globalement stable entre 500 et 1000 alors que la concentration du SO_2 passe de 3000 mg.m^{-2} sur Benbow à 4500 mg.m^{-2} sur Marum.

D'après les analyses des signaux LB, [Legrand et al. \(2005\)](#) ont indiqué que la source magmatique sous Benbow et Marum se situe à 3.7 km de profondeur.

Les anomalies thermiques du Benbow comparées à celle du Marum sont également corrélées (fig.6.22); on n’observe pas d’anomalies entre août 2000 et janvier 2001 et après août 2005. Par contre, des maximums sont notés entre mars et juin 2004 sur les 2 cratères. Cette corrélation confirme qu’aux périodes de forte activité et d’une manière générale, Benbow et l’ensemble du complexe du Marum (Mbuelesu, Taten Mbuelesu et Niritaten Mbuelesu) dégazent à partir de la même source magmatique.

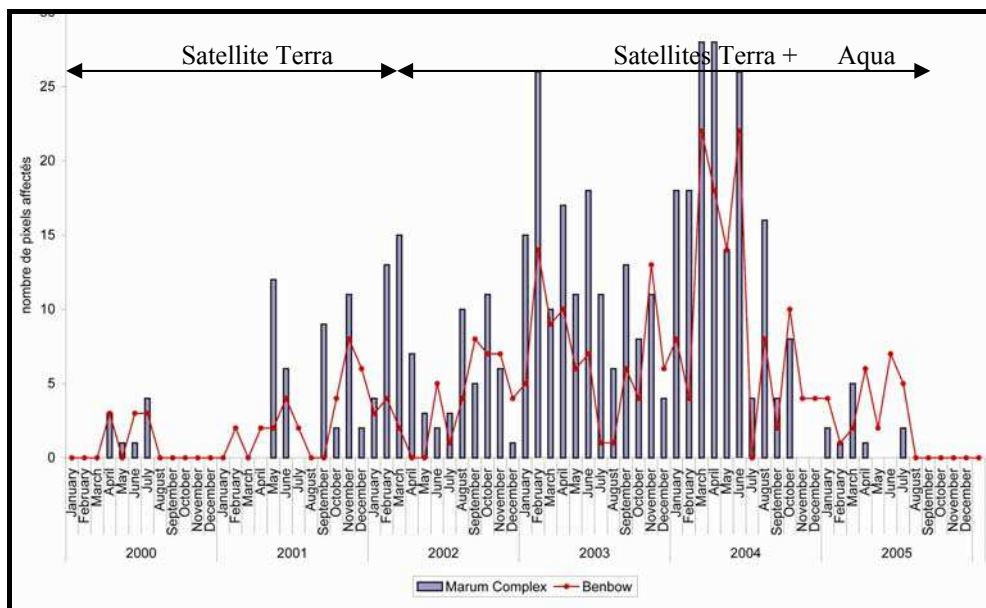


Figure 6-22. Corrélation de l’activité de Benbow et Marum mise en évidence par les anomalies thermiques (MODIS).

A l’heure actuelle, ni le volume du magma mis en jeu dans l’activité volcanique, ni le volume de la chambre magmatique ne sont connus. Selon [Legrand et al. \(2005\)](#), il existe une 2^e source magmatique sous la caldera d’Ambrym, situé à l’est de la 1^{ère} source. Cette deuxième source, est beaucoup plus visqueuse, d’où sa tendance explosive avec émission massive de gaz et cendres comme en 1986 ([Stoiber, 1986](#)).

6.6 Conclusion

Les corrélations entre les rapports BrO/SO₂ mesurés dans le panache d’Ambrym et les anomalies thermiques du capteur MODIS montrent l’existence d’une source magmatique unique (pour le Benbow et le Marum), qui est également confirmée par des données sismologiques LB. La compilation des données satellitales des anomalies thermiques

(MODIS) et des émissions du SO₂ (GOME, SCIAMACHY) au dessus d'Ambrym suggèrent un cycle d'activité de plusieurs années, dont il conviendra de confirmer que la période mise en évidence entre 2000 et 2005 s'inscrit bien dans une cyclicité de 5 ans. La mise en œuvre récente des satellites utilisés ne permet pas de remonter plus en avant sur le XXeme siècle. Les périodes de suivi de la sismicité télémétrée n'ont duré également que quelques années (1993-1997, données IRD non publiées).

Ambrym apparaît comme une très importante source de SO₂, avec un flux qui varie entre 29 kg/s en période "calme" et plus de 400 kg/s pour un dégazage paroxysmal. Il est également une source très importante de BrO avec des flux variant entre 10 et 100 g/s. Les taux des émissions de gaz extrêmement importants supposent des impacts sur la troposphère environnante, sur l'écosystème terrestre et sur la santé des habitants.

Les premiers travaux sur la cyclicité et les volumes des gaz émis par le volcan ouvrent d'autres perspectives pour mieux connaître le fonctionnement dans son ensemble d'une source magmatique aussi importante. Une analyse fine (FTIR, filter packs,...) des gaz émis, associée à d'autres approches (études des inclusions vitreuses, études de désintégration radioactive, sismicité,...) devrait permettre de mieux comprendre le fonctionnement de cet édifice exceptionnel. Il conviendra également de mesurer les impacts du dégazage de ce volcan (~ 9 % des émissions du SO₂ d'origine volcanique du monde) sur l'environnement local et régional.

CHAPITRE 7

7 Volcan Yasur

Le Yasur est le plus connu des volcans du Vanuatu ; il est aussi le plus facile d'accès. En constante activité, principalement strombolienne, depuis la première description donnée par le Capitaine Cook en 1774, ce volcan libère de manière continue des volatils volcaniques, avec des taux d'émissions variables mais qui restent importants que nous présenterons dans ce chapitre. Après cette première partie nous aborderons une étude de la chimie du panache avant d'entamer une discussion sur la cyclicité de l'activité de ce volcan.

7.1 Morphologie du volcan

Le Yasur est un petit cône actif, avec un cratère quasi-circulaire d'environ 500 m de diamètre. Il est constitué essentiellement par des produits pyroclastiques éjectés par des explosions stromboliennes qui façonnent continuellement l'édifice ; il culmine aujourd'hui à 361 m au-dessus du niveau de la mer. A l'intérieur du cratère persistent trois bouches actives nommées A, B, C (fig.7.1) dont la morphologie évolue au cours du temps. Sur les 15 dernières années les bouches ont été creusées, bouchées, remplies et même confondues en fonction de l'activité volcanique (fig.7.1).

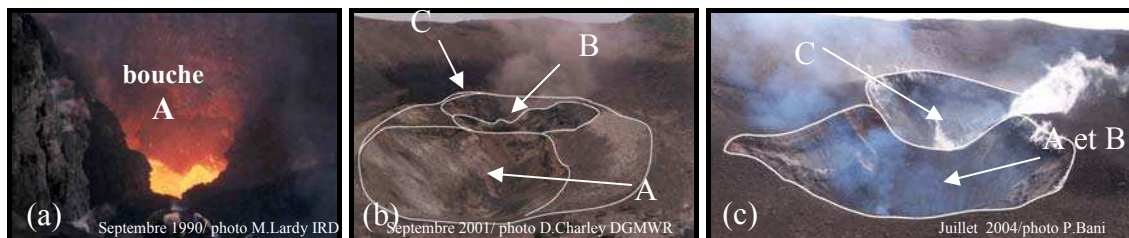


Figure 7-1. Changement morphologique à l'intérieur du cratère du Yasur : (a) Bouche A, bien creusée faisant apparaître un lac de lave ; (b) Bouche A et B avec aucune manifestation apparente ; (c) Bouches A et B confondues.

L'édifice volcanique du Yasur appartient intégralement au horst de Yenkahe, un bloc résurgent de 6 x 3 km, situé à l'est de l'île de Tanna. Des datations réalisées sur des coraux prélevés à 15 et 165 m d'altitude sur le horst ont permis de mettre en évidence une surrection de 150 m sur mille ans (Chen *et al.*, 1995). Cette surrection n'est pas régulière et les auteurs ont relevé deux périodes de forte amplitude (plusieurs mètres) en 1002 ± 10 et 1878 (cette dernière est confirmée par des récits d'un missionnaire qui vivait à Port Résolution) ; des périodes de récurrence de l'ordre de 250 ans pour des amplitudes moyennes de quelques mètres ont également été mises en évidence par la datation des coraux. De telles déformations rapides reflètent généralement des mouvements magmatiques sous-jacents. Yenkahe pourrait être un site de manifestation magmatique en relation avec Yasur, la seule véritable ouverture à travers laquelle s'effectue le dégazage magmatique.

Le Yenkahe occupe le centre d'une caldera (fig.7.2) de 24 km² limitée par une fracture circulaire (Carney et Macfarlane 1979; Nairn *et al.*, 1988) et qui se serait formée il y a quelques dizaines de milliers d'années (Nairn *et al.*, 1988).

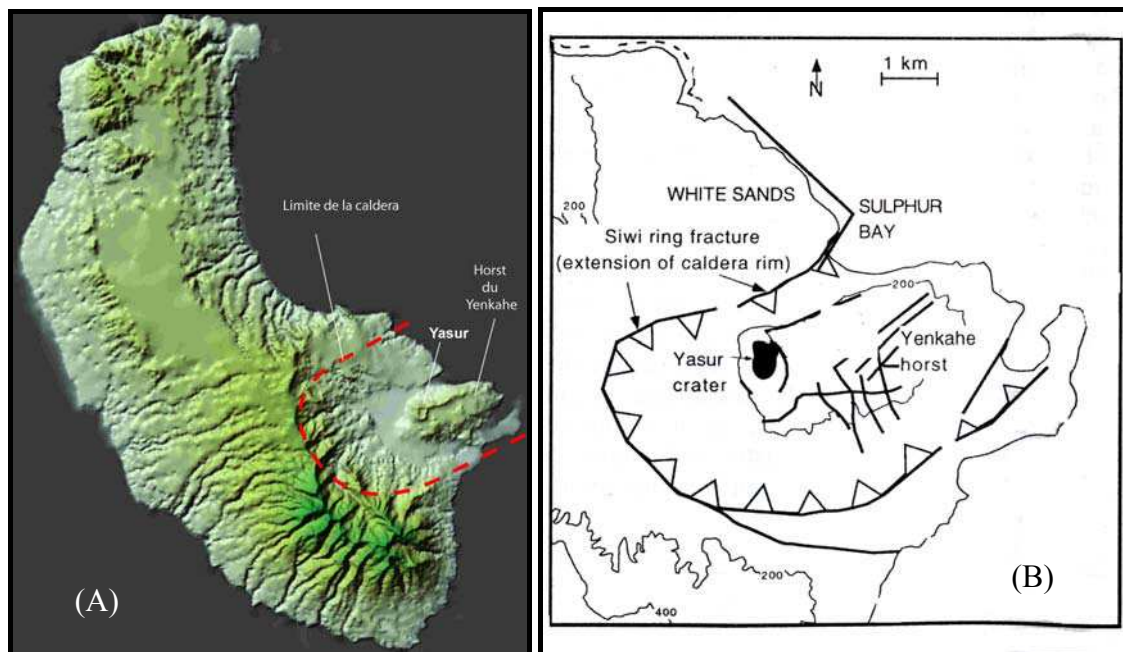


Figure 7-2. (A) Île de Tanna avec le horst du Yenkahe situé à l'intérieur de la caldera de Siwi. (B) Structure du Yenkahe (schéma repris de Allen 2005).

7.2 Activité du volcan

Yasur est connu pour ses activités stromboliennes et vulcaniennes, plus ou moins fortes depuis plus de deux siècles, et a été décrit pour la première fois par Cook en 1774, lors de son

2^e passage dans l'archipel qu'il avait nommé "Nouvelles Hébrides". Le 5 août 1774, le Resolution entra dans la baie qui porte aujourd'hui son nom et il est resté jusqu'au 20 août 1774, en attendant que les vents d'ouest disparaissent. La présence des vents d'ouest est cohérente avec les retombées de cendres sur le bateau, ancré à l'Est du Yasur dans la baie de Port Résolution, faits rapportés dans le récit du Capitaine Cook paru dans "The Project Gutenberg EBook of A Voyage Towards the South Pole and Round the World Volume 2, by James Cook". Le livre est en ligne sur www.gutenberg.net. Cook n'a pas pu monter au volcan, mais, son récit précis de l'activité du Yasur de l'époque (tableau 7.1), montre que l'activité était identique aux manifestations actuelles de forte activité sur Yasur (cf. tableau 7.3).

Tableau 7-1. Un petit aperçu sur le récit de Cook sur l'activité du Yasur en août 1774.

5 août 1774	<i>We then found that the light we had seen in the night was occasioned by a volcano, which we observed to throw up vast quantities of fire and smoke (observation à bord du "Resolution" situé environ 6 km de l'île de Tanna).</i>
6 août 1774	<i>During the night the volcano, which was about four miles (~ 6 km) to the west of us, vomited up vast quantities of fire and smoke, as it had also done the night before; and the flames were seen to rise above the hill which lay between us and it. At every eruption it made a long rumbling noise like that of thunder, or the blowing up of large mines. A heavy shower of rain, which fell at this time, seemed to increase it; and the wind blowing from the same quarter, the air was loaded with its ashes, which fell so thick that every thing was covered with the dust. It was a kind of fine sand, or stone, ground or burnt to powder, and was exceedingly troublesome to the eyes.</i>
10-11 août 1774	<i>During the night, and also all the 11th, the volcano was exceedingly troublesome, and made a terrible noise, throwing up prodigious columns of fire and smoke at each explosion, which happened every three or four minutes; and, at one time, great stones were seen high in the air. Mr Forster and his party went up the hill on the west side of the harbour (la baie de "Port Resolution"), where he found three places from whence smoke of a sulphureous smell issued, through cracks and fissures in the earth. The ground about these was exceedingly hot, and parched or burnt, and they seemed to keep pace with the volcano; for, at every explosion of the latter, the quantity of smoke or steam in these was greatly increased, and forced out so as to rise in small columns, which we saw from the ship, and had taken for common fires made by the natives. At the foot of this hill are the hot-springs before mentioned.</i>
12 août 1774	<p><i>On the 12th, some of the officers accompanied Mr Forster to the hot places he had been at the preceding day. A thermometer placed in a little hole made in one of them, rose from 80 (~ 27°C), at which it stood in the open air, to 170 (~ 77°C). Several other parts of the hill emitted smoke or steam all the day, and the volcano was unusually furious, insomuch that the air was loaded with its ashes. The rain which fell at this time was a compound of water, sand, and earth; so that it properly might be called showers of mire. Whichever way the wind was, we were plagued with the ashes; unless it blew very strong indeed from the opposite direction.</i></p> <p><i>We went by the way of one of those hot smoking places before mentioned, and dug a hole in the hottest part, into which a thermometer of Fahrenheit's construction was put; and the mercury presently rose to 100° (38 °C). It remained in the hole two minutes and a half without either rising or falling. The earth about this place was a kind of white clay, had a sulphureous smell, and was soft and wet, the surface only excepted, over which was spread a thin dry crust, that had upon it some sulphur, and a vitriolic substance, tasting like alum. The place affected by the heat was not above eight or ten yards square; and near it were some fig-trees, which spread their branches over part of it, and seemed to like their situation. We thought that this extraordinary heat was caused by the steam of boiling water, strongly impregnated with sulphur. I was told that some of the other places were larger than this; though we did not go out of the road to look at them.</i></p>
17 août 1774	<i>Mr Forster and I then went over to the other side of the harbour, and, having tried, with Fahrenheit's thermometer, the head of one of the hot prings, we found that the mercury rose to 191° (~ 88°C). At this time the tide was up within two</i>

	<p><i>or three feet of the spring, so that we judged, it might, in some degree, be cooled by it. We were mistaken however, for on repeating the experiment next morning, when the tide was out, the mercury rose no higher than 187° (~ 86°C); but, at another spring, where the water bubbled out of the sand from under the rock at the S.W. corner of the harbour, the mercury in the same thermometer rose to 202°-1/2 (95°C)</i></p> <p><i>, which is but little colder than boiling water. The hot places before mentioned are from about three to four hundred feet perpendicular above these springs, and on the slope of the same ridge with the volcano; that is, there are no vallies between them, but such as are formed in the ridge itself; nor is the volcano on the highest part of the ridge, but on the S.E. side of it. This is, I have been told, contrary to the general opinion of philosophers, who say that volcanos must be on the summits of the highest hills. So far is this from being the case on this island, that some of its hills are more than double the height of that on which the volcano is, and close to it. To these remarks I must add, that, in wet or moist weather, the volcano was most violent.</i></p>
--	--

7.2.1 Bref historique de l'activité du Yasur

Depuis le passage de [Cook \(1774\)](#), le Yasur a connu plusieurs types de manifestations, avec des panaches plus ou moins chargés en cendres pouvant atteindre plusieurs centaines, voire milliers de mètres lors des phases de forte activité. A ces périodes de forte intensité succèdent des phases d'activité plus calmes où les explosions stromboliennes sont très décalées dans le temps. On peut quelques fois observer un lac de lave dans les bouches actives. Des fortes activités ont également accompagné les séquences de la surrection du bloc de Yenkahe ([Campbell, 1889](#); [Mawson, 1905](#)). Un résumé sur l'historique de l'activité de Yasur est présenté tableau 7.2. Pour des informations complémentaires, on peut consulter la "Chronologie de l'activité volcanique de l'arc du Vanuatu", compilée par [Eissen et al., 1992](#), ou se rendre sur le site du GVP (<http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=0507-04>).

Tableau 7-2. Historique de l'activité du Yasur.

1774	Forte activité volcanique selon Cook (1774) (www.gutenberg.net)
1793	Colonne de panache éruptif s'élevant bien au-dessus de l'édifice (Campbell, 1889).
1796	Activité calme (O'Reilley, 1956).
1825	Activité calme (O'Reilley, 1956).
1842	Adams (1984) mentionne la descente dans une des bouches du Yasur pour voir la lave. L'activité est apparemment très calme.
1854	Très forte activité détruisant quelques habitations et jardins. 2 pertes humaines (Adams, 1984).
1862	Explosion tout les 6-8 minutes (Campbell, 1889) .
1863-64	Activité modérée (Atkin, 1868).
1865	Explosion tout les 6-8 minutes avec des manifestations plus violentes en saison de pluie (janvier-mars) (Campbell, 1889).
1872	Explosion toutes les 4-6 minutes. Pas de différence en nombre d'explosion entre le jour et la nuit. La température extérieure ne semble pas influencer l'activité (Campbell, 1889).
1873	Explosion toutes les 3 minutes (Campbell, 1889).
1875	Yasur plus actif que d'habitude en mars pendant une crise sismique (Inglis, 1887)
1878	Très forte activité avec la surrection de 9 m du bloc de Yenkahe. Des glissements de terrain ont engendré un tsunami de 12 m (Campbell, 1889).
1887	Très forte activité (Gray, 1895)
1888	Très forte activité, surrection du bloc de Yenkahe (Campbell, 1889). Surrection de 10 m (Mawson, 1905).

	Fortes chutes de cendres (Gray, 1895).
1889	Activité volcanique relativement calme (d'après Gray 1895).
1890-91	Présence d'un lac de lave entre juin-août 1890 (Gray 1895). Chutes de cendre qui continuent jusqu'en 1891 (Gray, 1895).
1893	Activité modérée (Gray, 1898).
1951	30 explosions par heure (Taylor, 1956). Forte activité
1959-60	Des laves projetées jusqu'à 30 m de haut. 13 événements actifs dans le cratère. (Williams et Warden, 1964). Le nombre des événements sera réduit l'année suivante.
1963	Seul un événement est actif (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1963)
1964	5 événements sur 9 sont actifs, projetant des laves jusqu'à 300 m de haut (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1964).
1965-1966	Explosions sporadiques (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1965; 1966)
1968	Petit lac de lave en juillet, novembre et décembre activité plus explosive (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1968).
1969	Forte explosion en Août éjectant des blocs jusqu'à 2 m de diamètre (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1969).
1970-74	Activité calme à modérée (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1970; 1971; 1972; 1973 ; 1974).
1975-76	Reprise de forte activité éjectant des bombes jusqu'à 300-400 m de haut (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1975). L'activité retombe l'année suivante N.H.G.S. Ann. Rep. for 1976).
1977	Des explosions violentes, des bombes atterrissent sur les pentes externes. Epaisse colonne de cendres montant jusqu'à 3000 m (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1977).
1978-80	Activité modérée (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1978; 1979; 1980).
1988	Très forte activité, émissions de cendres acides qui détruisent les plantations locales et provoquent une petite famine (Melchior, 1988 ; Naim et al, 1988).
1990	Présence d'un petit lac de lave, forte émission du SO ₂ (Lardy et Marty 11/1990 BGVN 15:11).
1991-1993	Emissions de panache bien chargé en cendres, quelques dizaines de fortes explosions par heure (Grange 11/1991 BGVN 16:11 ; Lardy et Charley, 01/1993 BGVN 18:01).
1994	Très forte activité avec des bombes qui retombent sur un rayon de 400 m du cratère. Une épaisse couche de cendres de 12 cm relevée à 2 km du volcan. L'activité retombe vers janvier 1995 (Lardy et al. 08/1995a BGVN 20:08).
1996	Vitesse de l'éjection des bombes estimée à ~150 m/s (Lardy et al., 08/1996 BGVN 21:08). Colonne du panache s'élève à quelques centaines de mètres, six événements actifs. Le comptage des explosions indique que la bouche B est la plus active suivie de C puis de A (Gaudru et al. 09/1996 BGVN 21:09).
1997-98	Une explosion toutes les 10-15 minutes (O'Meara et al. 08/1997 BGVN 22:08), la température mesurée au niveau de la sortie de l'événement indique 581°C (Lardy et al. 11/1997 BGVN 22:11). L'activité baisse en 1998
1999	Très forte activité, des bombes de plus d'un mètre atterrissent à plus de 600 m du cratère (Lardy et al. 04/1999 BGVN 24:04).
2000-01	Activité calme (Search 04/2000 BGVN 25:04). Tabbagh et al.11/2001 BGVN 26:11)
2002-2005	Voir § 7.2.2.

7.2.2 Activité du Yasur: période 2002-2005.

Sur la période 2002-2005, Yasur a connu deux phases de fortes activités, séparées par une période "calme". Les observations effectuées sur le terrain pendant cette période (tableau 7.3) confirment la nature strombolienne de ce volcan qui se manifeste régulièrement et de façon continue par des explosions spectaculaires. Le panache qui s'élève au-dessus du Yasur est plus ou moins chargé en cendres, en fonction de l'intensité de l'activité volcanique. Au niveau des 3 bouches A, B et C dans le cratère, des panaches distincts sont émis avec des charges différentes (bombes, lapillis, cendres, gaz), bien que la source soit vraisemblablement la même. Jusqu'en 1995, il était assez facile de voir le haut des colonnes magmatiques, et la présence d'un petit lac de lave a même été observée en 1990 (Lardy et Marty 11/1990 BGVN 15:11). Le changement de la morphologie des bouches actives notamment avec le dépôt des

téphra empêche aujourd’hui la vue directe sur le haut de la colonne magmatique. Les bouches (A, B, C) sont les sommets des conduits magmatiques sous-jacents, à travers lesquels le magma monte depuis un réservoir magmatique situé à faible profondeur (~ 100 m d’après [Tirel, 2001](#)). Les grosses bulles de gaz résultant de la coalescence des phases gazeuses au sommet de la colonne magmatique peuvent dépasser un mètre de diamètre ([Tirel, 2001](#)) avant d’exploser, en projetant de fragments incandescents de lave de manière spectaculaire au niveau des 3 bouches. Les panaches qui s’échappent alternativement ou simultanément des trois bouches se combinent rapidement pour produire un grand panache continu, qui s’étend au-delà du volcan dans la direction des vents dominants, en général vers le NO. Les températures de l’ordre de 700 °C (tableau 7.3) des bombes expulsées hors du cratère indiquent la présence d’un magma “froid” donc visqueux, par comparaison avec la température des magmas basaltiques et andésitiques, > à 1000°C. L’enregistrement des mouvements verticaux du sol (sismicité) à proximité (2 km) du Yasur depuis 1993 a permis de mettre en évidence des périodes de forte activité de plusieurs mois, suivies par des phases plus calmes de quelques mois ([Lardy et al., 1999](#)). Ce dynamisme cyclique semble également confirmé au travers des observations visuelles consignées par écrit depuis plus de deux siècles (Tableau 7.2 / 7.3). Les mesures sur les déformations du sol, réalisées depuis 2002 par l’IRD sur et autour du horst du Yenkahe, ont montré que des surrections de l’ordre de la dizaine de centimètres sont associées à des déplacements, latéraux qui accompagnaient les périodes de forte activité du Yasur. Ces déformations associées à l’activité sismique correspondent probablement à des mouvements magmatiques qui déforment le horst et conduisent après transfert du magma et dégazage au travers du Yasur, à une déflation.

Tableau 7-3. Observations sur le Yasur entre octobre 2002 et novembre 2005 au moment des missions de terrain.

Date	Observations sur le terrain
Octobre 2002	<ul style="list-style-type: none"> - Très forte activité volcanique. - De fortes explosions perçues à plus de 5 km du volcan. - Le rythme des explosions n’est pas régulier par contre, les trois bouches explosent quelquefois simultanément. On compte une trentaine d’explosions par minute, toutefois les plus grosses explosions sont moins fréquentes. - pas de bombes éjectées en dehors du cratère pendant notre passage au volcan; des bombes de plusieurs décimètres à plus d’un mètre retombent en dehors des bouches. De nombreuses traces d’impacts récents (quelques jours auparavant) étaient visibles au-delà des 50 m de la bordure du cratère, preuve que l’intensité de l’activité était beaucoup plus forte quelques jours ou semaines avant. - Les 3 bouches A, B et C sont actives et les panaches des bouches B et C sont plus chargés en cendres. Le panache qui s’échappe au sommet du volcan chargé en cendres atteint des altitudes d’environ 300-400 m au-dessus du Yasur.
Septembre 2003	<ul style="list-style-type: none"> - Activité volcanique calme. - Pas de grosses explosions, les quelques bombes retombent toutes dans les bouches. B et

	<p>C semblent plus actives que A (dégazage passif).</p> <ul style="list-style-type: none"> - Le panache est très chargé en vapeur d'eau.
Avril 2004	<ul style="list-style-type: none"> - Activité volcanique relativement calme. - Quelques rares grosses explosions provenant des bouches B et C libèrent des panaches chargés en cendres. - Le panache est bien chargé en vapeur d'eau suite à des pluies récentes.
Juillet 2004	<ul style="list-style-type: none"> - Forte activité volcanique. - De grosses explosions audibles depuis le gîte de Sunrise (~ 5km du volcan). Des bombes atterrissent jusqu'à 50 m au-delà de la bordure du cratère. La visite du volcan est dangereuse sur la bordure du cratère. Les bouches sont bien creusées par l'activité et les bouches B et C paraissent confondues depuis le bord du cratère. On enregistre une vingtaine d'explosions par minute. - Les panaches émis par chaque bouche sont très chargés en cendres. Les panaches de la bouche B et C sont gris sombre alors que le A libère un panache gris clair. On aperçoit de temps en temps de la fumée bleutée entre chaque explosion, en particulier dans la bouche A. A 2 km du Yasur après chaque grosse explosion on aperçoit un panache qui s'élève et acquiert une forme en champignon avant de s'infléchir vers 300-400 m de haut. Des retombées de cendres s'étendent au-delà de 4 km depuis la source mais a priori sans dégâts particuliers.
Septembre 2004	<ul style="list-style-type: none"> - Activité volcanique forte. - Il y a visiblement une baisse d'intensité depuis juillet avec des fortes explosions espacées dans le temps (10-20 explosions par minutes). Pendant notre observation au sommet du volcan, les bombes ne dépassent pas la bordure du cratère mais atterrissent régulièrement en dehors des bouches. Il y a des bombes fraîches sur le bord du cratère. Les bouches restent encore bien creusées. - Le panache est encore bien chargé en cendres avec une couleur plutôt grise.
Octobre 2004	<ul style="list-style-type: none"> - Activité sensiblement identique à septembre. - Nous avons eu l'occasion de mesurer durant cette visite la température d'une bombe qui atterrissait non loin de nous. Cette dernière refroidissait rapidement au contact du sol et nous avons relevé une température de 680 °C.
Janvier 2005	<ul style="list-style-type: none"> - Activité moyennement forte. - Les explosions sont encore plus espacées par rapport à Octobre 2004. Nous avons enregistré 13 explosions en 16 minutes dans la bouche A. Les bombes atterrissent de temps en temps à l'extérieur du cratère. - Panache relativement chargé en cendres.
Mars et Juillet 2005	<ul style="list-style-type: none"> - Activité relativement calme. - Les grosses explosions sont espacées dans le temps et les bombes retombent dans les bouches. - Le panache est peu chargé en cendres.
Novembre 2005	<ul style="list-style-type: none"> - Activité moyennement forte. - De grosses explosions peu fréquentes. Panache relativement chargé en cendres.

7.3 Yasur: particularités et ressemblances avec d'autres volcans dans le monde

Les éruptions du type strombolien ne sont en principe pas très violentes et font partie des manifestations les plus spectaculaires et faciles à observer, particulièrement sur le Yasur. Leur intensité dépend de la viscosité du magma, généralement du type basalto-andésitique comme sur Yasur (Allen, 2005). Ce type d'activité libère les gaz par des explosions plus ou moins fréquentes, associées à des produits incandescents. Une phase vulcanienne précède généralement les débuts de forte activité. Elle correspond au débouillage des conduits pendant dix à quinze jours ; ensuite l'activité strombolienne s'installe et persiste avec plus ou moins d'amplitude. Même si l'on a recensé des activités similaires au cours d'éruptions sur plusieurs volcans comme sur Paricutín (Mexique) 1943-1954, Mont Veniaminof (Alaska) 1993-1995,

Pacaya (Guatemala) 1995-1996, Rabaul (Papua New Guinea) 1996, ou encore Villarrica (Chili) 1996-1998, c'est avec Stromboli, où l'activité explosive est permanente que la similitude est la plus grande avec Yasur. La similitude dans les signaux sismiques enregistrés sur les deux volcans (Nabyl *et al.*, 1997) indique un processus magmatique semblable dans les réservoirs et conduits magmatiques.

7.4 L'émission du dioxyde de soufre par Yasur

Le flux du SO₂ du volcan Yasur peut être assez facilement mesuré. Il l'a été en 1999 pour la première fois à l'aide de COSPEC (Gauthier, 1999). Auparavant, des estimations de flux par comparaison avec la taille des panaches des autres volcans avaient été proposées (Nairn, 1988 12/88 SEAN 13:12 ; Lardy and Marty, 1990 11/90 BGVN 15:11). Nous avons mesuré entre 2004 et 2005 le dégazage du Yasur en utilisant le mini-DOAS et un FTIR. Les résultats (cf. article en annexe 2) montrent l'important dégazage de ce volcan.

7.4.1 Mesures du flux de SO₂

La plaine de cendres (sans végétation), située au nord du Yasur et sous les vents dominants qui orientent le panache dans cette direction, permet de réaliser facilement à bord d'un véhicule tout-terrain des profils de mesures sous le panache. Seuls les vents d'ouest (peu fréquents) peuvent rendre impossible l'usage d'un véhicule qui évoluerait sur des pistes ombragées, pouvant induire des surestimations des flux de gaz. Par ailleurs, lorsque le vent est très faible, le panache a tendance à s'étaler, rendant impossible un passage complet sous le panache et ce type de condition entraîne une surestimation de flux. 86 profils (passages complets sous le panache) ont été réalisés, à environ 2 km du cratère avec le télescope fixé verticalement à l'arrière de la cabine d'un véhicule (fig.7.3).



Figure 7-3. Mesures du dégazage du Yasur à bord d'un véhicule. Photo prise par J.Calkins, © IRD/P.Bani

7.4.2 Résultats des mesures

Les résultats des mesures effectuées entre avril 2004 et novembre 2005 (tableau 7.1) montrent une forte variation de flux, avec un minimum de 2.5 kg/s et un maximum de 13.5 kg/s. Ces résultats montrent également que le Yasur est une source importante du SO₂ avec une moyenne de flux de 7.9 kg.s⁻¹, soit entre 1 à 2% du taux des émissions globales de SO₂ par les volcans. Ces résultats sont présentés dans un article en annexe 2.

Tableau 7-4. Résultats du flux de SO₂ mesurés entre avril 2004 et novembre 2005.

Volcan	Période de mesure	Date (jour/mois/année)	Nombre des traversées	Moyenne des flux (kg.s ⁻¹)	Moyenne des flux par période de mesures (kg.s ⁻¹)
Yasur	P1	02/04/04	2	5.3	5.3
		03/04/04	6	2.5	
		04/04/04	5	6.7	
		05/04/04	4	3.9	
		06/04/04	4	4.3	
		07/04/04	4	6.6	
		08/04/04	1	7.9	
		11/07/04	14	13.3	
	P2	12/07/04	14	7.3	12.3
		13/07/04	1	17.2	
		14/07/04	4	11.3	
		19/09/04	5	4.9	
	P3	29/10/04	6	5.3	5.3
	P4	10/01/05	4	11.2	11.2
	P5	18/03/05	1	2.5	2.5
	P6	02/07/05	5	6.1	6.1
P8	01/11/05	4	12.8	13.5	
	02/11/05	2	14.2		

7.5 Chimie du panache du Yasur

7.5.1 Détection des gaz libérés par l'activité strombolienne du Yasur par un OP-FTIR

Nous avons eu la possibilité d'étudier le panache du Yasur avec les moyens de la spectroscopie infrarouge à transformée de Fourier, en parcours ouvert (OP-FTIR), pendant la campagne de janvier 2005. Cet outil est utilisé couramment dans la mesure des gaz présents dans l'atmosphère (Bacsik *et al.*, 2004; 2005) et connaît une utilisation croissante dans l'étude des dégazages volcaniques, avec des instruments de plus en plus compacts, depuis les années 1990 (Notsu *et al.*, 1993; Mori *et al.*, 1993; Francis *et al.*, 1995). Ces outils sont robustes et sont capables de mesurer une vaste gamme de gaz volcaniques, y compris le H₂O, CO₂, CO, OCS, SO₂, HCl, HF, et SiF₄ (Oppenheimer *et al.*, 1998b; Mori *et al.*, 1997). Déployé sur le Yasur, cet outil nous a permis d'identifier la présence du CO₂, CO, SO₂, et du HCl sur ce volcan. Les résultats obtenus sont présentés dans un l'article, publié dans *Applied Physics B* et présenté en annexe 3. On démontre à travers l'article que le dégazage du Yasur s'effectue selon 2 phases distinctes, dont l'une se traduit par des explosions, et l'autre, par un dégazage passif entre les explosions. Les résultats montrent qu'avec chaque explosion, le rapport molaire SO₂/HCl augmente de 2 à plus de 30. Une analyse individuelle des gaz suggère que les écarts du rapport SO₂/HCl pendant les explosions sont dûs principalement à l'apport du SO₂, alors que la concentration du HCl reste sensiblement identique. On en déduit à travers ce résultat que chaque explosion sur le Yasur est initiée en profondeur, là où le chlore a encore une forte affinité vers le liquide magmatique. La présence du HCl dans le panache est due à un dégazage passif au niveau de la partie supérieure de la colonne magmatique.

7.5.2 Flux du Chlorure d'hydrogène (HCl)

Peu d'attention a été portée sur la chimie de HCl dans la troposphère, car ce dernier n'est pas considéré, contrairement à SO₂, comme un polluant important, et cela malgré le fait qu'une quantité importante de chlore soit présente dans la stratosphère. Le chlorure d'hydrogène fait partie des gaz toxiques libérés par un volcan, et son rapport avec le SO₂ est souvent utilisé dans l'étude du dégazage volcanique. Par exemple, Edmonds *et al.* (2002) ont démontré que la fluctuation du rapport HCl/SO₂ sur la Soufrière est en relation avec le taux d'extrusion de la lave andésitique. La plus importante propriété du HCl dans les réactions

troposphériques repose sur sa forte solubilité qui lui permet de quitter rapidement les panaches volcaniques. La loi d'Henry sur la constante de solubilité du HCl est $2.53 \times 10^5 \text{ mol.m}^{-3}.\text{Pa}^{-1}$ à 298 K, soit mille fois supérieure à celle du SO₂ ($126 \text{ mol.m}^{-3}.\text{Pa}^{-1}$) (Horrocks *et al.* 2003). Johnson et Parnell (1986) ont montré, d'une part, que le pH des pluies acides sur Masaya est contrôlé par la dissolution du HCl et, d'autre part, qu'une pluie à proximité du volcan dissout la presque totalité HCl du panache. Ainsi, à une distance éloignée du volcan, les pluies acides sont générées par la dissolution du SO₂, alors qu'à proximité du volcan, elles sont issues principalement de la dissolution du HCl. La figure fig.7.4 montre l'impact des pluies acides à proximité du Yasur, après une forte dépression tropicale qui a orienté le panache vers l'ouest. Le HCl présent dans le panache du Yasur pourrait être responsable de cette défoliation.

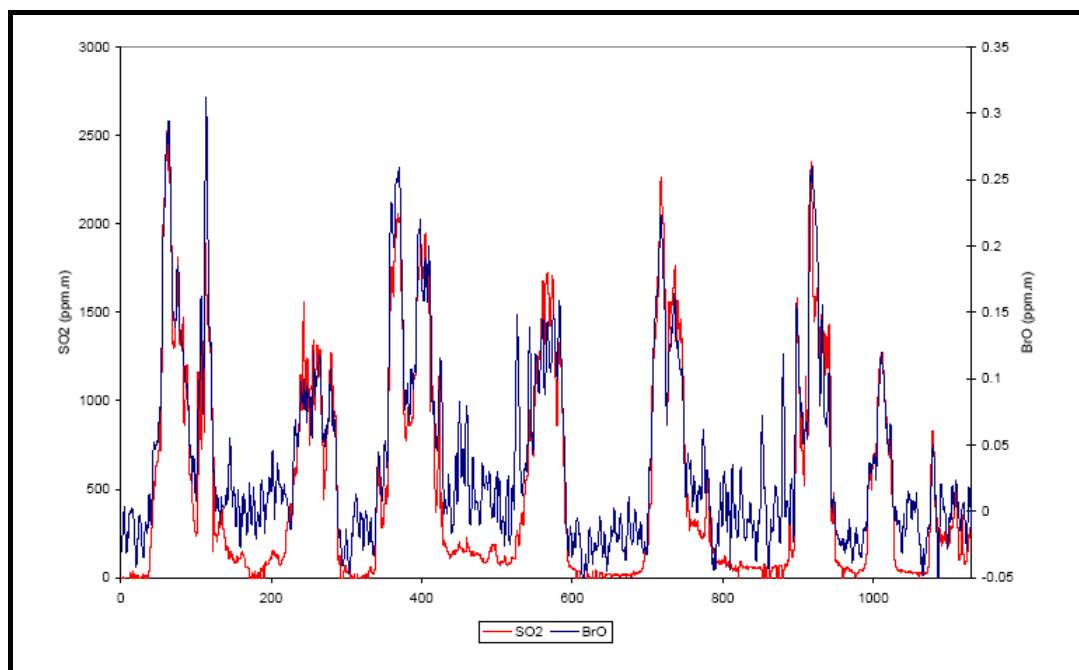


Figure 7-4. Végétation à proximité du Yasur arrosée par la pluie acide lors d'une dépression tropicale en février 2004. Photos IRD/P.Bani

Les résultats des mesures de flux du SO₂ avec le DOAS, au lendemain de nos mesures avec le OP-FTIR, ne permettent pas de faire une distinction entre le dégazage à travers les explosions stromboliennes et le dégazage passif. La moyenne de flux du SO₂ obtenue après 5 passages sous le panache est de 11.2 kg.s^{-1} . En admettant que le rapport molaire SO₂/HCl = 1,8 obtenu au niveau des bouches de dégazage soit représentatif du panache du Yasur, on déduit alors un flux de HCl équivalent à 3.3 kg.s^{-1} , sensiblement supérieur au $2,5 \text{ kg.s}^{-1}$ estimé par Gauthier (1999).

7.5.3 Monoxyde de brome (BrO)

Une large majorité de nos passages sous le panache a été réalisé à moins de 1 km de la source. A cette distance, le BrO n'est qu'au début de sa formation, puisque sa teneur à proximité des événements actifs est en-dessous du seuil de détection [Bobrowski et al. \(2006\)](#). [Oppenheimer et al. \(2006a\)](#) ont obtenu à une distance d'environ 2-3 km de la source active de l'Etna et avec une vitesse du panache de 10 m.s^{-1} , un flux de BrO d'environ $3,1 \text{ g.s}^{-1}$ avec un rapport SO_2/BrO de 5300. Le délai du déplacement du panache entre la source et le point de mesure était d'environ 3-5 mn. Si 3 à 5 min sont nécessaires pour que le BrO apparaisse dans les spectres, il faudrait sur Yasur une vitesse du panache de $3\text{-}5 \text{ m.s}^{-1}$ et un flux du SO_2 de $\sim 1400 \text{ t.j}^{-1}$ pour espérer mesurer la teneur du BrO dans le panache à 1 km de la source. Nous pensons que ce serait tout à fait possible pendant les phases de forte activité. Les paramètres qui contrôlent la formation du BrO sont décrits au § 6.3.2.1 ([Oppenheimer et al. 2006a](#)). Nous avons pu détecter la présence du BrO dans le panache du Yasur pendant les phases de forte activité et la meilleure corrélation entre le BrO et le SO_2 est obtenue en juillet 2004 (fig.7.5), ce qui confirme la présence du BrO dans le panache du Yasur et son origine volcanique. La moyenne des flux du BrO obtenue pour juillet est égale à $2,1 \text{ g.s}^{-1}$, ce taux d'émission est nettement inférieur aux valeurs extrêmes ($62\text{-}110 \text{ g.s}^{-1}$) obtenues sur Ambrym ([Bani et al. soumis](#)), mais reste important, confirmant que le Yasur est aussi une source non négligeable de BrO.



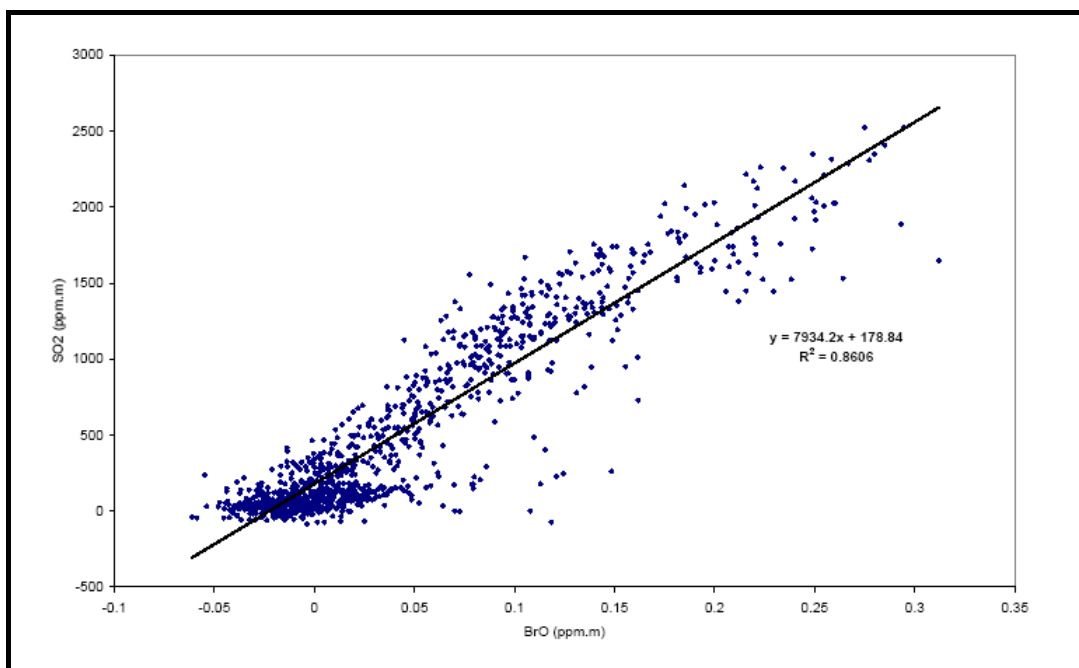


Figure 7-5. Exemple de corrélation entre le SO₂ et BrO dans le panache du Yasur (11 juillet 2005), indiquant une source commune.

7.5.4 Dioxyde d'azote (NO₂)

Le dioxyde d'azote n'est pas visible dans les spectres obtenus sur le Yasur, malgré des conditions favorables à sa formation (cf. 6.3.3.). Comme pour Ambrym, cette absence peut être en partie liée à la présence du BrO qui résorbe totalement le NO₂ selon la réaction:



7.6 Discussion

7.6.1 Yasur : une source importante de SO₂ et d'halogènes

Yasur est l'un des volcans les plus actifs de l'archipel du Vanuatu et son activité strombolienne permanente attire de plus en plus de visiteurs. Il est le volcan le plus accessible au monde et offre ainsi un site facile et privilégié pour les études volcanologiques. L'activité du Yasur est cyclique, avec des périodes de forte activité et des périodes calmes. Nos résultats acquis en 2004-2005, montrent que durant des périodes de forte activité, le Yasur a libéré plus de 1000 tonnes de SO₂ par jour et seulement 200 t.j⁻¹ en période calme. Cette fluctuation du flux du SO₂ s'effectue de manière progressive sur plusieurs mois. Sur les 8 campagnes de

mesures couvrant au moins un cycle complet de l'activité du Yasur, nous avons obtenu une moyenne de $7,9 \text{ kg.s}^{-1}$, ce qui correspond à 1 à 2 % du taux mondial du SO_2 rejeté par les volcans dans l'ensemble du profil atmosphérique et de 1,5 à 2,5 % du SO_2 rejeté uniquement dans la troposphère. Cette valeur moyenne placerait le Yasur non pas en 7^e (Andres et Kasgnoc, 1998) mais en 15^e position dans la classification des 49 volcans considérés comme de gros émetteurs de SO_2 . Le Yasur est également une source importante de HCl et de BrO, avec respectivement $3,3 \text{ kg.s}^{-1}$ et $\sim 2,1 \text{ g.s}^{-1}$ de taux d'émission. Par comparaison, l'Etna rejette plus de 8 kg.s^{-1} de HCl (Francis *et al.* 1998b) et $\sim 3,1 \text{ g.s}^{-1}$ de BrO (Oppenheimer *et al.*, 2006a); valeurs très inférieures aux flux extrêmes mesurés sur Ambrym (entre 62 et 110 g.s^{-1} Bani *et al.*, soumis). Néanmoins, de telles quantités d'émission sur Yasur peuvent déclencher et catalyser une large gamme de processus géochimiques dans la troposphère (Finlayson-Pitts *et al.*, 1990; Lary, 1996; Prather and Watson, 1990 ; Platt and Honninger, 2003; von Glasow *et al.*, 2004). Si l'on extrapole l'émission du HCl par le Yasur sur une année, on obtient un taux annuel d'environ 0,104 Mt, ce qui représente entre 1 et 25% des 0,4 à 11 Tg.an^{-1} de HCl libéré chaque année par les volcans (Symonds *et al.*, 1988). Yasur est aussi la source d'au moins 66.2 tonnes par an de BrO.

En janvier 2005, nous avons obtenu un rapport HCl/ SO_2 de l'ordre de 0,5, malheureusement nous n'avons pas eu l'occasion d'effectuer d'autres mesures de HCl pour pouvoir étudier l'évolution du HCl/ SO_2 . Ce rapport HCl/ SO_2 est généralement inférieur à 1 dans une phase pré-éruptive et il augmente à mesure que le magma migre vers la surface (Bernard *et al.*, 2006). Cependant, notre étude du panache du Yasur montre que ce volcan est une source importante d'halogènes et de SO_2 . Par ailleurs, il a été démontré dans notre article publié dans "Applied Physics B" que le saut du rapport SO_2/HCl , lors des explosions, est lié à l'apport de SO_2 depuis une profondeur plus importante par rapport au sommet de la colonne magmatique. Cela veut dire que les explosions sont induites par la migration des bulles depuis la profondeur, et par coalescence, ces dernières vont migrer rapidement vers la surface avant d'exploser au sommet de la colonne magmatique. Cette théorie est cohérente avec le modèle suggéré par Nabyl *et al.* (1997), d'après les enregistrements sismiques (fig.7.6).

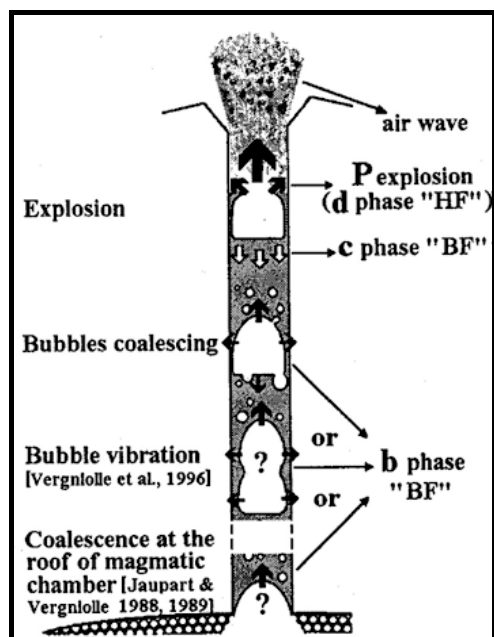


Figure 7-6. Migration de grosses bulles d'après le modèle de Jaupart et Vergnolle (1988, 1989) et appliqué aux phases explosives du Yasur par Nabyl *et al.*, 1997. Chaque explosion est alimentée par une arrivée de grosse bulle.

7.6.2 Cyclicité de l'activité du Yasur enregistrée par la variation de flux du SO₂

Il est généralement admis que la fluctuation de flux du SO₂ est représentative de l'évolution de l'activité volcanique (ex: Rose *et al.*, 1982 ; Casadevall *et al.*, 1983 ; Malinconico, 1987 ; Chartier *et al.*, 1988 ; Andres *et al.*, 1993 ; Kyle *et al.*, 1994 ; Watson *et al.*, 2000), et le Yasur ne fait pas exception. Les résultats de nos mesures de flux du SO₂ varient en moyenne entre un minimum de 216 t.j⁻¹ et un maximum de 1166 t.j⁻¹. Cette variation du flux de SO₂ ressemble à celle mesurée sur le Stromboli, où Allard *et al.* (1994) ont noté une variation de 320 à 1200 t.j⁻¹. Compte tenu d'un même type d'activité sur ces deux volcans, il n'est pas surprenant d'avoir un taux de dégazage du même ordre. Allard *et al.* (1994) ont estimé que le dégazage de Stromboli entre 1980 et 1993 nécessite un dégazage annuel de 0.01-0.02 km³ de magma, ce volume est 100 à 200 fois plus important que le volume des produits magmatiques réellement éjectés en surface, ce qui implique qu'une part extrêmement importante du magma soit stockée en profondeur. Si on admet que la même proportion du volume de magma est responsable du dégazage sur Yasur, et sachant que l'activité strombolienne du Yasur existe depuis au moins 2 siècles (depuis le passage de Cook en 1774), on devrait avoir au minimum 2,3 km³ de magma stocké sous le Yasur. Or le volume de l'édifice volcanique du Yasur (0.4 km³) est 6 fois moindre que ce volume. L'édifice du

Yasur ne peut donc pas s'accommoder avec ce type de stockage. En revanche, si on associe au Yasur, le block du Yenkahe (6 km de long, 3 km de large et 300 m de haut), on obtient un volume global de 5.8 km³ qui pourrait contenir le stock de magma non éjecté en surface. Rappelons tout de même que le volume magmatique est généralement déduit des analyses des inclusions fluides, qui n'ont pas encore été faites sur le Yasur. L'influence du bloc de Yenkahe dans le système du dégazage du Yasur doit être considérée. De nombreuses sources hydrothermales sur le bloc du Yenkahe témoignent l'existence d'une source magmatique sous-jacente. D'importantes surrections du Yenkahe au cours des derniers 1000 ans ([Chen *et al.*, 1995](#)) sont également des preuves de l'existence d'une chambre magmatique et/ou d'intrusion magmatique sous le Yenkahe. Cette dernière alimenterait le Yasur. Des mesures GPS effectuées sur 3 années consécutives (2002-2005) montrent des déformations sur le Yenkahe, suggérant des mouvements de masse d'est vers l'ouest sous le Yenkahe sur des périodes englobant les fortes activités de Yasur en 2002 et 2004 ([Erre, 2005](#), [Lardy *et al.*, 2006](#)). De telles migrations magmatiques suggèrent de nouvelles alimentations magmatiques sous le Yasur. Lorsqu'un magma mafique est injecté dans un réservoir différencié, il subit une baisse de température et déclenche la cristallisation des minéraux, favorisant l'exsolution des volatils ([Andres *et al.*, 1991](#), [Westrich & Gerlach, 1992](#)). Les gaz ainsi formés alimenteront le dynamisme explosif du Yasur qui débute généralement par une phase de débouillage libérant d'importantes quantités de gaz volcaniques comme en juillet 2004 où nous avons observé le premier pic du SO₂ (12,3 kg.s⁻¹).

Au cours des 19 mois de mesures (2004-2005) sur Yasur, nous avons obtenu globalement 2 pics de flux du SO₂ (juillet 2004 et novembre 2005), séparés par un flux minimum du SO₂ en mars 2005 (fig.7.7). Cette variation de flux du SO₂ apporte un argument supplémentaire de plus pour la cyclicité de l'activité volcanique du Yasur ([Lardy *et al.*, 1999 04/1999 BGVN 24:04](#)) et chaque maximum du flux de SO₂ suggère une nouvelle incursion magmatique sous le Yasur.

La cyclicité de l'activité du Yasur est parfaitement suivie par les enregistrements sismiques sur la période de notre étude (2004-2005). On retrouve avec ceux-ci des pics d'activités coïncidant avec ceux du flux de SO₂ (fig.7.7). La présence des anomalies thermiques (MODVOLC) sur le Yasur durant la période 2004-2005 est également un indicateur de l'évolution de l'activité du volcan de Tanna. Les deux pics d'anomalies thermiques sont synchrones avec les maxima de l'activité sismique et du flux de SO₂ (fig.7.7).

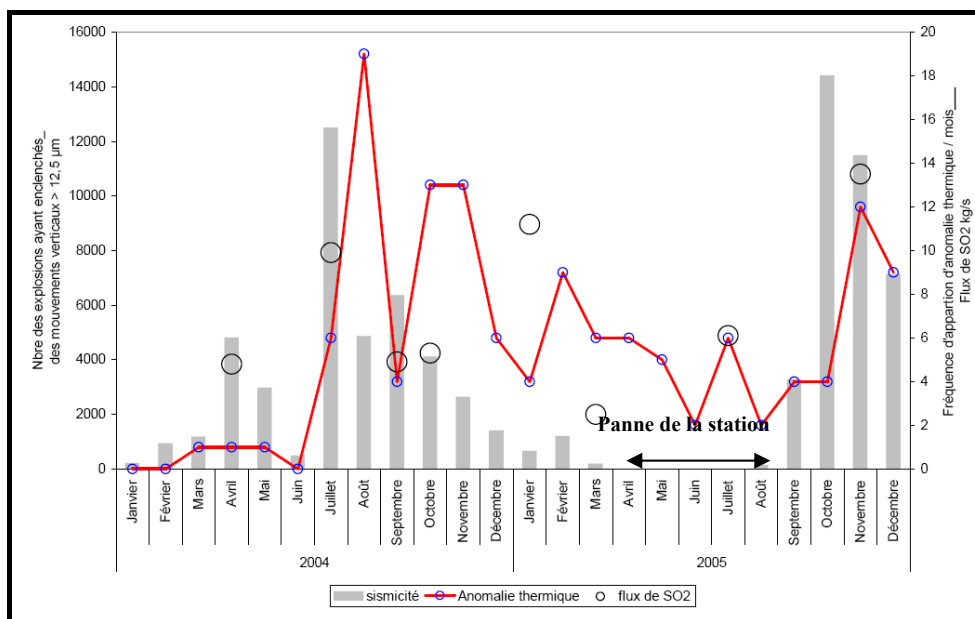


Figure 7-7. Corrélations entre la fréquence d’apparition des anomalies thermiques (MODVOLC), l’activité sismique et les flux de SO₂.

7.7 Conclusion

Le Yasur est depuis longtemps considéré comme source d’importance mondiale pour le SO₂ et il est classé parmi les 49 grands émetteurs volcaniques (Andres et Kasgnoc, 1998). La mise au point de spectromètre comme le mini-DOAS nous a permis, compte-tenu de l’accessibilité du Yasur, de réaliser 86 profils entre avril 2004 et décembre 2005. Nous avons pu mettre en évidence l’importance et la fluctuation des taux de SO₂ en relation avec l’activité sismique mesurée en temps réel et les anomalies thermiques enregistrées à partir des mesures du satellite MODIS. Nous avons aussi mis en évidence grâce au OP-FTIR, un écart important du rapport SO₂/HCl entre chaque explosion stromboliennne et dégazage passif, lié à un apport de phases gazeuses pauvres en HCl initiées en profondeur (Oppenheimer et al., 2006b).

La moyenne des flux, variant entre un minimum de 216 t.j⁻¹ mesuré pendant une phase calme et un maximum de 1166 t.j⁻¹ en période de forte activité, confortent la place du Yasur dans le groupe des principaux émetteurs naturels de SO₂ dans le monde (15^e position sur les 49 volcans reconnus comme des sources importantes du SO₂). La fluctuation de flux du SO₂ sur Yasur observée sur la période 2004-2005 est vraisemblablement en relation avec les intrusions magmatiques régulières venant du bloc du Yenkahe.

D’importantes quantités d’halogènes sont libérées par le Yasur que nous avons estimé à 0,1 Mt de HCl et 66,2 t de BrO par an ; Yasur est ainsi une source importante d’halogènes.

Compte tenu des taux élevés des émissions du Yasur à moins de 370 m d'altitude, et du nombre relativement important des habitants autour du volcan, il est nécessaire d'étudier l'impact du dégazage du Yasur sur l'environnement et la santé des habitants.

CHAPITRE 8

8 Le volcan d'Aoba (Ambae)

Au vu du nombre relativement important des habitants vivant à proximité de la caldera qui renferme des lacs de cratère, Aoba est considéré comme le volcan le plus dangereux du Vanuatu. Depuis sa reprise de l'activité au début des années 1990, la plupart des volatiles libérés par ce volcan étaient généralement dissous dans le lac ; mais l'émergence d'un cône dans le lac, suite à une activité surtseyenne (novembre 2005-janvier 2006), a ouvert la voie pour un dégazage direct dans l'atmosphère, rendant possible, la mesure du flux de SO₂. Le début de ce chapitre donne une description détaillée de la morphologie et de l'activité du volcan, suivi d'un aperçu sur l'activité éruptive de novembre 2005 à janvier 2006. L'étude du dégazage est ensuite abordée avant de proposer des hypothèses relatives au changement brutal et exceptionnel de la coloration du lac Vouï.

8.1 Morphologie du volcan

Aoba (fig.8.1) est le plus grand volcan de l'archipel du Vanuatu, avec ses ~ 4000 m de haut depuis le plancher océanique et un volume de 2500 km³. C'est un volcan basaltique dont plus de 2/3 du volume se trouve dans l'océan. La partie émergée apparaît sous une forme ovale (38 x 16 km), dotée de nombreux cônes de scories. Ces derniers sont alignés sur les flancs de l'édifice, le long d'un axe principal de fracturation NE-SO, responsable de l'orientation de l'île. Aoba culmine à 1496 m au-dessus du niveau de la mer. Deux calderas imbriquées occupent le sommet de ce volcan, dont la plus petite contient deux grands lacs permanents, Manaro Lakua et Vouï, ainsi qu'un lac périodiquement asséché, le Manaro Ngoru. Le Vouï et le Manaro Ngoru sont deux lacs de cratère avec respectivement ~1,6 km et ~0,5 km de diamètre, formés il y a environ 360 ans ([Warden, 1970](#)).

La morphologie de calderas emboîtées sur Aoba est typique d'un volcan basaltique où le magma peu visqueux de la chambre magmatique est drainé par des coulées de lave plutôt que des éruptions cataclysmales, comme c'est le cas sur les volcans explosifs. Ce mécanisme de vidange de la chambre est dans plusieurs cas répétitif, ce qui aboutit à la formation de calderas imbriquées. [Warden \(1970\)](#) a estimé à plus de 2000 m le sommet initial du volcan, avant la formation des calderas (fig.8.2), mais l'âge précis de l'effondrement est encore inconnu. Les seuls âges connus sur le volcan d'Aoba sont: (1) 1,7 Ma, correspondant aux plus anciennes coulées qui constituent le soubassement d'Aoba (datation K-Ar) et (2) ~ 360 ans correspondant à la formation du cratère occupé par le lac Vouï ainsi que le cratère du Manaro Ngoru (datation C¹⁴) ([Warden 1970](#)).

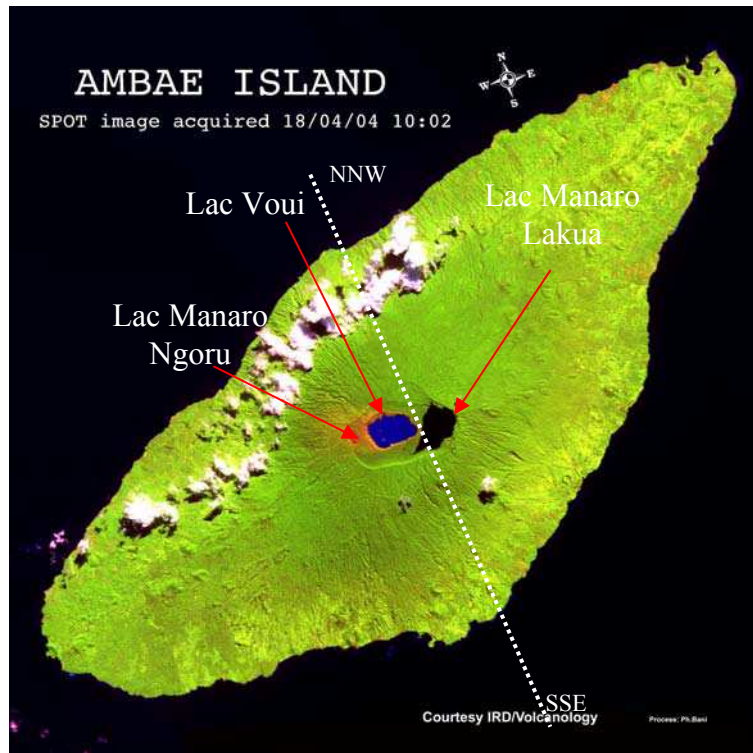


Figure 8-1. Île d'Aoba (Ambae), composition colorée d'une image SPOT5 acquise en avril 2004.

L'éruption récente (novembre 2005 – janvier 2006), de type surtseyen a modifié la morphologie du lac Vouï, avec la formation d'un cône de tephra/tufs au milieu du lac, précisément à l'emplacement de la zone la plus profonde (150 m - [Lardy et al., 1997b](#)).

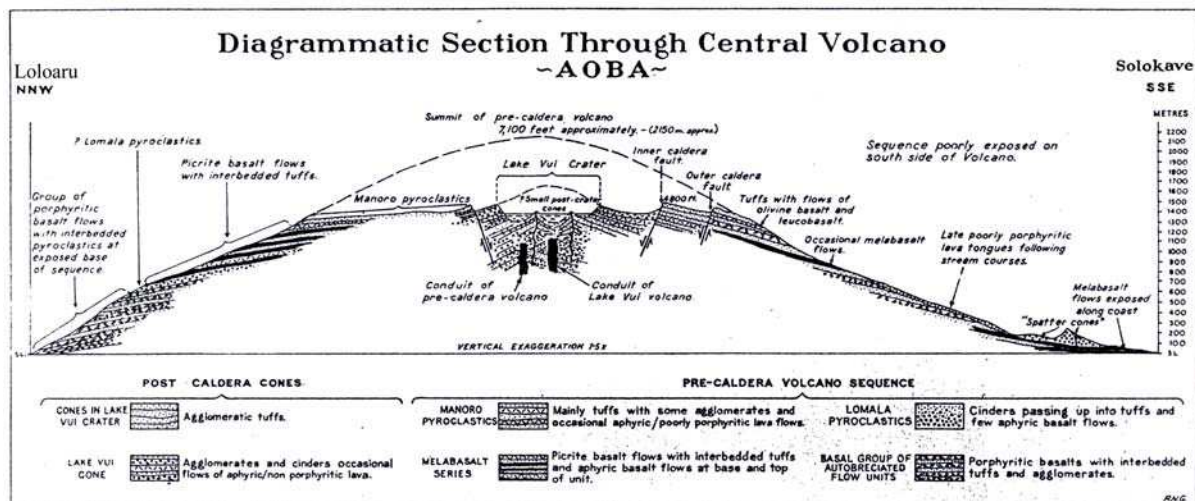


Figure 8-2. Coupe géologique NNO-SSE (cf.fig.8.1) de l'île d'Aoba. Le profil du volcan avant la formation des calderas est également indiqué (Warden, 1970).

8.2 Aoba : particularités et ressemblances avec d'autres volcans dans le monde

Comme Ambrym, Aoba est un volcan basaltique situé à l'aplomb d'une zone de subduction, avec des coulées fluides (Warden 1970), un édifice à pentes douces à la base et des calderas imbriquées au sommet. D'après Warden (1970), la composition chimique des coulées ne varie pas beaucoup, sauf pour les coulées récentes dépourvues de phénocristaux qui suggèrent un temps de transit plus réduit dans les réservoirs, lors de la migration du magma vers la surface. Il existe plusieurs volcans basaltiques qui possèdent des calderas imbriquées : Kilauea, Mauna Loa et Piton de la Fournaise en sont des exemples bien connus. Aoba fait partie également des édifices volcaniques qui hébergent des lacs de cratère acides, comme par exemple Kawah-Ijen et Keli Mutu (Indonésie), Ruapehu (Nouvelle Zélande), Poas (Costa Rica) et El Chichon (Mexique) (voir site suivant pour une liste exhaustive : <http://pasternack.ucdavis.edu/lakes.htm>). Avec plus de 40 millions de m³ d'eau (Lardy *et al.*, 1997b) avant l'éruption du novembre 2005, le lac Vouï était le plus grand lac acide au monde. Cependant, ce dernier est peu connu par rapport à Kawa-Ijen, le plus grand lac de cratère acide de l'Indonésie, souvent considéré comme le plus grand lac acide au monde avec 30 millions de m³ d'eau (Takano *et al.*, 2004). L'activité éruptive du novembre 2005 au janvier 2006, associée à la formation de l'îlot dans le lac a beaucoup réduit le volume du lac. Au mois de mai 2006, la couleur du lac Vouï a brutalement viré du bleu turquoise au rouge brique sur la totalité de son volume, offrant un spectacle rarissime dans le monde sur un lac de cratère, et donc une caractéristique particulière de plus pour ce volcan.

8.3 L'activité volcanique d'Aoba

Aoba est parmi les volcans les moins accessibles sur l'archipel du Vanuatu et c'est une des raisons pour lesquelles son activité volcanique est peu connue. Cela pose quelques difficultés dans la gestion des crises actuelles. Les rares informations sur ses manifestations volcaniques dans le passé (entre 1575 et 1976) sont rassemblées dans le tableau 8.1. Entre 1976 et la fin des années 1980, l'activité principale du volcan est limitée aux fumerolles sur la bordure Est du lac Manaro Lakua (fig.8.3).

Tableau 8-1. Historique de l'activité volcanique d'Aoba

~ 1575 +/- 54	Explosion à partir du cratère central, formation du cône du lac Voui et du cratère explosif du lac Manaro Ngoru (âge C ¹⁴ , Warden 1970).
~ 1670	Eruption à partir d'une fissure radiale excentrique sur le flanc ouest avec coulée de lave ayant entraîné des destructions dans la région de Ndui Ndui et formation du petit cône de tuf palagonitique du lac Voui (Williams et Warden, 1964 ; Simkin <i>et al.</i> , 1981). D'après la tradition orale (Joly, 1906), l'activité semble être liée à des éruptions fissurales le long des fractures N50.
1870 +/- 1	Eruption avec explosion et lahars ayant entraîné des destructions et des victimes (Simkin <i>et al.</i> , 1981)
1914	Eruption ? (et/ou séisme ?) entraînant un glissement de terrain (lahar ?) qui a fait 12 morts (Blot et Priam, 1962 ; Williams et Warden, 1964). Emissions à partir de fissures latérales, de cendres à niveaux de lapillis accrétonnés et lahars détruisant un village sur le flanc E de l'île (Warden, 1970).
1966	Emission de vapeurs dans la caldera en août, forte activité fumerollienne (Blot, 1976), formation d'un petit cône de cendres ?
1971	Forte émission de vapeur dans la caldera (N.H.G.S. Ann Rep. For 1971).
1976	Solfatares plus actifs que d'habitude (N.H.G.S. Ann. Rep. For 1976).



Figure 8-3. Zone de solfatare sur la bordure est du Manaro Lakua. Photo Massey Univ./ S.Cronin, juillet 2005.

Depuis le début des années 1990, on assiste à une reprise de l'activité volcanique dans le lac Voui, qui a débuté avec une augmentation de la température du lac associée à la décoloration

des eaux. En 1991, la remontée de grosses bulles dans le lac a été signalée pour la première fois par un pilote d'avion des lignes locales. La bathymétrie réalisée quelques années plus tard (Lardy *et al.*, 1997b) a permis de localiser précisément la bouche des manifestations volcaniques sous l'eau (fig. 8.4). Les gaz émis au niveau de cette bouche sont en partie dissous dans l'eau, mais une quantité importante de vapeur acide atteint l'atmosphère et détruit la végétation sur les îlots et la bordure du lac, ainsi que la zone soumise aux vents dominants, où 253 ha de végétation ont été brûlés (Lardy et Sigaud, 1997a).

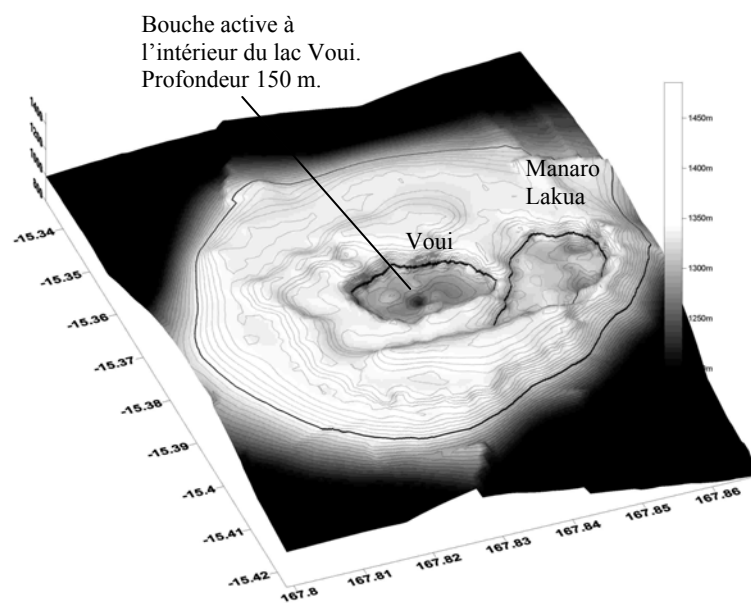


Figure 8-4. Morphologie de la zone sommitale du volcan Aoba associée à la bathymétrie des lacs où la bouche active est mise en évidence dans le Vouï.

En 1995, plusieurs explosions phréatiques ont été signalées, et la colonne de vapeur qui en découle a été vue depuis les îles voisines (Pentecôte, Maewo, Santo - Lardy *et al.*, 1995b, 08/1995 BGVN 20: 08). Les populations les plus menacées étaient en alerte pour un éventuel déplacement, mais la baisse rapide des trémors, vers le milieu de l'année 1995, a permis de lever rapidement l'alerte. Grâce à la station de surveillance installée en octobre 1998, une nouvelle montée de la température a été enregistrée en mars 2000, associée à une production des signaux ultrasons (http://www.ird.nc/activites/dme_r163.htm#aoba), mais le lac a retrouvé sa température normale quelques mois après.

Depuis le début des années 1990, le pH du lac Vouï oscille entre 1,2 et 2,4, indiquant une alimentation régulière en fluides hydrothermaux, depuis une source magmatique située en profondeur.

Dix ans après l'éruption phréatique de 1995, Aoba est entré dans une phase éruptive plus forte, forçant plus de 20 % de la population, vivant près de la caldera à quitter leurs villages pour se réfugier vers les extrémités de l'île (cf. § 8.4).

8.4 L'activité éruptive du volcan d'Aoba entre novembre 2005 et janvier 2006

La nuit du 16 février 2005 rappelait celle de décembre 1994 (Rouland *et al.*, 2001), où une activité sismique de plusieurs heures a précédé l'éruption phréatique du 3 mars 1995. De telles secousses sont généralement apparentées à une activité sismique d'origine volcanique. Une station sismique a été installée peu après cette nouvelle série de secousses, mais aucun autre séisme volcanique n'a été enregistré avant l'éruption du novembre 2005. Par contre, le potentiel d'utilisation des données satellitales pour la surveillance des volcans isolés et difficilement accessibles a été démontré encore une fois sur le volcan d'Aoba, avec les scènes de MODIS. En effet, le 21 novembre 2005, soit 6 jours avant le début de l'éruption, les analyses sur la scène MODIS du même jour montrait une augmentation de la température jusqu'à 30°C contre 25°C habituellement obtenue sur le lac Voui (<http://www.ulb.ac.be/sciences/cvl/aoba/Ambae1.html>). Quatre jours après (le 25 novembre 2005), MODIS a détecté une forte anomalie thermique dans le lac, indiquant ainsi un apport important d'énergie thermique avant la phase éruptive. D'après les témoignages locaux, l'activité éruptive a débuté le 27 Novembre 2005, soit 2 jours après l'apparition de l'anomalie thermique.

La première visite que nous avons effectuée dans la caldera, le 4 décembre, nous a permis d'observer une activité éruptive de type surtseyenne. On assistait à 5-7 explosions par minute, et à chaque explosion, des matériaux volcaniques mélangés à de l'eau étaient projetés jusqu'à plus de 100 m verticalement avant de retomber dans le lac. Avec chaque projection de produits volcaniques, se dégageait une grande quantité de vapeur blanche qui s'élevait en constituant une colonne de panache de plusieurs centaines de mètres au-dessus de la caldera (fig.8.5). Durant plusieurs semaines de d'activité éruptive, les matériaux éjectés, qui retombaient dans le lac, ont fini par former un îlot d'environ 50 m de haut et 500 m de diamètre au-dessus de la surface de l'eau du lac, pendant la phase la plus intense de l'éruption (fig.8.5).

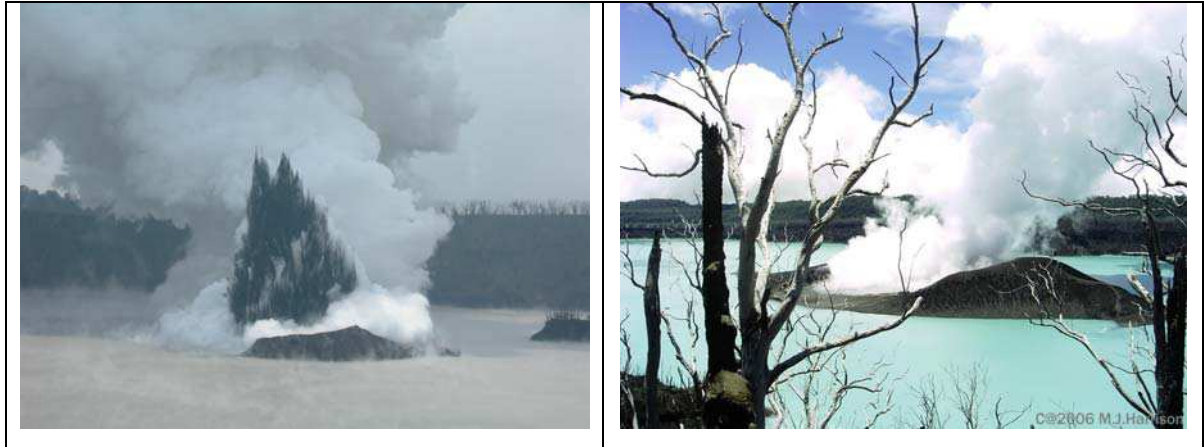


Figure 8-5. Une belle crête dans le lac Vouli, typique d'une activité surtseyenne (photo-gauche, IRD/P.Bani, 4 décembre 2005) et le nouvel îlot après l'éruption (photo-droite, DGMWR/M.Harrison, 17 janvier 2006).

C'est aux alentours du 10-13 décembre que l'activité éruptive a atteint son niveau le plus élevé avec des produits volcaniques éjectés jusqu'à ~200 m verticalement et ~300 m latéralement. L'activité éruptive a ensuite baissé d'intensité dans la 2^e quinzaine de décembre, avec des explosions surtseyennes moins fréquentes, avant de s'arrêter autour du 9 janvier 2006.

8.5 L'éruption d'Aoba et les lahars

L'activité éruptive d'Aoba a provoqué beaucoup de craintes de débordement des lacs au sommet du volcan, susceptibles de déclencher des lahars. Ainsi, par crainte des lahars, plus de 20 % de la population ont quitté temporairement leurs villages pour les extrémités est et ouest de l'île. Une étude sur la relation lahar-activité éruptive d'Aoba ainsi que les risques associés au dégazage du volcan sont présentés dans l'article présenté en annexe 4.

8.6 Emission de SO₂ entre novembre 2005 et juin 2006 par le volcan d'Aoba

8.6.1 La mesure du flux de SO₂

Comme pour Ambrym, et compte tenu d'un contexte encore plus difficile, nous avons utilisé l'avion pour mesurer le dégazage d'Aoba. Le spectromètre UV a été embarqué alternativement à bord d'un Brittan-Norman Islander et d'un CESSNA, qui ont évolué à une altitude moyenne de 800 m. Quatre séries de mesures ont été réalisées entre novembre 2005 et juin 2006, soit 11 passages sous le panache.

8.6.2 Résultats et discussion

Les résultats de mesures de flux sur le volcan d'Aoba sont groupés dans le tableau 8.2 et la figure 8.6 montre un exemple de la variation de la teneur du SO₂ le long d'un profil sous le panache. Les mesures ont été effectuées pendant 3 phases d'activité volcanique différentes, avec d'abord la phase éruptive en décembre 2005, puis la phase post éruption en février 2006, et enfin, la phase d'activité où le lac Vouï est devenu complètement rouge (fig.8.7).

Tableau 8-2. Résultats de mesures de flux du SO₂ sur Aoba.

Date	Time (HL)	Vitesse du vent (m/s)	Flux (kg/s)	Flux (t/j)	Moyenne des flux (kg/s)
03/12/05	07:59 - 08:01	5.14	22.9	1978	16
	08:04 - 08:06		10.6	916	
	08:08- 08:09		13.9	1203	
05/12/05	16:03 -16:05	3.6	15.6	1348	24
	16:16 - 16:15		32.8	2834	
26/02/06	08:47 - 08:52	3.0	28.5	2463	22
	09:03 - 09:06		24.1	2086	
	09:08 - 09:14		13.8	1192	
10/06/06	10:39 -10:41	3.6	46.5	4017	43
	10:43 -10:47		45.0	3885	
	10:49 – 10:54		37.0	3199	

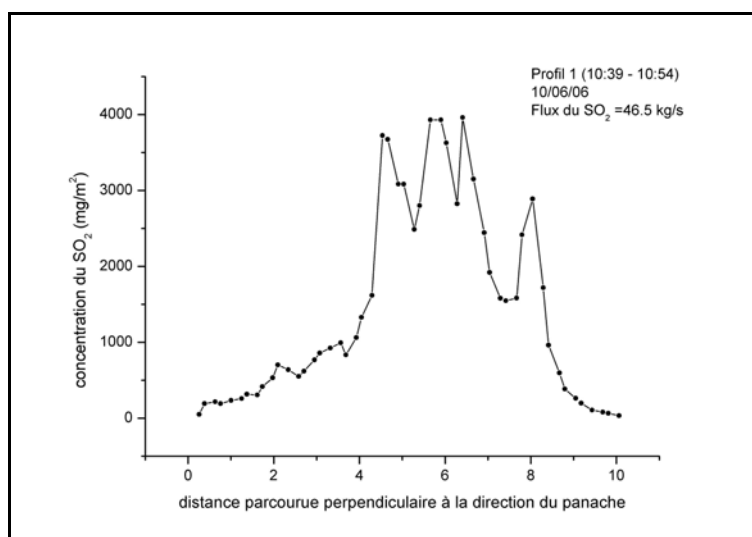
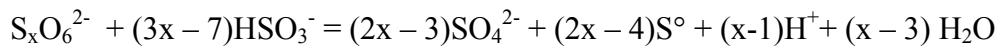
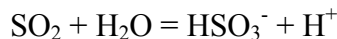


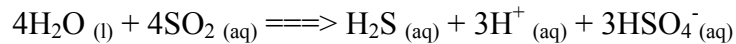
Figure 8-6. Exemple de profil obtenu sur le dégazage d'Aoba.

8.6.2.1 Evolution du flux de SO₂ durant la phase éruptive

Pendant l'activité éruptive (fig.8.7), deux séries de mesures ont été réalisées à deux jours d'intervalle (03/12/05 et 05/12/05), et les flux moyens obtenus correspondent respectivement à ~1380 t/j et ~2070 t/j. Ces valeurs sont peu importantes pour une phase éruptive, où les taux du SO₂ dépassent facilement plusieurs milliers de tonnes par jour. Néanmoins, compte tenu du contexte volcanique particulier au début de l'éruption (bouche active située à 150 m au fond du lac), une bonne partie de SO₂ a vraisemblablement été convertie en HSO₃⁻ selon la procédure décrite par [Takano \(1987\)](#):



Aussi, à des température élevées (>300°C) associées à des pH ≤ 2, la dissolution du SO₂ s'effectue très fortement vers la droite dans l'équation suivante:



Ainsi, la contribution du SO₂ dans le panache est négligeable par rapport à la quantité émise au départ par le dégazage magmatique ([Doukas and Gerlach, 1995](#)). Ces processus chimiques expliqueraient la faible émission du SO₂ dans le panache pendant la phase éruptive. Par ailleurs, nous avons constaté une augmentation du flux de SO₂ d'environ 50 % entre les deux séries de mesures effectuées en décembre. Cette forte augmentation sur une période de deux jours est cohérente avec l'émergence de l'îlot dans le lac Vouï. Ainsi, la mise en place de ce cône de tephra/tufs dans le lac, isole partiellement le dégazage volcanique et limite ainsi la dissolution du SO₂ qui se retrouve alors en quantité plus importante dans le panache.

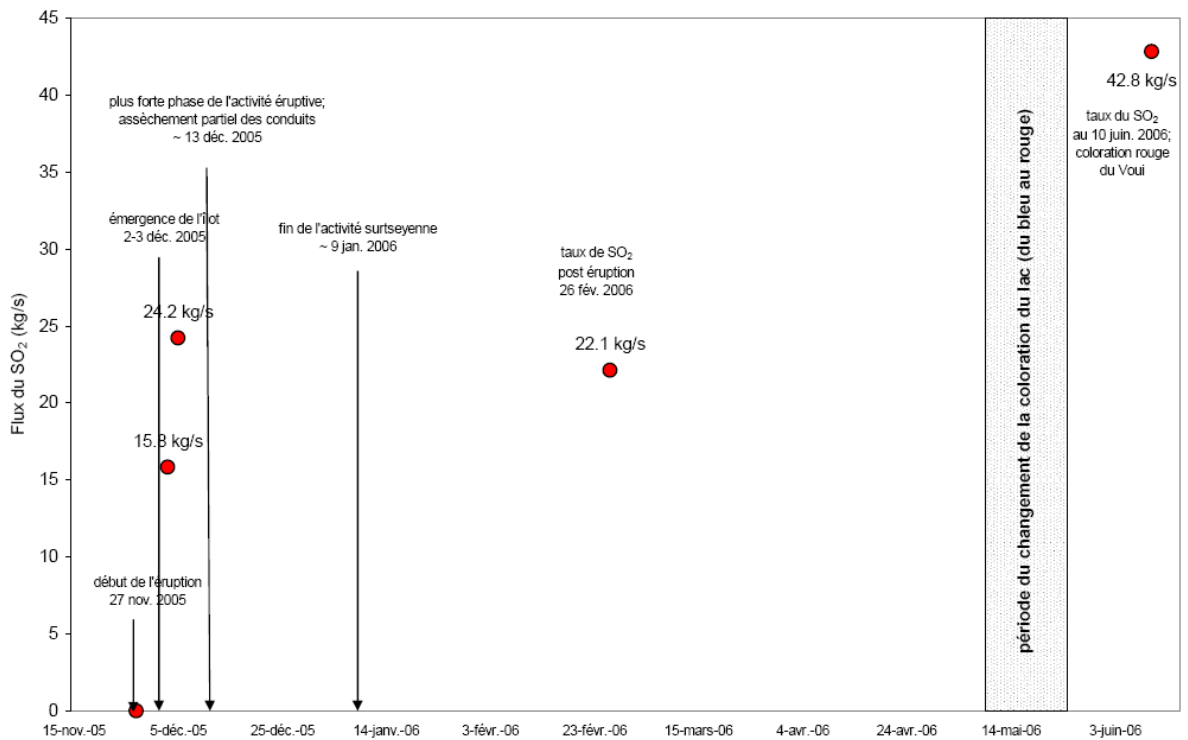


Figure 8-7. Evolution de flux du SO₂ par rapport aux différentes phases d'activités volcaniques.

8.6.2.2 Flux du SO₂ en période post éruptive

En février 2006, la couleur grise du lac Vouï de novembre/décembre 2005, induite par l'activité éruptive, est redevenue bleu turquoise. La température moyenne sur Vouï, mesurée le long de la bordure du lac est d'environ 23 °C, beaucoup moins élevée qu'en décembre où nous avons constaté une petite ébullition. Au milieu du lac, le nouvel îlot de scories commence déjà à être érodé par la pluie et son centre est occupé par un petit lac de boue chaud, dans laquelle on peut apercevoir quelques gros blocs jaunes de soufre. La colonne de vapeur qui s'élève à travers le lac de boue est beaucoup moins dense par rapport aux mois précédents, mais elle indique la persistance d'une activité volcanique qui désormais se limite uniquement au dégazage. Le taux de SO₂ mesuré durant cette période post-éruption est de 22 kg/s (1900 t/j) en moyenne (tableau 8.2 ; fig. 8.7), soit une baisse de seulement 9% par rapport au taux mesuré en décembre 2005. Ce taux de février correspond t-il à un taux de dégazage normal (en phase calme) du Volcan d'Aoba ? Nous ne disposons pas de données suffisantes pour répondre à la question. Cependant, si ce taux de dégazage s'avère être le taux d'émission du SO₂ en phase d'activité calme du volcan, autrefois dissout dans l'eau, alors Aoba est source importante de dégazage magmatique.

8.6.2.3 Flux du SO₂ en période de la coloration rouge du lac

Une nouvelle campagne de mesures en juin 2006 indique une nette montée du flux de SO₂, qui passe de ~1900 à ~3700 t/j depuis février 2006 (tableau 8.2). L'activité est toujours essentiellement concentrée au centre de l'îlot, et un fort panache fuse au travers du lac de boue. Le niveau du lac Vouï a baissé d'environ 50 cm entre février et juin 2006, ce qui porte à ~ 4 m la baisse totale du niveau d'eau depuis l'éruption, soit plus de 7×10^6 m³ d'eau perdus par évaporation. La température moyenne mesurée sur la bordure du lac Vouï est d'environ 24°C, soit une faible augmentation d'environ 1°C par rapport au février. Cependant, compte tenu du changement de saison (de l'été au début de l'hiver austral), où on a généralement une baisse de 3 à 4 °C dans le lac Vouï pendant la saison fraîche, l'augmentation réelle de la température pourrait donc être plus importante. Ainsi, la montée de la température et la baisse de niveau du lac Vouï, associées à l'augmentation du taux de SO₂, indiquent un nouvel apport d'énergie thermique dans le lac en relation avec une possible remontée magmatique.

La fluctuation du flux de SO₂, mesurée de manière sporadique par le mini-DOAS, est cohérente avec le suivi en continu de la quantité de SO₂ au dessus du volcan d'Aoba grâce au capteur OMI (Ozone Monitoring Instrument, porté par le satellite Aura). Sur la période entre novembre 2005 et juin 2006, OMI enregistre deux pics d'émission de SO₂ (fig.8.8), dont le premier entre les 10-13 décembre 2005, en relation avec la phase la plus intense de l'activité éruptive, et le deuxième, entre mi-avril et mi-mai, relatif à la nouvelle manifestation magmatique discutée précédemment. Cette nouvelle manifestation magmatique a débuté, d'après les données OMI, vers le début avril 2006 et a continué jusqu'en juin 2006, englobant ainsi la période du changement de la coloration du lac Vouï

Cette nouvelle phase de forte émission de dioxyde de soufre indique que des événements magmatiques sous le volcan d'Aoba se poursuivent et que le changement brutal de la coloration du lac Vouï au mois de mai 2006 est probablement la conséquence de cette nouvelle activité.

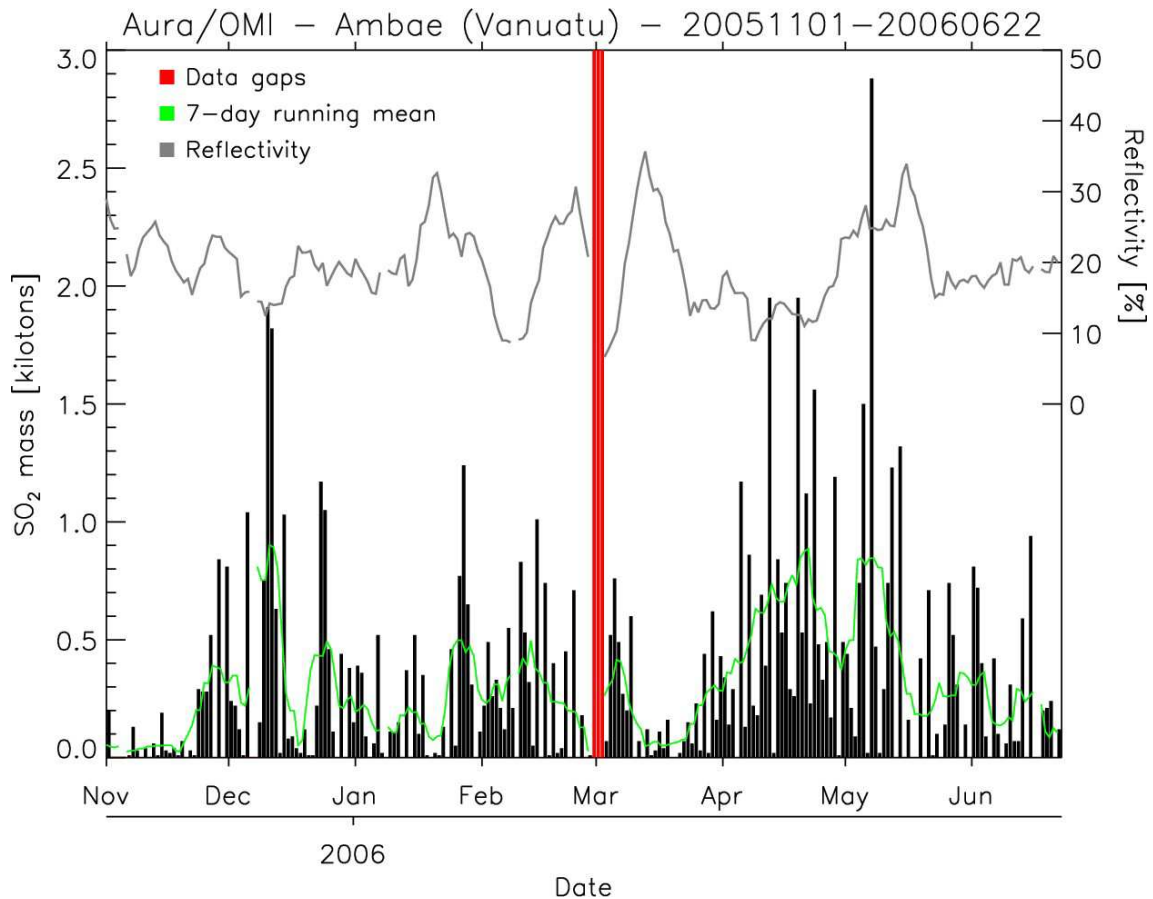







Figure 8-8. Variation de la quantité de SO₂ mesurée par OMI. Données préliminaires, © NASA/KNMI OMI Science Team/ Simon Carn/ UMBC.

8.7 Le changement brutal de la couleur du lac Vouï

Le passage brusque d'un bleu turquoise au rouge brique sur un lac d'une surface d'environ 1.8 km² (en excluant les 0.2 km² occupée par l'îlot nouvellement formé) est un phénomène exceptionnel ([Science, vol. 312, p1853, 30 June 2006](#)). Le seul autre exemple signalé a eu lieu sur le volcan Keli Mutu en Indonésie, mais à une échelle beaucoup plus réduite. Les cinq photographies ci-dessous (tableau 8.3) montrent une évolution récente de l'activité du lac Vouï.

Tableau 8-3. Evolution récente du lac Vouï

	<p>Depuis l'éruption phréatique en 1995, le lac garde toujours cette couleur bleue turquoise. Photo prise le 18 juillet 2005. © <i>Massey University/S.Cronin</i></p>
	<p>Le 27 novembre 2005, Aoba commence son activité éruptive qui est essentiellement du type surtseyen. La couleur du lac durant cette période est grise, en partie à cause des retombées de cendres. Le lac est assez chaud avec de la vapeur qui se dégage sur toute la surface du lac. L'îlot commence à sortir du lac. Photo prise le 4 décembre 2005. © <i>IRD/P.Bani</i></p>
	<p>Vers la mi-décembre 2005, le cône de tephra/tufs faisait 50 m de haut sur 500 m de diamètre. Les belles crêtes de l'activité surtseyenne du début décembre sont remplacées par un panache de cendres qui contient peu d'eau. Photo prise le 12 décembre 2005. © <i>DGMWR/M.Harrison</i></p>
	<p>A fin du mois de février 2006, le lac retrouve sa couleur "bleue". La petite île nouvellement formée est déjà beaucoup érodée par la pluie. Un panache est établi à travers un lac de boue au centre de l'îlot. Photo prise le 27 février 2006. © <i>IRD/P.Bani</i></p>
	<p>Fin mai 2006, la couleur du lac a brusquement viré au rouge. Photo prise le 3 juin 2006. © <i>Philippe Métois</i>.</p>

8.7.1 Période du changement de la coloration

Lors d'une visite au Vouï, le 11 mai 2006, la couleur "bleue" du lac a été mentionnée (M. Massat, communication personnelle); deux semaines plus tard, le 26 mai, un groupe de jeunes gens d'un village du nord de l'île ont été surpris par la coloration rouge du Vouï

lorsqu'ils ont visité ce lac (des échantillons d'eau ont été prélevés ce même jour). Le 28 mai, une mission de reconnaissance aérienne conduite par le DGMWR (Department of Geology Mines and Water Resources) a permis de prendre des photos de ce phénomène rare qui ont fait le tour du monde (<http://www.ulb.ac.be/sciences/cvl/aoba/Ambae1.html>), permettant au monde scientifique de se rendre compte de l'ampleur du phénomène. Cette coloration rouge du lac se maintenait le 12 et 13 juin, lorsque nous nous sommes rendus sur place pour étudier le phénomène, et depuis la bordure du lac Vouï, la coloration semble affecter l'ensemble de la colonne d'eau. Ainsi, c'est la totalité du volume d'eau du lac Vouï (ce dernier est beaucoup réduit suite à l'activité éruptive et à la formation de l'îlot) qui a été affectée par le changement de la coloration en moins de 15 jours.

8.7.2 Mesures et observations sur le terrain

8.7.2.1 Acidité et température du lac

La température du lac n'est pas uniforme le long de la bordure, elle oscille entre 23°C à l'est et 25°C au nord. Cette répartition de température est cohérente avec la morphologie actuelle du lac, où la bordure Nord est plus proche de la zone la plus active dans le Vouï, que la bordure est. Celle-ci indique que l'énergie thermique dans le lac Vouï provient principalement de l'évent actif à l'intérieur de l'îlot nouvellement formé. Cette variation de température dans le lac est également indiquée par les données des capteurs satellites ASTER et MODIS (<http://www.ulb.ac.be/sciences/cvl/aoba/Ambae1.html>).

La seule mesure de pH effectuée dans le lac à l'aide d'un ph-mètre donne une valeur de 2.3, indiquant une eau moins acide qu'en juillet, avant l'éruption (tableau 8.3). La moyenne de pH obtenue ensuite au laboratoire sur les échantillons d'eau prélevés le même jour (12 juin) est de 2.6, soit ainsi une légère diminution d'acidité. Cette diminution d'acidité suggère, que même après prélèvement, les processus chimiques continuent dans les tubes, et sont responsables de la formation des cristaux très fins (la jarosite, déterminée par diffraction des rayons X) sur les parois des tubes d'échantillonnages.

Sur le terrain, nous avons injecté du H₂SO₄ dans un prélèvement d'eau de Vouï, et cela a entraîné rapidement la disparition totale de la coloration rouge. Cette simple expérience indique que la coloration rouge est vraisemblablement liée à un changement d'état d'oxydoréduction et que des fines particules d'oxy-hydroxyde de fer pourraient être

responsables de la coloration rouge. Une simple diminution de pH peut entraîner la réduction du fer qui se trouvait sous forme oxydée: $\text{Fe}^{3+} + \text{e}^- \rightarrow \text{Fe}^{2+}$

8.7.2.2 Flux du dioxyde de soufre

Les mesures de l'émission du dioxyde de soufre sur Aoba, effectuées le 10 juin 2006 avec un mini-DOAS, indiquent une forte augmentation du flux par rapport à février 2006. Cette augmentation coïncide avec la période du changement de la couleur du lac (cf. § 8.6.2.3).

8.7.3 Présence de fer oxydé dans les précipités brun-orange du lac

Il n'existe pas de mince pellicule de précipités à la surface du lac qui pourrait indiquer une stratification dans la colonne d'eau du Vouï, cependant le fond et les parois du lac sont entièrement tapissés par des dépôts brun-orange, qui peuvent atteindre quelques millimètres d'épaisseur (fig.8.9). Ces derniers ont été échantillonnés et analysés par diffraction des rayons X, et les résultats obtenus indiquent la présence d'une phase bien cristallisée, qui ressort d'un mélange plutôt amorphe. Il s'agit d'un oxyde de fer, le Fe_2O_3 , plus connu sous le nom de l'hématite. La mise en évidence de ce composé dans les dépôts du lac Vouï, confirme l'oxydation du Fe dans le lac selon la réaction suivante : $4\text{Fe} + 3\text{O}_2 \rightarrow 2 \text{Fe}_2\text{O}_3$.



Figure 8-9. Dépôts brun-orange sur une plage de cendres sur la partie nord du lac.

8.7.4 Les eaux du Vouï

Sept séries d'échantillonnage d'eau du lac Vouï ont été effectuées entre juillet 2005 et juin 2006. Ainsi, nous pouvons suivre l'évolution géochimique du lac Vouï sur une année, y compris sur la période de l'activité éruptive. Le tableau 8.3 montre les moyennes des différents composés chimiques sur chaque série d'échantillonnage.

Tableau 8-4. Résultat des analyses des eaux du lac Vouï entre juillet 2005 et juin 2006. Les valeurs représentent les moyennes obtenues pour chaque période.

Date	06 juillet 05	12 décembre 05	20 décembre 05	17 janvier 06	27 février 06	26 mai 06	12 juin 06
T(°C)	25				23		24
pH	1.6	2.8	2.3	2.3	2.6	2.4	2.5
	lac bleu (avant éruption)	lac gris (éruption)	lac gris (éruption)	lac gris (éruption)	lac bleu (après éruption)	lac rouge (après éruption)	lac rouge (après éruption)
(mg/l)							
Cl	1064.4	1562	1906	1915	1410.7	1376	1382.5
SO ₄	3775.6	5409	5535	6504	4499	4763	4721.75
Ca	148.5	280	377	382	304.1	318	315
Mg	514.3	1294	1231	1263	1043.3	1346.2	1312.6
Na	160.5	241	300	300	249.5	292.1	287.4
K	40.1	2	46	60	68.1	69.5	64.8
Fe	126.6	96	329	321	409.7	310.3	262.18
Mn	11.2	22.4	24.5	23.8	18.8	24.76	24.22
Ni	0.15	1.97	1.14	1.09	0.8	0.841	0.836
Al	83.31	211.26	226.42	216.8	163.1	132.5	134.6
Cr	0.21	0.37	0.35	0.32	0.2	0.248	0.244
Cu	0.04	0.78	0.11	0.01	0	0.033	0.117
Zn	0.35	1.18	1.19	1.06	1.6	0.564	0.58
P	0.45	0.01	0.98	0.65	1.3	0.77	0.557
S	1234.6	1950	2210	2221	1814.6	2132.07	2037.93
Si	82.1	345	309	300	233.2	217.61	205.52
Co	0.03	0.31	0.2	0.19	0.1	0.115	0.152
Sr		1	1.7	1.6	1.3	3.101	3.074
Ba		18	24	15	61.2		
TDS*	7242.44	11436.28	12523.59	13526.52	10280.6	10987.712	10754.06

*TDS: total dissolved solids (somme des cations et anions dans l'eau)

On remarque des variations significatives du pH et de la composition chimique du lac Vouï entre juillet 2005 et juin 2006. La teneur des éléments dissous en juillet 2005 correspond à la période pré-éruptive, celle de décembre et janvier correspond à la phase de l'éruption surtseyenne, alors que la concentration des éléments dissous de février, mai et juin correspond à la période post éruption, bien que le changement de la couleur du lac, qui a eu lieu en mai 2006, indique une nouvelle phase de manifestation. Durant la première quinzaine de décembre, pendant la phase d'activité éruptive intense, le pH est proche de 3. Ce dernier va beaucoup évoluer ensuite, avec des baisses en janvier et en mai 2006, et des augmentations en

février et juin 2006. Cette fluctuation est inversement corrélée avec la concentration totale du soufre dans l'eau, de même pour les sommes des anions ($\text{SO}_4 + \text{Cl}$) et des cations ($\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Na} + \text{K} + \text{Fe} + \text{Al}$).

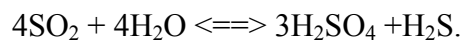
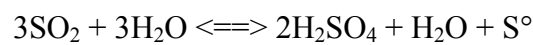
Le tableau 8.3 indique un profond changement chimique dans le lac Vouï entre juillet 2005 et la période de l'éruption, avec par exemple une augmentation de ~45 % de Cl et de ~40 % de SO_4 . On note également un apport très important de cations (Mg, Ca, Na, Al,...). En février 2006, durant la phase post éruption, on note une diminution globale des ions, associée à une légère augmentation de pH par rapport à janvier. En mai et juin 2006, le lac est relativement plus acide qu'en février et la concentration des ions subit une petite progression. Toutes ces variations chimiques dans le Vouï sont en relation directe avec l'apport magmatique sous-jacent (fig. 8.7), où chaque augmentation de concentrations des ions indique généralement une nouvelle alimentation magmatique. Ainsi, un suivi régulier de l'évolution de la composition chimique du Vouï peut être un outil important pour la surveillance de ce volcan.

Les ions Fe, K et P se distinguent des autres éléments chimiques du Vouï entre janvier et mai 2006 par leurs évolutions inverses à la tendance générale des autres espèces chimiques. En effet, sur les eaux du 12 décembre 2005, alors que la plupart des ions subissent une augmentation de leurs concentrations par rapport au juillet 2005, le Fe, le K et le P subissent une diminution de concentration. De même, en février 2006, la concentration de la plupart des ions baisse alors que celle des ions Fe, K et P augmente. Entre le juillet 2005 et février 2006, la concentration du Fe passe de 126 à 409 mg/l, soit une augmentation de plus de 220 %. Celles du K et du P passent de 40 à 68 mg/l et de 0.4 à 1.3 mg/l respectivement. On ne sait pas encore pourquoi ce groupe d'ions se comporte différemment des autres, néanmoins, l'apport considérable en Fe renforce l'hypothèse d'une coloration rouge induite par l'oxydation du fer ferreux.

8.7.5 Discussion

Les lacs de cratère des volcans actifs représentent un des environnements chimiques extrêmes de la nature. On y rencontre souvent un pH très faible, des concentrations élevées en sulfate, en chlore et en cations issus des roches volcaniques. La composition de l'eau de ces lacs est contrôlée par un dégazage magmatique et par des afflux subaquatiques de ces volatils, bien que des interactions entre des systèmes magmato-hydrothermaux et des apports météoriques puissent exister. La fluctuation dans la composition chimique d'un lac de cratère peut refléter des changements dans le système hydrothermal subaquatique et donc fournir des

indications sur l'activité volcanique (Giggenbach and Glovern, 1975 ; Takano, 1987 ; Takano and Watanuki, 1990 ; Rowe *et al.*, 1992 ; Badruddin, 1994). La récente éruption d'Aoba est marquée par une surcharge en ions dans le lac Vouï, suite à l'émission de lave dans le lac acide (fig.8.10). De plus, la remontée des fluides hydrothermaux provoque la dissolution des roches encaissantes, un mécanisme qui consomme des ions H^+ et donc, entraîne une diminution de l'acidité. Toutefois, l'absorption de la vapeur contenant les gaz acides (SO_2 , HCl , HF) dans le système hydrothermal sous le lac va produire des solutions à pH très bas qui vont ensuite se décharger dans le lac. Le SO_2 réagit avec l'eau (H_2O) pour former de l'acide sulfurique (H_2SO_4) et du soufre natif (S^0) ou de l'acide sulfurique avec de sulfure d'hydrogène (H_2S) (Delmelle and Bernard, 2000) :



Les deux réactions peuvent être simultanées. Des blocs de soufre natif ont été observés à l'intérieur d'un nouveau cône de scories, formé par l'activité surtseyenne. L'acidité de l'eau dérive essentiellement des protons (H^+) libérés par dissociation du HCl et du H_2SO_4 .

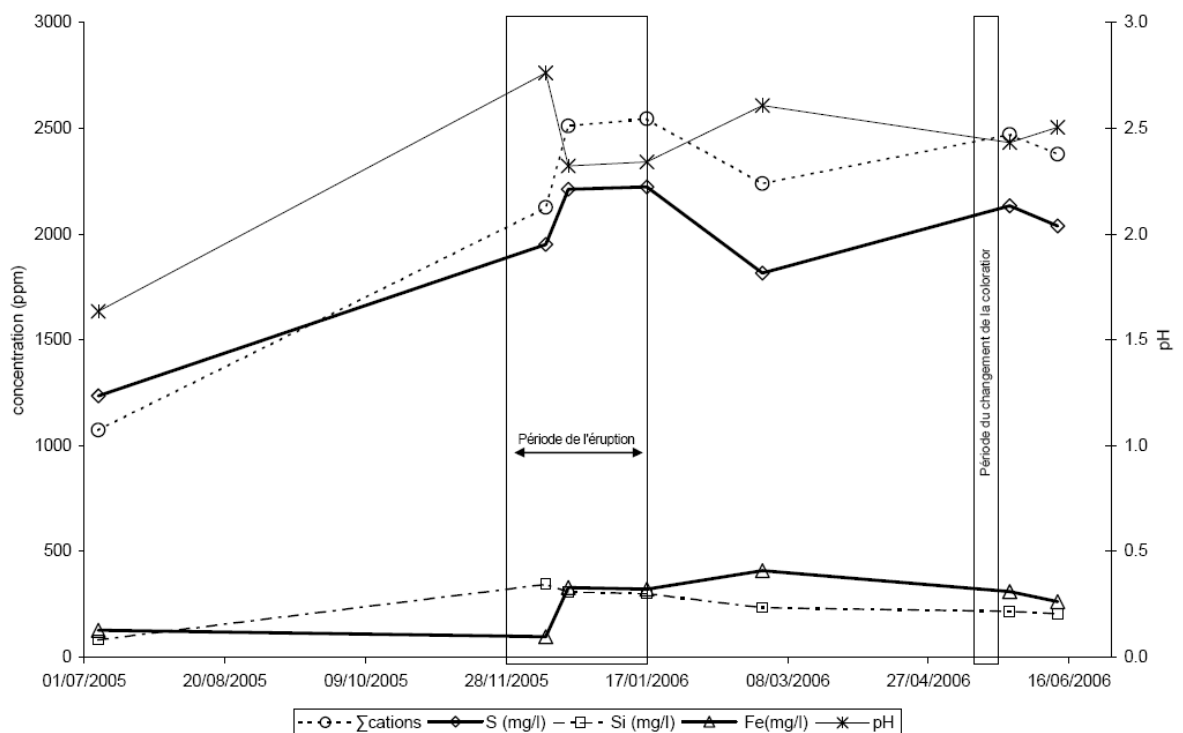
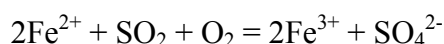


Figure 8-10. Variation de la somme des cations, du pH, du S total, du Fe et du Si dans le lac Vouï entre juillet 2005 et juin 2006.

La période du changement de la coloration (fig.8.7) est marquée à nouveau par une diminution du pH, une augmentation des cations, une augmentation de la concentration du soufre total et une baisse du niveau du lac Vouï. La mesure du dioxyde de soufre libéré au-dessus du volcan indique également une augmentation en juin par rapport à février 2006. Toutes ces informations convergent vers une nouvelle manifestation magmatique, qui libère d'importantes quantités de gaz dont une partie est dissoute dans l'eau, ce qui a fait baisser le pH, et dont une autre grande partie est libérée directement dans l'atmosphère à travers l'îlot nouvellement formé. La concentration en fer dans l'eau de Vouï reste importante et les oxyhydroxydes de fer déposés au fond du lac illustrent un changement d'état d'oxydoréduction vraisemblablement lié à la nouvelle manifestation magmatique de mai 2006. Sachant que le fer est présent en milieu acide sous forme réduite (Fe^{2+}), la présence d'hématite (Fe_2O_3) dans les dépôts indique que le fer est oxydé. C'est cette oxydation de fer qui est vraisemblablement responsable de la coloration rouge. Sur le diagramme Eh-pH du fer, pour que le fer ferreux soit oxydé, il faut, soit une augmentation du pH, soit une augmentation du Eh. Or l'évolution du pH (fig.8.7) marque plutôt une légère baisse. C'est donc à priori, un décalage du potentiel d'oxydoréduction qui pourrait être responsable de l'oxydation du fer. [Zhang et al., \(2000\)](#) ont montré que la cinétique et le mécanisme de l'oxydation du fer par SO_2 en présence de O_2 augmente considérablement le taux d'oxydation de Fe^{2+} , alors que le SO_2 est bien connu comme agent réducteur ([Zhdanov, 1973](#); [Well and Sandler, 1997](#)). Un potentiel d'oxydoréduction maximum de 1.4 volts est obtenu pour un pH = 2 dans la réaction, suggérant la formation de produits intermédiaires dans le processus d'oxydation (cf. [Zhang et al., 2000a](#)). Cependant la stœchiométrie du bilan global de la réaction est la suivante ([Zhang et al., 2000a](#)):



L'oxydation du fer ferreux par l'oxygène en absence de SO_2 est un processus très long et ne peut en aucun cas expliquer le changement brutal de la coloration du lac Vouï. Par ailleurs, [Zhang et al., \(2000a\)](#) ont démontré qu'un débit trop important de SO_2 ralentit également le processus d'oxydation du Fe. Sur le lac Vouï, la formation de l'îlot a créé une barrière naturelle qui limite la dissolution du SO_2 dans le lac. Ceci a été mis en évidence par les mesures de flux du SO_2 entre décembre 2005 et juin 2006 (cf. tableau 8.2). Avec la nouvelle manifestation magmatique en mai 2005, une légère augmentation du rapport SO_4/Cl dans le lac indique un apport de SO_2 dans le lac à travers la partie immergée du cône de scories. Parallèlement, la baisse importante du niveau du lac pourrait induire une oxygénation

complète de ce dernier. La mise en commun du SO_2/O_2 crée alors un oxydant fort capable d'oxyder une grande quantité de Fe^{2+} en peu de temps.

8.8 Conclusion

Le plus volumineux volcan de l'archipel du Vanuatu est depuis novembre 2005 en forte activité, avec des manifestations rares dans son contexte de lac de cratère : éruption surtseyenne et changement brutal de la coloration du lac. La construction de l'îlot, lors de l'activité éruptive, a fini par isoler l'évent actif des eaux du lac, empêchant en partie la dissolution du dioxyde de soufre dans l'eau. La fluctuation du flux de SO_2 mesurée à l'aide d'un spectromètre UV indique une augmentation rapide (de 16 k/s à 24 kg/s) en décembre 2005, en accord avec l'émergence de l'îlot, suivie d'une baisse de taux en février 2006 (22 kg/s) durant la phase post-éruption et à nouveau une forte augmentation en juin 2006 (43 k/s), coïncidant avec le changement de la coloration du lac. Ce dernier est vraisemblablement le résultat de l'oxydation rapide de fer très présent dans les eaux du Voui par le SO_2 en présence de O_2 .

Une étude sur la relation lahar-activité éruptive indique qu'une éruption dans le Voui n'est pas la seule source de lahar, mais que la mobilisation des dépôts de cendres non consolidées ainsi que la déstabilisation de flancs (au sud et nord de l'île) sous l'action des forts séismes, associée à des pluies tropicales, sont d'autres sources possibles de lahars.

Aoba est un volcan basaltique actif dont l'activité éruptive engendre des menaces pour les 10 000 habitants de l'île. Il doit donc faire l'objet d'études sur son fort dégazage, et de surveillance, afin d'être en mesure de limiter l'impact de l'activité sur la population et les biens.

CHAPITRE 9

9 Le volcan Lopevi

Lopevi est l'un des stratovolcans les plus actifs de l'archipel du Vanuatu avec des manifestations éruptives importantes. Isolé et inhabité, ce volcan est peu étudié. La première partie de ce chapitre donnera une description générale du volcan, puis nous nous intéresserons à la variation du flux de SO₂ dans une phase récente d'activité.

9.1 Morphologie du volcan

La partie émergée du Lopevi a la forme d'un cône presque parfait de 7 km de diamètre qui culmine à 1367 m depuis le niveau de la mer (fig.9.1). Sous la mer, la partie occidentale de l'édifice volcanique repose sur un plancher à environ 300 m de profondeur, alors que la partie orientale descend à plus de 1000 m. L'édifice du Lopevi comporte quelques anciens cratères (fig.9.2), situés le long d'une faille SE-NO qui traverse entièrement le volcan. Le cratère du sommet n'est plus actif depuis le début des années 1950, bien qu'on y observe de temps à autre quelques fumerolles. L'essentiel de l'activité se trouve dans le cratère adventif situé à 1000 m d'altitude en contrebas du sommet (fig.9.1), et sur l'ouverture fissurale SE-NO (Lardy *et al.*, 2003). L'île s'agrandit régulièrement avec les coulées de lave qui s'étendent jusqu'à la mer lors des fortes éruptions.



Figure 9-1. Lopevi, un cône presque parfait (à gauche) et le cratère adventif, siège de l'activité actuelle (à droite). Photos IRD/P.Bani, 21 mars 2005.

9.2 Activité du volcan

Lopevi est l'un des volcans les plus actifs de l'archipel du Vanuatu et les récits sur ses activités éruptives sont rapportés depuis 1863. Un résumé de l'historique est donné dans le tableau 9.1 et un aperçu de nos observations en bateau, en avion et sur le volcan est présenté dans le tableau 9.2.

Tableau 9-1. Historique de l'activité volcanique du Lopevi (*d'après Eissen et al., 1991 et GVP*).

1863-1864	Fortes explosions, envoyant de grosses quantités de cendres au large; fontaines de lave (Atkins, 1968; O'Reilly, 1956; Aubert de la Rüe, 1956; Fisher, 1957; Williams et Warden, 1964).
1874	Eruption: aucune précision (Aubert de la Rüe, 1956; Williams et Warden, 1964; Williams, 1964).
1884	Eruption: aucune précision (Williams et Warden, 1964; Blot, 1976).
1892 (octobre)	Après un sommeil de quelques années, Lopevi entre à nouveau en éruption (Davillé, 1894).
1893	Eruption: aucune précision (Aubert de la Rüe, 1956; Fisher, 1957; Williams et Warden, 1964; Williams, 1964).
1908	Une coulée descend jusqu'à la mer (Aubert de la Rüe, 1956; Fisher, 1957; Williams et Warden, 1964; Williams, 1964; Blot, 1976; Simkin et al., 1981).
1922	Eruption (28 juillet), 500 personnes évacuées (Aubert de la Rüe, 1956; Fisher, 1957; Williams et Warden, 1964; Williams, 1964; Blot, 1976; Simkin et al., 1981).
1939	Eruption (janvier), manifestations stromboliennes, coulée de lave qui détruit les deux villages (Aubert de la Rüe, 1956). Violente éruption (novembre), coulée de lave jusqu'à la mer (Journal Le Néo-Hébridais, Nov.1939, n°259, p.7). 160 personnes évacuées sur Paama (O'Reilly, 1956; Fisher, 1957; Williams et Warden, 1964; Williams, 1964; Simkin et al., 1981).
1960	Violente éruption (explosion de type plinienne) sur le flanc NO le 10 juillet à 16h45 (H.L.). La colonne atteint 10 000 m. Une coulée pyroclastique dévale la pente à grande vitesse, tuant du bétail et détruisant deux cases. Fontaines, coulées de lave et explosions stromboliennes se succèdent. Les habitants sont évacués sur Epi et ne reviennent jamais (Rémy et Reichenfeld, 1960; Blot et Priam, 1962; Rémy, 1963; Priam 1964; Williams, 1964; Williams et Curtis, 1965; Blot, 1976; Simkin et al., 1981).
1962	Petite éruption avec production d'une petite coulée de lave (Blot, 1976; Simkin et al., 1981).
1963-64	Eruption (juillet); fontaines et coulées de lave; activité strombolienne (Warden, 1967; Blot, 1976; Simkin et al., 1981).
1967	Explosion (janvier puis février), coulée de lave sur le flanc NO. Dépôt de cendres sur Paama. Explosion plinienne (mars), colonne atteint 10 000 m, fontaines et coulées de lave (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1967; Simkin et al., 1981).
1968	Fortes explosions, coulées de lave qui atteignent la mer (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1968; Simkin et al., 1981).
1969	Coulées de lave, chutes de cendres sur Paama et Ambrym (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1969; Blot,

	1976; Simkin et al., 1981).
1970	Une coulée de lave sur le flanc ouest (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1970; Simkin et al., 1981).
1978	Eruption (novembre), coulées de laves atteignant la mer (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1978).
1979	Eruption majeure avec un panache qui atteint 9000 m. Des coulées descendent jusqu'à la mer (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1979).
1980	Eruption avec un panache atteignant 5000 m. Coulée sur le flanc ouest (N.H.G.S. Ann. Rep. for 1980).
1982	Eruption, panache atteignant 6000 m (Bull. Volc. Erupt., 1983).
1998	Reprise de l'activité. Fort séisme.
1999	Activité strombolienne qui a démarré en novembre 1998 (02/99 BGVN 24:07).
2000	Coulée pyroclastique (04/00 BGVN 25:04). Coulées de lave sur le flanc ouest (06/01 BGVN 26:06)
2001	Eruption, coulée de lave sur la partie nord-ouest du volcan, coulée pyroclastique (08/01 BGVN 26:08). Dépôts importants de cendres sur Paama
2003	Eruption, le panache atteint 3600 m, coulées de lave sur la partie nord-ouest de l'île, d'importants dépôts de cendres sur Paama (Lardy et al., 2003 - Bulletin N°33 bis de la SVG).
2004-présent	Cf. tableau 9.2

Tableau 9-2. Observations sur Lopevi entre 2004 – 2006.

Novembre 2004	- aucune manifestation apparente lors d'un survol aérien.
Janvier 2005	- on aperçoit de la vapeur qui couvre le cratère adventif, mais il est difficile de confirmer l'origine volcanique.
Mars 2005	- le pourtour du cratère adventif est surligné par des cassures circulaires, à travers lesquelles de la fumée bleue se dégage. Au centre du cratère se dresse un petit cône contenant une bouche.
Juillet 2005	- les cassures circulaires s'amplifient et le dégazage continue. Au centre du cratère, on aperçoit maintenant deux petits cônes accolés, chacun est doté d'une bouche. Le fond du cratère est rempli de lave déjà refroidie.
Novembre 2005	- le sommet du volcan est complètement occulté par des nuages.
Février 2006	- les deux petits cônes qui se trouvent à l'intérieur du cratère adventif ont beaucoup pris en volume et se distinguent difficilement. L'évolution des cônes a rempli complètement le cratère adventif. On remarque un fort dégazage par comparaison avec les précédentes visites. On a aperçu une petite décharge avec libération de cendres. Cette dernière reste très limitée au cratère.
Juin 2006	- le sommet du volcan est occulté par des nuages. Il est difficile de distinguer le panache, mais ce dernier existe puisque nous l'avons détecté avec le spectromètre. Les coulées de lave décrites il y a quelques semaines ne peuvent pas être distinguées des anciennes coulées.
Juillet 2006	- il n'y a plus qu'un seul cône dans le cratère adventif, mais ce dernier prend de la hauteur par rapport à la bordure du cratère. Il y a un fort dégazage à travers le sommet. Des coulées de lave émises fin juin – début juillet sont visibles et restent encore chaudes.

9.3 Lopevi: particularités et ressemblances avec d'autres volcans

La forme conique presque parfaite du volcan de Lopevi indique un âge récent par rapport aux autres édifices du Vanuatu, mais aucune datation n'a encore été faite. Comme sur Aoba, l'absence de calcaire à l'air libre indique que l'émergence du volcan est due à l'accumulation des ses propres produits volcaniques. L'activité volcanique est associée à la faille SE-NO qui traverse entièrement l'édifice. L'émission régulière de coulées à partir de cet axe transforme petit à petit la morphologie de ce volcan, où une amorce d'étirement SE-NO de l'édifice est parfaitement visible. On remarque que les îles d'Aoba, et d'Ambrym sont également traversées par une fracturation qui "coupe" les îles dans le sens de la longueur, et à partir de laquelle se déroule l'activité. D'autres volcans, à une échelle plus large, fonctionnent en relation directe et/ou indirecte avec des failles [ex: Ruapehu - Taupo Zone, Merapi - Sumatra

Fault Zone, Etna,... (Walter *et al.*, 2005 ; Spinks *et al.*, 2005 ; Bellier and Sébrier, 1994)]. Les manifestations volcaniques du Lopevi sont diverses, allant d'un simple dégazage aux explosions pliniennes, en passant par des manifestations stromboliennes, des fontaines de lave et des coulées de lave... C'est un des volcans les plus actifs de l'arc insulaire du Vanuatu.

9.4 Emission du dioxyde de soufre de Lopevi

9.4.1 Mesures du flux de SO₂

Sur Lopevi, les coulées du type aa couvrent une grande partie de la surface de l'édifice au nord, nord-ouest et ouest. Elles rendent difficiles des mesures de flux à pied. Nous avons utilisé l'avion et le bateau pour mesurer le dégazage de ce volcan. Le principe utilisé dans l'avion est le même que celui déployé sur Ambrym et Aoba (cf. § 6.4 et § 8.5), par contre sur le bateau, le télescope est fixé sur un support vertical et il est orienté au zénith (fig.5.2). Le bateau se déplace ensuite sous le panache, dans une zone protégée des vents dominants par l'édifice volcanique. Trois profils sous le panache ont été effectués en bateau et un seul profil a été réalisé en avion. Les résultats des mesures sont présentés dans le tableau 9.3.

9.4.2 Résultats et discussion

Le taux d'émission du SO₂ sur Lopevi était de 1.8 kg/s (~155 t/j), le 24 février 2006 et de 11.3 kg/s (981 t/j), le 10 juin 2006 (tableau 9.3). Cette augmentation de taux d'émission (x ~6) indique un changement de l'activité du volcan, faible en février, malgré un dégazage soutenu du cratère adventif, et plus élevée en juin. La mesure du 10 juin était sans doute prémonitoire aux importantes coulées qui ont eu lieu entre le 29 juin et le 10 juillet 2006, mises en évidence à partir des données MODVOLC (fig.9.2). Ces coulées sont associées à des fortes explosions signalées le 1^{er} juillet 2006 (d'après C. Nelson, pilote de l'Airclub de Port Vila).

Notre mesure effectuée le 10 juin 2006 correspond à une période hors anomalies thermiques (fig.9.2), mais elle se situe entre deux périodes de coulées importantes. Ainsi, cette hausse du flux par rapport à février semble indiquer la présence d'un magma proche de la surface, mais elle pourrait également indiquer une nouvelle ascension magmatique qui se traduit par des explosions et coulées citées précédemment. Nous n'avons malheureusement pas de mesures

régulières du flux de SO₂ sur ce volcan pour affirmer s'il y a continuité ou nouvelle alimentation magmatique entre les deux périodes de coulées.

Tableau 9-3. Résultats de mesures du flux de SO₂ sur Lopevi.

Date	Time (HL)	Vitesse du vent (m/s)	Flux (kg/s)	Flux (t/j)	Moyenne des flux (kg/s)
24/02/06	12:48 - 12:54	4.7	1.2	100	1.8
	13:00 - 13:08		1.6	135	
	13:10- 13:18		2.6	224	
10/06/06	09:33 -09:35	5.6	11.3	981	11.3

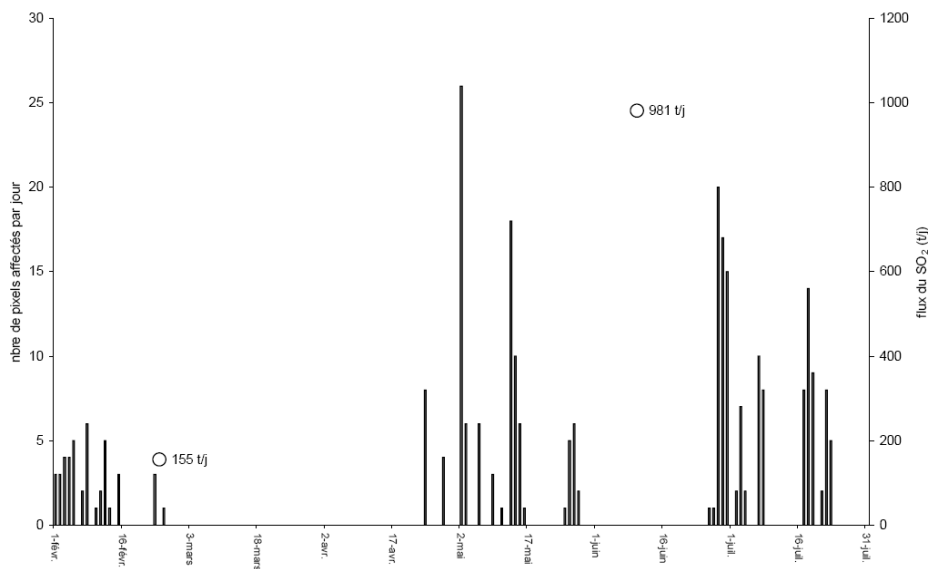


Figure 9-2. Variations du nombre des pixels affectés par l’anomalie thermique entre février et juillet 2006 (données MODVOLC). Les flux du SO₂ mesurés sont présentés en cercles avec leurs valeurs correspondantes.

9.5 Conclusion

La mesure du flux de SO₂ en février (155 t/j) est bien corrélée avec la présence des anomalies thermiques enregistrées par MODIS (MODVOLC), qui indiquent une petite manifestation magmatique. En mai, de nombreuses anomalies thermiques sur MODVOLC ont été confirmées par les habitants de Paama, mais faute de mesure de l’émission de SO₂, aucune valeur de flux ne peut être donnée. Par contre, la mesure du flux du SO₂ effectuée le 10 juin est sans doute prémonitoire aux explosions et aux coulées de juillet 2006.

L'aspect prévisionnel des mesures de flux de SO₂ mériterait d'être mieux démontré par la mise en œuvre de mesures plus régulières sur le panache du Lopevi. Une comparaison permanente avec l'observation des anomalies thermiques devra être entreprise.

CHAPITRE 10

10 Conclusion générale et perspectives

Les émissions des volatils d'origine volcanique tiennent un rôle essentiel dans les cycles géochimiques majeurs du système terrestre, et cela, depuis les temps reculés de l'histoire de la Terre. Leurs impacts, de courte durée (mois/années), sur l'atmosphère, le climat et l'environnement sont fortement contrôlés par les flux et altitudes atteintes par les gaz soufrés (SO_2 , H_2S), qui sont à l'origine des aérosols sulfatés. Les halogènes d'origine volcanique jouent aussi des rôles importants dans les cycles géochimiques. Les éruptions volcaniques majeures, épisodiques, sont les principales sources de perturbation de l'équilibre stratosphérique. Dans la troposphère, par contre, l'influence des volatils est encore mal connue. Des analyses récentes suggèrent que 40 % des sulfates troposphériques sont d'origine volcanique (Oppenheimer, 2003).

Les aérosols sulfatés influencent l'irradiation terrestre par la diffusion et l'absorption des rayonnements électromagnétiques, ainsi que par la formation et la modification des nuages. Lorsqu'ils se retrouvent dans la couche atmosphérique la plus proche de la surface terrestre, les aérosols sulfatés peuvent avoir des impacts importants sur l'environnement et la santé. Les impacts à l'échelle globale de l'éruption du Pinatubo (magnitude $> 10^{13}$ kg) ont été largement étudiés avec divers instruments. Plus de dix ans après cette éruption de 1991, les études sur les conséquences des émissions de volatils continuent à être publiées, mettant en relation climat, environnement et écologie. Malgré l'avancée importante dans la connaissance de l'impact des volatils d'origine volcanique qu'elle a permis, cette éruption ne représente qu'un petit exemple modeste dans un système terrestre soumis à des éruptions de types variés, géographiquement dispersées, et intervenant dans des conditions atmosphériques contrastées.

D'autres travaux sur les dégazages volcaniques sont nécessaires pour mieux évaluer la distribution temporelle et spatiale de l'émission des gaz et particules dans l'atmosphère, aussi bien pour les volcans en éruption qu'en sommeil. D'après le rapport de l'IPCC-2001 (Intergovernmental Panel on Climate Change), la contribution en SO₂ d'origine volcanique représente une incertitude majeure dans les modèles de changement climatique.

L'étude du dégazage des volcans du Vanuatu est, de ce point de vue, un apport non négligeable dans la connaissance de l'émission globale des volatils dans l'atmosphère, puisque c'est une zone où la contribution en volatils volcaniques est encore peu connue alors que la concentration des volcans actifs est importante dans cette région du Pacifique. Evaluer, quantifier et étudier le dégazage des volcans du Vanuatu étaient les objectifs principaux de cette étude.

10.1 Bilan du dégazage des principaux volcans de l'archipel du Vanuatu

L'outil principal utilisé dans cette étude est un DOAS miniaturisé (mini-DOAS). Ce dernier utilise les techniques de télédétection pour mesurer les émissions volcaniques (Galle *et al.*, 2002). Cet outil est particulièrement adapté, par sa miniaturisation, pour l'étude des volcans isolés et difficilement accessibles, comme le sont, la plupart des volcans du Vanuatu. Sur les six volcans aériens actifs de l'archipel, quatre ont été approchés dans ce travail. Vanua Lava et Gaua, deux volcans situés à l'extrême nord du pays n'ont pas été visités par manque de moyens logistiques. Ils sont considérés à l'heure actuelle comme calmes, cependant leurs manifestations dans le siècle passé laissent supposer l'existence d'un dégazage (<http://www.volcano.si.edu/>), qu'il conviendra de quantifier dans le futur. Notre étude porte donc sur les principales sources actuelles de dégazage volcanique de l'arc du Vanuatu. Il s'agit des volcans les plus actifs, montrant régulièrement de fortes manifestations éruptives et libérant des quantités importantes de volatils dans l'atmosphère. Du nord au sud, on distingue les volcans des îles d'Aoba, d'Ambrym, de Lopevi et de Tanna.

10.1.1 Le dégazage d'Aoba

Aoba, le plus grand volcan de l'archipel du Vanuatu, est une source importante de dégazage volcanique. La connaissance de sa contribution dans l'atmosphère était, dans le passé, limitée, voire ignorée, à cause de la présence des 40 millions de m³ d'eau du lac Vouli. En effet le cratère actif du volcan se trouvait alors à 150 m de profondeur au fond du lac, et la

plupart des volatils magmatiques étaient directement dissous dans l'eau, rendant acide l'eau du lac. Depuis l'individualisation de l'évent actif du lac Vouï, et suite à la formation d'un cône de scories en son centre fin 2005, entre 2000 et 3700 tonnes de SO₂ sont quotidiennement libérées dans l'atmosphère. Ceci représente entre 4 et 13 % de l'émission globale de SO₂ par les volcans et le rôle d'Aoba doit être aujourd'hui revu. Par ailleurs, les 10 000 habitants de cette île-volcan, qui n'avait jamais été exposés, par le passé récent, à de telles émanations volcaniques le sont désormais, avec des conséquences sur la santé encore mal évaluées. La plus récente manifestation de ce volcan est le changement spectaculaire de couleur du lac Vouï, qui s'est produit en juin 2006. En effet, en moins de 15 jours, la coloration du lac est passée du bleu turquoise au rouge brique. C'est un mécanisme très rare à l'échelle mondiale et cela a immédiatement intrigué un grand nombre d'experts parmi la communauté scientifique. Les premiers résultats de notre étude sur ce phénomène confirment le changement des conditions redox, responsable de ce virement spectaculaire de la coloration. La coloration rouge est due à l'oxydation du fer ferreux. Ce dernier est vraisemblablement oxydé par le dioxyde de soufre en présence de l'oxygène, réaction connue pour son pouvoir oxydant extrêmement important.

10.1.2 Le dégazage d'Ambrym

Ambrym, situé à une centaine de kilomètres au sud d'Aoba, est également une source très importante de SO₂. En mars 2005, un flux maximum de 35000 t/j de SO₂ a été mesuré sur ce volcan, sans qu'il y ait eu d'éruption explosive associée. Ce dégazage volcanique extrême a duré plusieurs mois entre 2004 et 2005, mettant en jeu d'importants volumes magmatiques. De tels dégazages passifs sont très rares et l'absence de manifestations explosives laisse généralement passer inaperçues ce type de dégazage. Une quantification extrême dévoile l'immense capacité du volcan d'Ambrym à libérer des volatils dans l'atmosphère. D'importantes quantités de BrO (10-100 g.s⁻¹ pendant l'éruption passive) ont de plus été mesurées, mettant également en évidence l'importance d'Ambrym en tant que source de BrO. D'autres analyses effectuées sur des échantillons d'eau de pluies indiquent également des quantités importantes d'halogènes libérées par ce volcan. Ambrym est à l'échelle mondiale une source très importante de volatils d'origine volcanique. Après l'extrême dégazage de 2004-2005, Ambrym rejette quotidiennement environ 2500 tonnes de SO₂ par jour, soit entre 5-9 % de l'émission mondiale de SO₂ d'origine volcanique.

10.1.3 Le dégazage de Lopevi

Animé par des manifestations volcaniques diverses (éruptions pliniennes, fontaines de lave, activités stromboliennes, coulée de lave,...), le volcan Lopevi est aussi une source notable de SO₂. Les mesures de flux du SO₂, effectuées pour la première fois, indiquent une variation entre 100 t/j de SO₂ en période calme et plus de 900 t/j pendant une période d'activité plus forte. Lopevi est l'un des volcans les plus actifs du Vanuatu et régulièrement (1998, 2000, 2001, 2003, 2005, 2006) des coulées de lave émises du cratère adventif descendent vers la mer, et contribuent à l'agrandissement de l'île-volcan. La fréquence des manifestations éruptives et effusives indique qu'un flux de SO₂ régulièrement supérieur à 900 t/j est libéré par ce volcan. Ainsi, Lopevi est vraisemblablement un lieu de rejets importants de volatils d'origine volcanique dans l'atmosphère.

10.1.4 Le dégazage de Tanna

Sur le Yasur, les dégazages suivent des cycles de plusieurs mois, où alternent une forte activité avec plus de 1000 t/j de SO₂ et une activité calme avec environ 200 t/j ; cette cyclicité persiste depuis au moins 2 siècles. Le Yasur est une source importante de SO₂ et une source non négligeable d'halogènes, avec des taux de 3.3 kg/s pour le HCl et 2.1 g/s pour le BrO. Yasur est le plus petit édifice (0.4 km³) de tous les volcans aériens du Vanuatu avec un important volume de dégazage disproportionné par rapport à sa taille. Le bloc du Yenkahe joue donc un rôle essentiel dans l'activité du Yasur et les surrections importantes observées sur le Yenkahe sont des preuves de l'existence de manifestations magmatiques sous-jacentes de grande ampleur.

10.2 Synthèse du dégazage volcanique à l'échelle de l'arc du Vanuatu

Nous avons vu que les volcans du Vanuatu sont des sources très importantes de dioxyde de soufre et d'halogènes peu étudiées et, par conséquent, souvent ignorées dans les bilans globaux des émissions volcaniques. La moyenne des flux de SO₂ obtenu pour les quatre volcans, les plus actifs du Vanuatu (tableau 10.1), correspond à 190 kg/s, soit entre 35 et 62 % du flux global de SO₂ [308-540 kg/s ([Andres and Kasgnoc, 1998](#) ; [Halmer *et al.*, 2002](#))] rejeté par les volcans dans la troposphère pour la période 2004-2006. Cet apport considérable dans l'atmosphère par les volcans du Vanuatu montre que les bilans globaux des émissions

volcaniques sont loin d'être réellement représentatifs. Ambrym est la principale source de SO₂ sur l'arc du Vanuatu. Il constitue en moyenne entre 40 à 80 % de l'émission de l'arc, d'après le tableau 10.1. Cette contribution est très fortement influencée par l'extrême dégazage mesuré sur la période de novembre 2004 à juillet 2005. Ainsi si on exclut les flux induits par les manifestations éruptives, on obtient un flux total de 61 kg/s pour les 4 volcans étudiés. Cela représente 11 à 20 % du flux global de SO₂ dans la troposphère ou 9 à 14 % dans l'ensemble atmosphérique. L'arc du Vanuatu est par conséquent une zone de dégazage volcanique importante même en dehors des phases éruptives.

Les volcans de Tanna et d'Ambrym sont aussi des sources importantes de BrO. Ils génèrent entre 1 et 27 % de l'émission globale de BrO [200 – 4000 g/s (Bobrowski *et al.*, 2003)] durant des périodes de fort dégazage ; l'émission du HCl mesurée sur Yasur représente entre 1 et 25 % du de l'émission mondiale par les volcans dans l'atmosphère, en se basant sur les données de Symonds *et al.*(1998).

La contribution dans l'atmosphère des volatiles d'origine volcanique de l'arc insulaire du Vanuatu doit être prise en compte dans les bilans globaux de dégazage volcanique, car ils interviennent pour une part non négligeable à l'échelle de la planète.

Tableau 10-1. Résumé du dégazage des volcans du Vanuatu.

		Aoba	Ambrym	Lopevi	Yasur	Flux total sur les 4 volcans
Période de mesures		Décembre 2005-juin 2006	Janvier 2005-novembre 2005	Février 2006-juin 2006	Avril 2004-novembre 2005	
Type d'activité existant durant les périodes de mesures		-Eruption surtseyenne -Dégazage à travers un nouveau cône (activité calme)	-Eruption passive -Dégazage à travers les cônes actifs (activité calme)	-Dégazage a travers le cône adventif (activité calme) -Coulées de lave	-Activité strombolienne plus ou moins importante	
Flux de SO ₂ (kg/s)	Mini.	16	28	1.8	2.5	190*
	Maxi.	43	405	11.3	13.5	
	Moy.	26.4	151.6	4.2	8.0	
Rapport molaire	SO ₂ /BrO	BrO non détecté	7084**	BrO non détecté	7947***	
	SO ₂ /HCl	HCl non mesuré	HCl non mesuré	HCl non mesuré	2-30****	
Flux de SO ₂ (kg/s) hors manifestation éruptive		22	29	2	8	61

* le total obtenu pour les 4 volcans résulte de la somme des moyennes de flux. La distinction entre les différentes manifestations volcaniques (éruptions/activités calmes) n'a pas été faite ici.

** moyenne des rapports molaires obtenus uniquement durant la période d'éruption passive sur Ambrym.

*** rapport obtenu uniquement pendant une période de forte activité (juillet 2004) sur Yasur.

**** rapports obtenu à une période donnée de l'activité du Yasur. La variation est liée à la libération passive des gaz et à travers les explosions.

La répartition du flux de SO₂ le long de l'arc insulaire du Vanuatu (fig.10.1) montre que les volcans situés au centre de l'archipel et plus précisément en face de la zone de collision d'Entrecasteaux sont les plus importantes sources de SO₂. Ce contraste d'émissions avec les autres volcans est vraisemblablement lié à la géodynamique de l'arc du Vanuatu en relation sans doute avec l'affrontement de la zone d'Entrecasteaux.

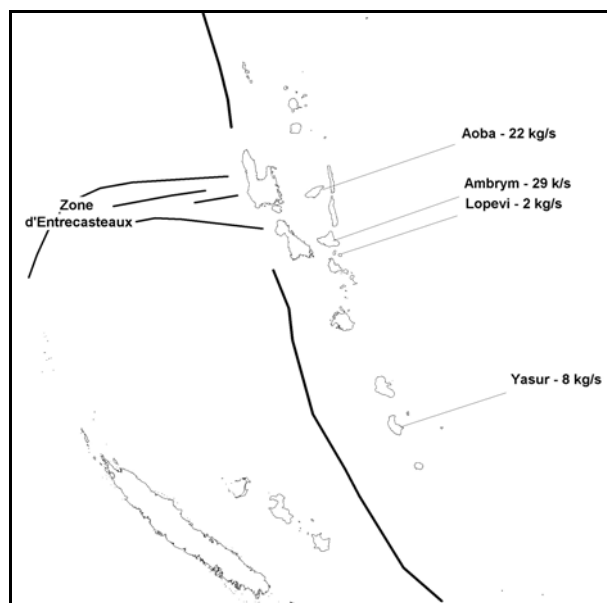


Figure 10-1. Répartition des flux de SO₂ le long de l'arc du Vanuatu.

10.3 Perspectives

Avec des taux de dégazage volcanique aussi importants sur l'arc du Vanuatu, l'impact des volatils est inévitable sur l'environnement, avec des conséquences sur la santé des gens vivant à proximité des volcans actifs, qui méritent d'être étudiées. Des études plus approfondies sur la chimie des panaches volcaniques pourraient être intéressantes, d'autant plus que l'absence de pollutions industrielles exclut certaines ambiguïtés qui peuvent être rencontrées sur d'autres sites. L'impact du BrO sur la troposphère, présent en quantités importantes dans les panaches d'Ambrym et Yasur, pourrait faire l'objet d'une meilleure évaluation.

Dans le futur, des outils d'investigation complémentaires aux spectromètres, comme par exemple, la réalisation de prélèvements *in situ* (filter packs), pour une connaissance plus approfondie de la composition des panaches, mériterait d'être utilisée. Des analyses des inclusions vitreuses pourraient être envisagées, pour une approche de la quantification de volumes de magma et des profondeurs de stockage. L'utilisation des déséquilibres radioactifs pourrait être intéressant pour caractériser le temps de transfert des bulles de gaz sur Yasur et Ambrym... De telles approches combinées apporteraient une meilleure connaissance et des éléments de compréhension déterminants sur les mécanismes de dégazage des volcans du Vanuatu. Il serait intéressant d'étudier la relation entre le dégazage volcanique et la géodynamique de l'arc.

L'outil utilisé dans cette étude est particulièrement adapté aux conditions de terrain difficiles et au manque de moyens auxquels le Vanuatu doit faire face. Il nécessite assez peu de moyens et répond assez bien aux possibilités du Vanuatu, pour lesquelles les suivis du dégazage dans le cadre d'une surveillance volcanique régionale pourrait être envisagés. Des mesures sur les volcans du nord de l'archipel (Banks) et d'autres édifices de la région (PNG, Salomon) permettraient de poursuivre des investigations sur la zone mélanésienne peu étudiée en terme de dégazage.

Références

- Abbatt, J.P.D., 1995. Interactions of HBr, HCl, and HOBr with supercooled sulphuric acid solutions of stratospheric composition. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 100 (D7), 14009-14017.
- Adams, R., 1984. In the land of strangers. A century of European contact with Tanna. *Aust. Nat. Univ., Pacif. Res. Monogr.*, 9, 201 p.
- Allard, P., Burton, M., and Mure, F., 2005. Spectroscopic evidence for lava fountain driven by previously accumulated magmatic gas. *Nature* 433 (7024): 407-410.
- Allard, P., Aiuppa, A., Loyer, H., Carrot, F., Gaudry, A., Pinte, G., Michel, A., Dongarra, G., 2000. Acid gas and metal emission rates during long-lived basalt degassing at Stromboli volcano. *Geophysical Research Letters* 27 (8), 1207-1210.
- Allard, P., 1997. Endogenous magma degassing and storage at Mount Etna. *Geophys. Res. Lett.* 24, 2219-2222.
- Allard, P., Carbonelle, N., Métrich, N., Loyer, H., Zettwoog, P., 1994. Sulphur output and magma degassing budget of Stromboli volcano, *Nature* 368, 326-330.
- Allard, P., Carbonelle, J., Métrich, N. & Zettwoog, P., 1991. Eruptive and diffuse emissions of carbon dioxide from Etna volcano: *Nature*, v. 351, p. 38-391.
- Allen, S.R., 2005. Complex spatter- and pumice-rich pyroclastic deposits from an andesitic caldera-forming eruption: the Siwi pyroclastic sequence, Tanna, Vanuatu. *Bull. Volcanol* 67, 27-41.
- Andres, R.J. & Kasgnoc, A.D., 1998, A time-average inventory of subaerial volcanic sulfur emissions. *J. Geophys. Res.* 103, 251-25,261.
- Andres, R.J., Rose, W.I., Stoiber, R.E., Williams, S.N., Matias, O., Morales, R., 1993. A summary of sulfur dioxide emission rate measurements from Guatemala volcanoes. *Bull. Volcanol.* 55, 379-388.
- Andres, R.J., Rose, W.I., Kyle, P.R., et al., 1991. Excessive sulfur dioxide emissions from Chilean volcanoes. *Journ. Volcan. Geotherm. Res.* 46, 323-329.
- Atkin Rev. J., 1868. On the volcanoes in the New Hebrides and Banks's Islands. *Proc. Geol. Soc., Lond.*, 24: 305-307.
- Atkinson, R. et al., 2000. Evaluated kinetic and photochemical data for atmospheric chemistry : Supplement VIII. *J. Phys. Chem. Ref. Data* 29, 167-266.
- Aubert de la Rüe, E., 1956. La géologie des Nouvelles-Hébrides. *J. Soc. Océanistes*, 12, 63-98.
- Aubert de la Rüe E., 1958. L'homme et les volcans. 6^e édition. Paris: Gallimard. Coll. Géographie Humaine. 398 p.
- Auzende, J.M., Pelletier, B., & Eissen, J.-P., 1995. The North Fiji Basin: geology, structure and geodynamic evolution. In: Taylor, B. (ed.) *Back Arc Basins: Tectonics and Magmatism*. New York: Plenum, pp. 139-175.
- Auzende, J.M., Lafoy, Y. et Marsset, B., 1988. Recent geodynamic evolution of the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Geology*, 16, 925-929.
- Bacsik, Z., Mink, J., and Keresztury, G., 2005. FTIR spectroscopy of the atmosphere II: applications, *Applied Spectroscopy Reviews*, 40, 327-390.
- Bacsik, Z., Mink, J., and Keresztury, G., 2004. FTIR spectroscopy of the atmosphere I: principles and methods, *Applied Spectroscopy Reviews*, 32, 295-363.
- Badruddin, M., 1994. Kelut volcano monitoring: hazards, mitigation and changes in water chemistry prior to the eruption. *Geochem. J.* 28, 233-242.

- Bandy, R., Maroulis, P.J., Wilner, L.A., Torres, A.L., 1982. Estimates of the fluxes of NO, SO₂, H₂S, CS₂, and OCS from Mt. St. Helens deduced from in situ plume concentration measurements. *Geophys. Res. Lett.* 9, 1097-1100.
- Bani, P., Oppenheimer, C., Tsanev, V.I., Lardy, M., Sulfur dioxide emission rate from Yasur volcano, Vanuatu archipelago (en préparation).
- Bani, P., Join, J.-L., Lardy, M., Cronin, S., New insights into the hazards of Ambae volcano from the November-December 2005 eruption (soumis au JVGR).
- Bani, P., Oppenheimer, C., Tsanev, V.I., Carn, S.A., Cronin, S.J., Crimp, R., Calkins, J.A., Charley, D., Lardy, M., Extreme rates of sulphur and bromine degassing from Ambrym volcano, Vanuatu (en revue pour *Geology*).
- Baranzangi, H., Isacks, B.L., Oliver, J., Dubois, J., and Pascal, G., 1973. Descent of lithosphere beneath New Hebrides, Tonga-Fiji and New Zealand: evidence for detached slabs. *Nature*, 242, 98-101.
- Barsdell, M., Smith, I.E.M., and Sporli, K.B., 1982. The origin of reversed geochemical zoning in the Northern New Hebrides Volcanic Arc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 148-155.
- Baxter, P.J., 2000. Impacts of eruptions on human health. In *Encyclopedia of volcanoes* (eds. H. Sigurdsson, B.F. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, and J. Stix). Academic Press, San Diego, pp. 1035-1043.
- Baxter, P.J., Stoiber, R.E., William, S.N., 1982. Volcanic gases and health: Masaya volcano, Nicaragua. *Lancet* 2, 150-151.
- Beaglehole, J.C. (ed.), 1961, *The journals of Captain James Cook on his voyages of discovery: II The voyage of the Resolution and Adventure 1772-1775* (Hakluyt Soc. extra Ser. 36): Cambridge University Press.
- Bellier, O., Sébrier, M., 1994. Relationship between tectonism and volcanism along the Great Sumatra fault zone deduced by Spot image analyses. *Tectonophysics* 233, 215-231.
- Bernard, M.L., Molinié, J., Petit, R.-H., Beauducel, F., Hammouya, G., Marion, G., 2006. Remote and in situ plume measurements of acid gas release from La Soufrière volcano, Guadeloupe. *Journ. Volcanol. Getherm. Res.*, 150, 395-409.
- Blot, C., 1976. *Volcanisme et sismicité dans les arcs insulaires: prévision de ces phénomènes*. Paris: ORSTOM. *Géophysique*, 13. 206 pp.
- Blot, C., and Priam, R., 1962. *Volcanisme et séismicité dans l'archipel des Nouvelles-Hébrides*. Nouméa, Port Vila: ORSTOM. 20 p., multigr.
- Blower, J.D., Mader, H.M., and Wilson, S.D.R. 2001. Coupling of viscous and diffusive controls on bubble growth during explosive volcanic eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 193, 47-56.
- Bluth, G.J.S, Doiron, S.D., Schnetzler, C.S., Krueger, A.J. and Walter, L.S., 1992. Global tracking of the SO₂ clouds from the June 1991 Mount Pinatubo eruptions. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 151-154.
- Bobrowski, N., Aiuppa, A., VonGlasow, R., Platt, U., 2006. Volcanic halogen emission and their interaction with atmosphere. *Geophysical Res Abstract*, 8, 06817.
- Bobrowski, N., Hönninger, G., Galle, B., Platt, U., 2003. Detection of bromine monoxide in a volcanic plume. *Nature*, 423, 273-276, doi:10.1038/nature01625.
- Bonnemaison, J., 1987. *Les fondements d'une identité. Territoire, histoire et société dans l'archipel de Vanuatu (Mélanésie): Tanna: les hommes lieux* (Tome2, 540 f.dactil. Thèse pour doctorat ès lettre et sciences humaines: Université de Paris IV: Soutenue le 18 mars 1985: Edition de l'ORSTOM (collection travaux et documentation n°201).
- Bottinga, Y., Javoy, M., 1990. MORB degassing: Bubble growth and ascent. *Chem. Geol.* 81, 255-270.

- Bresford, C.W. (Liet. De la Poer), 1884. Note on the ascent of Ambrym volcano in the New Hebrides. *Proc. R. Geogr. Soc.*, London, 6: 129-135.
- Bruno, N., Caltabiano, T., Giammanco, S., Romano, R., 2001. Degassing of SO₂ and CO₂ at Mount Etna (Sicily) as an indicator of pre-eruptive ascent and shallow emplacement of magma. *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.*, 110, 137-153.
- Burnham, C.W., 1979. The importance of volatile constituents. In *The Evolution of Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspective*. (ed. H.S. Yoder, Jr). Princeton University Press, Princeton, NJ, 439-582.
- Burton, M.R., Oppenheimer, C., Horrocks, L.A., and Francis, P.W., 2001. Diurnal changes in volcanic plume chemistry observed by lunar and solar occultation spectroscopy. *Geophys. Res. Letters*, 28, 843-846.
- Burton, M.R., Oppenheimer, C., Horrocks, L.A., Francis, P.W., 2000. Remote sensing of CO₂, and H₂O, emission rates from Masaya volcano, Nicaragua. *Geology* 28, 915-918.
- Calmant, S., Pelletier, B., Lebellegard, P., 2003. New insights on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results. *Journ. Geophys. Res.* 108, NO. B6, 2319, doi: 10.1029/2001JB000644.
- Campbell, F.A., 1889. The active volcano on Tanna, New Hebrides, with some remarks on the cause of volcanic action. *Proc.R.Soc.*, Victoria, Melbourne, 1, 73-83.
- Carn, S.A., 2002/3, Eruptive and passive degassing of sulphur dioxide at Nyiragongo Volcano (D.R.Congo): the 17th January 2002 eruption and its aftermath. *Acta Vulcanol.* 14/15, 75-86.
- Carney, J.N., and Macfarlane, A., 1982. Geological evidence bearing on the Miocene to Recent structural evolution of the New Hebrides Island Arc. *Tectonophysics*, 87, 147-175.
- Carney, J.N., Macfarlane, A., 1979. *Geology of Tanna, Aneityum, Futuna and Aniwa*. New Hebrides Government Geol Survey, pp 5-29.
- Carniel, R., Di Cecca, M., Rouland, D., 2003. Ambrym, Vanuatu (July-August 2000) : spectra and dynamical transitions on the hours-to-days timescale. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 128, 1-13.
- Casadevall, T., Rose, W.I., Gerlach, T., Greenland, L.P., Ewert, J., Wunderman, R., Symonds, R., 1983. Gas emission and the eruptions of Mount St. Helens through 1982. *Science* 221, 1383-1385.
- Charley, D., 1988, *Rapport de Mission à Ambrym en Août 1988: Document ORSTOM*, Port Vila, 5 p.
- Chartier, T.A., Rose, W.I., Stoke, J.B., 1988. Detailed record of SO₂ emissions from Puu Oo between episodes 33 and 34 of the 1983-1986 ERZ eruption, Kilauea, Hawaii. *Bulletin of Volcanology* 50, 215-228.
- Chase, T.E. and Seeking, B.A., 1988. Submarine topography of the Vanuaty and southeastern Solomon Islands regions. In: H.G. Greene and F.L. Wong (Editors), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs – Vanuatu Region*. Circum-Pacific Council Energy Miner. Resour., Earth Sci. Ser., 8, 35-36.
- Chatelin, J.L., Guillier, B., and Gratier, J.-P., 1993. Unfolding the subduction plate in the central New Hebrides island arc: geometrical argument for detachment of part of the downgoing slab. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 8, 655-658.
- Chen, J.K., Taylor, F.W., Edwards, R.L., Cheng, H., Burr, G.S., 1995. Recent emerged reef terraces of the Yenkahe resurgent block, Tanna, Vanuatu: implications for volcanic, landslide and tsunami hazards. *J. Geol* 103: 577-590.
- Cheney, C.S., 1988. Volcanic activity report, Ambrym and Epi, Geol. Dept. Memo (17 Août), 1 page.

- Coffey, M.T., 1996. Observations of the impact of volcanic activity on stratospheric chemistry. *J. Geophys. Res.* 101, 6767-6780.
- Cook (1774), *The Project Gutenberg EBook of A Voyage Towards the South Pole and Round the World Volume 2, by James Cook*'. On line at www.gutenberg.net:
- Courtois, E., 1914. Le cataclysme des Nouvelles-Hébrides (Port Vila, 12 Dec. 1913: Lettre du R.P. Courtois, Mariste). *Les missions Catholiques*, Lyon et Paris, n°2331, 6fév. 1914 ; 61-63.
- Crawford, A.J., Briquieu, L., Laporte, C., Hasenaka, T., 1995. Coexistence of Indian and Pacific Oceanic Upper Mantle Reservoirs Beneath the central New Hebrides Island Arc. In: Taylor, B., and Natland, T., (eds), *Active Marginal Basins of the Western Pacific. Geophysical Monograph*, American Geophysical Union, 88, 199-217.
- Daag, A.S., Tubianosa, B.S., Newhall, C.G., Tungol, N.M., Javier, D., Dolan, M.T., Delos Reyes, P.J., Arboleda, R.A., Martinez, M.M.L., Regalado, M.T.M., 1996. Monitoring sulfur dioxide emissions at Mount Pinatubo. In: Newhall, C.G., Pungongbayan, R.S., (Eds), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle, pp. 409-414.
- Davillé, Dr. E., 1894. Tremblements de terre aux Nouvelles-Hébrides. *C.R. Séances Soc. Géogr.*, Paris, 12:245-251.
- Dehn Jonathan, Dean K.G., Engle, K., 2002. Thermal precursors in satellite images of the 1999 eruption of Shishaldin Volcano. *Bull. Volcanol.* 64, 525-534.
- Delgado-Ganados, H., Gonzalez, L.G, Sanchez, N.P., 2001. Sulfur dioxide emissions from Popocatepetl volcano (Mexico): case study of a high-emission rate, passively degassing erupting volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 108, 107-120.
- Delmelle, P., 2003. Environmental impacts of tropospheric volcanic gas plumes, in Oppenheimer, C., Pyle, D.M., Barclay, J. (eds) *Volcanic Degassing*. Geological Soc. London, Special Publications, 213, 381-399.
- Delmelle, P., Stix, J., Baxter, P., Garcia-Alvarez, J., Barquero, J., 2002. Atmospheric dispersion, environmental effects and potential health hazard associated with the low-altitude gas plume of Masaya volcano, Nicaragua. *Bulletin of Volcanology*, 64, 423-434.
- Delmelle, P., Stix, J., Bourque, C.P.A., Baxter, P.J., Garcia-Alvarez, J., Barquero, J., 2001. Dry deposition and heavy acid loading in the vicinity of Masaya volcano, a major sulfur and chlorine source in Nicaragua. *Environ. Sci. Technol.* 35, 1289-1293.
- Delmelle, P., Bernard, A., 2000. Volcanic lakes, In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Stix, J., 2000. *Encyclopedia of volcanoes* (eds), Academic press, 877-895.
- Doukas, M.P., Gerlach, T.M., 1995. Sulfur Dioxide Scrubbing During the 1992 Eruption of Crater Peak, Mount Spurr Volcano, Alaska. In: Keith, T.E.C., (ed.) 1995. *The 1992 eruptions of Crater Peak vent, Mount Spurr volcano, Alaska: U.S. Geological Survey Bulletin B-2139*, 220 p, p.47-57
- Dubois, J., Dugas, F., Lapouille, A., and Louat, R., 1978. The troughs east of the New Hebrides island arc: possible mechanisms of formation. *Can. J. Earth Sci.* 15, 351-360.
- Dubois, J., Larue, B., Pascal, G., and Reichenfeld, C., 1973. Seismology and structure of New Hebrides, in: *The Western Pacific Island Arc, Marginal Seas and Geochemistry*, P. Coleman (ed.), Western Australia University Press, 1973, 213-222.
- Dubois, J., 1971. Propagation of P waves and Rayleigh waves in Melanesia: structural implication. *J. Geophys. Res.*, 76, 7217-7240.

- Eatough, D.J., Caka, F.M., Farber, R.J., 1994. The conversion of SO₂ to sulphate in the atmosphere, *Isr. J. Chem.*, 34, 301-314.
- Edmonds, M., Herd, R.A., Galle, B., Oppenheimer, C., 2003. Automated high time-resolution measurements of SO₂ flux at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Bull. Volcanol.* 65, 578-586.
- Edmonds, M., Pyle, D., Oppenheimer, C., 2002. HCl, emissions at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies, during a second phase of dome building: November 1999 to October 2000. *Bull. Volcanol.* 64, 21-30. DOI 10.007/s00445-001-0175-0.
- Edmonds, M., Herd, R.A., Galle, B., Oppenheimer, C., Automated, high time-resolution measurements of SO₂ flux at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Bull. Volcanol.* 65, 578-586. DOI 10.1007/s00445-003-0286-x
- Edmonds, M., Oppenheimer, C., Pyle, D.M., Herd, R.A., Thompson, G., 2003. SO₂ emissions from Soufrière Hills Volcano and their relationship to conduit permeability, hydrothermal interaction and degassing regime. *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.*, 124, 23-44.
- Eichelberger, J.C., Carrigan, C.R., Westrich, H.R., Price, R.H., 1986. Non-explosive silicic volcanism. *Nature*, 376, 675-678.
- Eissen, J.P., Blot, C., Louat, R., 1991. Chronology of the historic volcanic activity of New Hebrides island arc from 1595 to 1991. *Rapports scientifiques et techniques, ORSTOM, Sciences de la Terre, géologie-géophysique, n°2*, 69 pp.
- Eissen, J.P., Lardy, M., Monzier, M., 1989a. Lava lakes in two craters; changes since 1943 described, *SEAN*, 14, 10.
- Eissen, J.P., Lardy, M., Monzier, M., 1989b. Ash plume and lava flow; recent eruption history, *SEAN*, 14, 04.
- Erre, C., 2005. Caractérisation par GPS des mouvements du sol autour de deux volcans actifs du Vanuatu (Tanna et Lopevi). Etude de faisabilité des mesures par GPS temps réel centimétrique RTK. *Memoire de soutenance de Diplôme d'Ingénieur INSA Spécialité TOPOGRAPHIE, INSA.* 224 pp.
- Falvey, D.A., 1975. Arc reversals and a tectonic model for the North Fiji Basin. *Australas. Soc. Explor. Geophys. Bull.*, 6, 47-49.
- Finlayson-Pitts, B.J., Livingston, F.E., and Berko, H., N., 1990. Ozone destruction and bromine photochemistry at ground-level in the Arctic spring. *Nature* 343(6259), 622-625.
- Fisher, N.H., 1957. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Part V, Melanesia. Naples: Int. Volcan. Ass.-106 p.
- Francis, P., Burton, M.R., Oppenheimer, C., 1998. Remote measurements of volcanic gas compositions by solar occultation spectroscopy, *Nature* 368, 326-330.
- Francis, P., Burton, M., Oppenheimer, C., 1998b. Remote measurements of volcanic gas compositions by solar FTIR spectroscopy. *Nature* 396, 567-570.
- Francis, P.W., Maciejewski, A., Chaffin, C., Oppenheimer, C., Caltabiano, T., 1995. SO₂ and HCl ratios in the plumes of Mount Etna and Vulcano determined by Fourier Transform spectroscopy, *Geophys. Res. Lett.* 22 1717– 1720.
- Frater, Rev. M., 1922. The forge of Vulcan. In: *Midst volcanic fires.* London, 9-13.
- Frater, Rev. M., 1917. The volcanic eruption of 1913 on Ambrym island, New Hebrides. *Geol. Magaz., London*, 4: 496-503.
- Frater, Rev. M., 1915. The volcanic eruption at Ambrym. *The Wide World Magaz., London*, 35, 210, Sept. 1915, 483-491.
- Furon, R., 1955. Nouvelles-Hebrides, Banks et Torres. In: *Histoire de la géologie de la France d'Outre-Mer. Mém. Mus. nat. Hist. Nat., Paris, série C*, 5: 2009-211.

- Galle, B., Oppenheimer, C., Geyer, A., McGonigle, A.J.S, Edmonds, M., and Horrock, L.A., 2002, A miniaturised UV spectrometer for remote sensing of SO₂ fluxes: A new tool for volcano surveillance, *J. Volcanol., Geotherm. Res.*, 119, 241-254, doi: 10.1016/S0377-0273(02)00356-6.
- Gardner, J.E., Hilton, M., Carroll, M.R., 2000. Bubble growth in high viscous silicate melts during continuous decompression from high pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 1473-1483.
- Gardner, J.E., Hilton, M., Carroll, M.R., 1999. Experimental constraints on degassing of magma: isothermal bubble growth during continuous decompression from high pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.* 168, 201-218.
- Gaudru, H., Pittet, C., Bopp, C., Borel, G., Lardy, M., 1996. Strombolian activity during July from three summit craters within the main crater. 09/1996 BGVN 21:09.
- Gauthier, P.J., 1999. Géochimie des fluides et des gaz émis par le système volcano-hydrothermal du volcan Yasur, Ile de Tanna, République du Vanuatu. Rapport de stage post-doctoral, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, pp 56.
- Geog. Handbook Series, 1945. Pacific Islands. Vol 3: Western Pacific (Tonga to Solomon Islands. Naval Intelligence Division, B.R. 519B, 573-606.
- Gerlach, T.M., 2004. Volcanic sources of tropospheric ozone-depleting trace gases. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5 (Q09007). doi: 10.1029/2004GC000747.
- Geshi, N., Shimano, T., Chiba, T., Nakada, S., 2002. Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima volcano, Japan. *Bull. Volcanol.* 64, 55-68.
- Giggenbach, W.F., 1996. Chemical composition of volcanic gases. In *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards* (eds. R. Scarpa and R.I. Tilling). Springer, Berlin, pp. 221-256.
- Giggenbach, W.F., Glover, R.B., 1975. The use of chemical indicators in the surveillance of volcanic activity affecting the crater lake on Mt. Ruapehu, New Zealand. *Bull. Volcanol.* 39, 1-12.
- Granger, G., 1991. Strombolian activity and/or small lava lakes at four vents. 11/1991 BGVN 16:11.
- Gray Rev., W., 1898. Earthquake at Weasisi, Tanna, New Hebrides, during 1893. Rep. 6th Meet. Austr. Ass. Advanc. Sc., 314-315.
- Gray, Rev. W., 1895. Earthquakes shocks at Weasisi, Tanna, New Hebrides, 1887-1892. Rep. 5th Meet. Aust. Ass. Advanc. Sc., 217-225.
- Greene, H.G., Collot, J.-Y., Fisher, M.A. & Crawford, A.J., 1994. Neogene tectonic evolution of the New Hebrides island arc: a review incorporation OPD drilling results. In: Green, H.G., Collot, J.-Y., Stokking, L.B. *et al* (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 134*. College Station, TX: Ocean Drilling Program, pp. 19-46.
- Gregory, J.W., 1917. The Ambrym eruption of 1913-1914. *Geol. Magaz.*, London, 4: 529-540.
- Halmer, M.M., Schminke, H.-U., and Graf, H.-F., 2002. The annual volcanic gas input into the atmosphere, in particular into the stratosphere: A global data set for the last 100 years. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 115, 511-528, doi: 10.1016/s0377-0273(01)00318-3.
- Hanson, D.R., 2003. Reactivity of BrONO₂ and HOBr on sulphuric acid solutions at low temperature. *Journ. Geophys. Res. Atmosphere*, 108 (D8).
- Harding, D. & Miller, J.M., 1982. The influence of on rain chemistry of the Hawaiian volcano Kilauea. *Journ. Geophys. Re.* 87, 1225-1230.
- Harding, D., Miller, J.M., 1982. The influence of the rain chemistry of the Hawaiian volcano Kilauea. *J. Geophys. Res.* 87(C2), 1225-1230.

- Hausmann, M., Brandenburger, U., Brauers, T., Dorn, H.P., 1999. Simple Monte Carlo methods to estimate the spectra evaluation error in differential-optical-absorption spectroscopy. *Applied Optics* 36, 463-475.
- Hausmann, M., Brandenburger, U., Brauers, T., Dorn, H.P., 1997. Detection of tropospheric OH radicals by long-path differential-optical-absorption spectroscopy: Experimental Setup, accuracy and precision. *Journ. Geophys. Res.* 102, 16011-16022.
- Holloway, J.R., Blank, J.G., 1994. Application of experimental results to C–O–H species in natural melts, in: Carroll, M.R., Holloway J.R. (Eds.), *Volatiles in Magmas*, Rev. in *Mineralogy*, vol. 30, pp. 187– 230.
- Hobbs, P.V., Radke, L.F., Lyons, J.H., Ferek, R.J., Coffman, D.J., 1991. Airborne measurements of particle and gas emissions from the 1990 volcanic eruption of Mount Redoubt, *J. Geophys. Res.* 96, 18735– 18752.
- Hobbs, P.V., Tuell, J.P., Hegg, D.A., Radke, L.F., Eltgroth, M.K., 1982. Particles and gases in the emissions from the 1980-1981 volcanic eruptions of Mt. St. Helens. *Journ. of Geophys. Res.* 87, 11062-11086
- Horrocks, L.A., Oppenheimer, C., Burton, M.R., Duffell, H.J., 2003. Compositional variation in tropospheric volcanic gas plumes: evidence from ground-based remote sensing. In: Oppenheimer, C., Pyle, D.M., Barclay, J. (eds), *Volcanic Degassing*. Geological Society, London, Special Publications, 213, 349-369.
- Horrocks, L.A., Oppenheimer, C., Burton, M.R., Duffell, H.R., Davies, N.M., Martin, N.A., and Bell, W., 2001. Open-path Fourier transform infrared spectroscopy of SO₂: an empirical error budget analysis, with implications for volcano monitoring. *Journ of Geophys Res Atmosph* 106, 27647-27659.
- Huebert, B., Vitousek, P., Sutton, J., Elias, T., Heath, J., Coeppicus, S., Howell, S., Blomquist, B., 1999. Volcano fixes nitrogen into plant available forms. *Biogeochemistry* 47, 111-118.
- Inglis, Rev. J., 1887. Earthquake and tidal wave on Aneityum. In: *In the New Hebrides. Reminiscences of missionary life and work*. London: T. Nelson. Chapter 15:183-197.
- Isacks, B.L., Cardwell, R.K., Chatelain, J.L., Barabzangi, M., Marthelot, J.M., Chinn, D., and Louat, R., 1981. Seismicity and tectonics of the central New Hebrides island arc, in D.W., Simpson and P.G., Richards eds, *Earthquake Prediction*, Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Series 4, 93-116.
- Isacks, B.L., and Barabzangi, M., 1977. Geometry of Benioff zone: Lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere, in M. Talwani, and W.C. Pitman, III eds., *Island Arc Deep Sea Trenches and Back-arc Basins*, Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Series 1, 99-114.
- Jaupart, C., 1998. Gas loss through conduit walls during eruption. In *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*. Geological Society of London Special Publication 145 (eds. J.S. Gilbert and S.J. Sparks). Geological Society of London, pp. 73-90.
- Jaupart, C., Vergniol, S., 1989. The generation and collapse of a foam layer at the roof of a basaltic magma chamber. *Journal of fluid mechanics* 203, 347-380.
- Jaupart, C., Vergniol, S., 1988. Laboratoire models of Hawaiian and strombolian eruptions. *Natures* 331, 58-60.
- Joly, P.R., 1914. *Volcans des Nouvelles-Hébrides. Eruptions de l'île d'Ambrym*. La nature, Paris, 10 janv. 1914, 97-101.
- Joly, P.R., 1906. Phénomènes volcaniques. *Volcans des Nouvelles-Hébrides. Le Naturaliste*, 2^e Sér., 467: 192-193.
- Johnson, N., Parnell, R.A., 1986. Composition, distribution and neutralization of acid rain derived from Masaya volcano, Nicaragua. *Tellus*, 38B, 106-117.

- Karig, D.E., and Sharman, G.F., 1975. Subduction and accretion in trenches. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 377-389.
- Kazahaya, K., Shinohara, H., Uto, K., Odai, M., Nakahori, Y., Mori, H., Lino, H., Miyashita, M., Hirabayashi, J., 2004. Gigantic SO₂ emission from Miyakejima volcano, Japan, caused by caldera collapse. *Geology*, 32, n° 5, 425-428; doi: 10.1130/G20399.1
- Klug, C., and Cashman, K.V. 1996. Permeability development in vesiculating magmas: implications for fragmentation. *Bull. Volcanol.* 58, 87-100.
- Kratky, B.A., Fukunaga, E.T., Hylin, J.W., Nakano, R.T., 1974. Volcanic air pollution: deleterious effects on tomatoes. *Journ. Env. Qua.*, 3, 138-140.
- Kroenke, L.W., 1984. Introduction. In: Kroenke, L.W. (ed.) *Cenozoic Tectonics Development of the Southwest Pacific*. UN ESCAP, CCOP/SOPAC Technical Bulletin, 6, 1-11
- Kyle, P.R., Sybeldon, L.M., MacIntosh, W.C., Meeker, K., Symonds, R., 1994. Sulfur dioxide emission rates from Mount Erebus, Antarctica. In: Kyle, P.R., (Ed.), *Volcanological and Environmental Studies of Mount Erebus, Antarctica*, Vol. 66. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 69-82.
- Lagabrielle Y., Pelletier B., Cabioch G., Régnier M., Calmant S., 2003. Coseismic and long-term vertical displacement due to back arc shortening, central Vanuatu: Offshore and onshore data following the Mw 7.5, 26 November 1999 Ambrym earthquake, *Journal of Geophysical research*, vol.108, B11, 2519
- Laporte, C., Briqueux, L., Cluzel, D., Eissen, J.P., 1997. Gradient isotopique le long de l'arc des Nouvelles Hébrides (Vanuatu, Pacifique sud-ouest). Collision de la zone d'Entrecasteaux et hétérogénéité des sources mantelliques. *C.R.Acad. Sci.* 326, 101-106.
- Lardy, M., Erre, C., Bani, P., Kanas, T., Tabbagh, J., Gaudru, G., 2006. Deformation measurements using GPS on the resurgent Yenkahe block associated with activity of Yasur (Vanuatu). Posters session COV4.
- Lardy, M., Bani, P., Cronin, S., Platz, T., Garaebiti, E., Charley, D., Wallez, S., 2003. Lopevi en eruption: forte explosion, puis activité fissurale, coulées dans l'océan. *Société de volcanologie Genève*, 33bis, 3-4.
- Lardy, M., Tabbagh, J., Charley, D., 1999. Cyclical eruption activity documented during 1994-98. 04/1999 BGVN 24:04.
- Lardy, M., Charley, D., Gineste, P., Tabbagh, J., Naby, A., Dorel, J., Le Cloarec, M.F., Vetch, P., Haefeli, S., 1997. Strombolien eruptions, decreasing seismic activity since March 1997. 11/1997 BGVN 22:11.
- Lardy, M., Sigaud, L., 1997a. Spot aide à la surveillance de volcan. *Spot Mag.* 22 (juin), 19-21.
- Lardy, M., Matera, M., Charley, D., 1997b. Mission on LOMBENBEN Volcano (Ambae Island) November 25 to 27, 1996 and bathymetric Measurements at Vouli Lake. *Notes Techniques, Science de la Terre, Geologie-Geophysique*, n°3, 1997, représentation de l'ORSTOM en république de Vanuatu.
- Lardy, M., Charley, D., Tabbagh, J., Eissen, J-P., Robin, C., Monzier, M., 1995a. Frequent bomb ejections continue ; increased activity during 1994. 08/1995. BGVN 20:08, Yasur.
- Lardy, M., et al., 1995b. Crater lake exhibits convection cells and steaming as level drops. BGVN 20:08, Aoba.
- Lardy, M., Charley, D., 1993. Ash-laden explosions and gas emission. 01/1993 BGVN 18:01
- Lardy, M., et Marty, B., 1990. Incandescent tephra ejection, small lava lakes, strong SO₂ emission. 11/1990 BGVN 15:11.
- Lary, D.J., 1996. Gas phase atmospheric bromine photochemistry. *Journ. of Geophysical., Research-Atmospheres* 101(D1), 1505-1516.

- Legrand, D., et al., 2005. Interpretation of very long period tremors at Ambrym volcano, Vanuatu as quasi-static displacement field related to two distinct magmatic sources. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L06314, doi: 10.1029/2004 GL021968.
- Lensky, N., Navon, O., and Lyakhovskiy, V., 2004. Bubble growth during decompression of magma: experimental and theoretical investigation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 129, 7-22.
- Lensky, N., Lyakhovskiy, V., and Navon, O., 2002. Expansion dynamics of volatile-saturated fluid and bulk viscosity of bubbly magmas. *J. Fluid Mech.* 460, 39-56.
- Lensky, N., Lyakhovskiy, V., and Navon, O. 2001. Radial variations of melt viscosity around growing bubbles and gas overpressure in vesiculating magma. *J. Fluid Mech.* 460, 39-56.
- Louat, R., Humburger, M., and Monzier, M., 1988. Shallow and intermediate depth seismicity in the New Hebrides arc: constraints on the subduction process, In Green, H.G., and Wong, F.L., (eds), *Geology and Offshore Resources of Pacific Islands Arcs-Vanuatu Region*, Circum-Pac. Council. Energy and Miner. Resour., Earth Sci. Ser., Houston, Texas, 8, 279-286.
- Macfarlane, A., Carney, J.N., Crawford, A.J., & Green, H.G., 1988. Vanuatu-a review of the onshore geology. In: Green, H.G., & Wong, F.L., (eds) *Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs-Vanuatu Region*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series 8. Houston, TX: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, pp. 45-92.
- Mader, H.M., 1998. Conduit flow and fragmentation. In *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*. Geological Society of London Special Publication 145 (eds. J.S. Gilbert and R.S.J. Sparks), Geological Society of London, pp. 51-71.
- Maillet, P., Ruellan, E., Gérard, M., Person, A., Bellon, H., Cotten, J., Joron, J.-L., Nakada, S., & Price, R.C., 1995. Tectonics, magmatism, and evolution of the New Hebrides back-arc troughs (south-west Pacific). In: Taylor, B. (ed.) *Back Arc Basins: Tectonics and Magmatism*. New York: Plenum, pp. 177-235.
- Malinconico, L.L., 1987. On the variations of SO₂ emission from volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 33, 231-237.
- Mallick, D.I.J, 1973. Some petrological and structural variations in the New Hebrides, in: *The western Pacific Island Arc, Marginal Seas and Geochemistry*, P. Coleman (ed.), Western Australia University Press, 193-211.
- Marshall, P., 1915. The recent (December 7, 1913) volcanic eruptions on Ambrym Island. *Trans. Proc. New Zealand Inst.*, Wellington, 47:387-391.
- Martin, D., Ardouin, B., Bergametti, G., Carbonnelle, J., Faivre-Perret, R., Lambert, G., Le Cloarec, M.F. and Sennequier, G., 1986. Geochemistry of sulfur in Mount Etna plume. *J. Geophys. Res.*, 91, 12249-12254.
- Massol, H. and Jaupart, C., 1999. The generation of gas overpressure in volcanic eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 166, 57-70.
- Mather, T.A., Pyle, D.M., Tsanev, V.I., McGonigle, A.J.S., Oppenheimer, C., Allen, A.G., 2006. A reassessment of current volcanic emissions from the central American arc with specific examples from Nicaragua. *Journ. Volcanol. Geoth. Res.* 149, 297-311.
- Mather T.A., Pyle, D.M., Allen, A.G., 2004. Volcanic source for fixed nitrogen in the early Earth's atmosphere. *Geology* 32, n°10, 905-908; doi: 10.1130/G20679.1.
- Matsuo, s., 1975. Chemistry of volcanic gases. *Kazan (Bull. Volcanol. Soc. Japan)* 20, 319-329.
- Mawson, D., 1905. The geology of the New Hebrides. *Proc. Linn. Soc. New South Wales*, Sydney, 30, 400-485.

- McCall, G.J.H., LeMaitre, R.W., Malahoff, A., Robinson, G.P. & Stephenson, P.J., 1970. The geology and geophysics of the Ambrym Caldera, New Hebrides. *Bull. Volcanol.* 34, 681-696.
- McGee, K.A., 1992. The structure, dynamique and chemical composition of non-eruptive plume from Mt. St. Helens, 1980-88. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 51, 269-282.
- McGonigle, A.J.S., Inguaggiato, S., Aiuppa, A., Hayes, A.R., and Oppenheimer, C., 2005. Accurate measurement of volcanic SO₂ flux: determination of plume transport speed and integrating SO₂ concentration with a single device. *Geochemistry, Geophysics Geosystems*, 6, Q02003. doi:10.1029/2004GC000845.
- McGonigle, A.J.S., Thomson, C.L., Tsanev, V.I., Oppenheimer, C., 2004. A simple technique for measuring power station SO₂ and NO₂ emissions. *Atmospheric Environment* 38, 21-25.
- McGonigle, A.J.S., Oppenheimer, C., Galle, B., Mather, T.A., and Pyle, D.M., 2002, Walking traverses and scanning DOAS measurements of volcanic gas emission rates, *Geophys. Res. Lett.*, 29(20), 1985, doi:10.1029/2002GL015827.
- Melchior, 1988. Rapport de mission de reconnaissance volcanologique à Ambrym (25-29 Mai 1988) et à Tanna (14 Mai 1988). Nouméa: ORSTOM 10 p + ann. (inédit).
- Melnik, O., and Spark, R.S.J., 1999. Nonlinear dynamics of lava extrusion. *Nature* 402, 37-41.
- Mitchell, A.H.G. & Warden, A.J., 1971. Geological evolution of the New Hebrides island arc. *Journal of the Geological Society of London*, 129, 501-542.
- Monzier, M., Robin, C., Eissen, J.-P., et Cotten, J., 1997. Geochemistry vs. Seimo-tectonics along the volcanic New Hebrides Central Chain (Southwest Pacific). *Journ. Volc. and Geother. Re.*, 78, 1-29.
- Monzier, M., Robin, C., Eissen, J.-P., 1994. Kuwae (~1425 A.D.): the forgotten caldera., *Journ. Volcanol. And Geotherm. Res.*, 59, 207-218.
- Monzier, M., Robin, C., Eissen, J.-P., Picard, C, and Camus, G., 1991. Coexistence de lignées HK et MK dans les pyroclastites associées à la caldera d'Ambrym (Vanuatu, Arc des Nouvelles Hébrides). *Compte Rendu de l'Académie des Science*, 313, 1425-1432.
- Monzier, M., Douglas, C., 1989. Rapport de Mission à Ambrym (Vanuatu) du 26-30 septembre 1989. Rapport de Mission Géologie-Géophysique no° 10, Document ORSTOM Nouméa, 30 p.
- Mori, T., Notsu, K., 1997. Remote CO, COS, CO₂, SO₂, HCl, detection and temperature estimation of volcanic gas. *Geophys. Res. Lett.*, 24(16), 2047-2050, 10.1029/97GL5208.
- Mori, T., Notsu, K., Tohjima, H. Wakita, H., 1993. Remote detection of HCl and SO₂ in volcanic gas from Unzen volcano, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 20(13), 1355-1358, 10.1029/93GL01065, 1993.
- Nabyl, A., Dorel, J., Lardy, M., 1997. A comparative study of low-frequency seismic signals recorded at Stromboli volcano, Italy and at Yasur volcano, Vanuatu. *New Zealand Journ. Geol. Geophy.* 40, 549-558.
- Nairn, I.A., 1988. Centuries-long Strombolian eruption continues from four Vents. 12/1998 SEAN 13:12.
- Nairn, I.A., Scott, B.J., Giggenbach, W.F., 1988. Yasur volcanic investigations, Vanuatu Sept 1988: NZ Geol Survey Rep. G136, 74 pp.
- Nakada, S., Nagai, M., Kaneko, T., Nozawa, A., and Suzuki-Kamata, K., 2004, Chronology and products of the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bull. Volcanol.* 67, 205-218.
- Navarro-Gonzalez, R., Molina, M.J., and Molina, L.T., 1998. Nitrogen fixation by volcanic lightning in the early Earth: *Geophy. Re. Lett.*, 25, 3123-3126.

- Navon and Lyakhovsky, 1998. Vesiculation processes in silicic magmas. In *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*. Geological Society of London Special Publications 145 (eds. J.S. Gilbert and R.S.J. Sparks). Geological Society of London, pp. 27-50.
- Notsu, K., Mori, T., Igarashi, G., Tohjima, Y., Wakita, H., 1993. Infrared spectral radiometer – a new tool for remote measurement of SO₂ of volcanic gas. *Geochemical Journal* 27 (4-5): 361-366.
- O'Meara, S., O'Meara, D., Benward, R., 1997. Mid-August visit discloses ongoing Strombolian eruption from six vents. 08/1997 BGVN 22:08.
- Oppenheimer, C., Bani, P., Calkins, J.A., Burton, M.R., Sawyer, G.M., Kyle, P.R., 2006b. Rapid FTIR sensing of volcanic gases released by strombolian explosions at Yasur volcano, Vanuatu. *Applied Physics B, Laser and Optics*, DOI: 10.1007/s00340-006-2353-4.
- Oppenheimer, C., Tsanev, V.I., Braban, C.F., Cox, R.A., Adams, J.W., Aiuppa, A., Bobrowski, N., Delmelle, P., Barclay, J., and McGonigle, J.S., 2006a. BrO formation in volcanic plumes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 2935-2941.
- Oppenheimer, C., Kyle, P.R., Tsanev, V.I., McGonigle, A.J.S., Mather, T.A., Sweeney, D., 2005. Mt. Erebus, the largest point source of NO₂ in Antarctica. *Atmospheric environment* 39, 6000-6006.
- Oppenheimer, C., Tsanev, V.I., Allen, A.G., McGonigle, A.J.S., Cardoso, A.A., Wiatr, A., Paterlini, W., de Mello Dias, C., 2004. NO₂ emissions from agricultural burning in Sao Paulo, Brazil. *Environmental Science and Technology* 38, 4557-4561.
- Oppenheimer, C., 2003. Volcanic degassing, *Treatise on Geochemistry*, Volume 3, Chapter 6, Elsevier.
- Oppenheimer, C., Edmonds, M., Francis, P., and Burton, M.R., 2002. Variation in HCl/SO₂ gas ratios observed by Fourier transform spectroscopy at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, in Druitt, T.H., and Kokelarr, P., (eds) *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Geological Society, London, Memoir, 21, 621-639.
- Oppenheimer, C., Burton, M.R., Durieux, J., and Pyle, D.M., 2002b. Open-path Fourier transform spectroscopy of gas emissions from Oldoinyo Lengai volcano, Tanzania. *Optics and Lasers in Engineering* 37, 203-214.
- Oppenheimer, C., Francis, P., Stix, J., 1998. Depletion rate of sulfur dioxide in tropospheric volcanic plumes. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2671-2674.
- Oppenheimer, C., Francis, P., Burton, M., Maciejewski, A., and Boardman, L., 1998b. Remote measurement of volcanic gases by Fourier transform infrared spectroscopy. *Applied Physics B*, 67, 505-515.
- O'Reilly, P., 1956. Chronologie des Nouvelles-Hébrides. *J.Soc. Océanistes, Cinquantenaire du Condominium des Nouvelles-Hébrides*, 12, 6-61.
- Papale, P., 1999. Modeling of the solubilities of a two-component H₂O+CO₂ fluid in silicate liquids, *Am. Mineral.* 84-4, 477-492.
- Parnell, R.A., Burke, K.J., 1990. Impacts of acid emissions from Nevado del Ruiz volcano, Colombia, on selected terrestrial and aquatic ecosystems. *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.*, 42, 69-88.
- Pascal, G., Isack, B.L., Baranzangi, M., Dubois, J., 1978. Precise relocations of earthquakes, and seismotectonics of the New Hebrides island arc. *J. Geophys. Res.*, 83 (B10), 4957-4973.
- Pascal, G., Dubois, J., Baranzangi, M., Isack, B. L., and Oliver, J., 1973. Seismic velocity anomalies beneath the New Hebrides island arc: Evidence for detached slab in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 78, 6998-7004.
- Paton, W., 1937. The Ambrim eruption. *Walkabout*, Melbourne, 1st Nov., 59-61.

- Pelletier, B., 1999. Subduction de rides et ouvertures arrière-arc dans le Pacifique Sud-Ouest (arcs des Tonga-Kermadec et du Vanuatu, bassins de Lau et Nord-Fidjien). Mémoire d'Habilitation à diriger des recherches, présenté à l'Université Pierre et Marie Curie, pp.105.
- Picard, C., Monzier, M., Eissen, J.P., and Robin, C., 1995. Concomitant evolution of tectonic environment and magma geochemistry, Ambrym volcano (Vanuatu, New Hebrides arc), In: Smellie, J.L. (ed.), 1995. *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*, Geological Society Special Publication N° 81, 135-154.
- Platt, U., and Honninger, G., 2003. The role of halogen species in the troposphere. *Chemosphere* 52(2), 325-338.
- Platt, U., 1994. Differential Optical Absorption Spectroscopy (DOAS). In M.W. Sigrist (ed.), *Monitoring by Spectroscopic Techniques*. New York: John Wiley & Sons, Inc.
- Platt, U., Perner, D., Pätz, H.W., 1979. Simultaneous measurements of atmospheric CH₂, O₃ and NO₂ by differential optical absorption. *J. Geophys. Res.* 84, 6329-6335.
- Prather, M.J., and Watson, R.T., 1990. Stratospheric ozone depletion and future levels of atmospheric chlorine and bromine. *Nature* 344(6268), 729-734.
- Priam, R., 1964. Une nouvelle éruption du volcan Lopevi (Nouvelles-Hébrides) et son analogie sismique avec les éruptions précédentes. *Bull. Volcan.* 27, 341-346.
- Priam, R., 1962. Mission d'études volcanologiques au Nouvelles Hebrides. New Hebrides Mines Dept. Rep. 798/M, Port Vila (inédit).
- Proussevitch, A.A., Shagian, D.L., 1998. Dynamics and energetics of bubble growth in magmas: analytical formulation and numerical modelling. *J. Geophys. Res.* 103, 18223-18251.
- Proussevitch, A.A., Sahagian, D.L., 1996. Dynamics of coupled diffusive and decompressive bubble growth in magmatic systems. *J. Geophys. Res.* 101, 17447-17456.
- Purey-Cust, H.E., 1896. The eruption of Ambrym Island, New Hebrides, South-West Pacific. *Geogr. J., London*, 8, 6: 585-602.
- Purey-Cust, H.E., 1894. Report on the eruption of Ambrym island, New Hebrides, South-West Pacific. Oct. and Nov. 1894 par Cdt H.E. Purey-Cust, N.R., H.M.S. Dart Hydrogr. Depart., Admiralty, London, 22 pp.
- Quantin, P., 1978. Archipel des Nouvelles-Hebrides ; Atlas des sols et de quelques données du milieu. Cartes pédologiques (1/50.000 ou 1/100.000), des formes du relief, géologiques et de la végétation (1/100.000 ou 1/250.000). Paris: ORSTOM. 18 feuilles et 11 notices.
- Radke, L.F., 1982. Sulfur and sulphate from Mt. Erebus, *Nature*, 299, 710-712.
- Ravishankara, A.R., 1997. Heterogeneous and multiphase chemistry in the troposphere, *Science*, 276, 1058-1065.
- Read, W.G., Froidevaux, L., Waters, J.W., 1993. Microwave Limb Sounder measurement of stratospheric SO₂ from Mt. Pinatubo eruption, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1299-1302.
- Rémy, J.M., 1963. L'éruption volcanique du 1960 au Lopevi (Nouvelle-Hébrides). *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{ème} Sér. 5, 188-197.
- Rémy, J.M., Reichenfeld, C., 1960. Rapport préliminaire sur l'éruption du volcan Lopevi (Nouvelles-Hébrides), Sept. 1960. Arch. Serv. Mines, Port-Vila, (inédit).
- Rinsland, C.P., Weisenstein, D.K., Ko, M.K.W., Scott, C.J., Chiou, L.S., Mahieu, E., Zander, R., Demoulin, P., 2003. Post-Mount Pinatubo eruption ground-based infrared stratospheric column measurements of HNO₃, NO, and NO₂, and their comparison with model calculations. *Journ. Geophys. Res.* 108 (D15), 4437.
- Robin, C., et Monzier, M., 1994. Risque volcanique au Vanuatu. Notes Techniques, ORSTOM, Sciences de la Terre, Geologie-Geophysique, n° 16, septembre 1994, Document de travail, pp. 15.

- Robin, C., Eissen, J.-P., and Monzier, M., 1993. Giant tuff cone and 12-km-wide associated caldera at Ambrym Volcano (Vanuatu, New Hebrides Arc). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 55, 225-238.
- Robin, C., Monzier, M., Eissen, J.-P., Picard, C., Camus, G., 1991. Coexistence de lignées HK et MK dans les pyroclastites associées à la caldera d'Ambrym (Vanuatu- Arc des Nouvelles-Hébrides). *New Hebrides Mines Dept. Rep. 798/M, port Vila, C.R.Acad. Sci. 313, serie II, 1425-1432.*
- Rose, W.I., Bluth G.J.S., Schneider, D.J., Ernst, J.G.G., Riley C.M., Henderson, L.J., McGimsey, R.G., 2001. Observations of Volcanic Clouds in Their First Few Days of Atmospheric Residence: The 1992 Eruptions of Crater Peak, Mount Spurr Volcano, Alaskar. *Journ Geology*, 109, 677-694.
- Rose, W.I., Delene, D.J., Schneider, D.J., Bluth, G.J.S., Krueger, A.J., Sprod, I., McKee, C., Davies, H.L., and Ernst, J.G.G., 1995. Ice in the 1994 Rabaul eruption cloud: implications for volcano hazard and atmospheric effects. *Nature* 375: 477-479.
- Rose, W.I., Stoiber, R.E., Malinconico, L.L., 1982. Eruptive gas compositions and fluxes of explosive volcanoes: budget of S and Cl emitted from Fuego volcano, Guatemala. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, Wiley, Chichester, pp. 669-676.
- Rouland, D., Cisternas, A., Denkmann, R., Dufumier, H., Regnier, M., Lardy, M., 2001. The December 1994 seismic swarm near Aoba (Ambae) volcano, Vanuatu, and its relationship with the volcanic processes. *Tectonophysics*, 338, 23-44.
- Rowe Jr., G.L., Ohsawa, S., Takano, B., Brantley, S.L., Fernandez, J.F., Barquero, J., 1992. Using crater lake chemistry to predict volcanic activity at Poas Volcano, Costa Rica. *Bull. Volcanol.* 54, 494-503.
- Seach, J., 2002. Lava lakes remain active in Mbwelesu and Benbow craters through December 2002. 12/2002 (BGVN 27:12).
- Seach, J., 2002. Lava lakes disappear, but ash eruptions continue from many active vents. 02/2002 (BGVN 25:02).
- Search, J., 2000. Typical explosive activity observed in February. 04/2000 BGVN 25:04.
- Shinohara, H., 2005. A new technique to estimate volcanic gas composition: plume measurements with a portable multi-sensor system.
- Simkin, T., Siebert, L., McClelland L., Bridge D., Newhall C. and Latter, J.H., 1981. *Volcanoes of the world*. Smithsonian Inst., Hutchinson Ross Publ. Co., 233 pp.
- Smith, W.H., 1990. *Air Pollution and Forests: Interaction Between Air Contaminants and Forest Ecosystems*. Springer+Verlag, New York, 618 pp.
- Sparks, R.S.J., 2003. Dynamics of magma degassing, in *Volcanic Degassing*, edited by C.Oppenheimer et al., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 213, 5-22.
- Sparks, R.S.J., 1997. Cause and consequences of pressurisation in lava dome eruption. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150, 177-189.
- Sparks, R.S.J., Barclay, J., Jaupart, C., Mader, H.M., Phillips, J.C., 1994. Physical aspects of magmatic degassing I. Experimental and theoretical constraints on vesiculation, in: M.R. Carroll, J.R. Holloway (Eds), *Volatiles in Magmas*, *Rev. Mineral.* 30, 1994, pp. 413-443.
- Spinks, K., Acocella, V., Cole, J., Bassett, K., 2005. Structural control of volcanism and caldera development in the transtensional Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144, 7-22.
- Stephenson, P.J., McCall, G.J.H., Le Maître, R.W., et Robinson, G.P., 1968. The Ambrym Island Research Project. *New Hebrides Geol. Surv. Ann. Rep. 1966, Port Vila (Warden ed, 9-15.*
- Stoiber, R.E., 1986. Ash plume visible for 30 km. SEAN 11:03

- Stoiber, R.E., Williams, S.N., Huebert, B., 1986b. Sulphur and halogen gases at Masaya caldera complex, Nicaragua: total flux and variations with time. *J. Geophys. Res.*, 91, 12215-12231.
- Stoiber, R.E., Malinconico Jr., L.L., Williams, S.N., 1983. Use of the correlation spectrometer at volcanoes. In: Tazieff, H. Sabroux, J.C. (eds). *Forecasting Volcanique Events*. Elsevier, New York, pp. 425-325.
- Stutz, J., Platt, U., 1996. Numerical analysis and estimation of the statistical error of differential optical absorption spectroscopy measurements with least-squares methods. *Applied Optics* 35, 6041-6053.
- Sutton, A.J., and Elias, T., 1993. Volcanic gases creates air pollution in the island of Hawaii. *Earthquakes and volcanoes*, 24, 178-196.
- Symonds, R.B., Rose, W.I., and Reed M.H., 1988. Contribution of Cl- and F-bearing gases to the atmosphere by volcanoes. *Nature* 334, 415-418.
- Symonds, R.B., Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Gerlach, T.M., 1994. Volcanic gas studies- Methods, results, and applications, in volatiles in Magmas, *Rev. Mineral. Soc. Of Am.*, Washington, D.C.
- Tabbagh, J., Lardy, M., Wallez, S., Charley, D., Williams J., Williams, R., 2001. Still erupting despite 10-fold tremor decrease beginning November 1999. 11/2001 BGVN 26:11.
- Takano, B., Suzuki, K., Sugimori, K., Ohba, T., Fazlullin, S.M., Bernard, A., Sumarti, S., Sukhyar, R., Hirabayashi, M., 2004. Bathymetric and geochemical investigation of Kawah Ijen Crater Lake, East Java, Indonesia. *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* 135, 299-239.
- Takano, Y., Watanuki, K., 1990. Monitoring of volcanic eruptions at Yugama crater lake by aqueous sulfur oxyanions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 40, 71-87.
- Takano, B., 1987. Correlation of volcanic activity with sulfur oxyanion speciation in a crater lake. *Science* 235, 1633-1635.
- Tatsumi, Y., & Eggins, S., 1995. *Subduction Zone Magmatism*. Oxford: Blackwell Scientific.
- Taylor, G.A., 1956. Review of volcanic activity in the territories of Papua New Guinea, the Solomon and New Hebrides Islands (1951-1953). *Bull. Volcan.* 18, 25-37.
- Tessier, F., 1997, in Vanuatu: le peuple du feu. Documentaire de 52 mn réalisé par Banet, B. et Le Hesran, C. Coproduction canal+, Taxi Video Brousse et ORSTOM. Réalisation juin 1997.
- Tirel, C., 2001. Images et acoustique du volcan Yasur (Vanuatu). *Memoire de DEA, Institut de Physique du Globe de Paris*, pp. 26.
- Vetch, P., and Haefeli, S., 1997. August visit reveals lava fountains, Strombolian explosions. BGVN 22, 11.
- Villemant, B., Boudon, G., Nougrgat, S., Poteaux, S., and Michel, A. 2003. H₂O and halogens in volcanic clasts: tracers of eruptions. In *Volcanic Degassing*, Geological Society of London Special Publication 213 (eds. C. Oppenheimer, D.M. Pyle, and J. Barclay). Geological Society of London, pp. 63-79.
- Villemant, B, and Boudon, G., 1999. H₂O and Halogen (F, Cl, Br) behaviour during shallow magma degassing processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 168, 271-286.
- Villemant, B., and Boudon,, G., 1998. Transition between dome-buiding and plinian eruptive styles: H₂O and Cl degassing behaviour. *Nature* 392, 65-69.
- Von Glasow, R. von Kuhlmann, R., Lawrence, M. G., Platt, U., and Crutzen, P.J., 2004. Impact of reactive bromine chemistry in the trophosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics* 4, 2481-2497.

- Wallez, S., 1998. Etude des impacts socio-économiques des menaces volcaniques et autres risques naturels sur l'archipel du Vanuatu (Mélanésie). Rapport de stage comptant pour un DESS Sciences de l'Environnement, Université Louis Pasteur, Strasbourg, pp. 177.
- Walter, T.R., Acocella, V., Neri, M., Amelung, F., 2005. Feedback processes between magmatism and E-flank movement at Mt Etna (Italy) during 2002-2003 eruption. *Journ. Geophys. Res.* 110, B10125, 10.1029/2005JB003688.
- Warden, A.J., 1970. Evolution of Aoba Caldera Volcano, New Hebrides. *Bull. Volcanol.* 34, 107-140.
- Warden, A.J., 1967. The 1963-65 eruption of Lopevi (New Hebrides). *Bull. Volcanol.*, 30, 277-318.
- Watson, B.E., 1994. Diffusion in volatile-bearing magmas. *Rev. Mineral.* 30, 371-411.
- Watson, I.M., Oppenheimer, C., Voight, B., Francis, P.W., Clarke, A., Stix, J., Miller, A.D., Pyle, D.M., Burton, M.R., Young, S.R., Norton, G., Loughlin, S., Darroux, B., 2000. MVO Staff., 2000. The relationship between degassing and ground deformation at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *J. Volcanol Geotherm. Res.* 98, 117-126.
- Well, E.D., Sandler, S.R., 1997. Sulfur dioxide, In: John Wiley & Sons, Kirk-Othmer Encyclopedia of Chemical Technology, 4th edn, 23, 299-312.
- Westrich, H.R., and Gerlach, T.M., 1992. Magmatic gas source for the stratospheric SO₂ cloud from June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo. *Geology* 20, 867-870.
- Wiat, P., 1995. Impact et gestion des risques volcaniques au Vanuatu. Notes Techniques, Sciences de la Terre Géologie-Géophysique n°13, Document de travail ORSTOM, 83 pp.
- Williams, C.E.E., Curtis, R., 1965. The eruption of Lopevi, New Hebrides, July 1960. *Bull. Volcanol.* 27, 423-433.
- Williams, C.E.F., 1964. Preliminary report of the Lopevi eruption, July 1960. *Overseas Geol. Miner. Resources*, 9, 2: 183-189.
- Williams, C.E.F. et Warden, A.J., 1964. Progress Report of the Geological Survey for 1959-1962. *New Hebrides Geol. Surv. Rep.*, Port Vila, 75 p.
- Williams-Jones, G., Horton, K., Garbeil, H., Mouginiis-Mark, P.J., Harris, A.J.L., Sutton, A.J., and Elias, T., 2006. Accurately measuring volcanic plume velocity with multiple UV spectrometers. *Bull. Volcanol.* 68, 328-332.
- Wright, R., Flynn, L.P., Garbeil, H., Harris, A.J.L., Pilger, E., 2004. MODVOLC: near-real-time thermal monitoring of global volcanism. *Journ. Volcanol. Res.* 135, 29-49.
- Wright, R., Flynn, L., Garbeil, H., Harris, A., Pilger, E., 2002. Automated volcanic detection using MODIS. *Remote Sensing of Envir.* 82, 135-155.
- Zellmer, G.F., Annen, C., Charlier, B.L.A., George, R.M.M., Turner, S.P., Hawkesworth, C.J., 2005. Magma evolution and ascent at volcanic arcs: constraining petrogenetic processes through rates and chronologies. *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* 140, 171-191.
- Zhang, W., Singh, P., Muir, D.M., 2000. SO₂/O₂ as an oxidant in hydrometallurgy. *Minerals Engineering*, 13, 1319-1328.
- Zhang, W., Singh, P., Muir, D., 2000a. Iron(II) oxidation by SO₂/O₂ in acidic media. Part I. Kinetics and mechanism. *Hydrometallurgy* 55(3), 229-245.
- Zhdanov, S.I., 1973. Sulphur, In: Marcel Dekker, in Encyclopedia of Electrochemistry of the Elements, chapter IV-6, p 275.
- Zimmer, M.M., Fisher, T.P., Hilton, D.R., Alvaro, G.E., Sharp, Z.D., Walker, J.A., 2004. Nitrogen systematics and gas fluxes of subduction zones: insights from Costa Rica arc volatiles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5, Q05J11.

Liste des figures

Figure 2-1. 3 provinces géologiques de l'arc du Vanuatu.....	19
Figure 2-2. Les volcans actifs au Vanuatu.....	21
Figure 2-3. Zone de solfatare sur Vanua Lava.....	22
Figure 2-4. Dégazage du Mt Garet, Gaua.....	22
Figure 2-5. Dégazage dans le lac Voui.....	23
Figure 2-6. Lac de lave visible sur Taten Mbuelesu (Marum).....	24
Figure 2-7. Le volcan Lopevi.....	24
Figure 2-8. Explosion strombolienne du Yasur.....	25
Figure 4-1. La section efficace différentielle.....	36
Figure 4-2. Intensité différentielle.....	36
Figure 4-3. Section efficace de l'absorption différentielle des espèces.....	37
Figure 4-4. Configuration du mini-DOAS.....	38
Figure 5-1. L'équipement utilisé pour la mesure du dégazage des volcans du Vanuatu.....	40
Figure 5-2. Différents moyens utilisés pour la mesure du dégazage des volcans du Vanuatu.....	45
Figure 5-3. Mesure en position fixe sous le panache du Yasur.....	46
Figure 6-1. La caldera d'Ambrym.....	49
Figure 6-2. Evolution de la morphologie du Marum.....	51
Figure 6-3. Une scène MODIS montrant le panache d'Ambrym.....	56
Figure 6-4. Installation d'un télescope sur un Brittan-Norman Islander d'Air Vanuatu.....	58
Figure 6-5. Trajectoires de vols et mesures du dégazage d'Ambrym.....	58
Figure 6-6. Variation de la concentration de SO ₂ le long d'un profile perpendiculaire.....	59
Figure 6-7. Moyennes des flux de SO ₂ obtenues par période de mesures.....	61
Figure 6-8. Exemple de corrélation entre BrO et SO ₂ dans le panache d'Ambrym.....	62
Figure 6-9. La régression du flux de BrO entre janvier et juillet 2005.....	62
Figure 6-10. Variation de la concentration du SO ₂ dans le panache d'Ambrym.....	65
Figure 6-11. Discrimination de la contribution Marum/Benbow par la méthode gaussienne.....	66
Figure 6-12. Evolution du dégazage des cratères actifs.....	66
Figure 6-13. Activité du Niri Taten Mbuelesu et activité du Taten Mbuelesu.....	67
Figure 6-14. Centres des pixels dont le NTI est supérieur à -0.8 sur Ambrym.....	72
Figure 6-15. Les indices NTI et l'évolution de la radiance observée sur Ambrym.....	74
Figure 6-16. Analyse empirique des données des capteurs GOME et SCIAMACHY.....	75

Figure 6-17. Variation de la quantité de SO ₂ entre septembre 2004 et septembre 2005	76
Figure 6-18. Dispersion et dérive du panache d'Ambrym	77
Figure 6-19. Contraste entre la zone soumise aux vents et la partie ouest d'Ambrym.....	78
Figure 6-20. La répartition des séismes sur un rayon de 50 km autour d'Ambrym.....	80
Figure 6-21. Exemple de rapport molaire SO ₂ /BrO sur Benbow et Marum	81
Figure 6-22. Corrélation de l'activité de Benbow et Marum mise en évidence MODIS.....	82
Figure 7-1. Changement morphologique à l'intérieur du cratère du Yasur	84
Figure 7-2. Île de Tanna avec le horst du Yenkahe situé à l'intérieur de la caldera	85
Figure 7-3. Mesures du dégazage du Yasur à bord d'un véhicule	92
Figure 7-4. Végétation à proximité du Yasur arrosée par la pluie acide.....	94
Figure 7-5. Exemple de corrélation entre le SO ₂ et BrO dans le panache du Yasur.....	96
Figure 7-6. Migration de grosses bulles d'après le modèle de Jaupart et Vergnolle	98
Figure 7-7. Corrélations entre anomalies thermiques, activité sismique et flux de SO ₂	100
Figure 8-1. Île d'Aoba , composition colorée d'une image SPOT5 acquise en avril 2004....	103
Figure 8-2. Coupe géologique NNO-SSE de l'île d'Aoba.....	104
Figure 8-3. Zone de solfatare sur la bordure est du Manaro Lakua	105
Figure 8-4. Morphologie de la zone sommitale avec la bathymétrie des lacs	106
Figure 8-5. Une belle crête dans le lac Vouï, typique d'une activité surtseyenne	108
Figure 8-6. Exemple de profil obtenu sur le dégazage d'Aoba.....	109
Figure 8-7. Evolution de flux du SO ₂ par rapport aux différentes phases d'activités.....	111
Figure 8-8. Variation de la quantité de SO ₂ mesurée par OMI sur Aoba	113
Figure 8-9. Dépôts brun-orange sur une plage de cendres sur la partie nord du lac.....	116
Figure 8-10. Variation de la Σ des cations, du pH, des S total, Fe et Si dans le lac Vouï	119
Figure 9-1. Lopevi, un cône presque parfait et le cratère adventif.....	123
Figure 9-2. Variations du nombre des pixels affectés par l'anomalie thermique sur Lopevi.	126
Figure 10-1. Répartition des flux de SO ₂ le long de l'arc du Vanuatu.	133

Liste des Tableaux

Tableau 3-1. Compositions chimiques des volatils obtenues pour différents volcans.....	33
Tableau 5-1. Récapitulatif des campagnes de mesures réalisées.	45
Tableau 6-1. Historique de l'activité d'Ambrym.....	52
Tableau 6-2. Observations sur Ambrym entre novembre 2004 et novembre 2005.	56
Tableau 6-3. Les flux du SO ₂ , mesurés sur Ambrym en 2005.....	59
Tableau 6-4. Les flux du BrO enregistrés sur Ambrym en 2005.	63
Tableau 7-1. Un petit aperçu sur le récit de Cook sur l'activité du Yasur.....	86
Tableau 7-2. Historique de l'activité du Yasur.	87
Tableau 7-3. Observations sur le Yasur entre octobre 2002 et novembre 2005	89
Tableau 7-4. Résultats du flux de SO ₂ mesurés entre avril 2004 et novembre 2005.	92
Tableau 8-1. Historique de l'activité volcanique d'Aoba	105
Tableau 8-2. Résultats de mesures de flux du SO ₂ sur Aoba.	109
Tableau 8-3. Evolution récente du lac Vouï.....	114
Tableau 8-4. Résultat des analyses des eaux du lac Vouï entre juillet 2005 et juin 2006.....	117
Tableau 9-1. Historique de l'activité volcanique du Lopevi.....	123
Tableau 9-2. Observations sur Lopevi entre 2004 – 2006.	124
Tableau 9-3. Résultats de mesures du flux de SO ₂ sur Lopevi.	126
Tableau 10-1. Résumé du dégazage des volcans du Vanuatu.....	132

Annexes

Annexe 1 – Bani, P., Oppenheimer, C., Tsanev, I.V, Carn, S.A., Cronin, S.J., Crimp, R., Calkins, J.A., Charley, D., & Lardy, M., Extreme rates of sulphur and bromine degassing from Ambrym volcano, Vanuatu, *Geology* (in review).

Extreme rates of sulphur and bromine degassing from Ambrym volcano, Vanuatu

Philipson Bani^{1,2}, Clive Oppenheimer³, Vitchko I. Tsanev³, Simon A. Carn⁴, Shane J. Cronin⁵, Rachel Crimp⁵, Julie A. Calkins⁶, Douglas Charley⁷ & Michel Lardy¹

¹UMR Magmas et Volcans, Institut de Recherche pour le Développement, BP A5 98848, Nouméa Cedex, New Caledonia. BP A5, 98848. New Caledonia. Tel +687 260744 ; fax +687 264626 ; email: Philipson.Bani@noumea.ird.nc

²Laboratoire des Géosciences et Physique de la matière condensée, Université de la Nouvelle Calédonie, BP 4477, Nouméa, New Caledonia.

³Department of Geography, University of Cambridge, Downing Place, Cambridge, CB2 3EN, UK. Tel: +44 1223 333399; fax: +44 1223 333392; emails: co200@cam.ac.uk & vip20@cam.ac.uk

⁴Joint Center for Earth Systems Technology, University of Maryland Baltimore County, Suite 320, 5523 Research Park Drive, Baltimore, MD 21228, USA. Tel: +1 410 455 1454; Fax: +1 410 455 5868; scarn@umbc.edu

⁵Institute of Natural Resources, Massey University, Private Bag 11 222, Palmerston North, New Zealand; emails: S.J.Cronin@massey.ac.nz

⁶Department of Earth and Environmental Science, MSEC 208, 801 Leroy Place, Socorro, New Mexico 87801, USA. Tel: +1 505 835 5994; fax: +1 505 835 6436; email: jcalkins@nmt.edu

⁷Department of Geology, Mines and Water Resources, PMB 01, Port-Vila, Vanuatu. Tel: +678 22423; email: charley@vanuatu.com.vu

ABSTRACT

Volcanoes provide important contributions to atmospheric budgets of sulphur and oxidised bromine, both of which play important roles in atmospheric chemistry and radiation. The global source strengths of volcanic emissions remain poorly constrained, however, both in time and space. These uncertainties are highlighted here by the first measurements of gas emission rates from the little-known Ambrym volcano, Vanuatu, which hosts two active lava lakes. Spectroscopic measurements from January 2005 indicate fluxes of 180-270 kg s⁻¹ SO₂ and 62-110 g s⁻¹ of BrO into the atmosphere, placing Ambrym amongst the largest known contemporary point sources of both these species on Earth. We also estimate Cl and F fluxes of 8-14 and 27-50 kg s⁻¹, respectively. The figure for SO₂ yield from a single volcano represents up to 65 % of the estimated total global volcanic SO₂ emission, suggesting that volcanoes are a more significant source of sulphur to the atmosphere than realised. These remarkable degassing rates occur in the absence of major effusive or explosive eruptions, and are linked with environmental and health impacts on the island.

Keywords: Ambrym volcano, lava lake, passive degassing, SO₂ and BrO fluxes.

INTRODUCTION

Very few volcanoes have sustained SO₂ emission rates in excess of 150 kg s⁻¹ through “passive degassing” (i.e., volcanic emission not associated with explosive or effusive eruption). Mt. Etna, renowned as one of the most vigorously degassing volcanoes on Earth (it tops a widely quoted list of SO₂ emissions from continuously degassing volcanoes (Andres and Kasgnoc, 1998)) emits SO₂ at a much lower rate (~50 kg s⁻¹ based on long-term measurements (Allard et al., 1991) and <30 kg s⁻¹ according to recent data (Burton et al., 2005)). Reports of higher rates tend to be associated with ephemeral eruptions lasting just a few hours, such as Nyamuragira (DRC) whose February 2001 and October 1998 eruptions released an estimated 8500 and 2500 kg s⁻¹ of SO₂, respectively (Carn et al., 2003). Because there remain many volcanoes for which limited, if any, information is available concerning gas emissions, the global source strength of volcanic sulphur emissions remains only partly characterised (Andres et al., 1998; Von Glasow et al., 2004; Graf et al, 1997). One volcano, which has been persistently active but hitherto unobserved in respect of degassing rates, is Ambrym, an island volcano rising 1334 m above sea level in the Vanuatu archipelago.

Ambrym is a triangular 35 × 50 km island with a central 12 km diameter caldera formed during the last 2 kyr BP (McCall et al., 1970). Much historic activity has been focused at two cones within the caldera – Benbow and Marum (Fig. 1) – both of which have frequently hosted lava lakes within multiple sub-vents. Lava flows erupted from these centres, and from another vent located inside the eastern wall of the caldera, have ponded on the caldera floor and, at times, breached lower parts of the caldera rim (e.g., Purey-Cust, 1896). In addition, many flank eruptions have resulted from lateral dyke intrusion along the east-west rift system to form lava flows, scoria cones, and, near the coast, tuff cones (McCall et al., 1970). Frequent strombolian eruptions from Benbow and Marum mantle the caldera and western flank of the volcano with scoria fall deposits. But arguably the most

remarkable feature of Ambrym is its prodigious degassing, of which historical evidence points to a long history. Passing Ambrym in July 1774 on his second voyage, Captain James Cook noted “*on the part nearest to us, which is of a considerable height, we observed two very large columns of smook, which I judge ascended from Volcanos*” (Beaglehole, 1961). This description fits remarkably to the present-day appearance of the volcano (Fig. 2). The significance of this degassing and its relationship to active lava lakes in Cook’s time is also suggested by his journal entry stating, “*during wet or moist weather the Volcano was most vehement*” (Beaglehole, 1961). Long-lived degassing is also indicated by the absence of habitation on the northwest sector of the island, which lies downwind of the summit in respect of prevailing Trade Wind flows (note the dearth of place names in that sector in the map shown in Fig. 1).

The intense emissions appear linked to an ongoing health crisis on Ambrym, with occasional reports of grounding of the acid gas and aerosol plume, acid rain damage to food crops and contamination of water resources, raising fears of malnutrition, respiratory disease and potential high exposure to fluorine sourced from the plume (Bulletin of Global Volcanism Program, Smithsonian, 2005; Cronin and Sharp, 2002). As a basis for evaluating and understanding the impacts of the plume on terrestrial ecology, human health, and the atmospheric environment, we carried out the first direct measurements of gas emission rates from the volcano on 12 January 2005. We simultaneously measured SO₂ and BrO column amounts with an Ocean Optics USB2000 UV spectrometer, using zenith scattered Sun light as the UV source, and traversing beneath the plume in a light aircraft.

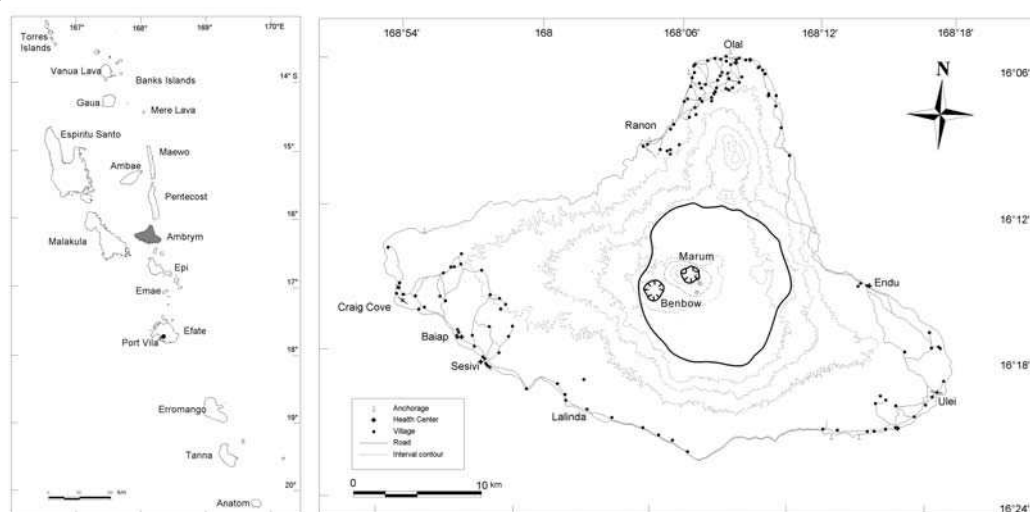


Fig. 1. Map showing Ambrym in approximate geographic centre of Vanuatu archipelago (left), and of the island, indicating villages, caldera rim, and active craters.



Fig. 2. Photograph of gas plumes emitted from Benbow (left) and Marum (right) craters. Taken on 13 January 2005, from the South. Both craters contained lava lakes.

METHODS

The UV spectrometer spanned the spectral interval 280-400 nm with a spectral resolution of 0.5 nm (FWHM), and was coupled by a fibre optic bundle to a simple telescope pointed to zenith. Exposure time for individual spectra was 200 ms, and we co-added four spectra to enhance the signal-to-noise ratio. The position of each UV spectrum was determined from the log of a continuously recording GPS unit. The plume dispersion was to the south at the time, contrary to prevailing winds because of the proximity of Cyclone Kerry, then around 1800 km southwest of Vanuatu.

BrO and SO₂ columns were retrieved following standard differential optical absorption spectroscopy (DOAS) procedures (Platt, 1994). The optimal fitting window used to fit both gases simultaneously (310.8-373.6 nm) was found by obtaining a near random fit residual structure with minimal standard deviation. The reference spectra for both gases were obtained by convolving high-resolution spectra for BrO (Wahner et al., 1988) and SO₂ (Rufus et al., 2003), with the instrument line shape, and then removing the low frequency component. The overall errors (2σ) of the retrieved column amounts were $\sim \pm 52 \text{ mg m}^{-2}$ for SO₂ and $\pm 0.39 \text{ mg m}^{-2}$ for BrO.

The observed SO₂ column amounts were projected on to the plane perpendicular to the plume transport direction. The SO₂ emission rate for each traverse was then obtained from the product of the integrated SO₂ column amounts across this plane and the plume speed (7.7 m s^{-1}).

RESULTS

The SO₂ retrievals are shown in Fig. 3a, and an example of the SO₂/BrO ratios in Fig. 3b. The results of flux calculations are reported in Table 1. These indicate one of the highest recorded SO₂ emission rates (range of 180-270 kg s⁻¹, equivalent to 15-23 Mg d⁻¹) for a passively degassing volcano. The profiles of the column amounts recorded on the five traverses are all bimodal (Fig. 3; most evident in traverse T5), and indicate the dispersion and overlap of the two individual plumes emitted from Marum and Benbow craters (which are $\sim 3 \text{ km}$ apart; Fig. 1). We fitted each profile by superposing two Gaussian functions in order to estimate the SO₂ fluxes for each crater. These suggest Marum is the stronger source, though the difference between the mean fluxes for each crater is not statistically significant.

We collected rain that fell through the summit plume within the caldera the day after the spectroscopic measurements. Analyses of four samples indicated a consistent ionic composition with mean F/Br and Cl/Br mass ratios of ~ 150 and ~ 520 , respectively. If we assume that F, Cl and Br are scavenged quantitatively from the plume by rainfall due to their high solubility, then, based on the observed BrO flux, the Cl and F fluxes from the volcano are 27-50 and 8-14 kg s⁻¹, respectively. These values can be considered minima, since the BrO flux probably under-represents the total emission of inorganic bromine since other Br_x species are likely to be present in the plume. Deposition of halogen acids, combined with SO₂ and sulphuric acid aerosol, has caused significant defoliation of vegetation on the island, and the very high fluorine flux results in long-term exposure to high fluoride levels reflected in widespread incidence of dental fluorosis, some severe.

Table 1. SO₂ and BrO fluxes from Ambrym volcano measured by UV-DOAS on 12 January 2005 (local time = UT + 11 hours).

Traverse #	Start time (UT)	Distance from source (km)	Full plume width*	SO ₂ flux from Benbow (kg s ⁻¹)	SO ₂ flux from Marum (kg s ⁻¹)	Total SO ₂ flux (kg s ⁻¹)	Molar SO ₂ /BrO ratio	Total BrO flux (g s ⁻¹)	Flux error %**
T1	05:00	40	21	49	135	184	2457	112	+ 20.0 -21.1
T3	05:20	21	18	73	152	225	3050	111	+ 18.7 - 19.8
T4	05:26	20	13	72	108	179	4356	62	+17.1 - 18.2
T5	05:32	15	11	114	120	234	3157	111	+ 18.2 - 19.3
T6	05:54	17	11	135	133	268	3540	113	+16.2 -16.1

*Determined in the direction perpendicular to the plume transport direction.

**Determined from estimated relative errors in SO₂ column amounts (± 0.2 - 0.4%), plume transport speed ($\pm 15\%$) and direction (± 0.5 - 5.4%), and distance measurements (± 0.3 - 0.5%).

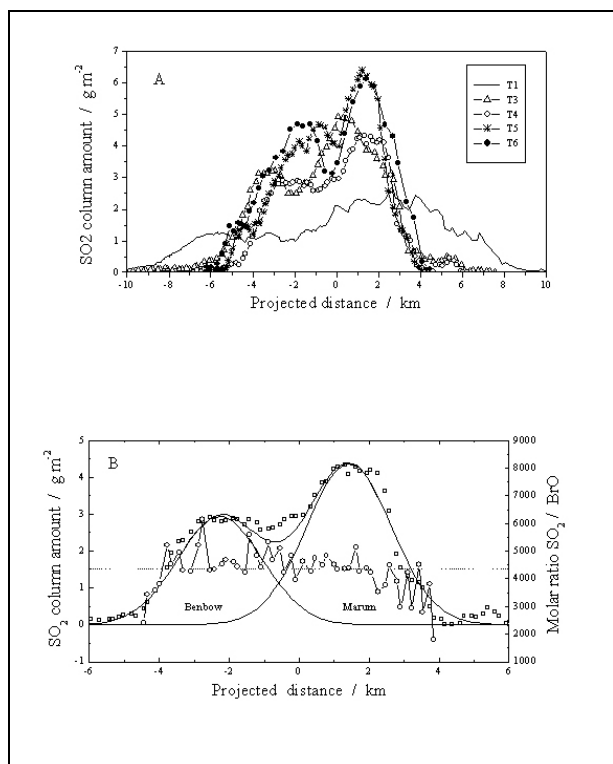


Fig. 3. UV-DOAS measurements of Ambrym plume. (a) SO₂ column amounts for 5 traverses beneath the plume on 12 January (see Table 1). The origin corresponds to the plume centre in each traverse. (b) Traverse 4 column amounts of SO₂ (squares) and corresponding SO₂/BrO ratios (circles). Solid curves (no symbols) indicate two Gaussian functions fit to the SO₂ column amount data, to represent the individual emissions from Benbow and Marum craters, and the sum of the two Gaussians. The distance scales run from east to west (left to right) and give the projected distance on to the horizontal perpendicular to the plume transport direction.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The only comparable volcanoes in terms of passive degassing that we are aware of are Nyiragongo (Democratic Republic of Congo), for which satellite observations provided an estimated mean SO₂ emission rate of 185 kg s⁻¹ associated with lava lake degassing (Carn, 2002), and Miyakejima (Japan), a basaltic island volcano with a remarkable degassing history since its eruption in 2000 (Nakada et al., 2004). Miyakejima began degassing at a high rate in 2000, emitting at a time-averaged rate of ~140 kg s⁻¹ of SO₂ up to June 2005. Although recent measurements (June 2004-June 2005) indicate a lower flux of only 30-60 kg s⁻¹ of SO₂, and fluxes have seldom exceeded 120 kg s⁻¹ since mid 2002, emission rates from late 2000 through mid 2001 were above 450 kg s⁻¹ (Kazahaya et al., 2004; Kazahaya, 2005). At these rates, just three volcanoes – Ambrym, Nyiragongo and Miyakejima – collectively emit ~14 Tg yr⁻¹ SO₂, equivalent to a widely quoted minimum estimate for the total time-averaged volcanic SO₂ flux from all volcanoes (Andres and Kasgnoc, 1998). The BrO emission from Ambrym (62-110 g s⁻¹) is also very high. It is 5-8 times greater than the 13.4 g s⁻¹ observed at Soufrière Hills Volcano, Montserrat (Bobrowski et al., 2003). The origin for both bromine and sulphur can be assumed to be magma degassing through the lava lakes, which appear to be connected to subjacent magma sources located at a depth of <3 km below sea level (Legrand et al., 2005). BrO is likely to form by atmospheric oxidation of magmatic HBr (Gerlach, 2004). The BrO/SO₂ ratios we observe for the plumes from each crater are indistinguishable (~3.3×10⁻⁴ by volume; Fig. 3b) suggesting a common magma source. We looked for evidence for NO₂ in the differential UV spectra for the plume but did not detect this species. This is surprising since we have recently observed NO₂ in the plume from another lava lake, that of Mt. Erebus, Antarctica, where it is thought to form via thermal fixation of molecular nitrogen at the lava lake surface (Oppenheimer et al., 2005). It is possible that any NO₂ produced in the Ambrym plume is lost by acting as a sink for BrO via the reaction: BrO + NO₂ + M → BrONO₂ (Atkinson et al., 2000).

The only other instrumental observations of SO₂ emissions from Ambrym have been provided by satellite remote sensing: the Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS), which has sporadically detected SO₂ emission from Ambrym since 1978 (Carn, 2005). The TOMS record of Ambrym's SO₂ output has yet to be analyzed in detail, but promises to provide context for the exceptional discharge we observed in January 2005. Although the TOMS along with the more sophisticated spaceborne Ozone Monitoring Instrument (OMI) have yet to provide quantitative estimates of emission rates, it is plausible that Ambrym has been emitting several Tg of SO₂ annually for centuries. If this is the case, a single volcano may be responsible for a 1% or more of the *total* contemporary global SO₂ emission from *all* sources (e.g., estimated 176 Tg SO₂ yr⁻¹; (IPCC, Climate change, 2001)).

Since these are the first measurements of Ambrym's emissions, the absence of the volcano as a sustained source in previous compilations of volcanic SO₂ data suggests a significant underestimation of the total volcanic SO₂ source strength (e.g., 13 Tg yr⁻¹ "conservative minimum" flux of SO₂ reported by Andres and Kasgnoc (Andres and Kasgnoc, 1998). These remarkable emission rates of sulphur, reactive bromine and other halogens warrant further inquiry into the impacts of the plume on the atmospheric environment, human health and terrestrial ecology.

Acknowledgments

We gratefully acknowledge the support of the UK Natural Environment Research Council and European Commission (CO), the US National Science Foundation (PI P.R. Kyle), and the New Zealand Foundation for Research Science and Technology (to SJC).

References

- Allard, P., Carbonelle, J., Metrich, N. & Zettwoog, P., 1991, Eruptive and diffuse emissions of carbon dioxide from Etna volcano: *Nature*, v. 351, p. 38-391.
- Andres, R.J. & Kasgnoc, A.D, 1998, A time-average inventory of subaerial volcanic sulfur emissions: *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p 25, 251-25,261.
- Atkinson, R. et al., 2000, Evaluated kinetic and photochemical data for atmospheric chemistry: Supplement VIII: *Journal of Physical Chemistry, Ref. Data* 29, p 167-266.
- Beaglehole, J.C. (ed.), 1961, *The journals of Captain James Cook on his voyages of discovery: II The voyage of the Resolution and Adventure 1772-1775* (Hakluyt Soc. extra Ser. 36): Cambridge University Press.
- Bobrowski, N. Honninger, G, Galle, B. & Platt, U., 2003, Detection of bromine monoxide in a volcanic plume: *Nature*, v. 423, p. 273-277.
- Burton, M. R., et al., 2005, Etna 2004–2005: An archetype for geodynamically-controlled effusive eruptions: *Geophysical Research. Letter*, v. 32, No L09303, doi:10.1029/2005GL022527.
- Carn, S.A., 2005, TOMS volcanic image archive: <http://toms.umbc.edu/archives.html>.
- Carn, S. A. & G. J. S. Bluth, 2003, Prodigious sulfur dioxide emissions from Nyamuragira volcano, D.R. Congo: *Geophysical Research Letter*, v. 30, No 2211, doi:10.1029/2003GL018465.
- Carn, S.A., 2002/2003, Eruptive and passive degassing of sulphur dioxide at Nyiragongo Volcano (D. R. Congo): the 17th January 2002 eruption and its aftermath: *Acta Vulcanologica*, v. 14/15, p 75-86.
- Cronin, S.J. & Sharp, D.S., 2002, Environmental impacts on health from continuous volcanic activity at Yasur (Tanna) and Ambrym, Vanuatu: *International Journal of Environmental Health Research*, v. 12, p 109-123.
- Gerlach, T. M., 2004, Volcanic sources of tropospheric ozone-depleting trace gases: *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, v. 5, No Q09007, doi:10.1029/2004GC000747.
- Graf, H.-F., Feichter, J. & Langmann, B., 1997, Volcanic sulfur emissions: Estimates of source strength and its contribution to the global sulfate distribution: *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 10,727-10,738.
- IPCC. Climate change 2001: the scientific basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), J. T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden and D. Xiaosu (Eds.), Cambridge University Press, 944
- Kazahaya, K. Monitoring of volcanic gases at Miyakejima volcano, Japan, 2005, <http://staff.aist.go.jp/kazahaya-k/miyakegas/COSPEC.html>.
- Kazahaya, K. et al., 2004, Gigantic SO₂ emission from Miyakejima volcano, Japan, caused by caldera collapse: *Geology*, v. 32, p 425-428.
- Legrand, D., et al., 2005, Interpretation of very long period tremors at Ambrym volcano, Vanuatu, as quasi-static displacement field related to two distinct magmatic sources: *Geophysical Research. Letter*, v.32, No L06314, doi:10.1029/2004GL021968.
- McCall, G.J.H., LeMaitre, R.W., Malahoff, A., Robinson, G.P. & Stephenson, P.J., 1970, The geology and geophysics of the Ambrym Caldera, New Hebrides: *Bulletin of Volcanology*, v. 34, p 681-696.
- Nakada, S., Nagai, M. Kaneko, T., Nozawa, A. & Suzuki-Kamata, K., 2004, Chronology and products of the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan: *Bulletin of Volcanology*, v. 67, p 205-218.
- Oppenheimer, C., Kyle, P.R., Tsanev, V.I., McGonigle, A.J.S., Mather, T.A. & Sweeney, D., 2005, Mt. Erebus the largest point source of NO₂ in Antarctica: *Atmospheric Environment*, v.39, p 6000-6006.
- Platt, U. Differential optical absorption spectroscopy (DOAS). In Sigrist, M.W. (ed.), 1994, *Air monitoring by spectroscopic techniques*: Wiley, New York, p 27-84.
- Purey-Cust H E., 1896, The eruption of Ambrym Island, New Hebrides, south-west Pacific, 1894: *Geographical Journal*, v. 8, p 585-602.
- Rufus, J., Stark, G. Smith, P.L., Pickering, J.C. & Thorne, A.P., 2003, High-resolution photoabsorption cross-section measurements of SO₂, 2: 220 to 325 nm at 295 K: *Journal Geophysic Research*, v. 108, No 5011, doi:10.1029/2002JE001931.

Smithsonian Institution, 2005. Ambrym: Bulletin of the Global Volcanism Program, v. 30(5), p 2-3.

Von Glasow, R., von Kuhlmann, R., Lawrence, M. G., Platt, U. & Crutzen, P. J., 2004, Impact of reactive bromine chemistry in the troposphere: Atmospheric Chemistry Physics, v.4, p. 2481-2497.

Wahner, A., Ravishankara, A.R., Sander, S.P. & Friedl, R.R., 1988, Absorption cross section of BrO between 312 and 385 nm at 298 and 223 K: Chemical Physics Letter, v. 152, p 507-512.

Annexe 2 – Bani, P., Oppenheimer, C. Lardy, M., Tsanev, V.I., Sulfur dioxide emission rates from Yasur volcano, Vanuatu archipelago, Bulletin of Volcanology (à soumettre).

Sulfur dioxide emission rates from Yasur volcano, Vanuatu archipelago

P. Bani, M. Lardy

UMR Magmas et Volcans, IRD Nouméa, Nouvelle Calédonie / LGPMC, UNC, Nouméa, Nouvelle Calédonie

C. Oppenheimer, V. I. Tsanev

Department of Geography, University of Cambridge, Cambridge, UK.

Abstract

Yasur volcano has been considered as one of the biggest sulphur dioxide source which contributes heavily to the regional and global atmospheric budget. However, due to logistical difficulties of working in Vanuatu, there is no SO₂ flux measurement obtained on this volcano. We report here sulphur dioxide flux measurements, obtained by ultraviolet spectroscopy, from April 2004 to November 2005 from Yasur volcano. We found an average flux of 7.9 kg.s⁻¹ of SO₂ which constituting some 1 – 2 % and 1.5 – 2.5 % of estimated global time-integrated volcanic emissions to the atmosphere, and troposphere, respectively.

1. Introduction

SO₂ emission rates are important indicators of volcanic activity and are routinely measured at a number of volcanoes in support of hazard assessment. These emissions can also have important impacts on the atmosphere and climate at various temporal and spatial scales. For instance, volcanic sulphur emissions have been implicated in tropospheric cooling, stratospheric heating, stratospheric ozone depletion, and alteration in stratospheric global circulation patterns, due to radiative and chemical interactions (Robock and Oppenheimer, 2003). Volcanic SO₂ clouds are measured from above by spaceborne instruments, and from below by traversing, or scanning the plume from fixed positions, with correlation spectrometers (COPECs) (Stoiber et al., 1983), or more recently miniature ultraviolet spectrometers, by differential optical absorption spectroscopy (DOAS) (Galle et al., 2003, McGonigle et al., 2002). The

product of these flux estimates and mass ratios of other plume species to SO₂ (i.e., X/SO₂) yields the fluxes of other components (e.g., CO₂, HCl, HF).

In the compilations of global volcanic SO₂ output (Andres and Kasnoc, 1998), Yasur volcano in Vanuatu archipelago appears in the top ten of a list of forty-nine continuous volcanic SO₂ emitters. However, the flux estimates for Yasur are based on the comparison of plume size with other volcanoes [12/1998 (SEAN 11:03); 11/1990 (BVN 15:11)]. Thus Yasur gas discharge is arguably one of the least well constrained of all those reported in the global flux budget. Given Yasur as the seventh largest listed continuous degassing (900 t/d), behind Etna renowned as one of the most vigorously degassing volcanoes on Earth (generally < 3000 t/d according to recent measurements, Burton et al., 2005), is potentially a major source of uncertainty. We present here series of SO₂ flux measurements results, obtained between April 2004 and November 2005 on Yasur volcano using the DOAS.

2. Geologic setting

Tanna lies approximately 150 km east of New Hebrides trench and 150 km above the benioff zone (Louat et al., 1998). It covers 550 km² and is built up by Pliocene to recent subaerial and subaqueous basaltic and andesitic volcanic units and reef limestone. The volcanic units belong to three major groups (fig.1): the upper Pliocene to Pleistocene Green Hill group to the north and east, the Pleistocene Tukosmeru group to the south, and the upper Pleistocene to Recent Siwi group in the easternmost part within a 24 km²

caldera (Carney and Macfarlane, 1979; Coulon and Maury, 1981; Robin et al., 1994b). The Green Hill Group and Tukosmeru group are predominantly

basaltic or basaltic andesite in composition while Siwi group are basaltic andesite to andesite in composition.

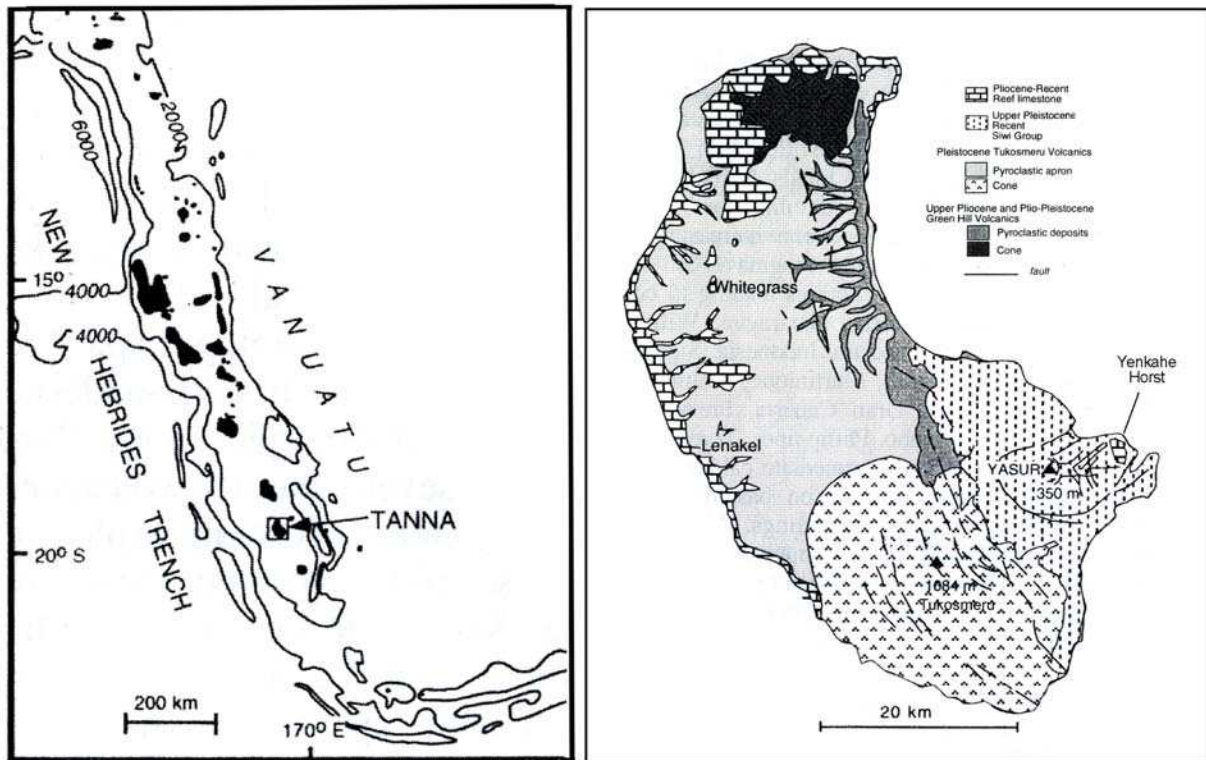


Figure 1. Map of Vanuatu, showing Tanna Island and the New Hebrides Trench (left) and the Geology of Tanna, redrawn after Carney and Macfarlane (1979).

An uplift of more than 150 m has occurred in the eastern portion of Siwi group forming the Yenkahe Horst (Chen et al., 1995). Yasur, a small scoria cone volcano (350 m high) which occupies the western part of the Yenkahe Horst, is characterised by a sustained degassing with a continuous strombolian to vulcanian type activity.

3. Methodology

Fluxes were obtained by traversing underneath the plume with a USB2000 miniature ultraviolet spectrometer which spanned the spectral interval 280-400 nm with a spectral resolution of 0.5 nm. This device was couple to a vertically pointing telescope of 7mrad field of view with a fibre optic bundle. A USB cable connected the spectrometer to a laptop computer, providing power and means data transfers. Software control of the USB2000 was

achieved using Jscript executed in DOASIS software to save and analyse spectra, providing real time concentration readings (very useful for locating the plumes). The position of each UV spectrum was determined from the log of a continuously recording GPS unit. These spectrometers have also been used for measurements of volcanic BrO (Bobrowski et al., 2003), H₂S (O'Dwyer et al. 2003) and NO₂ (Oppenheimer et al. 2005). Details of the DOAS routine used in concentration evaluation can be found in Galle et al. (2003). Fluxes were obtained from the retrieved SO₂ columns and the GPS track by multiplying the distance traversed perpendicular to the plume

transport direction corresponding to each spectrum by that spectrum's column amount, summing these products across the whole plume and multiplying the total by the estimated plume speed. For Yasur the traverses were performed on downwind roads and plume speeds were obtained either from a hand held anemometer (most of the time) on top of Yasur, from two vertically pointing spectrometer under the plume (Williams-Jones et al., 2006) or from three vertically pointing spectrometer under the plume (McGonigle et al. 2005).

3. Results and Discussion

From April 2004 to November 2005 a total of 86 traversing measurements were accomplished under the plume less than 2 km downwind of Yasur volcano. The average fluxes from these measurements for each measurement periods (P1 to P8) are shown in Table 1. Figure 2 shows representative plots of concentration versus distance-traversed perpendicular to the plume transport direction for each measurement period. The average flux obtained for the traverses is 7.9 kg.s^{-1} , with individual fluxes ranging from 2.5 to 17.2 kg.s^{-1} . Apparent SO_2 fluxes from volcanoes can, and do, vary considerably, even on short timescales, so no direct agreement

between these estimates made at different times is expected. However the overall fluctuation on a monthly basis reveals increases of SO_2 emission rates between April 2004 (P1) - July 2004 (P2) and between March 2005 (P6) – November 2005 (P8). A decrease tendency of SO_2 flux was observed between July 2004 and March 2005. This general flux fluctuation, observed from P1 to P8 is consistent with the seismic activity counts from a permanent seismic monitoring station located 2 km from the volcano (fig.3), except for P5 where high gas discharge occurred with no sustained explosions that could trigger the seismic recording. Higher SO_2 fluxes, obtained in July 2004 (1063 t.d^{-1}) and November 2005 (1166 t.d^{-1}) are associated with an increase of seismic counts. The lowest gas discharge was measured in March 2005 (216 t.d^{-1}) is again correlated with the low seismic activity counts. Spikes in SO_2 on July 2004 and November 2005 also reflect high volcanic activity with volcanic bombs of more than a meter landed 50 meters away from active vents, beyond the crater rim (Lardy and Bani, SVE, Juillet-Août 2004). This high activity contrasted with the March 2005 calm activity which exhibited less frequent and minor explosions.

Table 1. SO_2 fluxes from Yasur volcano measured in 2004-2005.

Volcano	Measurement period	Date (day/month/year)	Number of traverses	Mean Flux (kg.s^{-1})	Measurement Period Mean Flux (kg.s^{-1})
Yasur	P1	02/04/04	2	5.3	5.3
		03/04/04	6	2.5	
		04/04/04	5	6.7	
		05/04/04	4	3.9	
		06/04/04	4	4.3	
		07/04/04	4	6.6	
	P2	08/04/04	1	7.9	12.3
		11/07/04	14	13.3	
		12/07/04	14	7.3	
		13/07/04	1	17.2	
	P3	14/07/04	4	11.3	4.9
	P4	19/09/04	5	4.9	5.3
	P5	29/10/04	6	5.3	11.2
	P6	10/01/05	4	11.2	2.5
	P7	18/03/05	1	2.5	6.1
	P8	02/07/05	5	6.1	13.5
01/11/05		4	12.8		
		02/11/05	2	14.2	

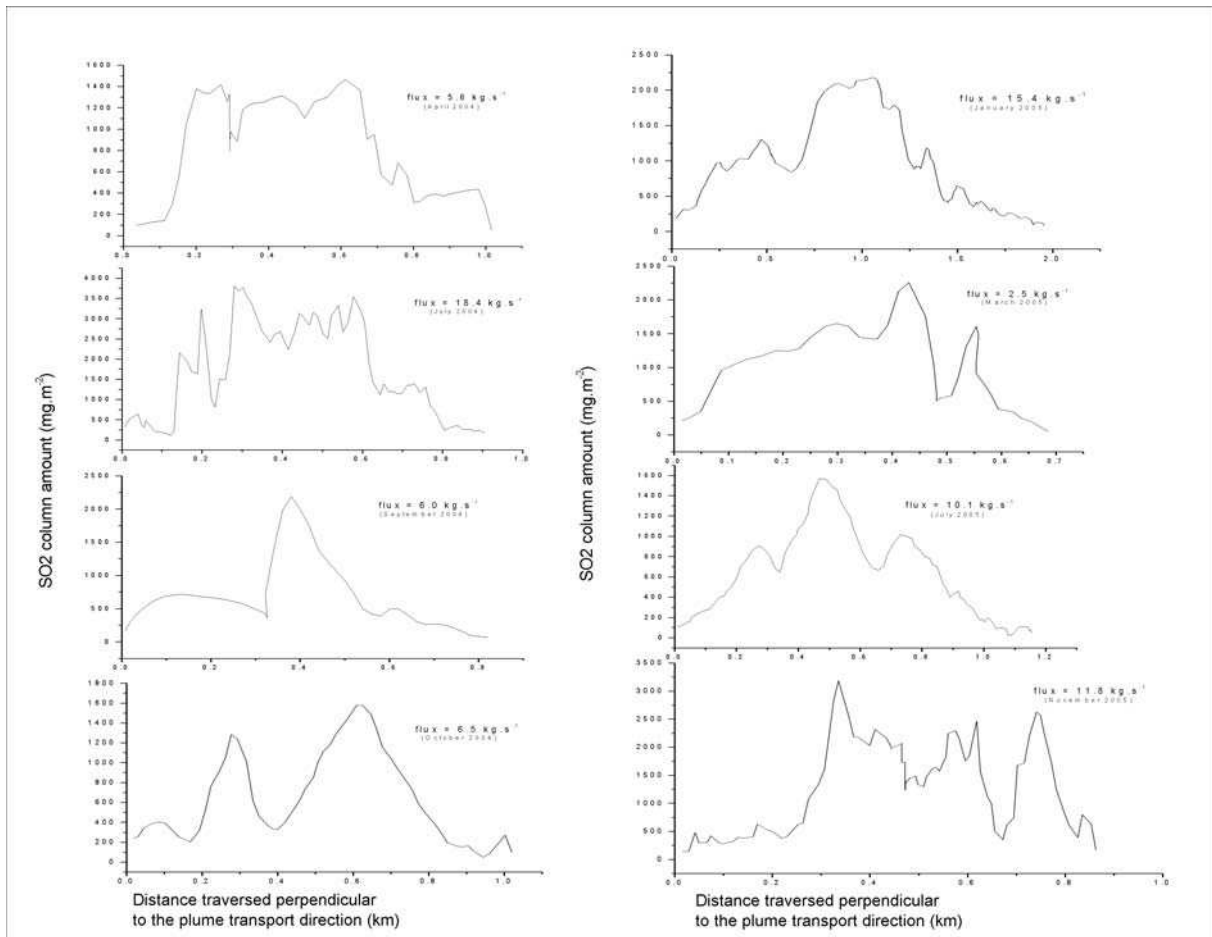


Figure 2. Cross sectional profiles of SO₂ concentration for traverses performed at Yasur volcano.

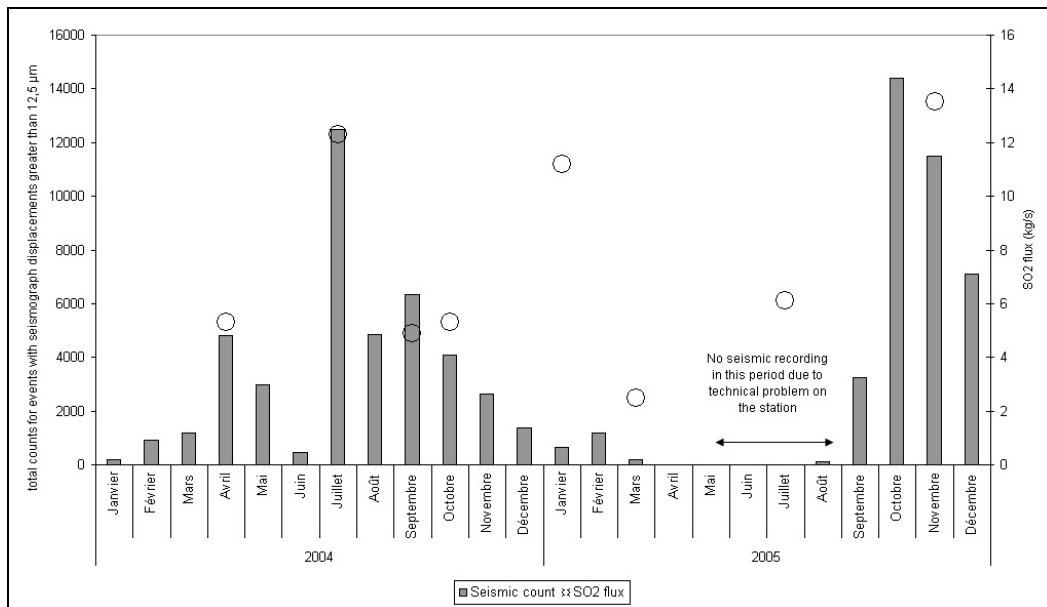


Figure 3. Correlation between seismic counts and SO₂ fluxes; volcanic events with seismograph displacements greater than 12.5 μm were recorded and plotted here from the period between January 2004 and December 2005. The SO₂ flux for each measurement period (P) is represented by circle.

Changes in SO₂ emission rate at numerous volcanoes have been shown to relate to volcanic activity (Rose et al., 1982; Casadevall et al., 1983; Malinconico, 1987; Chartier et al., 1988; Andres et al., 1993; Kyle et al., 1994; Watson et al., 2000; Edmonds et al., 2003). At Yasur volcano, the parallel variation of the SO₂ fluxes and the seismic activity records on a monthly basis, are related to the volcanic activity. Thus, changes in SO₂ emission rates on a monthly basis reflect changes of magma supply rates. Yasur volcano releases > 200 t.d⁻¹ during low activity phase and ~ > 1000 t.d⁻¹ during high activity.

Our results indicate that the long-term variation of the SO₂ emission rates from Yasur is related to the volcanic activity. We also confirm that Yasur is one of the largest point source of SO₂ on Earth and constitutes 1 – 2 % of the global time-integrated volcanic emissions to the whole atmosphere (425 – 665 kg.s⁻¹), and 1.5 – 2.5 % of the total volcanogenic emission to the troposphere (308 – 540 kg.s⁻¹) [e.g., Andres and Kasgnoc, 1998; Halmer et al., 2002]. These values are lower than that widely accepted (900 t.d⁻¹) despite the lack of direct field measurements. Our measurements were performed during Yasur high activity (July 2004, November 2005), moderate (October and September 2004) and low activity (April 2004 and March 2005).

4. Conclusions

We have reported on SO₂ flux measurements made with a miniature ultraviolet spectrometer for Yasur volcano in Vanuatu archipelago. We obtained fluxes between 2.5 and 17.2 kg.s⁻¹ with a mean flux value of 7.9 kg.s⁻¹: equivalent to 1 – 2 % of the time-integrated total global volcanic SO₂ emission. Measurements were performed during different volcanic activity phases of Yasur. Due to logistical difficulties of working in Vanuatu, little attention has previously been devoted to

monitoring the degassing of Vanuatu volcanoes. However, confirming and readjusting the significant contribution to the atmosphere. Yasur volcano merit greater attention in future, not least to provide better spatial and temporal constraints on volcanic sulphur loading of the atmosphere.

Acknowledgments

We gratefully acknowledge the assistance of DGMWR during field campaigns

References

- Andres, R.J. & Kasgnoc, A.D., 1998, A time-average inventory of subaerial volcanic sulfur emissions. *J. Geophys. Res.* 103, 251-25,261.
- Andres, R.J., Rose, W.I., Stoiber, R.E., Williams, S.N., Matias, O., Morales, R., 1993. A summary of sulfur dioxide emission rate measurements from Guatemala volcanoes. *Bull. Volcanol.* 55, 379-388.
- Bobrowski, N., Hönniger, G., Galle, B., and Platt, U., 2003, Detection of bromine monoxide in a volcanic plume. *Nature*, 423, 273-276, doi:10.1038/nature01625.
- Burton, M.R., *et al.* Etna 2004-2005: An archetype for geodynamically-controlled effusive eruptions, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09303, doi: 10.1029/2005GL022527 (2005).
- Carney, J.N., Macfarlane, A., 1979, *Geology of Tanna, Aneityum, Futuna and Aniwa*. New Hebrides Government Geol Survey, pp. 5-29.
- Casadevall, T., Rose, W.I., Gerlach, T., Greenland, L.P., Ewert, J., Wunderman, R., Symonds, R., 1983. Gas emission and the eruptions of Mount St. Helens through 1982. *Science* 221, 1383-1385.
- Chartier, T.A., Rose, W.I., Stoke, J.B., 1988. Detailed record of SO₂ emissions from Puu Oo between episodes 33 and 34 of the 1983-1986 ERZ eruption,

- Kilauea, Hawaii. *Bulletin of Volcanology* 50, 215-228.
- Chen, J.K., Talor, F.W., Edwards, R.L., Cheng, H., Burr, G.S., 1995, Recent emerged reef terraces of the Yenkahe resurgent block, Tanna, Vanuatu: implications for volcanic, landslide and tsunami hazards. *J.Geol*, 103:577-590.
- Coulon, C., Maury, R.C., 1981, Petrology of tholeiitic lavas from cessa in island arc magmatism. *Bull Volcanol Geotherm Res* 13: 147-171.
- Edmonds, M., Oppenheimer, C., Pyle, D.M., Herd, R.A., Thompson, G., 2003. SO₂ emissions from Soufrière Hills Volcano and their relationship to conduit permeability, hydrothermal interaction and degassing regime, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 124, 23-43.
- Galle, B., Oppenheimer, C., Geyer, A., McGonigle, A.J.S, Edmonds, M., and Horrock, L.A., 2003, A miniaturised UV spectrometer for remote sensing of SO₂ fluxes: A new tool for volcano surveillance, *J. Volcanol., Geotherm. Res.*, 119, 241-254, doi: 10.1016/S0377-0273(02)00356-6.
- Gauthier, P.J., 1999, *Géochimie des fluides et des gaz émis par le système volcano-hydrothermal du volcan Yasur, île de Tanna, République du Vanuatu. Rapport de stage post-doctoral effectué au Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, NM (USA)*, pp. 56.
- Halmer, M.M., Schmincke, H.-U., and Graf, H.-F., 2002, The annual volcanic gas input into the atmosphere, in particular into the stratosphere: A global data set for the last 100 years. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 115, 511-528, doi: 10.1016/S0377-0273(01)00318-3.
- Kyle, P.R., Sybeldon, L.M., MacIntosh, W.C., Meeker, K., Symonds, R., 1994. Sulfur dioxide emission rates from Mount Erebus, Antarctica. In: Kyle, P.R., (Ed.), *Volcanological and Environmental Studies of Mount Erebus, Antarctica*, Vol. 66. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 69-82.
- Lardy, M., Bani, P., *Rapport Scientifique, Yasur, Archipel du Vanuatu, Société Volcanol. Europ.* 4, 2004, 6-8.
- Louat, R., Hamburger, M., Monzier, M., 1998, Shallo and intermediate depth seismicity in the New Hebrides Arc: constraints on subduction process. In: Green H.G., Wong, F.L., (eds) *Geology and offshore resources of Pacific island arcs-Vanuatu Region. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sci Series 8*, pp 329-356.
- Malinconico, L.L., 1987. On the variations of SO₂ emission from volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 33, 231-237.
- McGonigle, A.,J.S., Hilton, D.R., Fisher, T.P., Oppenheimer, C., 2005, Plume velocity determination for volcanic SO₂ flux measurements. *Geophy. Res. Lett.* 32, L11302, doi10, 1029/2005GRL022470.
- McGonigle, A.J.S., Oppenheimer, C., Galle, B., Mather, T.A., and Pyle, D.M., 2002, Walking traverses and scanning DOAS measurements of volcanic gas emission rates, *Geophy. Res. Lett.*, 29(20), 1985, doi:10.029/2002GL015827.
- O'Dwyer, M., Padgett, M.J., McGonigle, A.J.S., Oppenheimer, C., and Inguaggiato, S., 2003, Real-time, measurement of volcanic H₂S and SO₂, concentrations by UV spectroscopy, *Gephys. Res. Lette.*, 30(12), 1652, doi:10.1029/2003GL017246.
- Oppenheimer, C., Kyle, P.R., Tsanev, V.I, McGonigle, A.J.S., Mather, T.A., Sweeney, D., 2005, Mt Erebus, the largest point source of NO₂ in Antarctica. *Atmosph Envir*, 39, 6000-6006, doi: 10.1016/j.atmosenv.2005.06.036.
- Robin, C., Essein, J-P., Monzier, M., 1994b, Ignimbrites of basaltic andesite and andesite compositions from Tanna, New Hebrides Arc. *Bull Volcanol*, 56: 170-183.
- Robock, A., and Oppenheimer, C. (Eds) (2003), *Volcanism and Earth's*

- Atmosphere, Geophys. Monogr. Ser., vol. 139, 360 pp., AGU, Washington, D.C.
- Rose, W.I., Stoiber, R.E., Malinconico, L.L., 1982. Eruptive gas compositions and fluxes of explosive volcanoes: budget of S and Cl emitted from Fuego volcano, Guatemala. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, Wiley, Chichester, pp. 669-676.
- Stoiber, R.F., Malinconico, Jr. L.L., and Williams, S.N., 1983, Use of the correlation spectrometer at volcanoes, in *Forecasting Volcanic Events*, edited by H. Tazieff and J.C. Sabroux, pp. 425-444, Elsevier Sci., Ne York.
- Watson, I.M., Oppenheimer, C., Voight, B., Francis, P.W., Clarke, A., Stix, J., Miller, AD., Pyle, D.M., Burton, M.R., Young, S.R., Norton, G., Loughlin, S., Darroux, B., 2000. MVO Staff., 2000. The relationship between degassing and ground deformation at Soufrière Hills Volcano, Montserra. *J. Volcanol Geotherm. Res.* 98, 117-126.
- Williams-Jones, G., Horton, K., Garbeil, H., Mouginiis-Mark, P.J., Harris, A.J.L., Sutton, Harris, and Elias T., 2006, Accurate measuring volcanic plume velocities with UV spectrometers, *Bull Volcanol.*, 68, 323-327.

Annexe 3 – Oppenheimer, C., Bani, P., Calkins, J.A., Burton, M.R., Sawyer, G.M., 2006. Rapid FTIR sensing of volcanic gases released by strombolian explosions at Yasur volcano, Vanuatu. Applied Physics B, DOI : 10.1007/s00340-006-2353-4.

Rapid FTIR sensing of volcanic gases released by Strombolian explosions at Yasur volcano, Vanuatu

C. OPPENHEIMER^{1,1}
P.BANI^{2,3}
J.A. CALKINS⁴
M.R. BURTON⁵
G.M SAWYER¹

¹ Department of Geography, Downing Place, Cambridge, CB2 3EN, UK

² UMR Magmas et Volcans, Institut de Recherche pour le Développement, BP A5 98848,

Nouméa Cedex, New Caledonia, France

³ Laboratoire des Géosciences et Physique de la matière condensée, Université de la Nouvelle Calédonie, BP 4477, Nouméa, New Caledonia, France

⁴ Department of Earth and Environmental Science, 801 Leroy Place, Socorro, NM 87801, USA

⁵ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Catania, Piazza Roma, 2, 95125 Catania, Italy

Received: 26 April 2006/Revised version: 5 June 2006
© Springer-Verlag 2006

ABSTRACT We report here the results of a field campaign in which a portable Fourier transform infrared (FTIR) spectrometer was used to measure gas emissions from Yasur volcano, Vanuatu, in January 2005. By collecting FTIR spectra at a high rate (about 1 Hz), we were able to observe a marked difference in the proportions of SO₂ and HCl in emissions released during Strombolian eruptions (SO₂/HCl molar ratio up to ~ 30 or more) compared with the intervening passive emissions discharged from the magmatic vent (SO₂/HCl ~ 2). This contrast can be explained by sourcing gas at different depths with respect to levels at which SO₂ and HCl exsolve from the melt: deeper volatile exsolution supplies relatively SO₂-rich gas responsible for the ephemeral explosions at the top of the conduit; while degassing of shallow magma, depleted in sulfur but rich in chlorine, contributes to the passive emission.

PACS 07.57.Ty; 91.40.Vg; 91.40.Yt; 91.40.Zz

1 Introduction

Much of the eruptive activity of volcanoes depends on the behaviour of bubbles. The partition of volatiles from the dissolved state in melt to the gas phase, and subsequent separation of gas and melt, affect the physical properties of magma, can trigger eruptions, and strongly influence the style, magnitude and duration of eruptions [1]. The wide spectrum of observed eruption character strongly reflects the dynamics of degassing, and numerous investigations have explored the links between magma vesiculation, storage, rheology, ascent rate and fragmentation. One

widespread manifestation of volcanism is known as Strombolian activity (Fig. 1), named after Stromboli volcano in Italy [2]. Consisting of intermittent discrete explosions that typically spatter lava bombs a few tens or hundreds of metres into the air, Strombolian activity is common in eruptions of relatively low viscosity magmas. Each burst lasts only a few seconds but the intervals between them vary from seconds to hours at different volcanoes. Recognised exponents of Strombolian behaviour include the following volcanoes: Pacaya (Guatemala), Villarrica (Chile), Yasur (Vanuatu) and Mt. Erebus (Antarctica). Strombolian eruptions begin with the arrival or accumulation of gas at the top of a magma conduit that is open to the atmosphere. The gas bubble often distends the magma surface like a blister until it fragments explosively, expelling clots of the partly molten bubble skin into the air. Photographic [3], Doppler acoustic [4] and radar [5] apparatus have been used to examine the ballistics of Strombolian eruptions. At Stromboli itself, such techniques indicate that most ejecta emerge from the crater at speeds of 20–100 ms⁻¹. The quantity of volatiles required to achieve these speeds is several tens of % of the total weight of ejecta, far more than could be provided by degassing of the ejecta, indicating that a larger volume of magma has supplied the expelled gas [6]. Several physical models have been proposed to explain Strombolian activity [7, 8]. These differ with regards to the location in the magmatic plumbing system where they assume gas to segregate from melt. The models have been explored using seismic, acoustic and video observations but further crucial constraints could be obtained from measurements of the composition of the explosively released gas. However, conventional methods of direct sampling of volcanic gases at close range are clearly inappropriate given the ballistic nature of

¹, Fax: +44 1223 333392, E-mail: co200@cam.ac.uk

Strombolian activity. Furthermore, because Strombolian explosions are more or less instantaneous events, gas sensing or sampling techniques with temporal resolutions exceeding a few seconds might be unable to capture ephemeral variations in gas composition. One technique that is able to measure gas emissions during violent volcanic activity is open-path Fourier transform infrared (FTIR) spectroscopy [9–11]. This methodology has a considerable heritage for atmospheric trace gas measurements [12, 13] and has seen increasing use in volcanic gas geochemistry since a number of compact instruments came on to the market in the 1990s [14–16]. These are versatile and robust and capable of measuring a wide range of volcanic gases including H₂O, CO₂, CO, OCS, SO₂, HCl, HF and SiF₄ [17, 18]. We apply this methodology here to rapid measurement of gas emissions from Yasur volcano, Vanuatu, which is renowned for its Strombolian behaviour, and discuss the volcanological implications of observed differences in gas composition associated with explosions.

2 Field site and methods

Yasur is a persistently active volcano located on the island of Tanna. Its cone rises only 361m above sea level and is surmounted by a 400-m-diameter crater that encloses three smaller craters (which we shall refer to as A, B and C, from south to north). These craters have formed around vents that represent the exposed upper parts of conduits that supply magma from depth, and which are the sites of frequent Strombolian explosions, similar to those seen at Stromboli itself [19]. The composition of recently erupted lava bombs is basaltic trachyandesite [20].



FIGURE 1 Strombolian eruption at Yasur volcano, Vanuatu, at 08:00 UT on 9 January 2005 (explosion 10 in sequence described in text and indicated in Figs. 3, 4b and 5b). Photograph taken from eastern rim of summit crater

We conducted gas measurements at Yasur on 9 January 2005, using a MIDAC M4402-1 FTIR

spectrometer fitted with a ZnSe beamsplitter and liquid nitrogen-cooled InSb detector, and powered by a small 12 V dc battery. Instrument control and data acquisition were effected with a notebook PC.

Observations were made from two sites: one on the southern rim viewing into Crater A, the other the eastern rim of the crater (from where the photograph in Fig. 1 was taken) looking into Crater B. In each case, the spectrometer was placed on the ground and positioned so as to collect infrared radiation from hot lava bombs lying on the inner wall of the crater. The nominal field of view of the spectrometer is 20 mrad (we did not attach a telescope) and the distance between spectrometer and infrared source was ~ 300 m for Crater A and ~ 270 m for Crater B. Since the InSb detector has no response below 1500 cm⁻¹, its use here precluded measurement of some species such as SiF₄ [21–24]. There was also scant source emission at frequencies above 4000 cm⁻¹ precluding retrieval of HF. While a long path set-up with an infrared lamp would have provided amore stable infrared source, with good output at higher frequencies, the nature of activity demanded that we minimise time spent on the crater rim.

We collected three sets of spectra during the following intervals (local time): 17:28–17:59 h (set 1, Crater A), 18:27– 18:38 h (set 2, Crater B), and 18:48–19:04 h (set 3, Crater B). Interferograms were recorded at 0.5 cm⁻¹ spectral resolution without any co-adding for datasets 1 and 3, in order to achieve a short time-step between measurements of just over 1 s. For set 2 we averaged each four consecutive spectra to improve the signal-to-noise ratio but reducing the time resolution to about 4 s. In total, over 2800 spectra were recorded – equivalent to 2800 gas samples! The source radiation varied considerably during the period of data acquisition as tephra cooled and as fresh explosions plastered incandescent bombs against the crater wall. From the infrared spectra and concurrent thermal imaging observations, we estimate a source temperature of > 560 – 760 K, substantially hotter than the gas, which has already cooled close to ambient temperatures through turbulent mixing with the atmosphere and adiabatic expansion by the time it passes through the field of view of the spectrometer. All the recorded spectra indicate that gases are seen in absorption and not in emission. It is important to bear in mind that the vents were continuously emitting gases but in two distinct regimes, i.e., explosively during Strombolian bursts, and passively between eruptions.

Retrievals of the acquired spectra adopted previously published routines [25, 26] by simulating the atmospheric transmittance in several discrete

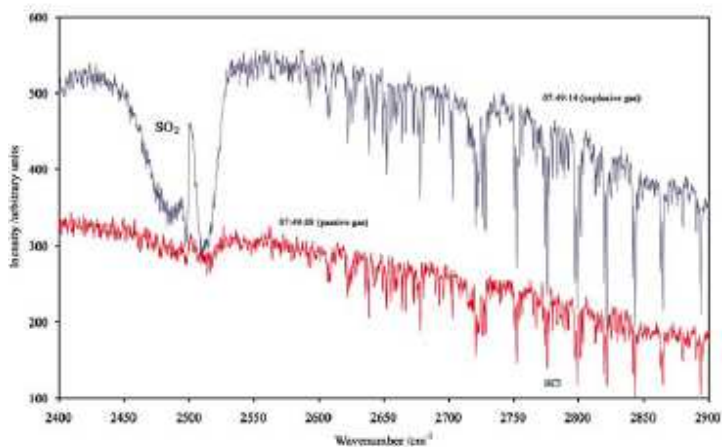


FIGURE 2 Two raw FTIR spectra just before (*lower trace*), and just after (*upper trace*) explosion 1 from dataset 3. Even in the raw data, the higher proportions of SO₂/HCl in the explosive gas is readily apparent

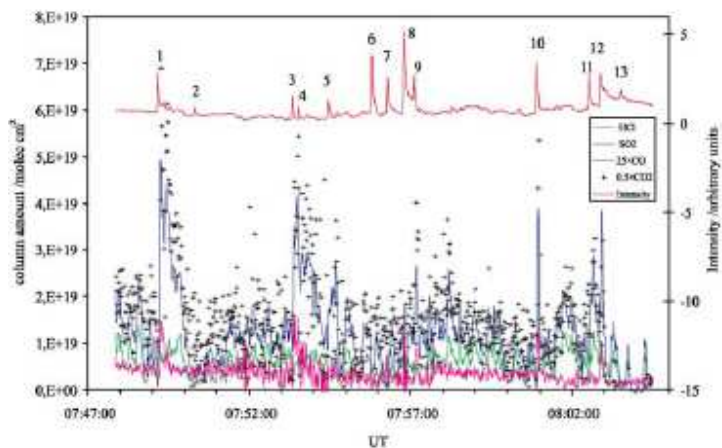


FIGURE 3 Time-series of retrieved column amounts of HCl, SO₂, CO and CO₂ for dataset 3. The intensity of the spectrum at 2420 cm⁻¹ is also shown as a convenient explosion detector. Prominent explosions are numbered and referred to in the text. (UT = local time - 12 h)

wavebands using the Reference Forward Model [27], line parameters from the HITRAN database [28], and a description of the instrument line shape obtained by trial fitting of the field spectra. The model considers a one-layer atmosphere with pressure, temperature and initial column amounts specified for both atmospheric and volcanic gas species. The simulated spectra were adjusted to fit each observed spectrum using the Rodgers optimal estimation method [29]. The retrieval yields an estimate of the error, which is based on the standard deviation of the residual across the spectral window used for the fit. Laboratory experiments with similar instrumentation using primary gas standards have indicated accuracies of order 5% for retrieved column amounts of SO₂ and CO [30]. The wavebands selected were 2140–2250 cm⁻¹ (for CO, CO₂, H₂O and N₂O), 2450–2550 cm⁻¹ (for SO₂), 2610–2880 cm⁻¹ (for HCl), and 2920–3050 cm⁻¹ (for CH₄). Examples of retrieved spectra are shown in Fig. 2.

3 Results

Figure 3 displays retrievals for HCl, SO₂, CO and CO₂, and the SO₂/HCl ratio, for the third

time-series (Crater B), which was obtained from the eastern rim of the summit crater. Additionally, the intensity at 2420 cm⁻¹ (where there is negligible absorption by atmospheric or volcanic gas species) is shown, providing a record of explosions. This record readily identifies 13 explosions by the rapid increases in signal, and permits a precise investigation of changes in gas column amounts and gas ratios associated with explosions. Neither H₂S nor OCS was detected, and H₂O could not be reliably determined, reflecting, in part, the rather weak signal:noise ratio of the spectra.

Figure 4 provides a closer look at two separate explosions in this sequence (1 and 10). Immediately at the onset of the explosions, the column amounts of all gas species drop. This can be explained by a shortening of the effective path length by the ‘wall’ of hot tephra that fills the field of view of the spectrometer during the explosion, thus occluding the original infrared source at the back of the crater. Evidence for this is seen in retrievals for nitrous oxide (Fig. 5), which is absent or negligible in volcanic emissions. The fall in N₂O column amounts is 25%–35% indicating a proportional reduction in

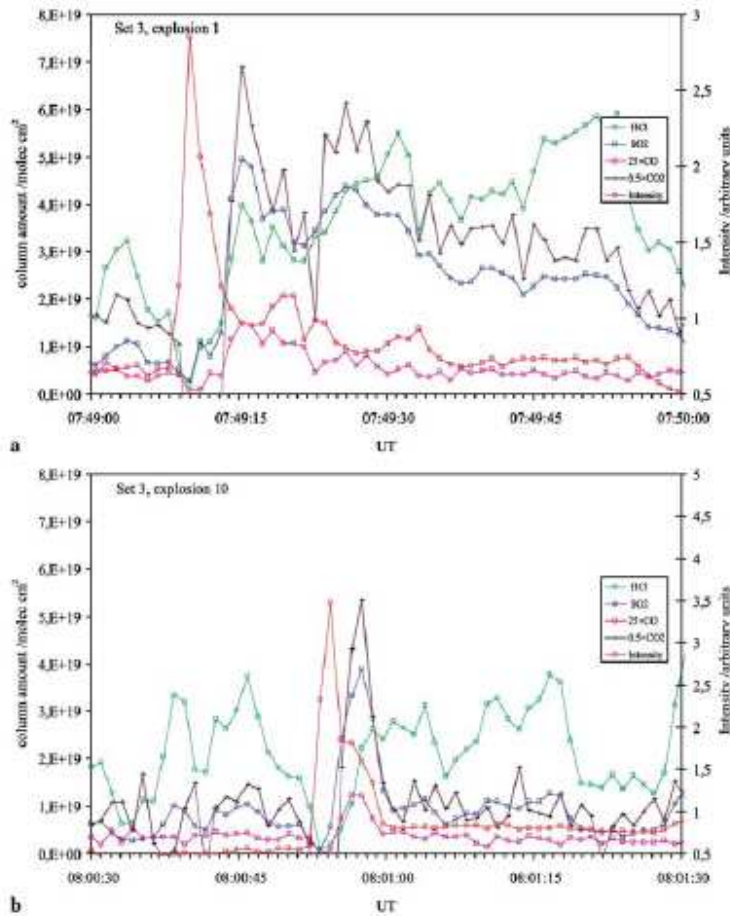


FIGURE 4 One minute time-series for explosions (a) 1, and (b) 10 from dataset 3 (see Fig. 3), showing retrieved column amounts of HCl, SO₂, CO and CO₂, along with the SO₂/HCl molar ratio. The intensity of the spectrum at 2420 cm⁻¹ is also shown and records the passage of hot tephra across the field of view of the spectrometer

the path length. Interestingly, in the case of explosion 1, it takes about 30 s for the N₂O column amount to return to its pre-eruption value, suggesting that the back wall of the crater remains occluded by airborne or falling tephra for this length of time. In the case of explosion 10 (Fig. 1), the back wall is occluded for only 3 s. This difference could be explained if the first explosion produced an ash cloud. This was not discerned in the field (it was dark when these observations were made) but we noted earlier in the day that some eruptions produced significant quantities of ash while others did not. It also appears from the intensity record for explosion 1 (Fig. 4a) that there may have been up to three smaller bursts within 30 s of the initial blast, though these blips could conceivably record hot lava bombs falling within the field of view of the spectrometer. Retrieved column amounts of methane, another predominantly atmospheric species, show an identical pattern to nitrous oxide.

Following the initial dips in gas column amounts, and 2–3 s after the onset of the explosions, abundances of SO₂, CO₂ and CO all climb significantly above their pre-eruption values (Fig. 4). These increases are associated with the clouds of

gases released from the burst bubbles, which ascend from the crater seconds behind the pyroclasts due to turbulent mixing with the atmosphere and rapid loss of momentum. Hydrogen chloride, on the other hand, only returns to around its pre-explosion value. The ‘explosive gas’ signal is clearest in the records of SO₂ and CO₂ column amounts. In the case of explosion 1, these take around 1 min to return to pre-eruption levels, whereas in the case of explosion 10, they recover in just 10 s. The limited content of HCl in the explosively released gas relative to SO₂ can be further appreciated in Figs. 6 and 7.

These observations are highly suggestive of distinct compositions for the emissions released during and between explosions, which we will refer to as ‘explosive’ and ‘passive’ gas, respectively. Passive gas has a molar SO₂/HCl ratio of ~ 2 whereas, the ratio for explosive gas may exceed 30 (see discussion below). There is also a hint of a slightly higher SO₂/HCl in passive gas from Crater A compared with Crater B.

Although the SO₂/HCl proportions differ between passive and explosive gas, CO₂ and CO retrievals are less robust than those for SO₂ and HCl

and we cannot discern statistical differences in CO_2/SO_2 or CO_2/CO ratios for passive and explosive gas (Fig. 8a). The CO_2/SO_2 molar ratio found from the best fit to retrievals for both explosive and passive gas is ~ 2.0 , and the CO_2/CO molar ratio is ~ 280 .

4 Discussion

In a recent discussion article, Parfitt [7] summarised two current schools of thought on the magma dynamics underpinning Strombolian (and the more continuous Hawaiian or ‘fire-fountain’) eruptive style: the ‘rise speed model’ and ‘collapsing foam’ model. In the former, magma ascent rate in the conduit plays a key role: Strombolian eruptions are envisaged to result from slow magma rise ($\ll 0.01\text{--}0.1\text{ms}^{-1}$) favouring separation of bubbles from melt. Degassing of the magma within the conduit produces a spectrum of bubble sizes, and the larger bubbles rise faster than the melt and are able to coalesce with smaller bubbles that they intercept on the way up. This snowball effect produces large bubbles responsible for the Strombolian bursts [31]. This model sees progressive segregation of gas along the

length of the conduit and will, in principle, account for the behaviour in any open-conduit configuration. The collapsing foam model differs in that gas is argued to accumulate as a foam layer within a storage zone at depth [32–35]. This could be the roof of a magma reservoir or an asperity of sufficient dimensions in the conduit wall. If the supply of bubbles is rapid, the layer thickens and the bubbles deform. Eventually, the foam collapses to produce a large gas pocket whose dimensions depend on the area of the roof and the viscosity of the magma. Partial collapse of the foam layer discharges a slug of gas that rises up the conduit, bursting at the surface as a Strombolian event. The magma level in the conduit drops until the foam layer reaches the critical thickness again, repeating the cycle.

It is feasible to discriminate between these two models on the basis of the composition of the explosive gas and, in particular, the proportions of SO_2 , HCl , H_2O and HF , CO_2 , since these volatiles are likely to exsolve at different pressures (depths) in the magma system. Gas slugs repeatedly sourced from a geometrical feature in the magmatic system might

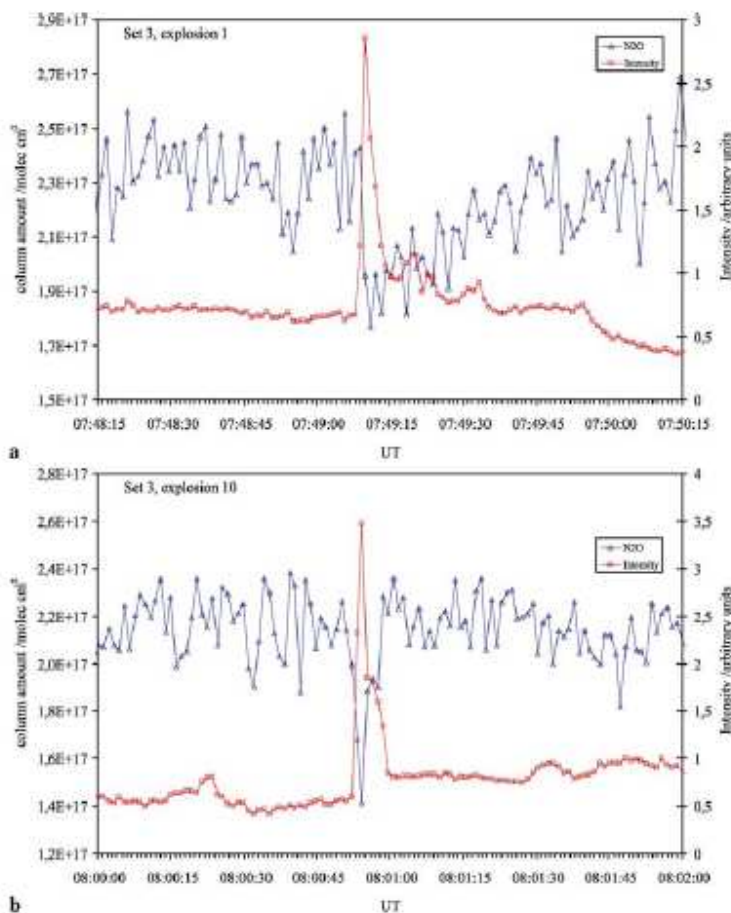


FIGURE 5 Two minute time-series for explosions (a) 1, and (b) 10 from set 3 (see Fig. 3), showing response of N_2O column amounts. Since this is not a volcanic gas species, the fall in column amount immediately after the onset of the explosion is interpreted as the result of a shortening of the effective path length due to a wall of tephra in the field of view that occludes the back wall of the crater (the background source of infrared radiation)

yield explosion gas with a characteristic geochemical fingerprint. On the other hand, progressive gas segregation up the conduit, and differential rates of bubble rise according to size could lead to variable chemical signatures in the explosive gas. However, a realistic assessment of depth of gas segregation based on gas geochemistry requires many factors to be accounted for, including the kinetics of volatile diffusion in the melt, and the solubility and speciation of the phases as a function of pressure and redox conditions [36].

Very few studies have attempted to model even part of the parameter space. There is one particularly pertinent set of studies, however, relating to degassing of Mt. Etna, Italy [9, 37]. Allard et al. [10] used open-path FTIR spectroscopy to measure gas abundances in emissions from Etna during a fire-fountain eruption and observed an SO_2/HCl molar

ratio of ~ 18 , significantly higher than that for passive summit degassing ($\text{SO}_2/\text{HCl} \sim 4$ [16, 38]). They interpreted this difference to reflect the separation of a SO_2 - (and CO_2 -) rich but HCl-poor gas from melt at a depth of about 1.5 km, and suggested that this result could support the foam collapse model. The deep gas was seen to have a low HCl abundance due to volatile exsolution at high-pressure, i.e., below the depth at which chlorine exsolves substantially from the melt.

Our observations for SO_2/HCl are similar. For Yasur, the molar SO_2/HCl ratio for passive gas is somewhat lower, ~ 2 (Fig. 7), and is fairly stable on the timescales investigated. (This value is also very similar to that observed by FTIR spectroscopy at Stromboli [39], and comparable to measurements of passive gas emitted from Masaya volcano, Nicaragua [40–42]). Within a few seconds of an explosion, the SO_2/HCl ratio increases sharply and then

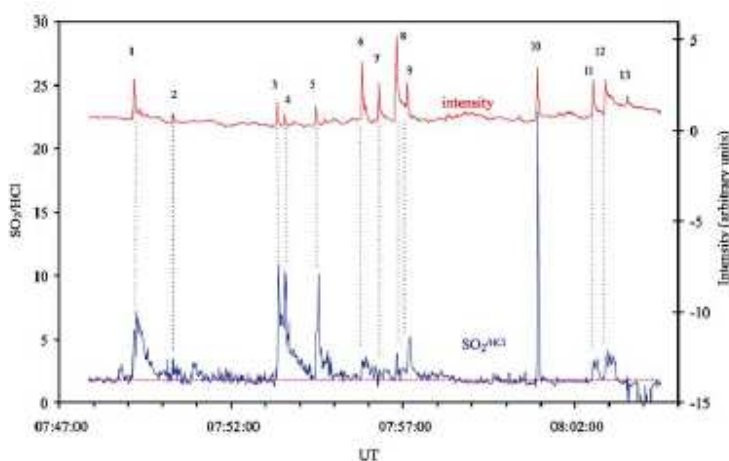


FIGURE 6 Time-series of SO_2/HCl molar ratios for dataset 3. The sharp increases correspond to explosively released gas and decays indicate subsequent mixing with passively emitted gas. Dashed horizontal line indicates an SO_2/HCl molar ratio of 1.8

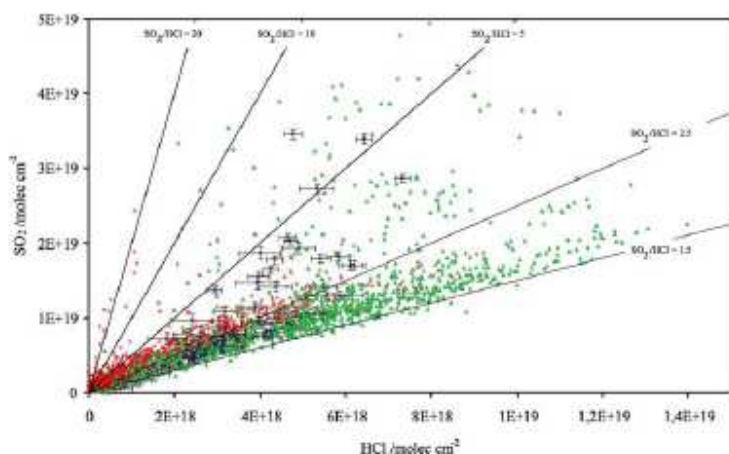


FIGURE 7 Column amounts of SO_2 and HCl for all spectra recorded on 9 January 2005 at Yasur: sets 1 (crater A, red circles), 2 (crater B, blue squares), and 3 (crater B, green triangles). Solid lines indicate given SO_2/HCl ratios. Passive gas has a typical SO_2/HCl molar ratio of between about 1.5 and 2.5 but there is a hint that the ratio is slightly higher for crater A than for B. Higher ratios indicate contributions from explosive gas. Given that the viewing geometry probably always contains some passive gas, the highest ratios (> 20) indicate a lower limit to the SO_2/HCl proportion in explosive gas. Errors for set 2 shown as a guide

decays back to the characteristic ratio for passive gas in under 1min. The highest molar SO_2/HCl ratio associated with explosions exceeds 30 for Crater A, and 20 for Crater B, comparable to the ratio of 18 observed in Etna fire fountains. While Etna and Yasur magmas differ compositionally and rheologically in a number of important respects, the pattern of SO_2/HCl

changes between explosive and passive gas is essentially the same.

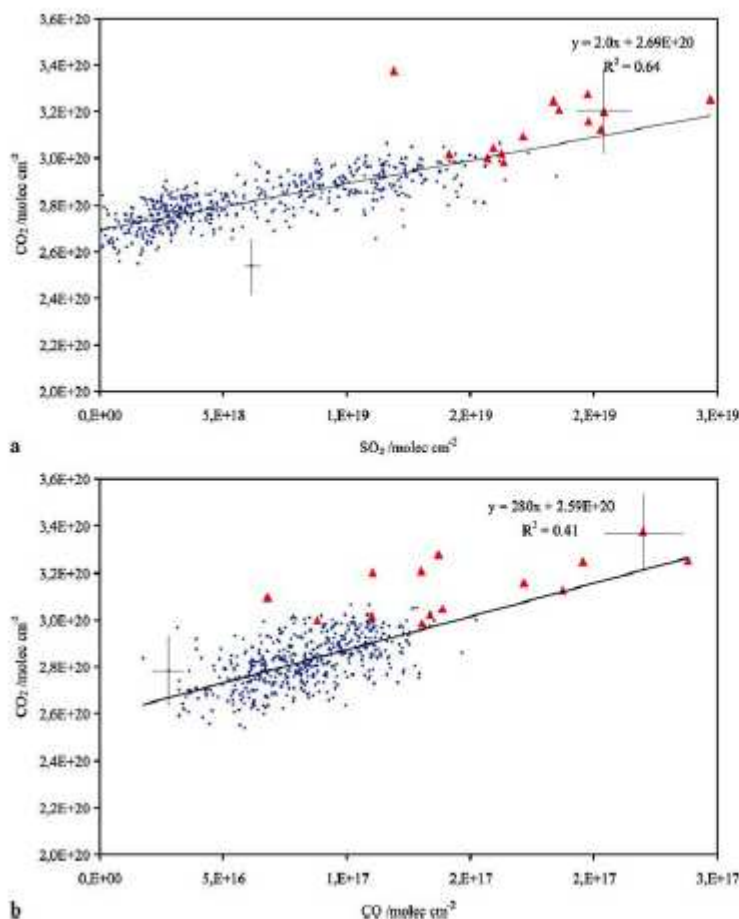


FIGURE 8 Carbon dioxide vs. (a) sulfur dioxide, and (b) carbon monoxide for the first 500 measurements in dataset I. The *triangles* indicate measurements of explosive gas; the dots represent passive gas. The intercept of the best-fit regression of the data on the CO₂ axis is equivalent to an ambient atmospheric CO₂ mixing ratio of ~380 ppmv along a path length of 300 m at 976 hPa and 25 °C. CO₂ column amounts have been corrected for shortening in effective path length in the first few seconds of explosions. Representative error bars shown

By analogy with the observations at Etna, one explanation for the high SO₂/HCl seen in explosive gas is, therefore, that it reflects a deeper level of gas exsolution for the explosive gas followed by rapid transport to the surface that

preserves the equilibrium composition achieved at depth and inhibits diffusion of HCl into the bubbles in the upper conduit. The passive gas, in contrast, contains HCl degassed from the uppermost levels in the conduit, and its lower SO₂/HCl ratio reflects both low pressure degassing (HCl exsolution) and substantial depletion of sulfur in the shallow melt owing to prior degassing of this species at depth. An alternative or additional factor that should not be neglected is the potential for differential diffusivity of Cl and S in themelt. If Cl diffuses at a lower rate than S, then large bubbles ascending rapidly from depth could be ‘deficient’ in Cl, while small bubbles rise sufficiently slowly for Cl to diffuse into them. The small bubbles yielding passive gas would thereby have a lower SO₂/HCl ratio than large bubbles that drive explosions. It is difficult to consider this effect further given the sparsity of relevant experimental data on diffusion of Cl in silicate melts. Following the analogy with Etna [10], we might expect a higher CO₂/SO₂ for the explosive gas. However, we cannot discriminate CO₂/CO and CO₂/SO₂ contents in our

measurements (Fig. 8). This could simply reflect the limited precision of the CO₂ and CO retrievals but even so, the implication is that CO₂/CO and CO₂/SO₂ ratios in passive and explosive gas are similar. One explanation that reconciles the observations is that there is a shallow source of HCl and a deeper source of CO₂ and SO₂. Gases from the two sources are combined in steady proportions in passive gas, whereas the explosive gas is derived from accumulation of gas from the deeper source, which is deficient in HCl. In this scheme, since both passive and explosive gases have the same deeper source of CO₂ and SO₂, they exhibit a similar CO₂/SO₂ ratio. The deep source’s contribution of CO₂ and SO₂ to passive gas could be facilitated by enhanced permeability of the shallow magma achieved by a high bubble fraction [10, 43] though sustained magma transport is required in the conduit to bring melt to the envisaged shallow depths of Cl degassing. We note that at another volcano recognised for Strombolian activity, Villarrica volcano, Chile, Shinohara and Witter [44] did not observe any variation in CO₂/SO₂ during mild lava spattering. They suggested that the bubbles driving the more vigorous degassing had remained in thermodynamic equilibrium with the melt on ascent, and had probably been derived from shallow depths. The array of chemical sensors they

employed for this study provided measurements with a temporal resolution of ~ 1 min. There is a further characteristic of our results that merits attention: the variable peaks in SO_2/HCl (molar ratio between ~ 3 and 30) attained after each explosion (Fig. 6). These variations might be taken to indicate that gas has been sourced from multiple depths, which would be coherent with the rise speed model (i.e., a stochastic process of bubble coalescence during ascent) and, also, diffusivity controls on C-S-Cl proportions (i.e., different bubble size populations ascending at different rates). However, it is likely that 'pure' explosive gas is rarely sensed due to the viewing geometry. In other words, the observation path often retains a quantity of passive gas immediately after explosions, and the observed SO_2/HCl ratio represents variable proportions of two gases with distinct SO_2/HCl ratios, namely passive gas with an SO_2/HCl of ~ 2 and explosive gas with an SO_2/HCl of > 20 – 30 . The decay trend in SO_2/HCl that typifies many explosions (Fig. 6) can be interpreted to reflect the changing proportions of explosive and passive gas in the instrument's field of view as the explosion cloud dissipates. Note that the SO_2/HCl ratio shows a strong tendency to return very close to ~ 2 after explosions. If the SO_2 and HCl are indeed sourced from different depths in the magmatic system, then the stable ratio suggests they are being supplied in rather constant proportions in the passive gas.

5 Conclusions

Field-portable FTIR spectrometers have been used in volcanic gas measurements for over a decade, providing valuable insights into the dynamics of magmatic plumbing systems, the interactions between volcanic and hydrothermal fluids, fluxes of volcanic volatiles to the atmosphere, and the atmospheric chemistry of volcanic plumes. The broad spectral range they span in the infrared enables detection and quantification of a variety of volcanic (and atmospheric) gas species. A further advantage of the methodology compared to many alternative means for volcanic gas sampling is the ability to measure, remotely, emissions from explosive eruptions at high time resolution. This can provide insights into the mechanisms of gas segregation and transport, which strongly influence magma dynamics and eruption style. We used a commercially available FTIR spectrometer to measure gas emissions during and between Strombolian eruptions at Yasur volcano in January 2005. Collection of interferograms without any co-adding or processing yielded a time resolution of about 1 s for data acquisition, enabling rapid sensing of changes in gas composition associated with discrete explosions. Each explosion coincided

with a jump in the SO_2/HCl molar ratio from a baseline of ~ 2 up to a maximum of ~ 30 . Given that immediately after explosions there probably remained a quantity of passively emitted gas in the observation path, the SO_2/HCl ratio in pure, explosively released gas may have been even higher than this value. Contrary to expectations, we did not resolve differences in CO_2/CO or CO_2/SO_2 ratios between explosive and passive gas. Contrasting ratios would be anticipated if the pronounced differences in observed SO_2/HCl proportions were due to relationships between pressure and solubility. We consider that the precision of the CO_2 and CO retrievals may have been inadequate to capture subtle differences in CO_2/SO_2 (~ 2.0) and CO_2/CO (~ 280) but, in any case, it is noteworthy that the corresponding ratios were similar in passive and explosive gas. The observations can be reconciled by envisaging two predominant gas sources – one deeper, rich in CO_2 and SO_2 , the other shallow supplying most of the HCl emitted. Passive gas is a mixture from these two sources, and its SO_2/HCl is correspondingly low. The deep contribution to the passive gas emission may be facilitated by high permeability in the vesiculated magma column in the upper part of the conduit. Explosive gas, on the other hand, derives from accumulation of the deeper-sourced gas, possibly in an asperity in the conduit that is located below the depth at which HCl exsolves significantly from the melt. A combination of petrological studies and carefully designed field experiments could, in future, clarify the dynamics and kinetics of degassing at Yasur. The high time resolution achievable with field-portable FTIR spectrometers provides an impressive capability to track rapid gas geochemical changes associated with dynamic volcanic activity. In combination with ultraviolet spectroscopy, which is better suited to rapid measurements of gas fluxes [45, 46] and able to detect some additional species [47–49], optical methods offer immense potential for investigations of volcano dynamics, magma–hydrothermal interactions, and the atmospheric chemistry of volcanic plumes.

ACKNOWLEDGEMENTS CO and JAC thank the NSF Office of Polar Programs and United States Antarctic Program for support. GMS gratefully acknowledges the States of Jersey Education Committee for financial support.

REFERENCES

- 1 C. Oppenheimer, *Volcanic degassing*, In: *The Crust*, Vol. 3, *Treatise on Geochemistry*, ed. by R.L. Rudnick, H.D. Holland, K.K. Turekian, (Elsevier-Pergamon, Oxford 2003), pp. 123–166
- 2 G. Mercalli, *I vulcani attivi della terra. Morfologia, dinamismo, prodotti, distribuzione geografica, cause* (Hoepli, Milano, 1907)
- 3 B. Chouet, N. Hamisevicz, T.R. McGetchin, *J. Geophys. Res.* **79**, 4961 (1974)
- 4 A. Weill, G. Brandeis, S. Vergnolle, F. Baudin, J. Bilbille, J. F'evre, B. Piron, X. Hill, *Geophys. Res. Lett.* **19**, 2357 (1992)
- 5 R. Seyfried, M. Hort, *Bull. Volcanol.* **60**, 627 (1999)

- 6 P.W. Francis, C. Oppenheimer, D. Stevenson, *Nature* **366**, 554 (1993)
- 7 E.A. Parfitt, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **134**, 77 (2004)
- 8 Yu.B. Slezin, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **122**, 7 (2003)
- 9 M. Burton, P. Allard, F. Murè, C. Oppenheimer, FTIR remote sensing of fractional magma degassing at Mount Etna, Sicily. In: *Volcanic Degassing*, ed. by C. Oppenheimer, D.M. Pyle, J. Barclay, (Geological Society, Special publication 213, 2003), pp. 281–293
- 10 P. Allard, M. Burton, F. Murè, *Nature* **433**, 407 (2005)
- 11 M. Burton, P. Allard, L. Brusca, F. Murè, High resolution spectroscopic analysis of volcanic gas composition during passive and explosive degassing at Stromboli volcano, Italy, paper presented at the Assembly, European Geophysical Society, Nice, France, 25–30 March, 2001
- 12 Z. Bacsik, J. Mink, G. Keresztury, *Appl. Spectrosc. Rev.* **39**, 295 (2004)
- 13 Z. Bacsik, J. Mink, G. Keresztury, *Appl. Spectrosc. Rev.* **40**, 327 (2005)
- 14 K. Notsu, T. Mori, G. Igarashi, Y. Tohjima, H. Wakita, *Geochem. J.* **27**, 361 (1993)
- 15 T. Mori, K. Notsu, Y. Tohjima, H. Wakita, *Geophys. Res. Lett.* **20**, 1355 (1993)
- 16 P. Francis, A. Maciejewski, C. Oppenheimer, C. Chaffin, T. Caltabiano, *Geophys. Res. Lett.* **22**, 1717 (1995)
- 17 C. Oppenheimer, P. Francis, M. Burton, A. Maciejewski, L. Boardman, *Appl. Phys. B* **67**, 505 (1998)
- 18 T. Mori, K. Notsu, *Geophys. Res. Lett.* **24**, 2047 (1997)
- 19 A. Nabyl, J. Dorel, M. Lardy, *New Zeal. J. Geol. Geophys.* **40**, 549 (1997)
- 20 J. Barclay, personal communication (2006)
- 21 P. Francis, C. Chaffin, A. Maciejewski, C. Oppenheimer, *Geophys. Res. Lett.* **23**, 249 (1996)
- 22 S.P. Love, F. Goff, D. Counce, C. Siebe, H. Delgado, *Nature* **396**, 563 (1998)
- 23 T. Mori, M. Sato, Y. Shimoike, K. Notsu, *Earth Planets Space* **54**, 249 (2002)
- 24 G.M. Sawyer, C. Oppenheimer, *Adv. Fluorine Sci.* (2006), unpublished
- 25 M.R. Burton, C. Oppenheimer, L.A. Horrocks, P.W. Francis, *Geophys. Res. Lett.* **28**, 843 (2001)
- 26 C. Oppenheimer, M. Edmonds, P. Francis, M.R. Burton, Variation in HCl/SO₂ gas ratios observed by Fourier transform spectroscopy at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In: *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*, ed. by T.H. Druitt, P. Kokelaar (Geological Society, London, Memoir, 21, 2002), pp. 621–639
- 27 D.J. Edwards, A. Dudhia, Reference Forward Model: high level algorithms definition, ESA document PO-MA-OXF-GS-0004 (1996)
- 28 L.S. Rothman, D. Jacquemart, A. Barbe, D.C. Benner, M. Birk, L.R. Brown, M.R. Carleer, C. Chackerian, K. Chance, L.H. Coudert, V. Dana, V.M. Devi, J.M. Flaud, R.R. Gamache, A. Goldman, J.M. Hartmann, K.W. Jucks, A.G. Maki, J.Y. Mandin, S.T. Massie, J. Orphal, A. Perrin, C.P. Rinsland, M.A.H. Smith, J. Tennyson, R.N. Tolchenov, R.A. Toth, J. Vander Auwera, P. Varanasi, G. Wagner, *J. Quantum. Spectrosc. Radiat. Transf.* **96**, 139 (2005)
- 29 C.D. Rodgers, *J. Geophys. Res.* **95**, 5587 (1990)
- 30 L.A. Horrocks, C. Oppenheimer, M.R. Burton, H.J. Duffell, N.M. Davies, N.A. Martin, W. Bell, *J. Geophys. Res.* **106**, 27, 647 (2001)
- 31 E.A. Parfitt, L. Wilson, *Geophys. J. Int.* **121**, 226 (1995)
- 32 C. Jaupart, S. Vergnolle, *Nature* **331**, 58 (1988)
- 33 S. Vergnolle, C. Jaupart, *J. Geophys. Res.* **95**, 2793 (1990)
- 34 R. Seyfried, A. Freundt, *J. Geophys. Res.* **105**, 23, 727 (2000)
- 35 S. Vergnolle, M. Boichu, J. Caplan-Auerbach, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **137**, 109 (2004)
- 36 M.R. Carroll, J.D. Webster, *Rev. Mineral.* **30**, 231 (1994)
- 37 N. Spilliaert, N. Metrich, P. Allard, *Geophys. Res. Abstr.* **8**, 10 551 (2006)
- 38 P. Francis, M.R. Burton, C. Oppenheimer, *Nature* **396**, 567 (1998)
- 39 M. Burton, F. Murè, <http://www.ct.ingv.it/Report/RptVg20030107FTIR.pdf> (2002)
- 40 L. Horrocks, M. Burton, P. Francis, C. Oppenheimer, *Geophys. Res. Lett.* **26**, 3497 (1999)
- 41 M.R. Burton, C. Oppenheimer, L.A. Horrocks, P.W. Francis, *Geology* **28**, 915 (2000)
- 42 H. Duffell, C. Oppenheimer, D.M. Pyle, B. Galle, A.J.S. McGonigle, M. Burton, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **126**, 327 (2003)
- 43 M. Burton H.M. Mader M. Polacci, P. Allard, *Eos Trans. AGU* **86**, Fall Meet. Suppl., Abstract V13G-01 (2005)
- 44 H. Shinohara, J.B. Witter, *Geophys. Res. Lett.* **32**, L20 308 (2005)
- 45 T.P. Fischer, K. Roggensack, P.R. Kyle, *Geology* **30**, 1059 (2002)
- 46 M. Edmonds, R.A. Herd, B. Galle, C. Oppenheimer, *Bull. Volcanol.* **65**, 578 (2003)
- 47 N. Bobrowski, G. Honninger, B. Galle, U. Platt, *Nature* **423**, 273 (2003)
- 48 C. Oppenheimer, P.R. Kyle, V.I. Tsanev, A.J.S. McGonigle, T.A. Mather, D. Sweeney, *Atmosph. Environ.* **39**, 6000 (2005)
- 49 C. Oppenheimer, V.I. Tsanev, C.F. Braban, R.A. Cox, J.W. Adams, A. Aiuppa, N. Bobrowski, P. Delmelle, J. Barclay, A.J.S. McGonigle, *Geochim. Cosmochim. Acta* **70**, 2935 (2006)

Annexe 4 – Bani, P., Join, J.-L., Lardy, M., Cronin, S., New insights into the hazards of Ambae volcano from the November-December 2005 eruption, Journal of Volcanology and geothermal Research (soumis).

New insights into the hazards of Ambae volcano from the November-December 2005 eruption

Philipson Bani^{1,2}, Jean-Lambert Join¹, Michel Lardy¹, Shane Cronin³

¹ Institut de Recherche pour le Développement, BP A5 98848, Nouméa Cédex, Nouvelle Calédonie.

² Laboratoire des Géosciences et physique de la matière condensée, Université de la Nouvelle Calédonie, BP 4477, Nouméa, New Calédonia.

³ Volcanic Risk Solutions, Institute of Natural Resources, Massey University, Private Bag 11 222, Palmerston North, New Zealand

Abstract

Ambae volcano, which hosts the largest acid crater lake in world, went through a surtseyan eruption in November-December 2005, alarming the island's population as well as government authorities. With $57 \times 10^6 \text{ m}^3$ of water perched at 1400 m above sea level, Ambae crater lakes are regarded as the major volcanic threat for the 10 000 inhabitants of the island. The eruption activity built up a tephra cone of 500 m in diameter and 50 m height within Lake Voui. Construction of the cone progressively isolated the active vent from the water during the eruption, changing eruption style and enabling the volcano to release its emissions directly into the atmosphere. Flux measurements of SO_2 showed a significant contribution to the atmosphere during and following the explosive eruption phases. An average of $2 \times 10^6 \text{ kg SO}_2 \text{ d}^{-1}$ was being released during explosive surtseyan events in December 2005, then decreased lightly to $1.9 \times 10^6 \text{ t d}^{-1}$ following cessation of explosions in February 2006. Such degassing if persisting may possibly lead to extensive fumigation of foliage.

This eruption is one of the major events in recorded history on Ambae Island and led to voluntary evacuation of up to 35% of the population who were in fear of lahar events. Fortunately, no lahars were triggered by this eruption, which raises serious questions about the potential for lahar hazards resulting from eruptions through this crater lake. Although a third of Ambae's population is thought to be threatened by major phreatomagmatic eruptions with lahars, direct overflow of the crater lake appears unlikely given the typical magnitudes of eruptions. This is also not the only possible lahar-triggering mechanism on the island and many lahar deposits identified along the coasts of the northern and southern part of Ambae

could be initiated rather on the steep outer flanks of Ambae volcano in response to tectonic triggering or rainfall remobilisation of tephra or volcaniclastic deposits.

Keywords: Ambae (Aoba) eruption, SO₂ release, crater lake, lahar, risk assessment.

1. Introduction

Ambae Island (also known as Aoba) is the emerged part of the most voluminous volcano of the Vanuatu archipelago; with 3900 m height from the sea bed and a volume of 2500 km³. A pronounced NE-SW trending rift zone dotted with scoria cones gives the 16 x 38 km island an elongated lozenge-like form (Fig.1). A broad pyroclastic containing three crater lakes is located at the summit of this shield volcano within the youngest of at least two nested calderas formed less than 2000 years ago (Warden, 1970). Lake Voui is the largest acid Crater lake in the world (40 x 10⁶ m³) located at 1400 m above sea level. It is around ten times the size of the Ruapehu Crater Lake in New Zealand (Christenson and Wood, 1993), which has had a long history of damaging lahars caused directly by explosive phreatomagmatic eruptions (Cronin et al., 1997).

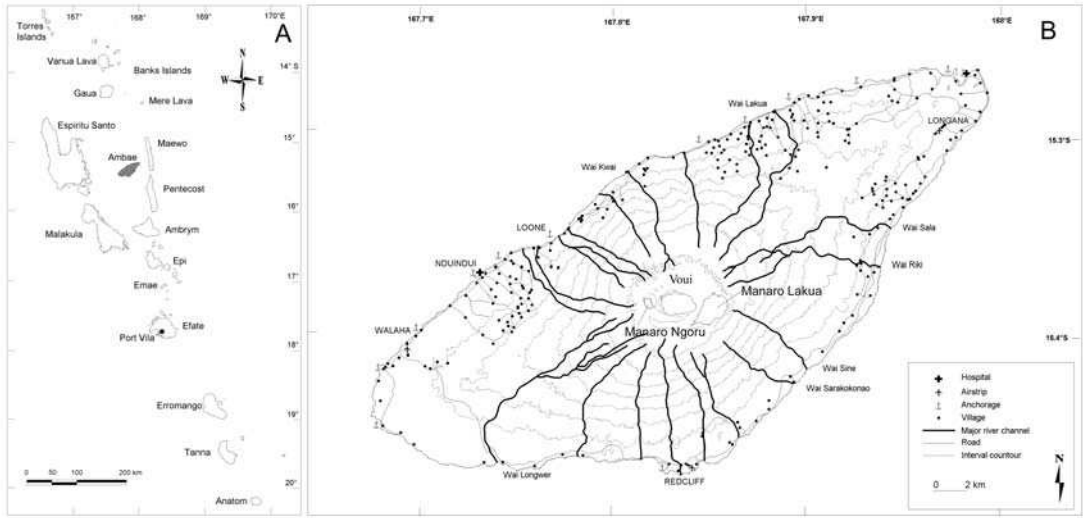


Fig.1. Map showing Ambae in approximate geographic centre of Vanuatu archipelago (left), and of the island including villages, major river channels, and crater lakes.

Since the phreatic eruption in 1995, Ambae volcano is receiving increasing attention because it is known that volcanic eruptions through crater lakes are often accompanied by lahars, causing loss of life and property (e.g., Zen and Hadikusumo, 1965; Badrudin, 1994; O’Shea,

1954; Nairn et al., 1979; Cronin et al., 1997). Cronin *et al.*, (2004) pointed out that perched lake-water of Ambae crater lakes makes the Ambae volcano potentially the most dangerous of Vanuatu, thus the latest November-December eruption was hence closely monitored.

Beginning on the 27th of November 2005, this latest Ambae eruption lasted almost two months (Nemeth et al., 2006). It was a minor event on a world scale, but one of the larger eruptions of the volcano in its short recorded history. The eruption activity built up a tephra/tuff cone within the lake Vouï that progressively isolated the active vent from the water, enabling the volcano to release its emissions directly into the atmosphere. SO₂ flux measurements results indicate a considerable increase during the early eruption phases. Despite alarming the population of Ambae and Government authorities, this eruption fortunately ceased without generating any lahars. The scale of explosions during this event never reached the point where water or debris was laterally ejected from lake Vouï (Nemeth et al., 2006). However, it is known from the traditional history on the island that deaths have occurred as recently as 1914 from lahars on Ambae (Cronin et al., 2004), while Robin and Monzier (1994) have also stressed that numerous and thick lahar deposits, probably not older than 100-320 years occur on both coasts in the central part of Ambae. These raise questions about the origin of past and possible future lahar hazards at this volcano and in general from eruptions through crater lakes.

This eruption has focussed attention on the island-hazard assessment which has not taken full cognizance of hazards. Areas lacking are in term of all possible lahar generation processes and in gas/fall hazards. New contributions of this work are in the area of gas release, vent conditions, hydrologic hazards and lahar generation mechanisms.

2. Eruption history

The largest known recent eruptions on Ambae correspond to the events forming the craters hosting Lake Vouï and Lake Manaro Ngoru, which through radiocarbon dating are thought to have occurred at 359 ± 54 yrs B.P. (Warden, 1970), with a calibrated age range that is bimodally distributed between AD1440-1650 (Oxcal 3.10; Bronk Ramsey, 2005). This event was followed by an eruption producing a summit-area tuff cone coupled with a flank eruption of lava on the NW flanks at Nduï Nduï, estimated to be c. 300 years ago from local legends (William and Warden, 1964; Warden 1970). An explosive summit eruption occurred in 1870, generating lahars that caused fatalities (Simkin *et al.*, 1981; Wiart, 1995). In addition, seismic/landslide events on the flank are thought to have generated lahars in 1914 in south-

eastern Ambae, annihilating villages (De La Rüe, 1945; Blot and Priam, 1962; Williams and Warden, 1964; Warden 1970). Between 1870s and early 1990s volcanic activity has mostly consisted of fumarolic and minor phreatic explosions (N.H.G.S. Ann. Rep., 1971; 1976; Eissen *et al.*, 1991). More recent activity was closely observed, from July 1991, when a domestic pilot spotted three bubble zones in Lake Voui. Later in the same month, burned vegetation was reported around the active crater caused by the release of volcanic acidic gasses. A SPOT satellite image, acquired in 1992, clearly showed a surface burned by the acid degassing (Lardy and Sigaud, 1997). The hydrothermal activity increased until 1995 when a brief phreatic eruption was reported along with seismicity between 4-6 March (Wiert, 1995). The Island's population was on alert for a possible evacuation, but the volcanic activity weakened in the middle of the year. An increase of the lake temperature was again noted in April 2000 but cooled down three months later (Wallez and Charley, 2000). There appears to have been a semi-continuous release of volcanic gas into Lake Voui since the 1991 observations, which maintained discolouration of the waters. On the night of 15th January 2005, according to the informative bulletin N°1/2005 released by the Geology Department in Port Vila (February 2005), the Ambae Island was again shaken by series of earthquakes. The connection to the volcanic activity was immediately raised, although a portable seismic station did not show any indication of following volcanic seismicity nor tremor (IRD unpublished data).

3. Nov-January eruption

On 26 November 2005 a steam plume from the summit area was recognised by many Ambaens as well as observers from neighbouring islands. Over the next two months a Surtseyan-style phreatomagmatic eruption took place, going through a number of changes in style as magma-water ratios and mass-eruption rates varied (Nemeth *et al.*, 2006). A tephra cone developed from primarily surge and fall material and emerged by at least 3 December 2005, growing to a 500 m wide and >50 m high structure by 20 December. Initial events involved 5-7 blasts per minute, with base surges reaching only 50-100 m in lateral extent and few waves being developed in the lake. At its peak in activity, around 13 December 2005, phreatomatic explosions were on the order of one every several minutes, but they reached their maximum intensity, with ejecta jetted 200 m vertically and up to 300 m laterally in base-surges. Nemeth *et al.* (2006) interpreted these changes to represent a drying of the vent area in relation as it was cut off from the lake by the growing tephra/tuff cone. With the isolation of the active vent, more ash-rich plumes developed and fall deposits periodically dusted parts

of the island and accumulated in greater thicknesses within 2 km of the active vent. The surtseyan activity ceased by around 9 January 2006. During a field survey in February 2006 a hot muddy pool ($> 70\text{ }^{\circ}\text{C}$) surrounded by sulphur deposits was contained within the newly formed tephra cone. The surrounding Lake Vouli and nearby Manaro Lakua had waters with 23°C and 22°C , respectively. Volcanic degassing was strong through the 200 m diameter mud pool.

The local administration of the area (Penema Province Council) is based on this island, near its eastern extremity at Saratamata. By 28 November a local disaster committee formed and within the following days an evacuation of 3300 people took place (Alatoa, 2006). People were ordered from areas near the main stream valleys and within close proximity of the crater, mostly along the steep northern and southern coasts, following the hazard map prepared during community volcanic hazard awareness activities (Cronin et al., 2004). Most refugees were housed at the eastern and western extremities of the island, where the main infrastructure is located (including the hospital). Scientific advice concerning the eruption led to a declaration of volcanic alert level 2 on 29 November by the Vanuatu Department of Geology, Mines and Water Resources. This level of alert corresponds to “confirmation of eruption threat” and Province and community plans (Cronin et al., 2004) call for people to be ready to move. Actual evacuation is triggered by the transition to “strong eruption in progress” at level 3. Such a declaration never eventuated, instead the level of activity posed a constant but low level of risk throughout mid December, before declining at the end of the year. Evacuation was maintained until the end of December, and most people moved back by 3 January 2006 (Alatoa, 2006). In hindsight this appeared to be an overreaction of the local population to the lahar threat posed by explosive events in Lake Vouli (as described above). The inherent expectation of lahars was strong amongst the population and may have related to other lahar generation mechanisms.

4. Methods

Three campaigns of airborne SO_2 flux measurements were performed on 3 and 5 December 2005 and 26 February 2006 using a miniaturised Differential Optical Absorption Spectroscopy (mini-DOAS) carried alternatively on board a CESSNA 206G and a Britten-Norman Islander flying at altitudes between 500-1000 m above sea level, and to the north-west of Ambae Island (~ 5 km from the active crater lake). The spectrometer spanned the spectral

interval 280-400 nm with a spectral resolution of 0.5 nm (FWHM), and was coupled by a fibre optic bundle to a simple telescope pointed to zenith. Exposure time for individual spectra was 150 ms, and we co-added 8 spectra to enhance the signal-to-noise ratio. The position of each UV spectrum was determined from the log of a continuously recording GPS unit. SO₂ columns were retrieved following standard differential optical absorption spectroscopy (DOAS) procedures (Platt, 1994). The optimal fitting window used to fit the SO₂ is 310.7-321.4 nm.

We use a 40 m digital elevation model (DEM) to delineate the major flow paths on Ambae Island and carry out field surveys (December 2004 and July 2005) to identify the lahar-prone flow channels. This approach is aiming to complete most of the previous lahar assessments for Ambae focused on the crater lake derived lahars (Monzier and Robin, 1995; Garaebiti, 2000; Cronin *et al.* 2004, Bani *et al.*, 2004). We refer to lahars as including the rheological groups of volcanic debris flow (fairly uniform mixtures of water and >50% by volume of solids) or hyperconcentrated flow (non-uniform, density-stratified flows with ~20-50% solids) (Vallance, 2000). Lahars tend to follow pre-existing drainages, leaving thin deposits on steep slopes and thick deposits in valley bottoms.

To further evaluate the role of the lakes for the past lahars disasters, we also carried out field surveys on lake Vouli (Lardy *et al.*, 1997) and lake Manaro Lakua (this paper). Hydrographical data have been obtained using an inflatable boat with depth sounders and GPS positioning device. Waters from lakes and tributaries, as well as from springs and creeks around the massif volcano have been sampled and analysed. A total of 27 water samples are analysed (Table 2). Major elements in samples are compared in order to precise the contribution of surface waters (creeks) and ground waters to the initial mineralization of the lakes. A Piper diagram (fig.3a) is used for classifying the different waters and defining pathway of chemical spatial evolution of the lakes.

5. Results

The results of SO₂ flux measurements are reported in Table1. These indicated rapid increase of mean fluxes from 16 kg s⁻¹ (3/12/05) to 24 kg s⁻¹ (5/12/05) during the early phase of eruption and a light decrease to 22 kg SO₂ s⁻¹ following eruptions on 26/02/06. The gas measurement was first carried out 7 days after the beginning of eruptive activity and SO₂ flux obtained resemble to that of Yasur, the smallest of Vanuatu volcano (Bani *et al.* in preparation). In less than three days following the first measurements, the Ambae emission

rate was increasing to $> 2000 \text{ t SO}_2 \text{ d}^{-1}$, that is 50 % from its initial measurements. On February, 6 weeks following the end of surtseyan eruptive phase, the SO_2 emission rate remains fairly high with $\sim 1900 \text{ t.d}^{-1}$. The plume dispersions were generally to the north-west in response to the prevailing winds. At $\sim 5 \text{ km}$ distance from the source, traverses indicate plume dispersions width of 5 km.

Table1. SO_2 fluxes measurement results obtained during and after the surtseyan eruption.

Date	Time (HL)	Vitesse du vent (m/s)	Flux (kg/s)	Flux (t/j)	Moyenne des flux (kg/s)
03/12/05	07:59 - 08:01	5.14	22.9	1978	16
	08:04 - 08:06		10.6	916	
	08:08- 08:09		13.9	1203	
05/12/05	16:03 -16:05	3.6	15.6	1348	24
	16:16 - 16:15		32.8	2834	
26/02/06	08:47 - 08:52	3.0	28.5	2463	22
	09:03 - 09:06		24.1	2086	
	09:08 - 09:14		13.8	1192	
	10:43 -10:47		45.0	3885	
	10:49 – 10:54		37.0	3199	

At the top of Ambae volcano, the shallow, Manaro Ngoru has dried up in recent years and was still dried during this latest eruption. In the lake Voui there has been a drastic change in morphology with ejecta filling up the floor. A newly formed tephra/tuff islet now occupies the former crater area, though wave action and rainfall had already started reducing the subaerial portion of the new island from mid January (Nemeth et al., 2006). Pre-2005 eruption bathymetry of the two lakes shown in Fig.2 demonstrates the differences in the lake origins. The Voui lake fills a crater with a maximum depth of 150 m, corresponding to the past and recent eruption vent location while the shallow Manaro Lakua lake (max. depth 20 m) fills a basin embanked by the external caldera wall. From a lahar-generation perspective, the lowest points on the crests were at least 50 m above lake level. These represent the locations where overflow could take place by disturbance of lake waters, or by direct surge jets. The closest part of the crest around Lake Voui is c. 500 m from the recent eruption centre. Even if particularly large surges jetted material this far, water would pond in a moat-like fashion around the outside flanks of the Voui crest, trapped within the 50 m walls of the enclosing caldera.

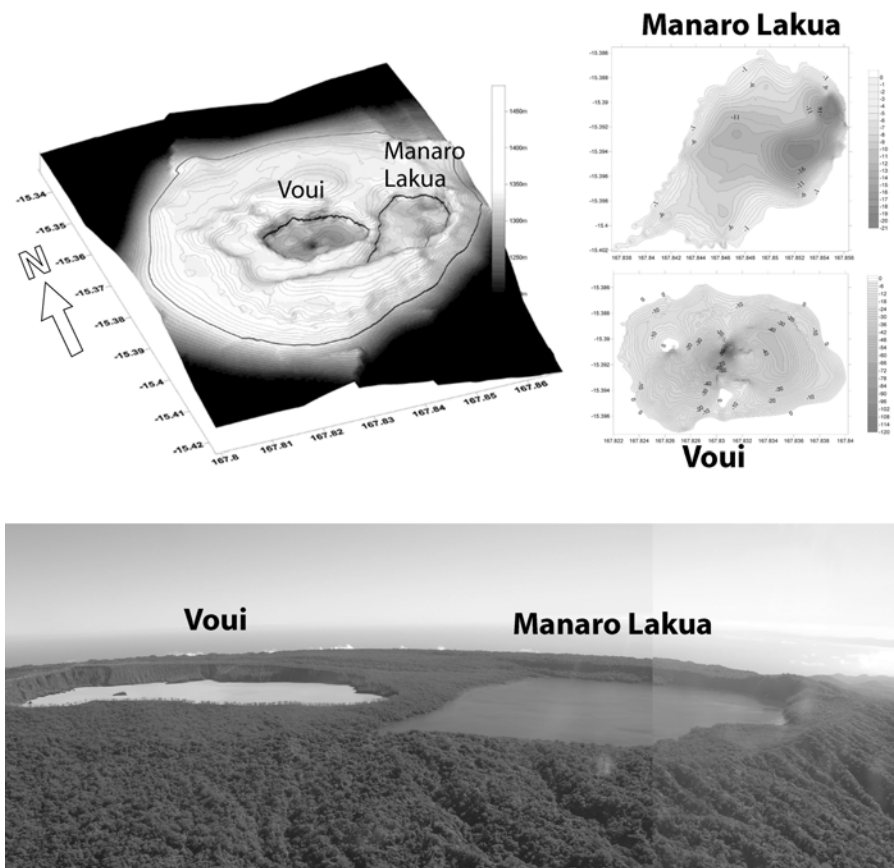


Fig.2. DEM of the volcano summit, bathymetry of lake Voui and Manaro Lakua, view of the two lake.

A Piper diagram (fig.3a) depicts the relative abundance of the following constituents in both lakes Voui and Manaro Lakua: SiO_2 , Cl, SO_4 , Na, K, Ca, Mg. The triangle of SiO_2 , Cl, SO_4 clearly discriminates the composition between ground waters (“springs”) which appear enriched in Ca and SiO_2 and surface waters (“creeks”) (Table2). Water of the Lake Manaro Lakua results clearly from surface water origin, while in the lake Voui, this same type of surface water presents a strong contamination by sulphate. Close to the Manaro Lakua east bank, hot waters, sampled on an active solfatar, present the same characteristics as lake Voui.

Table 2. Water analysis results showing concentration changes of Ca, Mg, Na, K, Cl, SO₄, NO₃ and SiO₂.

Site	Date	Long.	Lat.	pH	Cond	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	NO ₃	SiO ₂
Lakua1	17/01/2006	-15.3949	167.8421	4.2	107.0	3.6	5.5	3.6	1.3	10.8	30.7		2.5
Lakua2	27/02/2006	-15.3938	167.842	4.0	128.0	3.9	6.6	5.2	1.2	11.5	42.7		3.0
Lakua3	27/02/2006	-15.3449	167.8421	4.0	115.0	3.5	6.0	7.6	1.4	9.4	35.7		3.0
Ngoro1	12/12/2005	-15.3884	167.818	6.2	125.0	8.9	5.3	9.9	2.0	9.1	37.8	1.2	5.9
Ngoro2	12/12/2005	-15.3884	167.818	6.4	61.0	2.4	1.4	8.3	0.9	5.1	7.6	0.9	6.1
Voui1	12/12/2005	-15.3859	167.827	2.8	18720.0	280.4	1293.7	241.2	2.2	1562.0	5409.0		345.0
Voui2	20/12/2005	-15.3859	167.827	2.3	20360.0	377.3	1231.0	300.2	46.2	1906.0	5535.0		309.1
Voui3	17/01/2006	-15.3849	167.828	2.3	20460.0	382.4	1263.4	299.6	60.4	1915.0	6504.0		300.3
Voui4	27/02/2006	-15.3933	167.839	2.5	16820.0	285.2	982.7	240.9	64.5	1427.0	4606.0		221.9
Voui5	27/02/2006	-15.3931	167.84	2.6	16860.0	309.4	1059.1	249.3	68.8	1349.0	4430.0		236.5
Voui6 Kwai	27/02/2006	-15.3936	167.839	2.6	16900.0	317.8	1088.0	258.3	70.9	1456.0	4461.0		241.4
Tirongwero	07/09/2005	-15.4625	167.7803	5.5	65.1	3.10	1.35	3.82	1.89	9.72	2.72	0.06	3.14
Lakua4	15/07/2005	-15.3846	167.8486	6.2	22.0	0.77	0.39	1.83	0.27	3.48	3.50	0.10	1.85
Lakua5	16/07/2005	-15.3927	167.8425	5.8	23.0	0.68	0.45	1.78	0.25	3.47	3.62	0.05	1.59
Manaro Lakue	07/10/2005	-15.465	167.8001	5.5	86.7	5.48	2.43	4.31	2.59	11.01	2.92	0.69	4.19
Redcliff	07/09/2005	-15.4701	167.8363	5.5	152.6	11.49	5.31	6.95	3.48	7.17	3.58	1.35	26.86
Reservoir	17/07/2005	-15.321	167.891	7.0	260.0	9.60	4.23	7.75	46.88	6.62	2.82	0.06	22.92
Scamp	17/07/2005	-15.3762	167.8578	6.9	120.0	10.48	5.71	5.06	2.22	3.26	9.24	0.06	21.56
Solft1	15/07/2005	-15.39	167.8565	2.0	11920.0	183.99	98.45	29.83	13.36	815.38	675.45	0.17	177.57
Solft2	15/07/2005	-15.39	167.8565	2.2	4000.0	105.03	80.84	21.41	8.66	161.92	657.70	1.01	168.87
Vandue	07/06/2005	-15.309	167.835	5.6	149.2	14.68	4.23	6.23	3.72	7.31	6.26	1.47	21.06
Voui7	16/07/2005	-15.3933	167.8401	1.6	15860.0	140.57	493.55	157.92	38.66	996.67	3732.48		65.83
Voui8	16/07/2005	-15.3933	167.8401	1.8	11200.0	168.71	571.68	166.94	44.11	1019.62	3769.44		115.87
Voui9	16/07/2005	-15.3933	167.8401	1.6	16400.0	136.16	477.58	156.61	37.49	1020.23	3609.12		64.65
Wailava	07/06/2005	-15.2972	167.8861	5.5	50.4	2.61	1.30	3.83	1.28	8.34	2.31	0.04	3.86
Waisine	07/10/2005	-15.4215	167.8952	5.4	45.0	2.65	0.77	3.44	1.01	6.72	2.63	0.05	3.32
Waisine creek	28/11/2005	-15.4114	167.898	6.8	56.0	3.2	1.3	4.5	3.7	5.2	3.5		2.9

A shoeller diagram (fig.3b) depicts the evolution of water composition in the Voui and Lakua lakes before and after the eruption. As is shown in the diagram, concentration increases in both lakes after the eruption. Moreover, the Lakua waters evolution presents a clear volcanic contamination with major changes in cation (Mg) and anion (SO₄) chemistry.

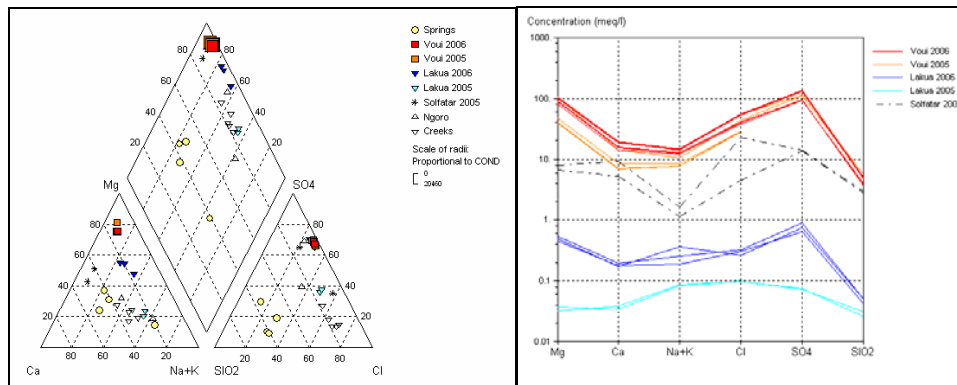


Fig.3. Piper Diagram (A) of water analysis indicate relative abundance of SiO_2 , Cl, SO_4 , Na, K, Ca, and Mg, while shoeller diagram (B) shows the evolution of water composition in both Voui and Manaro Lakua.

Along the coast of this Ambae volcano, sixteen out of the nineteen main gullies and river channels delineated from the DEM were visited and 10 displayed volcanoclastic deposits that may resemble lahar deposits (fig.4). Deposits are poorly sorted containing particles that range from clay- to boulder-size with overall textures ranging from clayey to sandy gravel. We also discover that such deposits pile up also elsewhere than the mouth of river channels. Along the northern and the southern coasts, volcanoclastic deposits are at times interbedded with lava flows. In all cases volcanoclastic deposits attributed to lahars seem to be limited to the central part of the island. At Wai Riki and Wai Sala to the east of Ambae there is no evidence for deposits that can be associated with lahars. This is also the case for the west Ambae river channels, which are often smoothed chutes formed in hard lava. At least two of the past lahars appear to have caused fatalities. In the area containing the river channel Wai Mataimanaro, inhabitants have often dug up human skeletons when undertaking new constructions. The latest being a disorganized human skeleton, contained within lahar deposits, extracted in 2003 at Nangire village (personal communication, Nangiré Mission, North Ambae). On the southeastern coast of Ambae, between Wai Sarakokonao and Wai Sine, a volcanoclastic deposit of at least 4 meters thick is exposed. This unit contains common casts of fallen trees (Fig.4). According to oral traditions the area was regarded as “cursed” after the “Kwaka” (local word for “breakout”) swept away villages in the area. This area may relate to the 1914 lahar event described as being in southeastern Ambae and thought to represent a tectonically induced landslide of the coast (De La Rüe, 1945, Cronin et al., 2004).

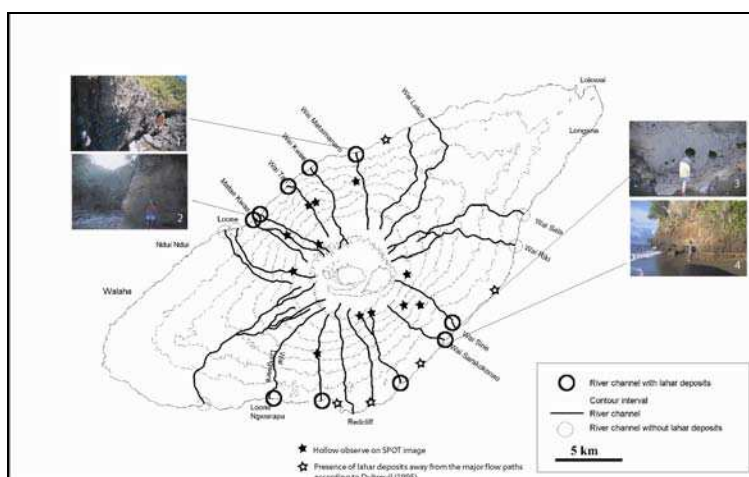
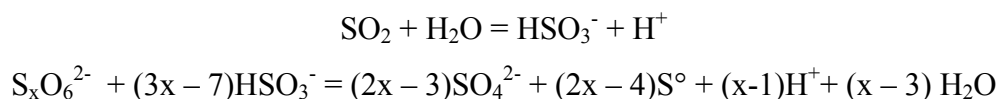


Fig.4. Sites of hollows and lahar deposits. Picture 3 shows tree-trunks emplacement in lahar deposit.

6. Discussion

The increase of SO_2 flux seems to be consistent with the isolation of the active vent from lake water. During our first measurements the active vent was still under water and most of the SO_2 would have been supplied to the lake where it converted to HSO_3^- . HSO_3^- then decomposed polythionate ions in the crater lake, by the following process (Takano, 1987):



At high temperature ($>300^\circ\text{C}$) with $\text{pH} \leq 2$, the hydrolysis of SO_2 occurs by a disproportionation reaction:



that proceeds strongly in the direction indicated. Consequently, the contribution of SO_2 to the plume could be negligible compared to the bulk amount of SO_2 gas that may have been injected initially into the water during magma degassing (c.f., Doukas and Gerlach, 1995). The overall results of SO_2 addition are the decrease in polythionate concentrations and simultaneous increase in sulphate concentrations within lake waters. Water samples collected on July 2005 before eruption and on February 2006 after eruption show an average increase of SO_4 from 3776 to 4499 $\mu\text{g ml}^{-1}$ confirming the SO_2 supply to the lake. If no account is

taken for water loss during the eruption, a volume estimate of the lake is c. $40 \times 10^6 \text{ m}^3$, this implies an increase of c. $2.9 \times 10^{13} \text{ g}$ of SO_4^{2-} in the water. If this is assumed to all derive from SO_2 input, then a minimum of c. $1.9 \times 10^{13} \text{ SO}_2$ was delivered to and trapped in the lake over this time (note that some SO_4^{2-} may have been removed from the system by precipitates or trapped in the base of the lake in a possible elemental S pool such as described at Ruapehu; Christenson and Wood, 1993). Over the period between the measurements this implies a rate of SO_2 supply to the lake of 1.0 kg S^{-1} , or if it is assumed that it was dominantly over the main eruptive period of 92 days, a supply rate of 2.4 kg S^{-1} is implied. This indicates that even when the eruption vent was underwater, the proportion of SO_2 trapped in the lake was actually very low. At the most optimistic, it may have reached 11% of the total release.

This implies that the atmospheric measurements made are a fairly reliable estimate of gas release even under conditions where the eruptive vent was submerged. Hence, the measured Ambae degassing rates are low in the context of Vanuatu volcanoes. By comparison, the neighbouring Ambrym volcano went through a degassing crisis from November 2004 to July 2005, producing between $180\text{-}270 \text{ kg SO}_2 \text{ S}^{-1}$, without a significant explosive eruption (Bani et al., in review).

The difference between the atmospheric SO_2 emission rates measured from Ambae on the 3rd December 2005 versus the 26th February 2006 is too large to be accounted for by the rates of dissolution of SO_2 into the crater lake implied by concentration changes. This is an important observation that supports the role of airborne gas monitoring of erupting volcanoes even with crater lakes (Werner et al., 2006). Progressive isolation of the active vent from lake water may have slightly increased volcanic emissions to the atmosphere, but it appears that the magmatic supply of gas following the eruption remained higher. This could imply further rise of magma into the edifice or represent a stabilisation and degassing of the intrusion that triggered the late 2005 eruption sequence. Regular SO_2 flux measurements should be continued as the emission rate of 22 kg/s is quite high for a non eruptive volcano, equivalent to SO_2 releases from Sakurajima or Ruiz in the five top SO_2 emitters in Andres and Kasgnoc (1998). If this emission rate persists over time, there will probably be vegetation damage due to acid plume (e.g. Delmelle, 2003), most specifically in the area north-west to the lake Voui, according to the prevailing wind. The population leaving downwind are not familiar with this phenomenon and they could be affected indirectly by this passive and persistent degassing.

Beside the environmental impact of volcanic degassing, which is new to Ambae inhabitants, lahar is the most fearing hazard on Ambae Island. Among the mechanisms generating lahars, eruptions through volcanic crater lakes have been common from many volcanoes around the world, including Ruapehu (NZ) and Kelut (Indonesia) (e.g. Thouret et al, 2002). The degree of hazard is often regarded as proportional to the volume of water in the lake and its elevation in relation to surrounding populations.

Many authors (e.g., Kusakabe, 1996; Cronin et al., 1997) have shown that the outbursts of crater lakes generate highly hazardous lahars. Perched 1400 m above sea level on top of the volcano, lakes Voui and Manaro Lakua with their respectively 40 and 17 million m⁶ of water, have been considered as a the major threat to the surrounding population of Ambae Island (Monzier et Robin, 1995; Garaebiti, 2000; Cronin et al. 2004, Bani et al., 2004). When an eruption takes place within a crater lake, water and lake sediments mixed with high-temperature volcanic gases and pyroclastic materials can be mobilized and jetted onto the slopes at high speed, giving rise to a destructive lahars (Cronin et al., 1997). Slopes of the river channels on Ambae are commonly steep and between 20-25%, which are likely to lead to very high lahar velocities. However the recent spectacular volcanic eruption (Lardy *et al.*, 2005; Garaebiti et al., 2005 ; Nemeth et al., 2006) did not exhibit a potential to generate lahars by explosive ejection of water. However, this was several orders of magnitude less violent than that which formed the Lake Voui basin and surrounding tuff ring (Warden, 1970; Nemeth et al., 2006). Nemeth et al., (2006) show that the events on the scale of the recent eruption will be unlikely to generate crater-lake derived lahars, significantly larger magnitude eruptions are needed.

Lake Manaro Lakua and lake Voui have no outlet and the most important controls on the water balance are rainfall and evaporation directly from the surface of the lakes, and possible sub-surface seepage. Chemical changes in Manaro Lakua indicate some hydrothermal links between these two lakes. Thus water in Voui is partly supplied by Manaro Lakua, emplaced ~50 m above its surface. An estimated annual water level fluctuation of ± 3 m occurs on Manaro Lakua between wet and dry seasons but the overall water levels for both lakes observed on aerial photos (1945 – 1986) are generally constant despite annual rainfall being around 5000 mm a⁻¹ (Wiert et al., 2003). Drowned tree trunks at the edge of lake Manaro Lakua, show a gradual rise, but this has not been over last 40 years. A hydrographic balance estimated for both Manaro Lakua and Voui, implies an overall surplus of $\sim 10^6$ m³ a⁻¹. Lake Voui which lies ~50 m below the lowest point of its tuff ring crest to the east has experienced

greater fluctuations in water level. In 1995, during a period of phreatic and degassing activity (Robin *et al.*, 1995; Metaxian *et al.*, 1996), and in 1998, the lake water level dropped by -7 m and -3 m, respectively (Wuart, 2003). Thus, $13,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ and $5,7 \times 10^6 \text{ m}^3$ of water was lost. Although increased heat input from volcanic activity can lead to extreme rates of evaporation with increasing lake temperatures, the high annual rainfall meant that the water volume was restored following the 1995 and 1998 events within 24 and 19 months, respectively (Wuart, 2003). The latest surtseyan eruption has again lead to a drop of at least 4 m of water. In addition to evaporation, > 1 million m^3 seeps from the caldera through underground systems every year, hence these losses appear to be in equilibrium with the rainfall.

Beside the lahars deposits identified along river channels, Dubreuil (1995) has described several other sites along the coast in the southern part of the Ambae island which are not linked to the major river channels (fig.1). Major river channels begin at the summit of Ambae Island and they start outside the caldera. The numerous deposits that occur away from the main channels may also represent lahars/debris avalanches initiated on the flanks of the volcano. The presences of large hollows or possible scarps identified from a SPOT satellite image (fig.4) indicate that several deposits on the coast could be initiated from flank collapses. These depressions are limited to the central part of the island with altitude varying from 800 m 1200 m. Corresponding to this, some workers (De La Rüe, 1945, Cronin *et al.*, 2004) have identified historic records that suggest the fatal 1914 lahars were derived from outer flank collapses.

Conditions for collapse on Ambae include the steep slopes, common subsurface drainage systems, and the nature of the rift structure dominating the central part of the island. A similarly structured island of the same size, Taveuni, in Fiji has experienced also several flank collapses, probably also related to tectonic activity and dyke intrusion along the central rift axis (Cronin and Neall, 2002). The shallow seismic activity of the zone around the Ambae volcano during the last 27 years is has been weak (Rouland *et al.*, 2001), but the volcanism and overall rift structure is associated with cross-arc fracturing and strike-slip faulting as a result of the the d'Entrecasteaux Ridge collision with the arc in the Ambae-Ambrym region (Collot *et al.*, 1985; Greene and Wong, 1988). This gives rise to the potential for tectonic triggering of flank collapses on the island. Lahars are also commonly triggered by rainfall (e.g., Waldron, 1967; Pierson *et al.*, 1996; Caniti *et al.*, 2002, Lavigne and Thouret, 2002). This is particularly true during eruptions where volcanic ash mantles the slopes, greatly

reducing infiltration and causing accelerated runoff. Given the steep slopes and high rainfall, large ash accumulations on the upper Ambae flanks will almost certainly generate lahars.

7. Conclusion

Volcanic eruptions through crater lakes are often accompanied by lahars, causing loss of life and property (buildings, homes, infrastructure and fertile land, etc.) (e.g., Zen and Hadikusumo, 1965; Badrudin, 1994; O'Shea, 1954; Nairn et al., 1979; Cronin et al., 1997). A typical example of such a disaster took place in 1919 at Mt. Kelut volcano in Indonesia, where a death toll of 5160 and the destruction of 131 km² land were reported (Kusakabe, 1996). The volume of the water in the crater lake at the time was estimated around 40x10⁶ m³ (Bourdier et al., 1997) which is less than the combining Voui and Manaro Lakua water contains before the November eruption. However, this latter, did not trigger any lahar. It has strongly changed the morphology of lake Voui with the formation of a tephra/tuff cone within the lake.

Even though the feared lahar events in relation to an outburst from the crater lake Voui or an outlet from Lake Manaro Lakua did not occur during the eruption, these hazards remain real. Assuming that the lahar hazard is proportional to volume of water in the crater lake, we could conclude, that as an eruption like the November-December 2005 event progresses, the risk of lahar from the crater lake may diminish over time with the drop in lake level. This is tempered by the fact that explosions increase in magnitude as the water:magma proportions change (Nemeth et al., 2006). In addition to the risk of lahars from eruptions at Lake Voui, there also appears to be a strong risk of lahar due to flank-collapse processes. Numerous lahar deposits identified along the northern and southern coasts could be initiated from the flanks even without a volcanic eruption, suggested by several scarp-like features in the topography as well as historical evidence for such events in 1914. Considering that volcanic eruption is the only source of lahar on Ambae may leads to an underestimation of the lahar hazard. We suggested that risk of lahar be represented by noting steep flanks as well as river channels.

Gas measurements show that degassing was not strongly impacted by the lake waters during the eruption, instead it seems that it occurred throughout the event and will continue for some time afterward. The SO₂ fluxes obtained after the explosive phase of the eruption in February remain equivalent to that of Mt Sakurajima, normally renowned as one of the biggest SO₂

source on earth with its daily emission of 1900 t (Andres and Kasgnoc, 1998). Such emission rates at Ambae need to be closely monitored, and if persist, vegetation damaged downwind will be expected.

Hazards related to volcanic degassing has not been considered in the past risk assessments, henceforth its impacts should be considered.

Acknowledgements

This work was supported by the trilateral disaster relief arrangements in the Pacific (FRANZ) with the help of DGMWR and NDMO. We gratefully acknowledge the support of the “Institut de Recherche pour le Développement”, MAE (P.B., J-L.J., M.L) and NZ FRST MAUX0401 (SJC). We also thank Edouard Spiers, Esline Garaebiti and Beru Bani for technical contributions to this work.

References

- Alatoa, H. (compiler), 2006, Manaro Volcano – Completion Report, Penama Disaster Central Committee (PDCC), Penama Province Office, Saratamata, February 2006, 85 p.
- Aubert de la Rüe, E., 1956, La géologie des Nouvelles-Hébrides, *J. Soc. Oceanistes*, 12 : p. 63-98.
- Badrudin, M., 1994. Kelut volcano monitoring : Hazards, mitigation and changes in water chemistry prioie to the 1990 eruption. *Geochem. J.* 28, 233-241.
- Bani, P., Lardy, M., Rouet, I., Garaebiti, E., 2004. Les risques des lahars sur l’île d’Aoba, Vanuatu. Session des posters, Assises de la Recherche Française dans le Pacifique, 24-27 août 2004.
- Bani, P., Oppenheimer, C., Tsanev, V.I., Cronin, S., Crimp, R., Calkins, J., Charley, D., Carn, S.A., Lardy, M. in review. Extreme rates of sulphur and bromine degassing from Ambrym volcano, Vanuatu. Submitted to *Geology*.
- Bernard, A., Garaebiti, E., Patrick. Matt., 2005. Landscape changes resulting from November 2005 eruption, *BGVN* 30:12 12/2005
- Blot, C. et Priam, R., 1962, *Volcanisme et séismicité dans l’archipel des Nouvelles-Hebrides*, ORSTOM, Nouméa, Port-Vila, 20 p.
- Bonnemaison, J., 1972. Système de grades et différences régionales en Aoba (Nouvelles Hébrides). *Cah. ORSTOM, sér. Sci. Hum.*, vol IX, n° 1, 87-108.
- Bougainville L.A., 1768. *Voyage autour du Monde par la frigate La Boudeuse et la flute l’Etoile*.
- Bourdier, J.-L., Thouret, J.-C., Pratomo, I. ; Vincent, P.M., Boudon, G., 1997. Menaces volcaniques au Kelut (Java, Indonesia). *C.R.. Acad. Sci. Paris*, 961-968.
- Bronk Ramsey, C., 2005. OxCal Program v. 3.10. Radiocarbon Accelerator Unit, University of Oxford, Oxford, UK.

- Canuti, P., Casagli, N., Catani, F., Falorni, G., 2002. Modeling of the Guagua Pichincha volcano (Ecuador) lahars. *Phys. Chemis. Earth* 27, 1587-1599.
- Collot, J.Y., Daniel, J., Burne, R.V., 1985. Recent tectonics associated with the subduction/collision of the D'Entrecasteaux zone in the central New Hebrides. *Tectonophysics* 112, 325-356.
- Christenson, B.W.; Wood, C.P. 1993: Evolution of a vent-hosted hydrothermal system beneath Ruapehu Crater Lake, New Zealand. *Bulletin of volcanology* 55: 547-565.
- Cronin, S. J., Gaylord, D. R., Charley, D., Asalloway, B. V., Wallez, S., Esau, J. W., 2004. Participatory methods of incorporation scientific with traditional knowledge for volcanic hazard management on Ambae Island, Vanuatu. *Bul. Volc.* 66, 652-668.
- Cronin, S.J., Neall, V.E. (2001) Holocene volcanic geology, volcanic hazard and risk on Taveuni, Fiji. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 44: 417-437.
- Cronin, S.J., Neall, V.E., Lecointre, J.A. and Palmer, A.S. 1997: Changes in Whangaehu River lahar characteristics during the 1995 eruption sequence, Ruapehu volcano, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76: 47-61.
- Cronin, S.J., Neall, V.E., Lecointre, J.A. and Palmer, A.S. 1999. Dynamic interactions between lahars and stream flow: a case study from Ruapehu volcano, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin* 111: 28-38.
- De La Rüe, A., 1945. Les Nouvelles Hébrides. Iles de cendres et de corail. France Forever, Paris.
- Delmelle, P., 2003. Environmental impacts of tropospheric volcanic gas plumes. In Oppenheimer, C., Pyle, D.M., and Barclay, J. (eds) *Volcanic Degassing*. Geological Society, London, Special Publications, 213, 381-399.
- Dibble, R.R., Nairn, I.A., Neall, V.E., 1985. Volcanic hazards of the North Island of New Zealand – overview. *J. Geodyn.* 3, 369-397.
- Doukas, M.P., Gerlach, T.M., 1995. Sulfur Dioxide Scrubbing During the 1992 Eruption of Crater Peak, Mount Spurr Volcano, Alaska. In: Keith, T.E.C., (ed.) 1995. *The 1992 eruptions of Crater Peak vent, Mount Spurr volcano, Alaska: U.S. Geological Survey Bulletin B-2139*, 220 p, p.47-57.
- Dubreuil, N., 1995. Dynamismes eruptifs et pétro-geochimie de l'île d'Aoba (Vanuatu), arc insulaire des Nouvelles Hébrides, Université de Bretagne Occidentale, Brest, Rapport de D.E.A, 56 pp.
- Eissen, J.P., Blot, C., Louat, R., 1991. Chronologie de l'activité volcanique historique de l'arc insulaire des Nouvelle-Hébrides de 1595 à 1991. *Rapports scientifiques et techniques, Sciences de la Terre*, n° 2-1991, centre ORSTOM de Nouméa, Nouvelle Calédonie.
- Fisher, R. V., Schmincke, H.-U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, New York.
- Garaebiti, E., Charley, D., Harrison, D., Wallez, S., Lardy, M., Bani, P., Join, J.L., Robin, C., Scott, B., Sherburn, S., Cronin, S., Bernard, A., 2005. New eruption begins on 27 November 2005 and builds cone in the crater lake. 11/2005 *BGVN* 30:11.

- Garaebiti, E., 2000. Analyse morphologique des Risques Volcaniques d'Aoba (Vanuatu). Travail d'étude et de Recherche, Maitrise 1999-2000, Département de Sciences de la Terre, Université Blaise Pascal – Clermont-Ferrand, France. 30 pp.
- Greene, H.G., Wong, F.L., 1988. Geology and offshore Resources of Pacific Island Arcs – Vanuatu Region, Earth Science Series, vol.8. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX 442 pp..
- Andres, R.J., Kasgnoc, A.D., 1998. A time-averaged inventory of subaerial volcanic sulfur emissions. *Journ. Geophys. Res.* 103: 25, 251 – 25, 261.
- Kusakabe, M., 1996. Hazardous Crater lakes, Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards, , , 573-598, (Springer, Berlin).
- Lardy, M., Bani, P., Join, J.L., Robin, C., Scott, B., Sheburn, S., Garaebiti, E., Charley, D., Harrison, M., Wallez, S. Cronin., S., 2005. Rapport, Volcan Aoba, Vanuatu. Société Volcanologique Européenne, vol 6, pp 6-8.
- Lardy, M., Maltera, M., Charley, D., 1997. Mission on LOMBENBEN Volcano (Ambae Island) November 25 to 27, 1996 and bathymetric Measurements at Vouli Lake. Notes Techniques, Science de la Terre, Geologie-Geophysique, n°3, 1997, représentation de l'ORSTOM en république de Vanuatu.
- Lardy, M., Sigaud, L., 1997. Spot aide à la surveillance de volcan. *Spot Mag.* 22 (June), 19-21.
- Lavigne, F., Thouret, J.C., Voight, B., Suwa, H., Sumaryono, A., 2000. Lahars at Merapi volcano, Central Java: an overview. *J. volc. geoth. research*, 100, 423-456.
- Metexian, J.-P., Regnier, M., Lardy, M., 1996. Rapport sur la crise du mois de Mars 1995 du volcan Aoba (République du Vanuatu). Notes Techniques, Sciences de la Terre, Geologie-geophysique, n°15. ORSTOM, Vanuatu, 8 pp.
- Monzier, M., and Robin, C., Volcanic hazard map for Aoba Island, ORSTOM, 1995.
- Nairn, I.A., Wood, C.P., Hewson, C.A.Y., Otway, P.M., 1979. Phreatic eruptions of Ruapehu : April 1975. *NZ J Geol Geophys* 22: 155-173.
- National Statistics Office, 2000. The 1999 Vanuatu national population and housing census: Main Report . National Statistics Office, Port Vila, Vanuatu;
- Nemeth, K., Cronin, S.J., Charley, D., Harrison, M., Garae, E., 2006, Exploding lakes in Vanuatu — “Surtseyan-style” eruptions witnessed on Ambae Island. *Episodes* 29: 87-92.
- O'Shea, BE, 1954. Ruapehu and the Tangiwai disaster. *NZ J Sci Techno B* : 16, 174-189.
- Pierson, T.C., Daag, A.S., Deylos Reyes, P.J., Regalado, T.M., Solidum, R.U., Tubianosa, B.S., 1996. Flow and deposition of posteruption hot lahar on the east side of Mount Pinatubo, July-October 1991. In: Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (Eds), *Fire and Mud, Eruptions & Lahars of Mount Pinatubo*, Philippines. University of Washington Press, Seattle, pp. 921-950.
- Platt, U. Differential optical absorption spectroscopy (DOAS). In Sigrist, M.W. (ed.), *Air monitoring by spectroscopic techniques*. Wiley, New York, 27-84 (1994).

- Robin, C., Monzier, M., Lardy, M., Regnier, M., Metexian, J.-P., Decourt, R., Charley, D., Ruiz, M., Eissen, J.-P., 1995. Increased steam emissions and seismicity in early February ; evacuation preparations made, Aoba, Vanuatu. *Bull Global Volcanism Network* 20:02
- Robin, C., Monzier, M., 1994. Volcanic Hazards in Vanuatu, September. ORSTOM and Department of Geology, Mines and Water resources of the Vanuatu Gouvernement, Port Vila 15 pp.
- Rouland, D., Cisternas, A., Denkmann, R., Dufumier, H., Régnier, M., Lardy, M., 2001. The December 1994 seismic swarm near Aoba (Ambae) volcano, Vanuatu, and its relationship with the volcanic processes.
- Scott, K.M., Vallance, J.W., Pringle, P.T., 1995. Sedimentology, behaviour and hazards of debris flows at Mt Rainier, Washington. *US Geol. Surv., Prof. Pap.* 1547, 56 pp.
- Simkin, T., Siebert L., Mc Clelland L. Bridge D., Newhall C. and Latter J.H., 1981, *Volcanoes of the world*, Smithsonian Inst., Hutchinson Ross Publ. Co., 233 pp.
- Takano, B., 1987. Correlation of volcanic activity with sulfur oxyanion speciation in a crater lake. *Science* 235: 1633-1635.
- Thouret, J.C., Abdurachman, K.E., Bourdier, J.-L., Bronto, S., 1998. Origin, characteristics and behaviour of lahars following the 1990 eruption of Kelud volcano, east Java (Indonesia). *Bull. Volcanol.* 59, 460-480.
- Vallance, J. W., 2000. Lahars. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 601-616.
- Waldron, H.H., 1967. Debris flow and erosion control problems caused by ash eruptions of Irazu volcano, Costa Rica³. *US Geol. Surv. Bull.* 1241-I.
- Wallez, S., 1998. Etude des impacts socio-economiques des menaces volcaniques et autres risques naturels sur l'archipel du Vanuatu (Mélanésie). Diplôme d'Etudes Supérieures Spécialisées, « Sciences de l'environnement », Université Louis Pasteur de Strasbourg – Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre. pp. 177.
- Wallez, S., Charley, D., 2000: Report on the mission on Ambae from the 10th to 15th September 2000. Report 03/00, Geohazard Mitigation Section, Department of Geology Mines and Water Resources, Port Vila, Vanuatu, 10 pp.
- Warden, A.J., 1970, Evolution of Aoba caldera volcano, New Hebrides: *Bulletin Volcanologique*, v. 34, no. 1, p. 107-140.
- Warden, A.J., 1968. Annual Report for the year 1966; Ambrym, by Stephenson, pp. 9-15; Aoba, by Warden, pp. 15-27. *New Hebrides Condominium*, Port Vila.
- Werner, C., Christenson, B.W., Hagerty, M., Britten, K., 2006. Variability of volcanic gas emissions during a crater lake heating cycle at Ruapehu Volcano, New Zealand. *Journ. Volcanol and Geotherm. Res.* 154, 291-302.
- Wiat, P., 1995. Impact et gestion des risques volcaniques au Vanuatu. Notes Techniques, Sciences de la Terre, Géologie-geophysique, 13. ORSTOM, Vanuatu, 80 pp.

Wuart, P., 2003. Active crater lake hazard management using on-site monitoring and DEM-based risk evaluation (Aoba island, Vanuatu). Cities On Volcanoes 3, Hawaii, July 14-18, oral com.

Zen, M.T., Hadikusumo, D., 1965. The future danger of Mt. Kelut (Eastern Java, Indonesia). Bull. Volcanol. 28, 275-282