



HAL
open science

Etude d'une résurgence active dans la caldera de Siwi (Tanna, Vanuatu) : le système Yenkahe-Yasur

Élodie Brothelande

► **To cite this version:**

Élodie Brothelande. Etude d'une résurgence active dans la caldera de Siwi (Tanna, Vanuatu) : le système Yenkahe-Yasur. Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2015. Français. NNT : 2015CLF22571 . tel-01247595

HAL Id: tel-01247595

<https://theses.hal.science/tel-01247595v1>

Submitted on 4 Jan 2016

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.

N° d'Ordre: D.U. 2571

UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL

U.F.R. Sciences et Technologies

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

N°823

THÈSE

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Volcanologie

par

Elodie BROTHELANDE

Titulaire du Master 2 Recherche « Magmas & Volcans »

Etude d'une résurgence active dans la caldera de Siwi (Tanna, Vanuatu) : le système Yenkahe-Yasur

Soutenue publiquement le 12 Mai 2015 devant la commission d'examen composée de :

Pr. Patrick BACHELERY	Professeur - LMV- OPGC	Président de jury
Dr. Valerio ACOCELLA	Researcher - Univ. Roma III	Rapporteur
Pr. Sylvie VERGNOLLE	Dir. Rech. CNRS - IPGP	Rapporteur
Pr. François BEAUDUCEL	Physicien - IPGP - Paris	Examineur
Dr. Jean VANDEMEULEBROUCK	Maître de Conférences - ISTerre	Examineur
Pr. Jean-François LENAT	Physicien - LMV-OPGC	Directeur de thèse
Pr. Olivier MERLE	Professeur - LMV	Directeur de thèse
Dr. Aline PELTIER	Phys. adj. - IPGP - OVPF	Directrice de thèse

Sine Labore Nihil

A tous les thésards qui travaillent dur,
et qui rêvent d'un avenir en volcanologie.

Remerciements

Au moment d'écrire mes remerciements, ma première pensée va à **mon jury** de thèse. Merci d'avoir accepté de lire et de juger mon travail. Merci pour vos commentaires positifs en cette journée de soutenance qui fut, comme on pouvait s'y attendre, une des plus intenses de ma vie.

Ma seconde pensée va naturellement à mes trois **directeurs de thèse**: Jean-François Lénat, Olivier Merle et Aline Peltier. Jean-François, je dois tout d'abord te remercier de m'avoir confié ce sujet incroyable. Cette richesse de données et de méthodes m'a permis de ne jamais m'ennuyer et de collaborer avec un grand nombre de personnes. Merci de m'avoir permis d'aller au Vanuatu en mission et aux Etats-Unis en conférence. Olivier, merci d'avoir été présent tout au long des manip sable/silicone. Nous n'avons pas toujours été d'accord, mais c'est ce qui m'a beaucoup apporté. Merci enfin pour ton souci du détail, et tes relectures méticuleuses, elles m'ont été d'une grande aide. Aline, éternelle palme d'or de l'efficacité, merci d'avoir été là tout au long de ces trois ans et demi (et même plus longtemps), et merci d'avoir tenu la hotline 24/24 ces dernières semaines. Tu m'as appris beaucoup de choses mais tu m'as aussi appris que rien ne sert de courir, si c'est pour tomber dans une crevasse de la Soufrière.

Je n'oublie pas ensuite mes **collaborateurs**. Adrien (Normier) et Clémentine (Bacri), une bonne partie de mon travail n'aurait pas été possible sans votre goût de l'aventure et votre motivation à toute épreuve. Merci d'être allé au bout du monde chercher ces 300 Go de photos pour nous faire prendre de la perspective. Raphaël, Karim, Patrick, Marie, Stéphanies (les 2!), Svetlana, merci pour le temps que vous avez pris pour moi. Anthony, merci pour ce moment pirogue que je n'oublierai jamais. Merci également pour tous les apports culinaires que tu as fait dans ma vie (enfin, dois-je dire merci...?): je te dois l'expérience du riz aux sept fromages et ma passion pour l'huile d'olive, heureusement compensée mon dégoût pour le Nutella. Enfin, merci pour les *****missions***** de fou que tu organises, et à cette occasion, une pensée spéciale pour Eric, Raphus, Tullio, Yannick et Matthieu que je retrouve bientôt.

Trois ans et demi dans un **laboratoire**, c'est long et ça donne le temps de s'y attacher. Merci donc à tous les membres du LMV, qui font de ce cadre de travail un lieu d'échange accueillant et chaleureux. Merci à mes copines de géophy, Angélie et Lydie. Même directeur, mêmes méthodes, forcément ça rapproche, mais le rosé pamplemousse je crois que ça rapproche encore plus. Angie merci à ton ordinateur qui m'a sauvée in extremis ! Merci aux belles,

Camille, Manon, Nina et Asma. Enfin, merci à toute la bande de thésards et de post-docs, pour cette ambiance du tonnerre : c'est une spécialité clermontoise. Une pensée pour Baptiste, Oscar, Amélie, Gaby, Gareth, Aude, Yannick, Julien la tique et Julien "tout va bien", Marine, Coco, Pierre, Jacques Poisson, Seb, Juliette, Lola, Marina, le "lover d'un point de vue administratif", Vincent, et les "petits nouveaux". Merci à tous, et en particulier à Marine et Angélie, pour avoir organisé le koh lanta dont j'ai toujours rêvé.

Une pensée pour mes chefs, Caroline Dumoulin et Olivier Verhoeven, et mes copains "non-permanents" de **Nantes**, Elsa, Joana, Méric, Ianis, Boris, Dorine, Diana, Marine, Mélanie, etc. C'était une expérience formidable, et qu'est-ce qu'on a rigolé...

Merci à tous mes **copains** de Paris, de Clermont, d'Angers, de Pau, de Lille, d'Orléans, et d'ailleurs qui m'ont permis de décompresser, et qui m'ont supportée au(x) moment(s) où j'étais la plus insupportable. J'espère sincèrement ne pas pouvoir être pire! Une pensée pour chacun de vous : Laura (allez toi aussi tu vas la finir!), Mag, Alex, Alexandre, Lizandro, Crostaf, Paul, Cécile, Ilaria, Clémus, Gigi, Flo & Flo, Lomonack, Alice, Alba, Claudio, Pierrot, Gautier, Aurélie, Maylis, Maya, et Anne-So.

Merci à mes **colocs** clermontois: Popo, Nat, Mr Berjaud, HP, Tat & Mich, Ariane et Marion. Vous m'avez fait adorer Clermont et m'y sentir chez moi!

Et enfin un grand merci à Jean-Philippe Dumoulin qui m'a aidé à trouver le chemin au moment où la vision de ma thèse n'était qu'angoisse et brouillard.

Merci à mon **club de basket**, pour la bonne ambiance et (encore?) tous ces rosés. Merci à Marielle, Nat, Jojo, Miloche, Manue, Momotte, Marion et Emeline.

Merci à ma **famille** pour son soutien. Il m'a manqué de pouvoir être près de vous ces derniers temps. Merci à mon père qui veille à mon moral et à ma bonne alimentation. Merci à ma sœur, ce sera toujours la personne la plus importante au monde pour moi. Enfin, je voudrais dire un immense merci à ma mère puisque c'est elle qui a permis à ma passion pour les volcans de naître et de grandir. Merci Maman de m'avoir emmenée en Guadeloupe, à la Réunion et dans la chaîne des Puys. Merci de m'avoir emmenée voir ma première coulée de lave, c'est probablement la plus belle chose que j'ai vue de ma vie.

Enfin, merci à mon loulou d'avoir été là tout au long de cette dernière année et demi et jusqu'aux dernières heures. Ton aide et ton soutien ont été un immense cadeau : je vais tacher de te rendre la pareille un jour!

Résumé

La résurgence, définie comme le soulèvement du plancher des calderas postérieurement à leur effondrement, est largement répandue mais encore très mal comprise. L'objectif de cette thèse est l'étude pluridisciplinaire d'un dôme résurgent: le Yenkahe, au sein de la caldera de Siwi au Vanuatu. L'intérêt de ce dôme est multiple. D'une part, la résurgence est active, d'autre part, elle est très rapide donc elle est associée à des structures relativement préservées. Enfin le Yenkahe présente l'originalité d'être associé à un cône volcanique en éruption permanente depuis au moins plusieurs centaines d'années: le Yasur.

Une première étude tectonique basée sur des observations de terrain, complétées par l'exploitation d'images satellites et de modèles numériques de terrain à basse résolution existants, a permis de mettre en évidence une histoire en deux temps (au moins) de la croissance du dôme résurgent. Une première phase de croissance verticale engendrant un graben longitudinal aurait été suivie par une seconde phase de déplacement vers l'est de la source de la déformation, occasionnant un soulèvement de la partie est du dôme par rapport à la partie ouest. Ces grands traits structuraux ont pu être raffinés, par la suite, par le calcul d'un modèle numérique de surface à haute résolution issu de la photogrammétrie. Outre le haut niveau de détails permettant une cartographie plus fine des failles, ce modèle a apporté la mise en évidence de nombreuses traces de déstabilisations sur les flancs du Yenkahe. Dans l'avenir, de telles déstabilisations pourraient engendrer des tsunamis atteignant des zones habitées en quelques minutes.

Les caractéristiques de la source de déformation à long terme du Yenkahe, et d'autres dômes résurgents présentant une morphologie similaire, ont fait l'objet d'une étude en modélisation analogique (intrusion de silicone dans un mélange de sable-plâtre). Les résultats de cette étude montrent que la taille du graben engendré en surface par l'intrusion d'une source allongée dépend surtout de la profondeur de cette source. On tire de cette étude que l'intrusion associée au Yenkahe, supposée magmatique, serait située aux alentours d'un kilomètre sous la surface. Une seconde étude en modélisation numérique, basée sur un processus de poinçonnement dans un milieu élastoplastique, met en avant une géométrie interne de dôme différente mais confirme l'ordre de grandeur obtenu pour la profondeur de source (1-2 km), rendant le résultat plus robuste. Cette source magmatique est peut-être connectée au Yasur, qui montre une activité de dégazage en conduit ouvert depuis plusieurs centaines d'années. Ceci qui impliquerait un mode de croissance incrémental gouverné par des événements de surpression transitoires (tels que des injections magmatiques).

Enfin, un ensemble de méthodes géophysiques appliquées à l'étude de la caldera de Siwi (gravimétrie, mesures magnétiques et électriques, etc.) révèle que l'histoire post-effondrement

de cette caldera comporte, outre la résurgence tectonique, des événements effusifs et la construction de plusieurs édifices volcaniques successifs. Ces méthodes mettent également en évidence la présence d'un système hydrothermal très étendu, particulièrement profond (plus de 300 m) et actif à l'est du dôme. L'altération hydrothermale associée pourrait favoriser des déstabilisations de l'édifice résurgent.

Mots clés : Vanuatu ; Caldera ; Yasur ; Géophysique ; Déformation ; Photogrammetrie

Abstract

Resurgence, defined as the post-collapse uplift of the caldera floor, is widespread phenomenon worldwide but it is still poorly understood. This work is a multidisciplinary study of a resurgent dome: the Yenkahe dome, located inside the Siwi caldera, in Vanuatu. The relevance of this dome is multiple: firstly, resurgence is currently active, secondly it is fast, so the associated structures are well-preserved, and lastly, the Yenkahe dome presents the originality to be associated with a volcanic cone which has been permanently active for at least several hundred years: the Yasur volcano.

A primary tectonic study based on field observations, satellite images and available low-resolution digital elevation models brought the evidence of a two-stage (at least) dome growth history. The first stage is a vertical growth that produced the longitudinal graben on top of the dome. It was followed, in the second stage, by an eastward displacement of the deformation source, generating an uplift of the eastern dome relative to the western dome. The Yenkahe structural map was then refined through the computation of a high-resolution photogrammetric digital surface model (DSM). Besides the great number of details allowing precise fault mapping, this DSM highlights the presence of numerous destabilization scars associated with the evolution of the dome. In the future, similar destabilization events may produce tsunamis reaching inhabited areas in a couple of minutes.

The characteristics of the long-term deformation source of the Yenkahe dome, and of other resurgent domes with a similar morphology, were investigated by analogue modeling (intrusion of silicone putty in a sand-plaster mixture). The results of the study show the width of the graben created by an elongated intrusion source mostly depends on the depth of this source. The source of the Yenkahe dome, presumably a magmatic intrusion, would be approximately one-kilometer deep. A second study, based on a punching process in a numerically modeled elastoplastic medium, shows a different internal structure for the dome. However, it confirms the order of magnitude obtained for the source depth (1-2 km), making this result more robust. The presumed magmatic source may be connected to the Yasur volcano, exhibiting an open conduit activity for several hundred years, which would imply an incremental growth governed by transient over-pressurizing events at depth (such as magma injections).

Lastly, a panel of geophysical methods were carried out within the caldera (magnetics, gravimetry, electrical methods, etc.). They revealed that the post-collapse history of Siwi

involved, not only resurgence tectonics, but also the emplacement of lava fields and of several volcanic edifices. They also demonstrate the presence of an extended hydrothermal system, particularly deep (more than 300 m) and active on the eastern side of the dome. The associated extended alteration may favor the destabilization of the resurgent edifice.

Key words : Vanuatu ; Caldera ; Yasur ; Geophysics ; Deformation ; Photogrammetry

Table des matières

Introduction générale.....	1
Chapitre 1 : Les calderas résurgentes.....	3
1. Les calderas : origine et évolution	4
a) La formation des calderas.....	4
b) Cycle d'évolution des calderas.....	7
2. Exemples de calderas résurgentes	9
a) Valles caldera	9
b) Long Valley	13
c) Yellowstone	20
d) San Juan volcanic field	31
e) Champs Phlégréens.....	36
f) Ischia.....	44
g) Toba	49
h) Cerro Galan.....	54
i) La Pacana.....	57
j) Tilzapotla	59
k) Chegem caldera	60
l) Grizzly Peak Caldera	62
3. Synthèse sur le phénomène de résurgence	65
a) Occurrence du phénomène	65
b) Caractéristiques structurales de la résurgence	66
c) L'influence de la tectonique et des structures régionales.....	69
d) Ampleurs, durées et vitesses de la résurgence.....	71
e) Origines de la résurgence	73
f) Déformations actuelles au sein des calderas résurgentes	77
g) Systèmes hydrothermaux associés.....	81

Chapitre 2 : La caldera de Siwi - Contexte et travaux antérieurs.....	83
1. L'Arc du Vanuatu et l'île de Tanna	84
a) Contexte géodynamique	84
b) Le volcanisme du Vanuatu	86
c) Histoire géologique de l'île de Tanna	88
d) Etudes géophysiques à l'échelle de l'île	89
2. La caldera de Siwi	92
a) La formation de la caldera	92
b) Etude géologique de la caldera	94
c) Etudes géophysiques de la caldera	97
d) Evolution pétrologique des laves.....	101
3. Le système Yasur-Yenkahe	103
a) Première exploration.....	103
b) Le système Yenkahe	104
c) Le système Yasur.....	110
d) Les relations entre le Yasur et le Yenkahe	122
4. Synthèse.....	125
Chapitre 3 : Méthodes d'investigation.....	127
1. Méthodes de télédétection.....	128
a) Photogrammétrie : calcul d'un modèle 3D	128
b) Thermométrie infrarouge Aster	139
2. Modélisation de la déformation	145
a) Eléments de rhéologie	145
b) Modélisation analogique.....	158
c) Modélisation numérique	164
3. Méthodes géophysiques.....	170
a) Magnétisme	170
b) Tomographie de résistivité électrique.....	182
c) Polarisation spontanée	197

Chapitre 4 : Analyse structurale du dôme du Yenkahe	209
1. Introduction	209
2. A structural outline of the Yenkahe volcanic resurgent dome (Tanna Island, Vanuatu Arc, South Pacific) (<i>published</i>)	209
3. Insights into the evolution of the Yenkahe resurgent dome (Siwi caldera, Tanna Island, Vanuatu) inferred from aerial high-resolution photogrammetry (<i>published</i>)	219
Chapitre 5 : Modélisation de la formation du dôme du Yenkahe	235
1. Introduction	235
2. Estimation of magma depth for resurgent domes: An experimental approach (<i>published</i>).....	235
3. Constraints on the source of resurgent doming inferred from analogue and numerical modeling: implications for the Yenkahe dome - Yasur volcano complex (Vanuatu) (<i>submitted on April 30th 2015, JVGR</i>).....	245
Chapitre 6 : Caractérisation de la structure du système Siwi-Yenkahe-Yasur par les méthodes géophysiques	285
1. Introduction	285
2. Structure and evolution of an active resurgent dome evidenced by geophysical investigations: the Yenkahe dome-Yasur volcano system, Vanuatu (<i>in press, JVGR</i>)	287
Conclusion générale et perspectives	357
Références	363
Annexes	381
Annexe A : Récits de l'expédition de James Cook en 1774.....	381
Annexe B : Structure of an active volcano associated with a resurgent block inferred from thermal mapping : The Yasur-Yenkahe volcanic complex (Vanuatu)	392

Introduction générale

Certaines calderas, telles que Yellowstone aux Etats-Unis ou les champs Phlégréens en Italie, sont aujourd'hui surveillées de près. Associées à des indices d'explosivité très élevés, à des volumes de matériels émis colossaux (de quelques km³ à plusieurs milliers), et à des déformations très importantes de la croûte sur de courtes périodes de temps, les calderas comptent parmi les volcans les plus dangereux au monde. L'existence de champs de calderas (tels que San Juan aux Etats-Unis) ou de calderas multiples ou emboîtées (comme Las Cañadas aux îles Canaries, les champs Phlégréens en Italie ou le volcan Batur en Indonésie) démontre la possible répétitivité du phénomène en un même lieu. Il est donc fondamental de mieux comprendre le fonctionnement général des calderas afin d'identifier les phénomènes les affectant et d'anticiper les aléas possiblement reliés.

La signification de l'activité post-effondrement, qu'elle soit éruptive, hydrothermale ou résurgente, est encore mal comprise en termes de persistance ou de rechargement des sources magmatiques sous-jacentes. Dans l'archipel du Vanuatu, la caldera de Siwi est l'une des plus actives au monde en termes d'activité volcanique (volcan Yasur) et de résurgence tectonique (dôme du Yenkahe). Associée à des produits jeunes et donc à des structures préservées, elle constitue une opportunité formidable de mieux comprendre les sources et les mécanismes de la résurgence. Cette thèse propose donc une étude du dôme résurgent du Yenkahe par une approche pluridisciplinaire. Son objectif est de mieux contraindre les principales structures du dôme (externes et de subsurface) et les sources de déformation potentiellement associées afin de mieux comprendre les mécanismes de sa formation et de son évolution.

Le **premier chapitre** de ce manuscrit propose un état des lieux synthétique des connaissances actuelles sur les calderas résurgentes. À partir de plusieurs exemples incontournables, ce chapitre tente de dégager les caractéristiques relevant de l'unicité et de la diversité des structures résurgentes.

Le **deuxième chapitre** de cette thèse présente plus en détail le système Siwi-Yasur-Yenkahe à partir des travaux qui y ont été menés au cours du dernier siècle, et en particulier depuis 35 ans. Depuis sa découverte par les explorateurs européens, la caldera de Siwi a suscité beaucoup d'intérêt en raison de son niveau d'activité. En effet, le Yasur (le seul volcan actif de l'île) présente une activité explosive quasi-permanente depuis ses premières descriptions en

1774, et le Yenkahe affiche des vitesses de soulèvement très élevées au cours du dernier millénaire (15,6 cm/an en moyenne, Chen et al., 1995). La concomitance de ces deux activités et l'association structurale des deux édifices en font un système original.

Le troisième chapitre intègre une présentation de chacune des méthodes utilisées pour mener à bien cette étude globale. En effet, dans l'objectif de contraindre à la fois la structure et la dynamique du dôme du Yenkahe, de nombreuses méthodes ont été mises en œuvre: la photogrammétrie et le calcul d'un modèle 3D du dôme (modèle numérique de surface) à partir de photographies aériennes à haute résolution prises au cours d'une mission en 2011, le développement de modèles analogiques et numériques de déformation, la thermométrie infrarouge en télédétection et un certain nombre de méthodes géophysiques de terrain dont l'acquisition s'est déroulée en 2004, 2008 et 2012 (magnétisme, méthodes électriques, etc.).

Les chapitres suivants (4, 5 et 6) présentent les résultats de ces travaux sous forme d'articles parus ou soumis dans *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (dont 3 pour un volume spécial consacré au volcanisme du Vanuatu) et *Earth and Planetary Science Letters*. Le **quatrième chapitre** est une étude structurale du dôme du Yenkahe s'appuyant sur des observations de terrain, des images satellites et l'exploitation des résultats de la photogrammétrie. Ces travaux ont permis de postuler un certain nombre d'hypothèses quant à l'histoire structurale et aux processus de déstabilisation ayant affecté le dôme. Le **cinquième chapitre** présente une étude sur la source et les mécanismes de la résurgence à partir de modèles analogiques et numériques de la déformation globale. Enfin, le **sixième chapitre** de ce manuscrit est dédié aux résultats de la géophysique et s'attache à contraindre, à partir du recoupement des différentes méthodes, les structures géologiques et hydrothermales de la caldera et du dôme résurgent.

L'intégration de toutes ces approches nous a permis de proposer une vision globale, à la fois structurale, évolutive et de déformation du complexe Yenkahe-Yasur et d'améliorer la compréhension de ce système en particulier, et des systèmes résurgents en général.

Chapitre 1

Les calderas résurgentes

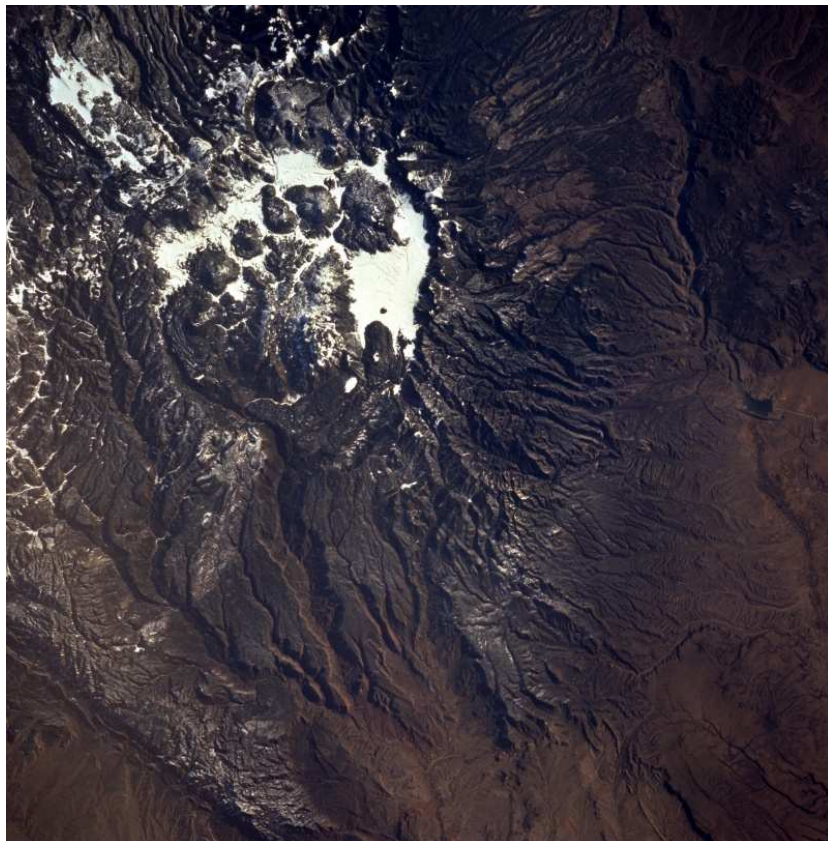


Figure 1.1 : Photographie de Valles Caldera prise depuis la navette spatiale. Les reliefs à l'intérieur de la caldera témoignent de l'activité post-effondrement, éruptive et tectonique (NASA Earth Observatory).

Ce chapitre s'articule en trois parties. La première a pour but de replacer, de manière concise, la résurgence dans le contexte du cycle d'évolution des calderas. Elle permet également la définition d'un certain nombre de termes qui seront réutilisés par la suite. La seconde partie, la plus détaillée, s'attache à présenter une dizaine d'exemples de calderas résurgentes, dont certains sont richement documentés et apparaissent incontournables dans ce type d'étude. Enfin, la troisième partie de ce chapitre propose une synthèse sur la diversité et l'unité du phénomène de résurgence à partir des exemples développés et d'autres exemples complémentaires. Le lecteur pourra directement s'y reporter s'il souhaite simplement avoir une vision d'ensemble du phénomène.

1. Les calderas : origine et évolution

Le terme de caldera est défini comme une vaste dépression d'origine volcanique et de forme plus ou moins circulaire (Lipman, 1984). Dans un article fondateur, Williams (1941) est le premier à établir et à souligner le lien systématique entre ces structures d'effondrement et l'existence de dépôts pyroclastiques de grande envergure. Par la suite, la mise en évidence des mécanismes de formation et d'évolution des calderas s'est appuyée sur l'étude d'exemples clés, tels que Crater Lake, Valles caldera (Fig. 1.1), ou Long Valley (U.S.A.).

a) La formation des calderas

Il est aujourd'hui largement reconnu que la plupart des calderas sont formées par l'effondrement du toit d'une chambre magmatique (exception faite des calderas hydrothermales, Merle et al., 2010). En dépit de quelques exemples de taille limitée, formés à la suite de l'effusion de grandes coulées de laves (e.g. Michon et al., 2007), la plupart des calderas d'effondrement sont associées à un volcanisme explosif allant d'éruptions pliniennes émettant de 1 à 10 km³ de lave jusqu'à des événements ignimbritiques d'une ampleur au moins cent fois supérieure (Lipman, 2000). On sait aujourd'hui que les écarts à la forme circulaire sont très communs parmi les calderas et qu'ils sont notamment déterminés par la tectonique régionale (Lipman, 1984).

L'observation et l'étude d'éruptions historiques ont largement contribué à la compréhension des processus de formation des calderas, même si leur amplitude reste relativement faible au regard d'événements géologiques plus anciens. Parmi ces éruptions, on peut citer les suivantes:

- En 1991, l'éruption du Pinatubo, aux Philippines fut sans doute la mieux surveillée et documentée. L'émission de 4-5 km³ de matériel s'est accompagnée de la formation d'une petite caldera de 2 km de diamètre.
- En 1968, à Fernandina, aux Galapagos, l'effondrement de 300 m du plancher de la caldera fut associé à une éruption subaérienne de volume dix fois plus faible : on évoque une possible intrusion ou une éruption de flanc sous-marine.
- En 1912, au Katmai, en Alaska, une caldera s'est formée avec une subsidence de 1200 m, faisant suite à l'éruption du Novarupta, à 10 km de là. Il s'agit de l'éruption la plus importante en volume du XX^{ème} siècle, avec l'émission de 12 km³ de matériel (DRE, *dry rock equivalent*). Cette divergence spatiale entre l'éruption et l'effondrement de la caldera a rendu les scientifiques perplexes, elle implique probablement un système de conduits et de chambres magmatiques complexes.
- En 1883, l'éruption du Krakatau, en Indonésie, a joué un rôle clé dans la compréhension de l'origine des calderas. Elle a permis de démontrer que la quantité de débris de socle (lithiques) excavés ne pouvait en aucun cas expliquer le volume de la caldera formée.
- En 1790, on a observé la plus récente subsidence de la caldera sommitale du Kilauea, à Hawaii. Cette caldera est aujourd'hui à nouveau remplie par les laves
- En - 1800 BP (*before present*), l'éruption de 35 km³ de matériel (DRE) associée à la formation de la caldera de Taupo, en Nouvelle-Zélande, a probablement été l'éruption la plus violente des deux derniers millénaires.
- En - 3600 BP, à Santorin, en Grèce, l'éruption de 25 km³ de matériel (DRE) survenue à l'Age de Bronze est une éruption majeure dans les archives archéologiques en Europe.

L'observation de nombreuses calderas a conduit Lipman (1997) à proposer une classification des différentes géométries observées (Fig. 1.2) sachant, bien sûr, que les exemples naturels forment un continuum entre ces différents pôles. La pertinence d'une telle classification repose sur l'hypothèse que la forme de la caldera en surface reflète certaines caractéristiques de la source magmatique ou du processus de formation. Dans le cas le plus simple, la caldera en piston (e.g. Valles, Crater Lake, U.S.A.), on observe la subsidence symétrique d'un bloc bordé par des failles subverticales. Pour de nombreux exemples de cette catégorie, le plancher est affecté par des failles mais les déplacements verticaux associés restent largement inférieurs aux déplacements affectant les failles bordières de la caldera, qui peuvent dépasser

le kilomètre. Les calderas en piston sont généralement associées à un épisode éruptif impliquant un très gros volume de matériel. Les calderas en « trapdoor » (e.g. Silverton, U.S.A.; Bolsena, Italie) témoignent d'une subsidence dissymétrique ou incomplète, généralement attribuée à une source dissymétrique ou à l'influence de structures antérieures.

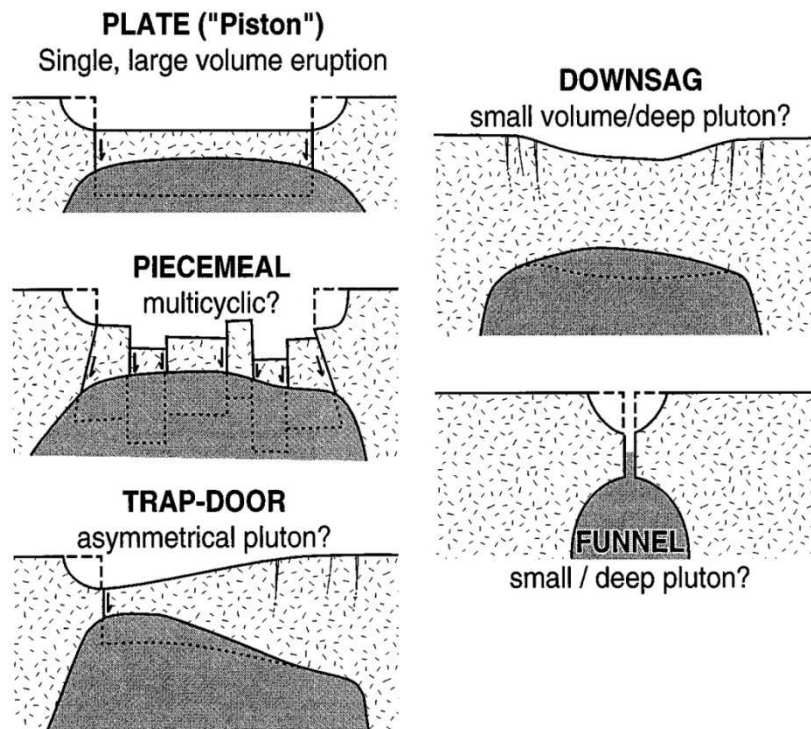


Figure 1.2 : Schéma des différents types de subsidence associés à la formation des calderas, en relation avec la profondeur et la géométrie du toit de la chambre (d'après Lipman, 1997).

En ce qui concerne les calderas de type «downsag» (e.g. Taupo, Nouvelle Zélande), la déformation est beaucoup plus ténue. Elles sont définies par des pentes plutôt douces et l'absence de failles bordières bien marquées. Cette géométrie résulte généralement d'une source profonde (Fig. 1.2). La répétition d'épisodes éruptifs de faible volume formant des calderas imbriquées peut également, notamment dans le cas des volcans basaltiques, aboutir à un profil en «downsag». On parle de «piecemeal» lorsque le plancher de la caldera est découpé en différents blocs dont les taux de subsidence diffèrent beaucoup les uns des autres (e.g. Glencoe caldera, Ecosse). Cette fragmentation peut éventuellement résulter de plusieurs épisodes d'effondrements successifs. Enfin, on parle de «funnel calderas» (calderas en entonnoirs) pour des calderas étroites et profondes, généralement sans failles bordières ni blocs subsidents bien individualisés. On estime que ces structures se forment plutôt au-dessus de chambres magmatiques étroites, ou de conduits magmatiques évasés. On les trouve en

général au niveau d'arcs volcaniques jeunes, caractérisés par une croûte mince et fragile, au contraire des calderas en piston, plus typiques des environnements cratoniques.

Une étape importante dans la compréhension structurale des calderas a également été franchie suite aux expériences analogiques de Roche et al. (2000). Ces travaux ont permis de mettre en évidence deux familles de failles circulaires accommodant la subsidence en profondeur (Fig.1.3). La famille la plus externe, reliant systématiquement le réservoir magmatique à la surface, est composée de failles normales à pendage vers l'intérieur. Une seconde famille de failles, plus interne, est formée de failles inverses à pendage vers l'extérieur.

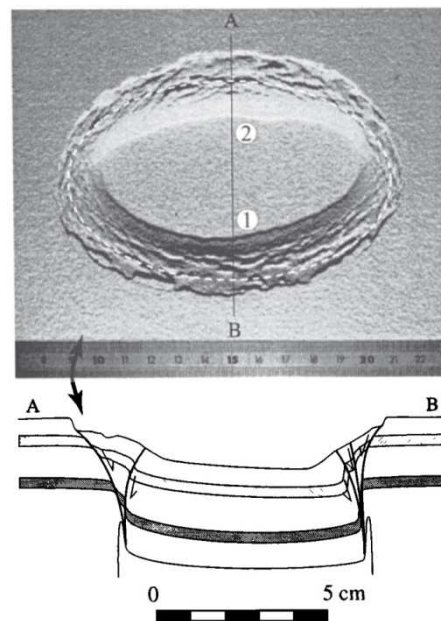


Figure 1.3 : Résultat d'une expérience analogique d'effondrement de caldera utilisant du sable et de la silicone comme analogues respectifs des roches crustales et du magma (d'après Roche et al., 2000). En haut, vue de dessus. En bas, schéma de coupe.

b) Cycle d'évolution des calderas

Les études de Smith et Bailey (1968) et Lipman (1984) fondent la notion d'un cycle général d'évolution des calderas en trois étapes principales (Fig. 1.4) : (1) activité préliminaire, (2) éruptions paroxysmales et effondrement de la caldera, et (3) activité post-effondrement. L'activité préliminaire (1) inclut le volcanisme pré-calderique ainsi que la surrection régionale qui peut être liée à l'ascension de magma en profondeur. Ce gonflement est susceptible de générer des failles circulaires et radiales éventuellement reprises au cours de l'effondrement. L'effondrement des calderas (2) est généralement déclenché par des éruptions de gros volume de matériel pyroclastique riche en silice. L'instabilité des murs des failles circulaires peut

provoquer des glissements qui élargissent la caldera initiale et déposent des brèches s'intercalant entre les autres dépôts de remplissage. Ces derniers sont généralement dominés par des épaisseurs importantes de coulées de cendres accumulées au cours de la subsidence. L'activité post-effondrement (3) inclut le volcanisme post-caldera localisé dans la caldera ou à proximité, la résurgence tectonique communément attribuée à la reprise de l'ascension magmatique vers des niveaux superficiels, la sédimentation dans le bassin caldérique (en particulier en présence d'un lac), et l'activité hydrothermale associée à différentes minéralisations secondaires. La durée de l'intégralité de ce cycle est estimée à plus d'un million d'années pour Valles caldera (Smith et Bailey, 1968).

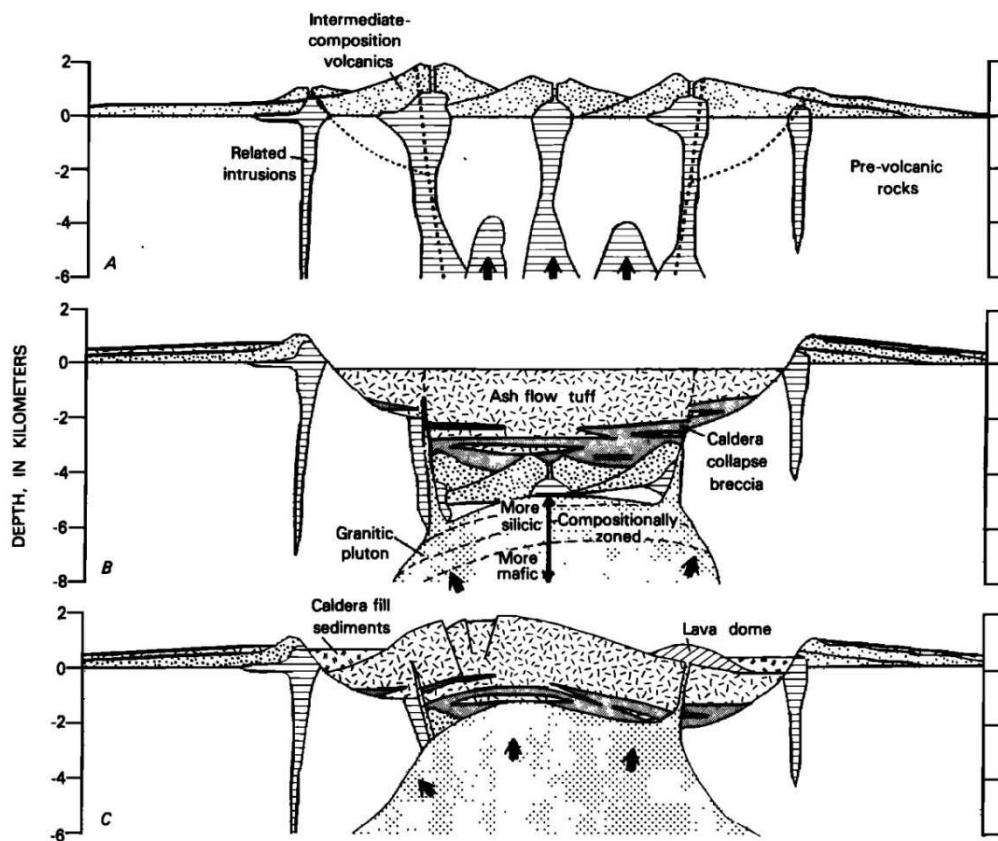


Figure 1.4 : Cycle évolutif typique d'une caldera, d'après Lipman (1984). (A) Volcanisme pré-caldera. (B) Formation de la caldera. (C) Activité éruptive, résurgente (déformation du plancher) et sédimentaire postérieure à l'effondrement.

L'existence de champs de calderas, tels que San Juan (U.S.A.), et de calderas multiples ou emboîtées (e.g. Las Cañadas, îles Canaries; Santorin, Grèce; champs Phlégréens, Italie; Batur, Indonésie; Santa Ana, Salvador, Fig. 1.5) montre la répétition possible de ces cycles en un même lieu. Il est donc fondamental de bien comprendre les signes de l'activité persistante d'une caldera et d'identifier les phénomènes en jeu (mise en pression du système

hydrothermal, recharge magmatique, etc.) afin d'anticiper les aléas potentiellement associés à cette activité.



Figure 1.5 : Photographie aérienne de la zone sommitale du Santa Ana (Salvador) montrant un système de calderas emboîtées.

2. Exemples de calderas résurgentes

a) Valles caldera

Définie comme l'archétype de la caldera résurgente par Smith et Bailey (1968), Valles caldera est une vaste dépression légèrement ellipsoïdale (ellipsoïde de 18 km en nord-sud par 20 km en est-ouest) localisée au sein du massif des Jemez Mountains au centre-nord du Nouveau Mexique, à l'intersection du rift du Rio Grande et du linéament de Jemez (Fig. 1.6). Valles caldera est associée à la caldera de Toledo, légèrement antérieure, et dont seule la portion nord-est est aujourd'hui préservée (Fig. 1.7; Smith et Bailey, 1968; Self et al., 1986). Ces deux calderas sont associées à deux événements majeurs survenus au milieu du Pléistocène (1,6 et 1,25 Ma; Spell et al. 1990; Philips et al., 2007), à quelque 350 000 années d'intervalle, et ayant constitué les dépôts du Bandelier Tuff (Smith et Bailey, 1966). Chacun de ces événements a produit près de 350 km^3 (DRE) de cendres et ponces rhyolitiques (Otowi et Tshirege members), majoritairement sous forme de coulées de cendres. L'histoire post-effondrement de Valles caldera apparaît relativement longue et complexe, elle inclut de la résurgence ainsi que trois stades de volcanisme rhyolitique. Cette résurgence tectonique s'exprime par la formation d'un dôme de forme ovale d'une dizaine de km de diamètre

localisé approximativement au centre de la caldera. Ce dôme appelé Redondo Peak ou Redondo dome (un nom attestant de sa forme arrondie) porte une fracturation radiale et un graben longitudinal.

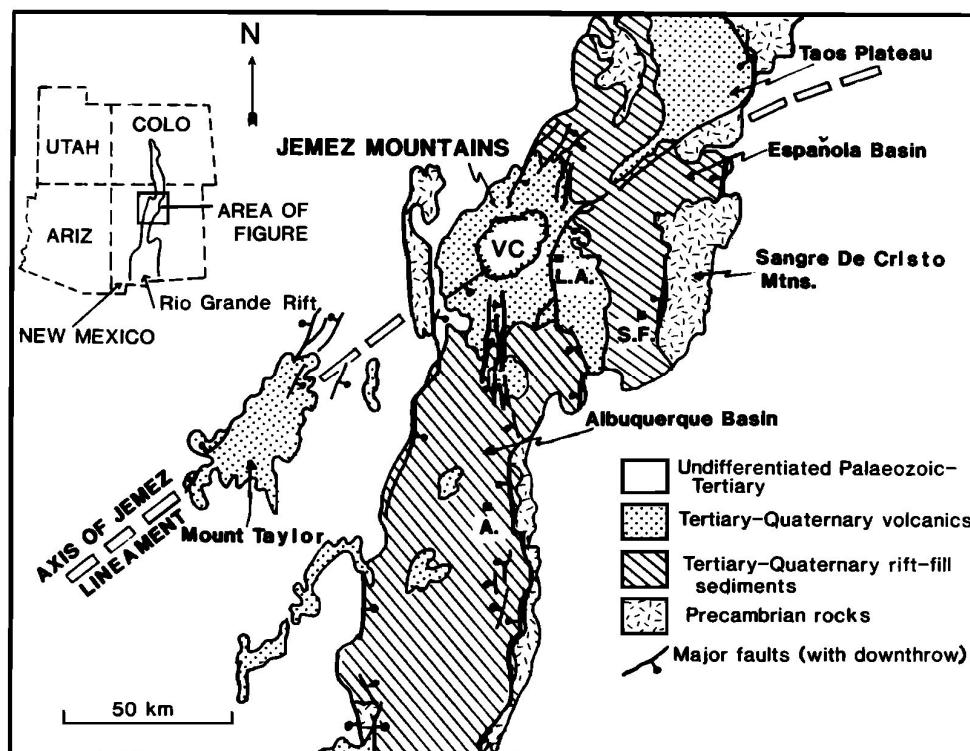


Figure 1.6 : Schéma illustrant le contexte tectonique régional de Valles caldera (VC), à l'intersection de la partie nord du rift de Rio Grande et du linéament de Jemez (d'après Self et al., 1986). Les failles principales sont indiquées (symboles en boule indiquant le côté effondré). LA, SF et A représentent les villes de Los Alamos, Santa Fe et Albuquerque.

La direction d'allongement de la caldera, du dôme et du graben semble être en grande partie déterminée par la direction du linéament de Jemez (Fig. 1.6), une zone de suture protérozoïque régionale composée d'une série de failles verticales en échelon. Ces failles ont probablement largement influencé la mise en place des intrusions dans la croûte.

De manière concomitante à la formation du dôme apparaît en surface une rhyolite («middle rhyolite»; Fig. 1.7 ; Smith et Bailey, 1968) minéralogiquement distincte des autres rhyolites et reconnue plus tard comme rhyodacite. Cette rhyodacite représente le matériel le plus primitif émis au cours de la résurgence (Kennedy et al., 2012). La simultanéité entre ces émissions et la résurgence est démontrée à la fois par le fait que les laves sont déformées par la résurgence et par le fait qu'elles s'intercalent entre des sédiments attestant de la présence d'un dôme au moment de leur mise en place. La rhyodacite constitue, d'après Smith et Bailey (1968), une

preuve que la résurgence tectonique est la conséquence d'une remontée de magma, certainement plus primitif, au sein de la caldera. Cette hypothèse est soutenue par les données pétrologiques et géochimiques présentées par Kennedy et al. (2012) et Wilcock et al. (2013), qui témoignent de l'injection de nouveau magma sous la caldera. La rhyodacite se met en place à la fois en bordure de caldera (en particulier à l'ouest) et dans le graben apical du dôme résurgent, notamment le long de sa faille bordière nord (Fig. 1.7). On peut ainsi penser que les failles du graben sont des structures profondes, peut-être même connectées au réservoir magmatique.

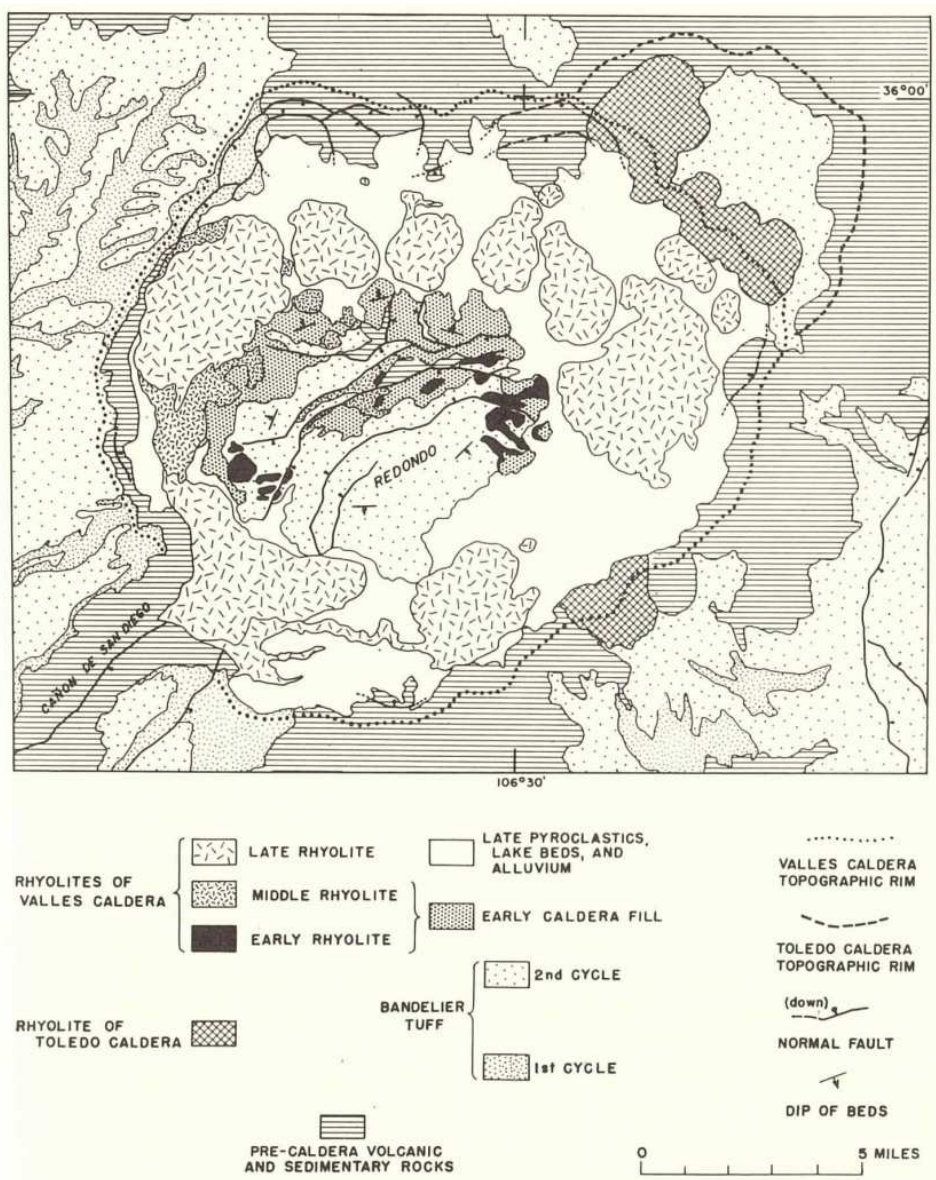


Figure 1.7 : Carte géologique générale de Valles caldera, d'après Smith et Bailey, 1968.

L'aspect des laves ainsi que l'omniprésence de sédiments lacustres suggèrent qu'au cours de la résurgence, la caldera devait être remplie par un lac. La résurgence aurait alors produit l'élévation du niveau d'eau, jusqu'à un point de débordement au sud-ouest, donnant ainsi naissance au canyon de San Diego qui recoupe aujourd'hui le rempart de la caldera (Smith et Bailey, 1968). De grandes quantités de rhyolite se sont ensuite mises en place autour du dôme. Ces laves tardives, qui témoignent encore d'une immersion partielle de la caldera à l'époque de leur extrusion, ne présentent aucune déformation, attestant ainsi que la résurgence du plancher caldérique était alors révolue. L'étude de Philips et al. (2007) permet d'apporter des contraintes temporelles sur la résurgence. La datation des derniers épisodes du Bandelier Tuff à $1,256 \pm 0,010$ Ma (antérieurs à la résurgence) et celle des premières rhyolites tardives non déformées à $1,229 \pm 0,017$ Ma (postérieures) fournissent un encadrement temporel d'une durée maximale de 54 ka pour l'édification du dôme. La résurgence apparaît donc comme un phénomène post-effondrement relativement précoce et rapide, avec une vitesse minimale de 1,9 cm/an.

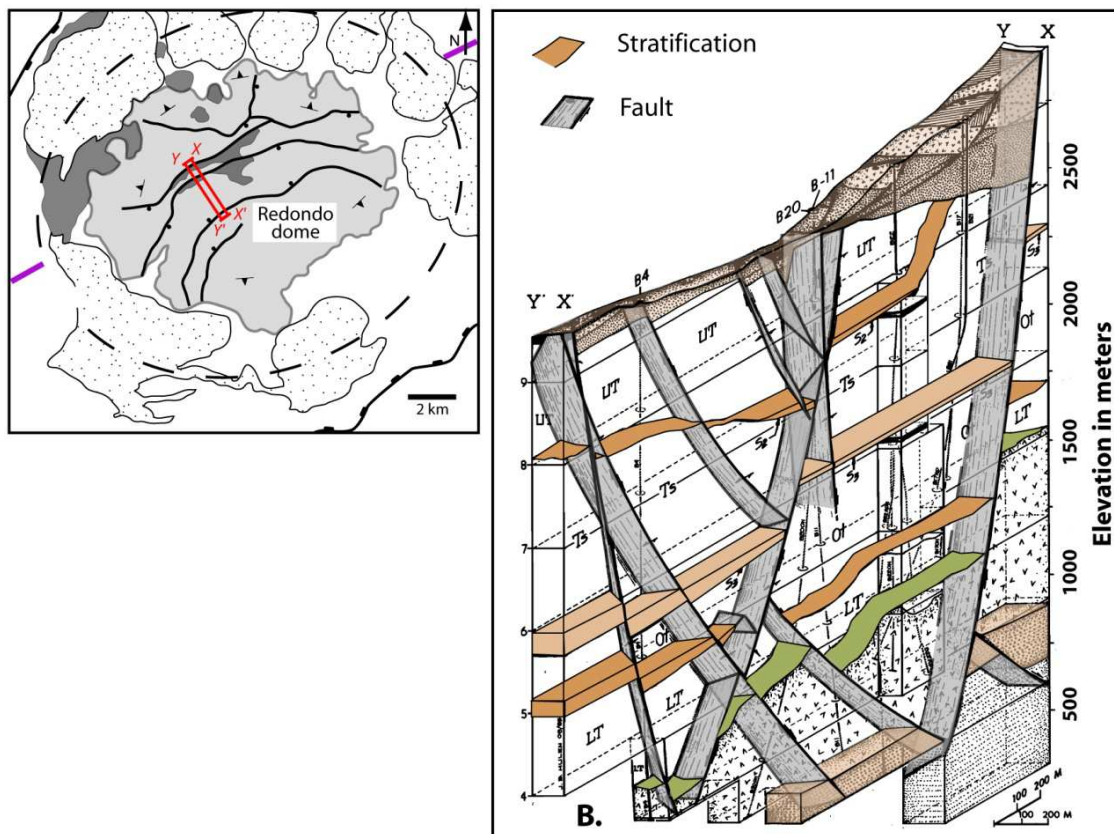


Figure 1.8 : Coupe transversale partielle du graben réalisée à partir de données de forage, modifiée d'après Nielson et Hulen, 1984.

Le dôme actuel présente une forme elliptique avec un diamètre d'environ 10-12 km, pour une hauteur de 1000 m. Le pendage des couches mesuré sur les flancs du dôme varie de 10 à 25° (Smith et al., 1970). Le dôme est entaillé d'un graben longitudinal d'une largeur maximale de 4 km. En 1984, Nielson et Hulen publient les résultats de forages exploratoires réalisés par l'Union Oil Company dans la caldera et sur le dôme au cours d'une campagne de prospection géothermique. À partir des forages localisés dans le graben apical, ils parviennent à reconstituer une coupe transversale d'une partie de celui-ci, allant jusqu'à une profondeur de 2750 m (Fig. 1.8). Cette reconstitution révèle des successions horizontales de couches (elles ne sont pas basculées, contrairement à ce qu'on observe sur les flancs), décalées par des failles normales parallèles et conjuguées. Ces failles, d'un pendage apparemment compris entre 60 et 80°, pénètrent très profondément dans le graben et s'intersectent en profondeur. Malgré une profondeur de 3250 m pour le forage le plus profond, l'objectif de la campagne d'atteindre les roches intrusives à l'origine du dôme n'a pas été atteint. D'après la morphologie du dôme résurgent, Nielson et Hulen (1984) proposent une profondeur d'environ 5 km pour la source de la résurgence tectonique, ce qui peut concorder avec les estimations (5-7 km) de profondeur de la chambre magmatique à l'origine du Bandelier Tuff déduite des études barométriques de Heiken et al. (1990). Les résultats de la tomographie sismique montrent l'existence d'un corps à faible vitesse localisé entre 5 et 15 km de profondeur (Steck et al., 1998). Ce corps pourrait comporter du matériel plus chaud et des zones de fusion partielle (10%), mais il paraît délicat d'affirmer qu'il peut correspondre à la persistance de matériel intrudé il y a 1,2 Ma.

L'activité éruptive a cessé depuis 60 ka au sein de Valles Caldera (Wolf et Gardner, 1995). Aujourd'hui, seule l'activité hydrothermale persiste, en particulier au niveau du dôme résurgent (Goff et al., 1992). Il est reconnu que les failles du graben exercent un très fort contrôle structural sur ces circulations hydrothermales (Nielson et Hulen, 1984).

b) Long Valley

La caldera de Long Valley, située dans la Sierra Nevada californienne, est une grande dépression elliptique de 17 km en nord-sud par 32 km en est-ouest. Elle est localisée à la terminaison nord du graben d'Owens Valley de direction NNW-SSE (Fig. 1.9). Il s'agit d'un système en transtension associé à la zone de cisaillement Est-californienne (ECSZ), en bordure ouest du système extensif des Basin and Range.

Le volcanisme autour de Long Valley a débuté aux alentours de 3,6 Ma. Entre 2,1 et 0,8 Ma, des éruptions de laves rhyolitiques ont édifié la Glass Mountain, aujourd'hui localisée sur la bordure nord-est de la caldera (Fig. 1.10 ; Bailey, 1989). La formation de la caldera de Long Valley a un âge estimé à 760 000 ans (Van den Bogaard et Schirnack, 1995) et résulte de l'éruption de 600 km³ de magma rhyolitique ayant constitué le Bishop Tuff. Ces dépôts ont recouvert une surface de 1500 km², avec une épaisseur approchant les 200 m par endroits (Bailey et al., 1976; Bailey, 1989). On peut retrouver des retombées pliniennes continues liées à cette éruption jusqu'à plus de 1000 km à l'est de la caldera. Certaines coulées de cendres déversées à l'intérieur de la caldera ont accumulé une épaisseur de dépôts allant jusqu'à 1500 m d'après les données de forage (Smith et Rex, 1977; Gambill, 1981).

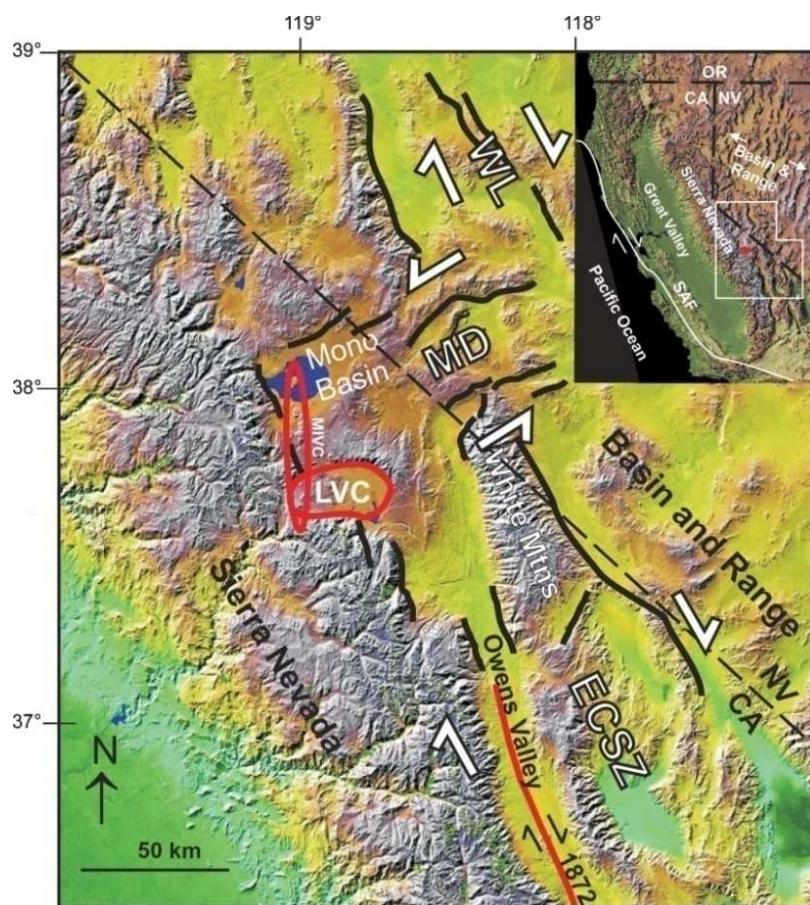


Figure 1.9 : Carte topographique à la limite Californie (CA)-Nevada (NV) et contexte tectonique général de la caldera de Long Valley (LVC) et de la chaîne volcanique des Mono-Inyo (MIVC), d'après Hill (2006). Les lignes noires indiquent les failles quaternaires majeures. En rouge est indiquée la ligne de rupture relative au séisme de 1872 (M=7.2). Les flèches blanches indiquent le sens de déplacement de part et d'autre des bandes de cisaillement: ECSZ = Eastern California Shear Zone, MD = Mina Deflection, WL = Walker Lane. Encart: localisation générale de la carte, faille de San Andres (SAF) et système d'extension des Basin and Range.

Pendant des dizaines de milliers d'années après sa formation, les éruptions ont continué à l'intérieur d'une caldera de 2 à 3 km de profondeur. Les éruptions pyroclastiques de la période post-caldera précoce ont formé une séquence épaisse de tufs lités. Elles furent suivies par l'extrusion de coulées fluides d'obsidienne connues sous le nom de rhyolites précoces. Dans le même temps, un soulèvement arqué du plancher de la caldera a formé un dôme résurgent d'environ 10 km de diamètre et 500 m de haut (Figs. 1.10, 1.11 ; Smith et Bailey, 1968 ; Bailey, 1989). Au niveau de ce dôme, les rhyolites précoces à l'affleurement présentent un pendage vers l'extérieur atteignant 30°.

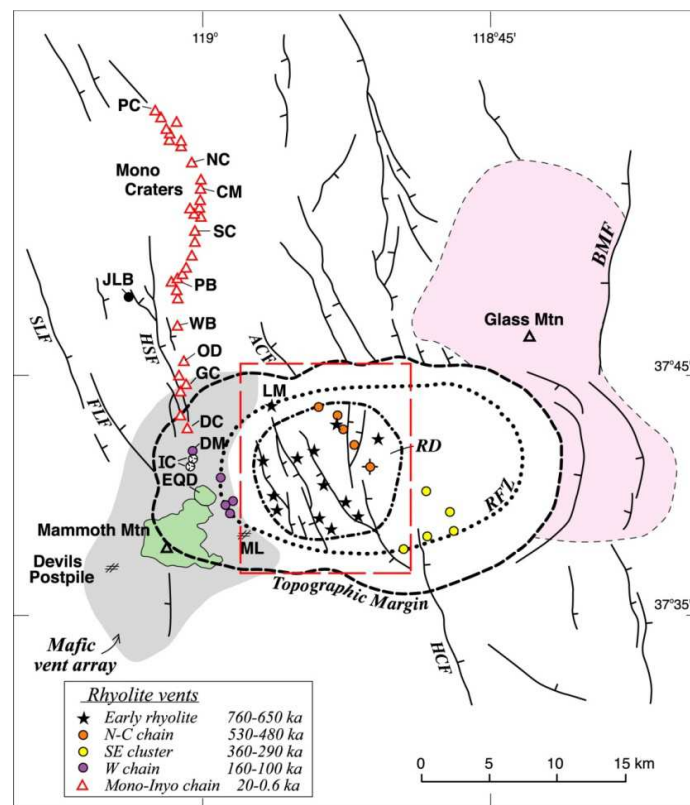


Figure 1.10 : Carte générale de Long Valley et des structures adjacentes, d'après Hildreth (2004), adaptée de Bailey (1989). Limites topographiques de la caldera en tiretés, faille circulaire en pointillés (RFZ), et limite structurale du dôme résurgent (RD) en tiretés-pointillés. ML=Mammoth lakes downtown. Failles : ACF=faille d'Alpers Canyon, BMF=faille de Black Mountain, FLF=faille de Fern Lake, HCF=faille de Hilton Creek, HSF=faille de Hartley spring, SLF=faille de Silver Lake. L'encadré rouge se réfère à la figure 1.11.

La mise en place des rhyolites précoces et la formation du dôme résurgent se sont faites rapidement. En effet, ces rhyolites présentent un âge compris entre 0,73 et 0,63 Ma, et la mise en place de rhyolites tardives autour du dôme, considérées comme post-résurgence, a débuté aux alentours de 0,51 Ma (Bailey et al., 1976). Le dôme est affecté par un ensemble de failles

parallèles aux structures régionales (graben d'Owens Valley, zone de cisaillement Est-californienne) formant un graben longitudinal d'environ 4 km de large et un deuxième graben plus petit à l'est (Figs. 1.10, 1.11; Bailey, 1989). Le tracé de ces failles en surface est souligné par une altération importante et la présence de fumerolles et de sources chaudes (Sorey, 1985). Les contours du dôme sont aujourd'hui masqués par d'importants dépôts volcaniques et sédimentaires (lacustres) mis en place postérieurement. Les données de forages présentées par McConnell et al. (1995) ont, par ailleurs, mis en évidence la présence d'intrusions (au moins quatre différentes) de chimie rhyolitique, sous le dôme, au sein du Bishop Tuff entre 700 et 1500 m de profondeur sous la surface actuelle. Le rôle de ces intrusions dans la mise en place de la résurgence est fortement suspecté.

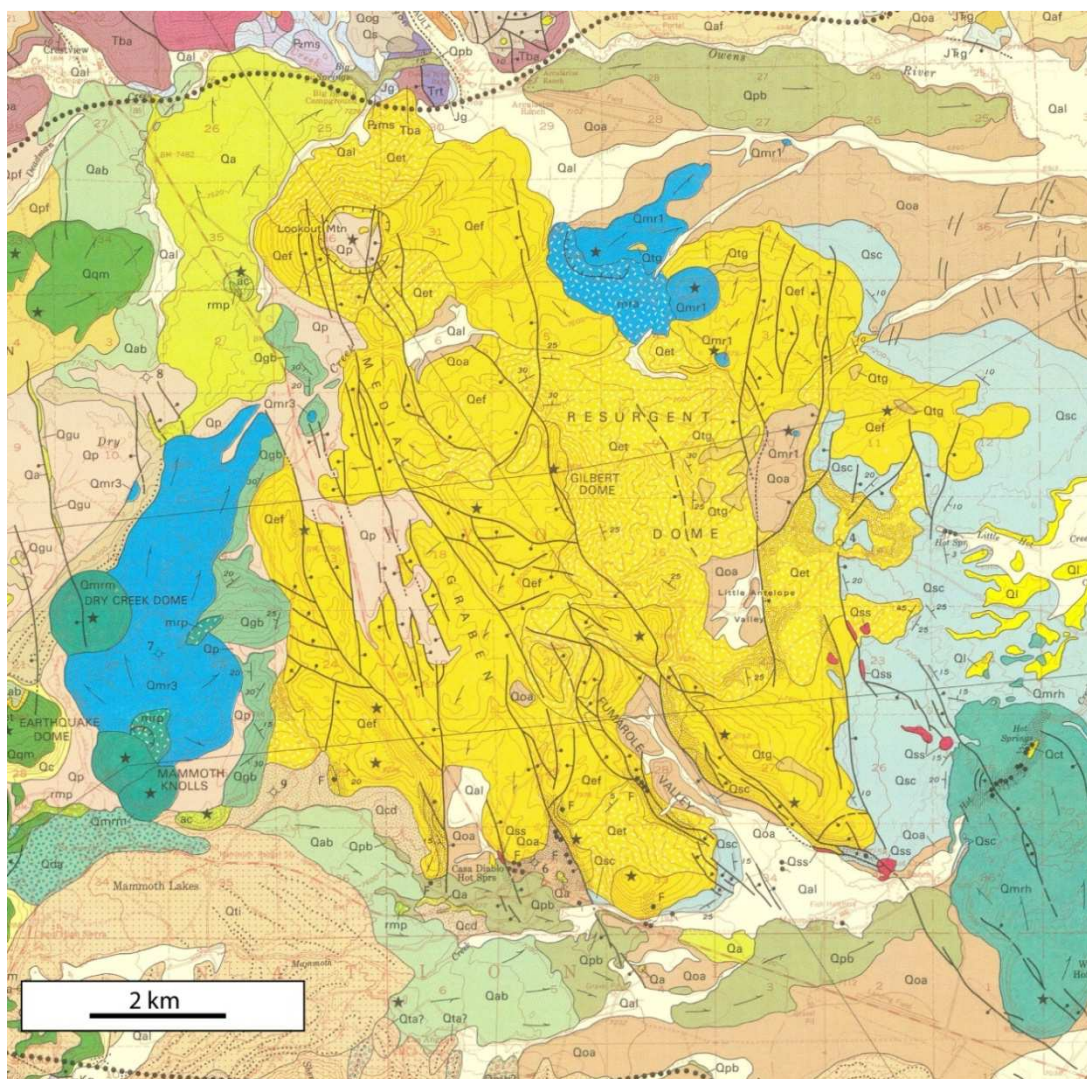


Figure 1.11 : Carte topographique, géologique et structurale du dôme résurgent de Long Valley, extraite de Bailey (1989). Les limites de la carte sont indiquées sur la figure précédente. En pointillés, les limites de la caldera, en traits pleins, les failles affectant le dôme résurgent.

Les rhyolites tardives, riches en cristaux, se sont mises en place à partir de trois groupes d'événements en périphérie du dôme résurgent et sont datées aux environs de 500 000, 300 000 et 100 000 ans BP. Plus récente, la chaîne volcanique des Mono-Inyo Craters traverse la partie ouest de la caldera, elle se situe le long d'un système étroit de fractures de direction nord-sud s'étendant du sud de Mammoth Mountain jusqu'à 45 km au nord (rive Nord de Mono Lake). La formation de Mammoth Mountain, chevauchant la bordure sud-ouest de la caldera, résulte de l'extrusion d'au moins douze dômes et coulées de rhyolite entre 110 000 et 56 000 ans BP (Bailey, 2004). La chaîne des Mono-Inyo craters s'est ensuite formée à partir de 40 000 ans BP. Elle concentre l'activité récente, avec des éruptions tous les 250 à 700 ans au cours des trois derniers millénaires.

Après 40 ans de pause, l'année 1978 marque un retour de l'activité sismique aux abords de la caldera, avec notamment un événement de magnitude 5.8 le 4 Octobre à Wheeler Crest, au sud-est de la caldera. En Mai 1980, un essaim sismique relativement fort (comportant des événements de magnitude 6) affecte la marge sud de la caldera. Des essaims sismiques vont ensuite se produire régulièrement au cours des années 80-90. Cette reprise d'activité se traduit également par un soulèvement du dôme résurgent, des changements dans le système hydrothermal superficiel et une émission accrue de CO₂ d'origine magmatique à proximité de Mammoth mountain (Hill, 2006). Toute la complexité de cette activité réside dans l'existence de sources multiples, possiblement interdépendantes, sous le dôme résurgent, sous Mammoth mountain, et au sud de la caldera. En raison des enjeux humains et économiques de la région, un effort très important de surveillance a été mené par l'USGS par l'intermédiaire du Long Valley Observatory.

La déformation au sein de la caldera a pu être appréhendée grâce à la répétition de profils de nivellement et de trilatération, auxquels sont venues s'ajouter les données GPS et InSAR au début des années 90. Les mesures de nivellement le long d'un profil traversant la caldera (Fig. 1.12) ont montré un soulèvement centré sur le dôme résurgent de 25 cm entre 1975 et 1980, alors que pratiquement aucun déplacement n'avait été mesuré entre 1932 et 1975 (Dzurisin, 2006). Ce soulèvement s'est poursuivi jusqu'en 1988, date à laquelle un arrêt des déplacements verticaux et même une légère subsidence ont été constatés. Le soulèvement a ensuite repris au début des années 90 pour s'arrêter de nouveau aux alentours de 1998, atteignant une valeur cumulée d'environ 75 cm depuis 1975 (Fig. 1.12, 1.13 ; Hill, 2006 ; Tizzani et al., 2009). La conservation de la forme générale des courbes de soulèvement suggère une conservation de la forme de la source de déformation au cours du temps. Par

ailleurs, Hill (2006) constate une bonne corrélation entre l'activité sismique dans la caldera et le soulèvement mesuré (Fig. 1.13). Il observe que l'accélération de la déformation précède systématiquement le regain d'activité sismique de quelques semaines, et en déduit que l'activité sismique est une conséquence du processus d'inflation du dôme résurgent.

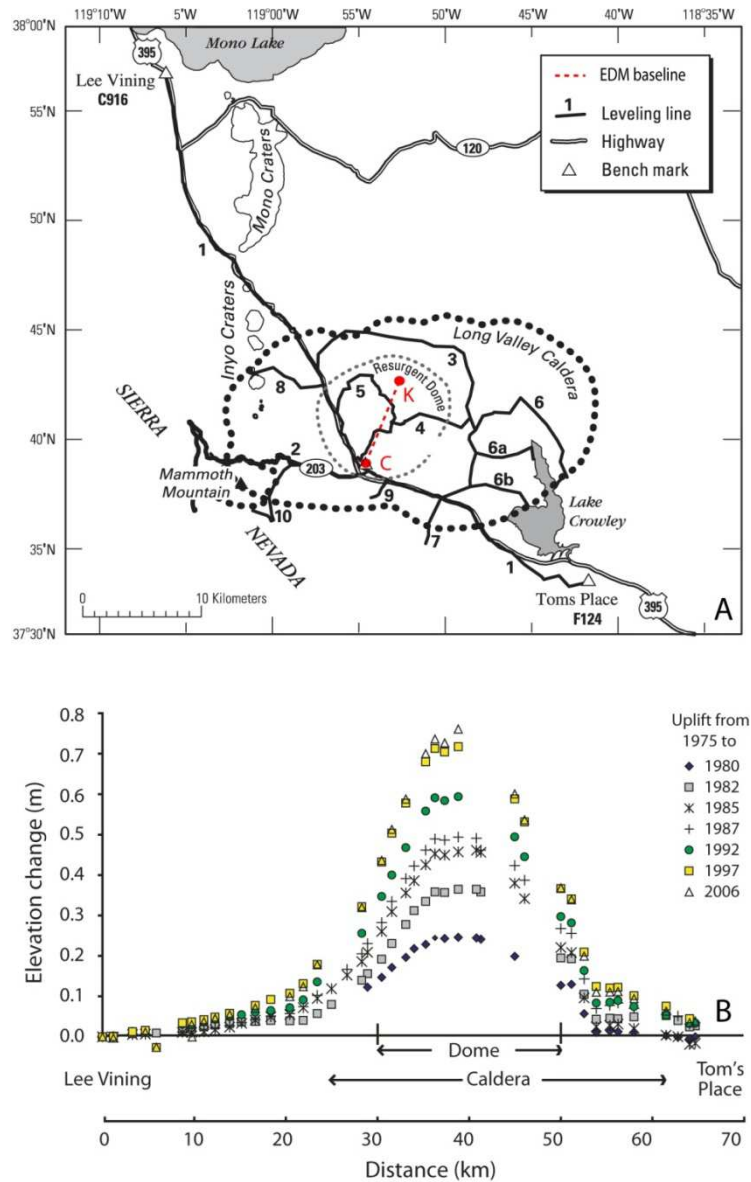


Figure 1.12 : (A) Réseau de nivellement à l'intérieur et autour de la caldera de Long Valley. La ligne de mesures en distancemétrie présentée sur la figure 1.13 entre les stations Casa Diablo = C et Krakatoa = K est également indiquée. (B) Mesures du déplacement vertical le long du profil de nivellement 1 (autoroute 395) entre Lee Vining et Tom's Place. Figure d'après Dzurisin (2006) et Tizzani et al. (2009).

La densité des réseaux de mesures de déformation et la couverture globale permise par l'InSAR ont apporté une bonne connaissance du champ de déplacement horizontal et vertical au sein de la caldera : ils ont permis de bien contraindre les modèles de déformation. Plusieurs

types de modèles ont été proposés. En 2003, Langbein considère des modèles de déplacements le long de surfaces de dislocation et des sources d'inflation dans un milieu élastique. À partir des données de distancemétrie, nivellement et GPS, il conclut à l'existence de deux sources, l'une sous le dôme résurgent et l'autre sous la partie sud de la caldera. Sous le dôme, la source aurait une forme de cigare allongé verticalement et localisé entre 5 et 8 km de profondeur. Newman et al. (2006) proposent une source similaire mais entourée d'une «coque viscoélastique» permettant de produire le même déplacement avec des pressions moindres. Battaglia et Vasco (2006) proposent des formes plus complexes, illustrant la non-unicité du problème inverse en déformation.

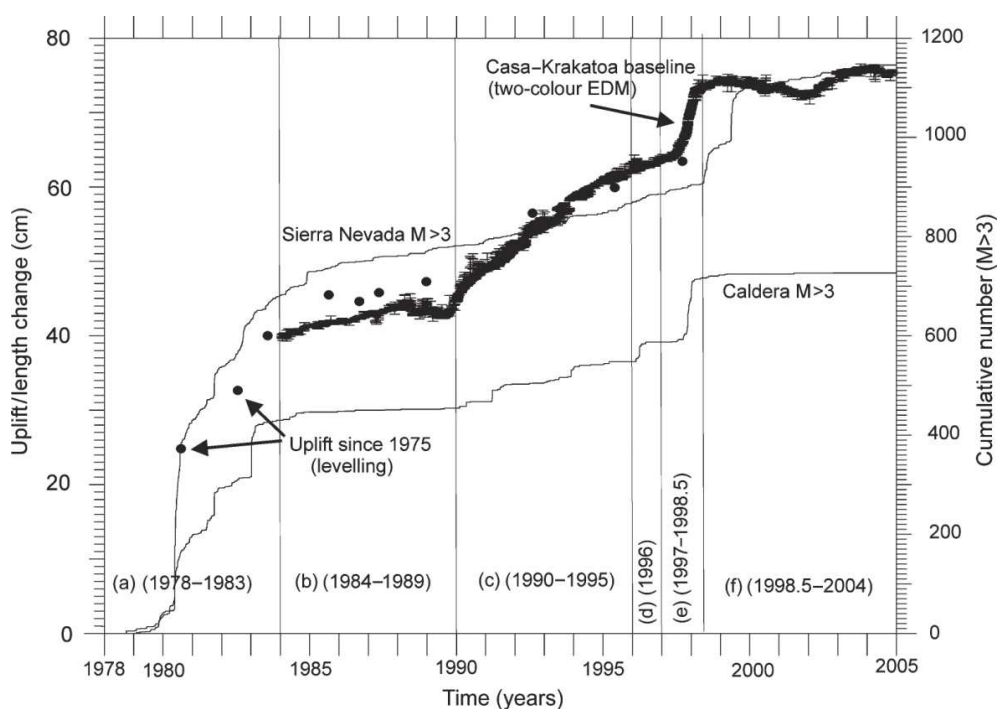


Figure 1.13 : Traits fins : nombre cumulé de séismes de magnitude supérieure à 3 enregistrés dans la caldera et dans la Sierra Nevada entre 1978 et 2004. Points : déplacements verticaux au centre du dôme. Courbe en gras: variations de distance entre les stations Casa Diablo et Krakatoa (localisées sur la Figure 1.12), d'après Hill (2006).

Une forte contrainte sur la source des déformations est apportée par les mesures micro-gravimétriques de Battaglia et al. (2003). En 1982 et 1999, on enregistre des variations sensibles de la gravité à l'intérieur de la caldera centrées sur le dôme résurgent (Fig. 1.14). Les travaux de Battaglia et al. (2003) et, plus récemment, ceux de Tizzani et al. (2009) couplent les données de déformation aux données gravimétriques. Par l'inversion couplée des données de distancemétrie et InSAR, et en considérant un milieu élastique, Tizzani et al. (2009) déterminent une source de géométrie allongée, orientée à environ 60° de l'axe horizontal et de

masse volumique $\sim 2500 \text{ kg/m}^3$ (ou du moins comprise entre 2200 et 3600 kg/m^3). Ils concluent à une intrusion magmatique.

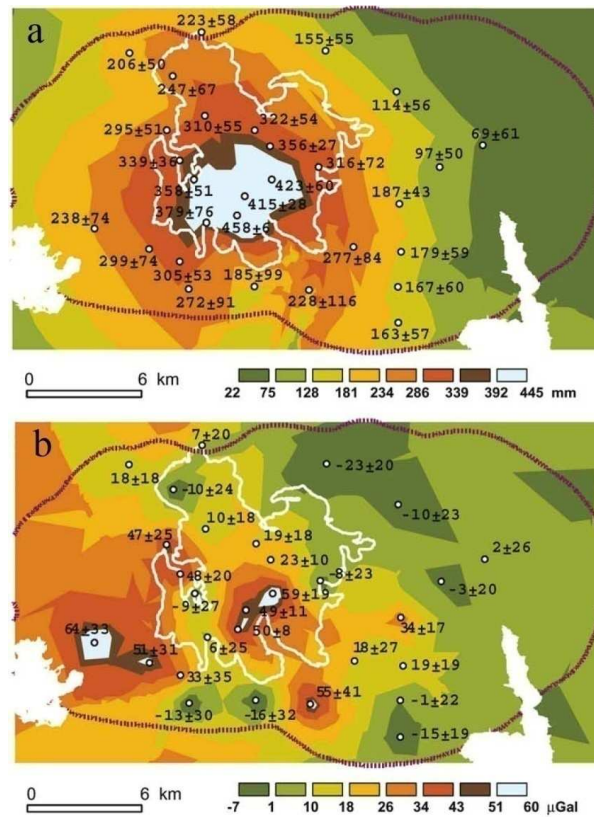


Figure 1.14 : (a) Soulèvement mesuré dans la caldera entre 1982 et 1999 (mm). (b) Variations de la gravité observées au cours de la même période (après corrections). La courbe blanche indique la localisation du dôme résurgent. Figure d'après Battaglia et al. (2003).

c) Yellowstone

À l'ouest des Etats-Unis, le plateau de Yellowstone s'étend dans la prolongation nord-est de la plaine de Snake River (SRP). Cette plaine, de 700 km de long par 90 km de large et orientée NE-SW, est considérée comme la trace en surface du passage de la plaque Nord-Américaine au-dessus d'un point chaud depuis environ 16 Ma (Fig. 1.15a). La déformation crustale associée à ce point chaud est soulignée par l'existence d'une parabole sismique autour de la SRP et centrée sur Yellowstone (Anders et al., 1989). La téphrochronologie des retombées de cendres a permis d'identifier plus de 140 super-éruptions associées à la plaine de Yellowstone-Snake River (Perkins et Nash, 2002). L'origine de ce point chaud est controversée : l'hypothèse d'un diapir mantellique de source profonde, d'une part, s'oppose à celle d'une anomalie thermique mantellique d'origine superficielle liée à l'interaction entre convection du manteau supérieur et tectonique lithosphérique régionale, d'autre part.

Localisée sous Yellowstone depuis environ 2 Ma, l'activité du point chaud se surimpose à une tectonique générale en extension considérée comme le résultat de l'effondrement gravitaire d'une lithosphère épaissie (système tectonique des Basin and Range; Fig. 1.15b).

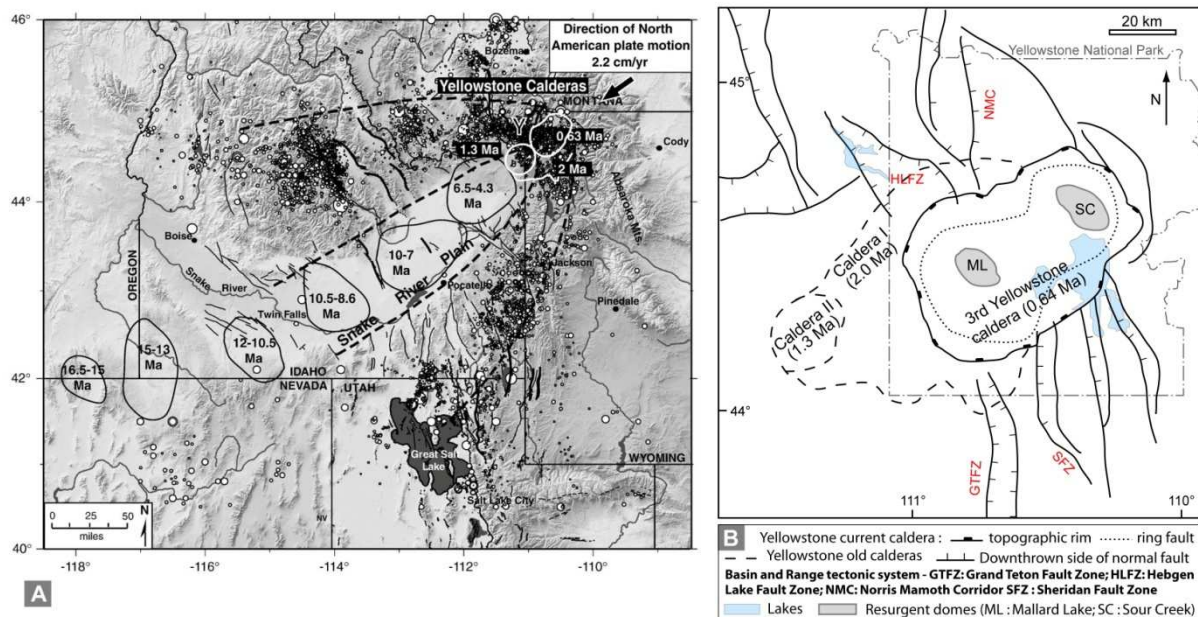


Figure 1.15 : A) Trace en surface du point chaud de Yellowstone (Y) montrant la succession chronologique des centres volcaniques siliceux de la plaine de Snake River, d'après Smith et al., 2009. La flèche indique le mouvement actuel de la plaque Nord-Américaine. Les points sont les épicentres des séismes historiques. B) Carte structurale du plateau de Yellowstone, montrant) les trois calderas successives, les deux dômes résurgents de caldera actuelle (ML : Mallard lake, SC : Sour Creek) et les grandes zones de failles (GTFZ: Grand Teton fault zone, HLFZ: Hebgén Lake fault zone, SFZ: Sheridan fault zone, NMC: Norris-Mammoth Corridor), d'après Girard et Stix, 2010.

Au cours des 2 derniers millions d'années, on répertorie trois calderas majeures formées suite à la vidange de larges corps magmatiques rhyolitiques dans la croûte superficielle il y a 2,0 Ma, 1,3 Ma et 0,64 Ma (Fig. 1.15b ; Christiansen, 2001). La dernière caldera, toujours en activité à ce jour, mesure environ 40 km par 60 km. Elle résulterait d'une éruption de 1000 km³ de cendres constituant les dépôts du Lava Creek Tuff. Peu de temps après cette dernière éruption majeure, l'activité dans la caldera a repris sous la forme d'une résurgence structurale formant les dômes de Mallard Lake et Sour Creek, et d'un volcanisme rhyolitique. Mallard Lake et Sour Creek sont chacun au centre d'un lobe de la caldera (Fig. 1.15b). Ils présentent un allongement similaire et parallèle aux structures extensives régionales, suggérant un contrôle de celles-ci sur la formation des dômes. Cet allongement est également souligné par la présence de structures extensives apicales (Fig. 1.16). Le dôme de Sour Creek représente

une structure de 13 km par 21 km et ses flancs ont un pendage d'environ 15°. Correspondant à la déformation du Lava Creek Tuff et de roches antérieures, le dôme de Sour Creek se serait formé très précocement au cours de l'histoire post-effondrement. Il est notamment recouvert par des laves datées à 480 ka (Gansecki et al., 1996; Christiansen 2001). Ses contours sont difficiles à délimiter, un peu à la manière du dôme résurgent de Long Valley (Figs. 1.11, 1.16). Le dôme de Mallard Lake, bien individualisé, est légèrement plus petit et mesure 11 km par 19 km. Affectant des formations de laves rhyolitiques (Mallard Lake member) datées aux alentours de 161 000 ans, ce dôme est manifestement beaucoup plus tardif. Quelques indices suggèrent toutefois que la résurgence a pu commencer antérieurement. Les laves postérieures recouvrant le dôme de Mallard Lake (Central Plateau member), datées aux alentours de 153 000 ans, suggèrent une croissance très rapide de ce dernier.

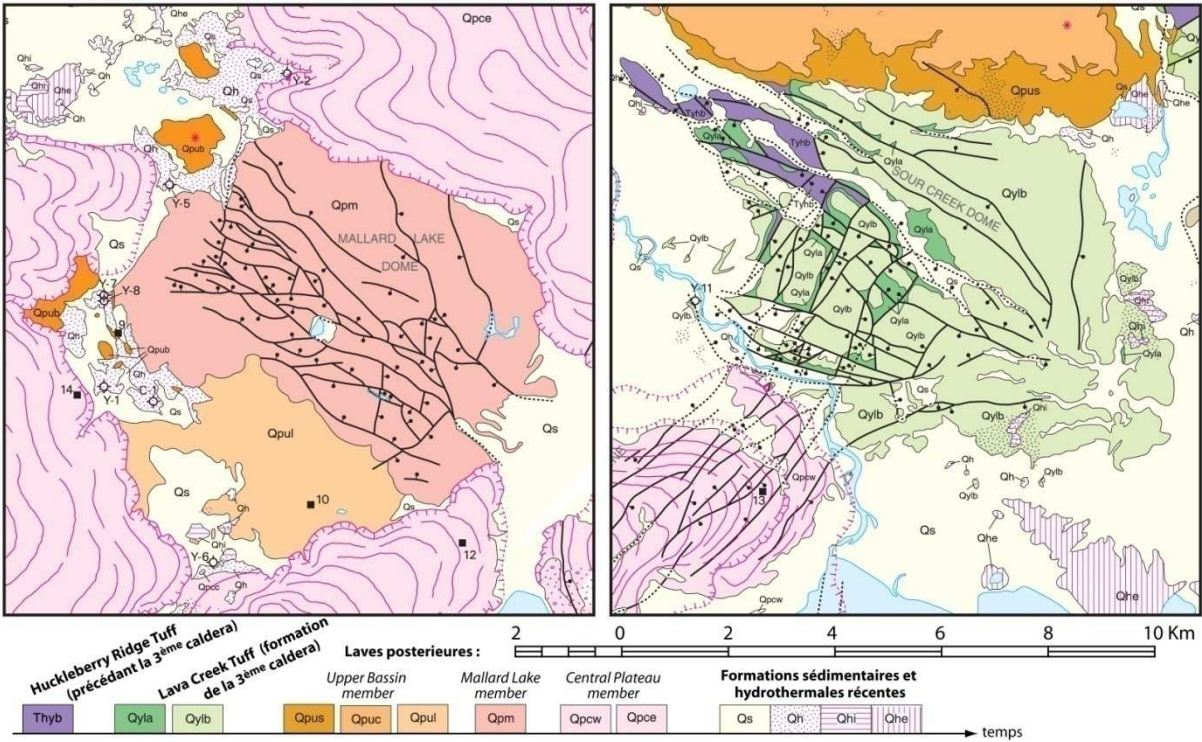


Figure 1.16 : Dômes résurgents de Mallard Lake (*gauche*) et Sour Creek (*droite*), d'après Christiansen (2001).

Yellowstone est une caldera présentant une activité post-effondrement particulièrement intense. D'une part, on estime que plus de 1000 km³ de rhyolite ont pu être extrudés à l'intérieur de la caldera entre 150 000 et 70 000 ans BP. D'autre part, la caldera concentre aujourd'hui plus de 10 000 geysers, sources chaudes et fumerolles. Au vu de son passé explosif et de son activité hydrothermale exceptionnelle, Yellowstone constitue une des

priorités de la surveillance de l'USGS, en collaboration avec l'Université de l'Utah depuis plusieurs décennies. Le point chaud de Yellowstone est responsable de fortes anomalies du flux thermique conductif avec des valeurs de $150 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ en moyenne dans la plaine de Snake river, et $200 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ au niveau du plateau de Yellowstone (Fig. 1.17, Blackwell et Richards, 2004). Au sein de la caldera, le flux convectif est estimé à $2000 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ (Fournier, 1989), ce qui représente 30 à 40 fois le flux moyen des continents. Le maintien de ce flux nécessiterait la cristallisation d'environ $0,1 \text{ km}^3$ de magma par an en profondeur (Chang et al., 2007). Ce même magma est probablement, pour partie, responsable des 45 000 tonnes de CO_2 émis par jour par le système (Chu et al., 2010).

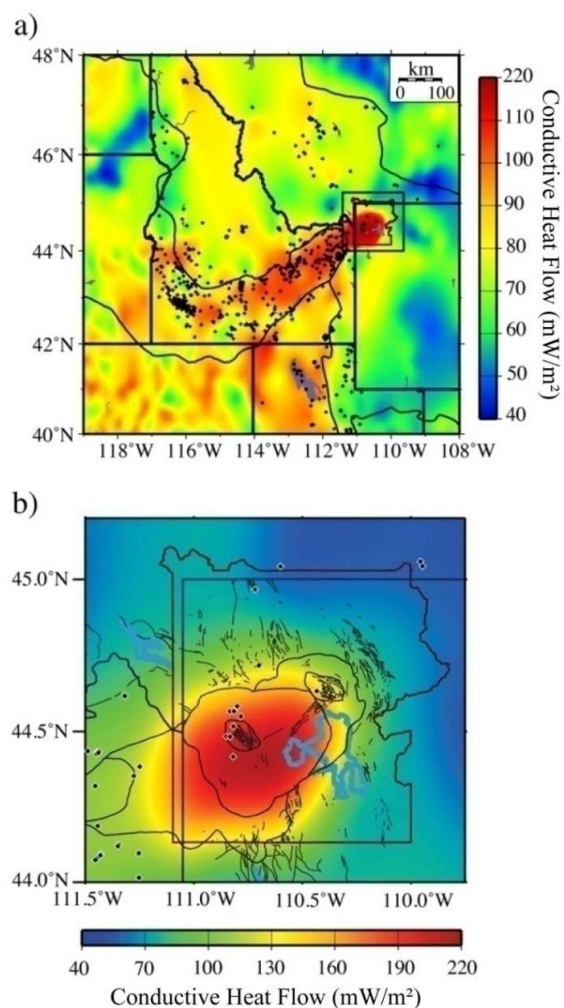


Figure 1.17 : (a) Flux thermique mesuré au niveau de Yellowstone et de la plaine de Snake River (contours soulignés en noir). (b) Détail du flux au niveau de la caldera de Yellowstone. Figure Smith et al. (2009), d'après Blackwell et Richards (2004).

Plus de 30 000 séismes ont été enregistrés dans le secteur de Yellowstone entre 1973 et 2008, dont 99% ont une magnitude inférieure ou égale à 3.0 (Farrell et al., 2009 ; Fig. 1.18). Des

séismes de forte magnitude surviennent néanmoins régulièrement en dehors de la caldera, en lien avec le système extensif des Basin and Range. C'est notamment le cas du séisme du lac de Hebgen (25 km au nord de la caldera), d'une magnitude de 7.5, qui a fait 28 morts en 1959. Dans la caldera elle-même, la sismicité est caractérisée par de très faibles magnitudes et est dominée par des essaims sismiques (39% de la sismicité totale entre 1984 et 2006). Ces essaims sont définis comme des ensembles d'événements spatialement et temporellement cohérents, de magnitude homogène, et dont aucun ne se démarque par une magnitude plus forte. On les attribue généralement à la migration de fluides magmatiques et hydrothermaux.

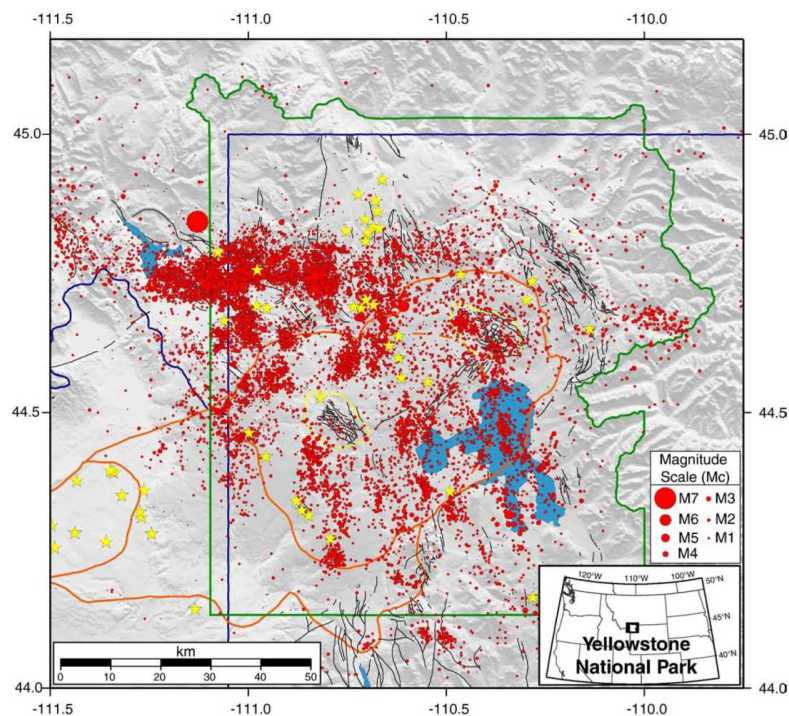


Figure 1.18 : Séismes dans la région de Yellowstone, de 1976 à 2006, d'après Farrell et al., 2009. Les points rouges représentent les épicentres, les étoiles jaunes marquent les événements post-caldera et les lignes noires soulignent les failles du quaternaire récent. Les limites des trois dernières calderas sont indiquées en orange et les dômes résurgents sont en jaune.

Dans la caldera elle-même, la profondeur des foyers sismiques est limitée, en raison des hautes températures, à la transition fragile-ductile aux alentours de 4-6 km sous la surface (déterminée par l'isotherme 400°C à cette profondeur). Les épicentres forment, dans la caldera et aux alentours, des alignements NNW-SSE parallèles aux alignements d'événements volcaniques post-caldera et dans la direction de failles régionales (Farrell et al., 2009). Ces alignements constitueraient la trace en surface d'un grand système de failles normales enfouies sous les coulées rhyolitiques post-caldera. Quatre tomographies sismiques (Benz et

Smith, 1984 ; Lynch, 1999 ; Miller et Smith, 1999; Husen et al., 2004) ont imagé à différentes résolutions une large zone de ralentissement des ondes P sous Yellowstone. L'étude de Miller et Smith (1999) propose l'existence d'une zone peu dense identifiée comme un corps granitique entre 6 et 12 km de profondeur et coïncidant avec le diamètre de la caldera (Fig. 1.19). Dans ce corps considéré comme largement refroidi et cristallisé, ils identifient de possibles zones de fusion partielle à 8 km de profondeur sous les dômes résurgents.

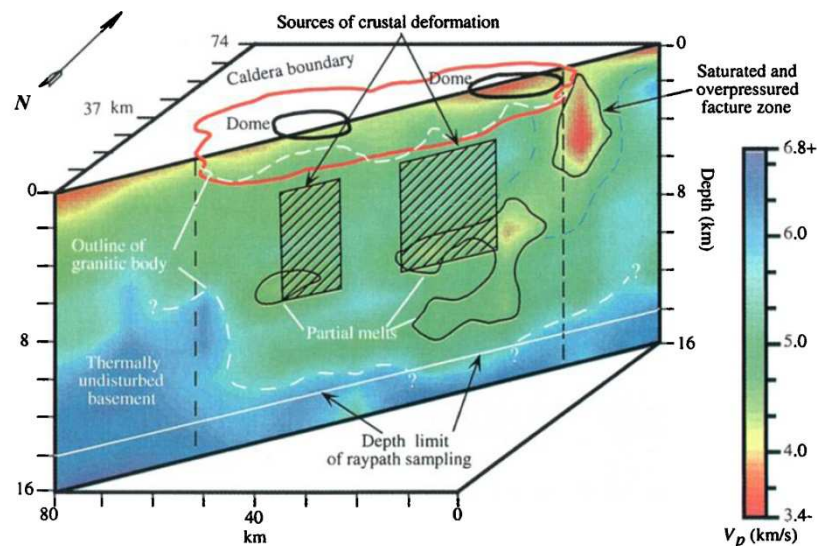


Figure 1.19 : Coupe interprétative SW-NE, parallèle à l'axe d'allongement de la caldera montrant le modèle de vitesses d'onde P et les sources de déformation crustale déduites de l'inversion des données GPS (Meertens et al., 1993), d'après Miller et Smith (1999).

L'étude de Husen et al. (2004) confirme l'existence d'une zone de ralentissement des ondes P à 8 km sous les deux dômes résurgents et s'étendant plus largement en profondeur. Elle est interprétée comme un corps magmatique avec un taux de fusion partielle compris entre 8% et 15%. Il faut noter que les récents calculs de Chu et al. (2010) suggèrent un taux de fusion partielle bien supérieur, de 32%, au sein de ce corps magmatique (ainsi que la présence de 8% d'eau et de CO₂). En outre, les travaux de Husen et al. (2004) identifient au nord-ouest de Yellowstone, à 2 km de profondeur, un corps caractérisé par une forte diminution de la vitesse des ondes P (-10% V_p) doublée d'une diminution significative du rapport V_p/V_s (et -5%). Ce corps est interprété comme une poche de gaz riche en CO₂, exsolvée du corps magmatique précédent (Fig. 1.20). Sa localisation coïncide avec la localisation de l'essai sismique le plus intense enregistré en 1985, ce qui n'est pas sans rappeler les événements de 1989 à Long Valley ou de larges émissions de CO₂ avaient détruit un certain nombre d'arbres à Mammoth Mountain à la suite d'une sismicité intense.

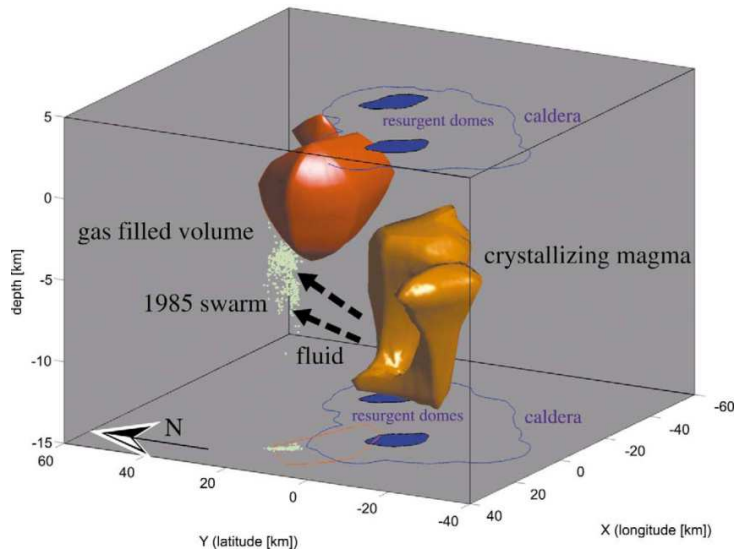


Figure 1.20 : Vue en 3D des zones imagées par la tomographie sismique, d'après Husen et al., 2004. Les points verts localisent les hypocentres sismiques de l'essai de 1985; les flèches en pointillés mettent en lumière la possibilité d'une migration de fluides à l'origine de cet essaim.

Il faut noter que l'inégale répartition de sources sismiques et la sismicité relativement faible à l'intérieur de la caldera (attribuée à sa structure thermique) limitent la résolution des modèles tomographiques. De récentes améliorations, notamment liées à l'accroissement du volume de données, suggèrent un corps magmatique beaucoup plus étendu et plus superficiel, avec une profondeur d'environ 5 km (Fig. 1.21 ; Farrell et al., 2014).

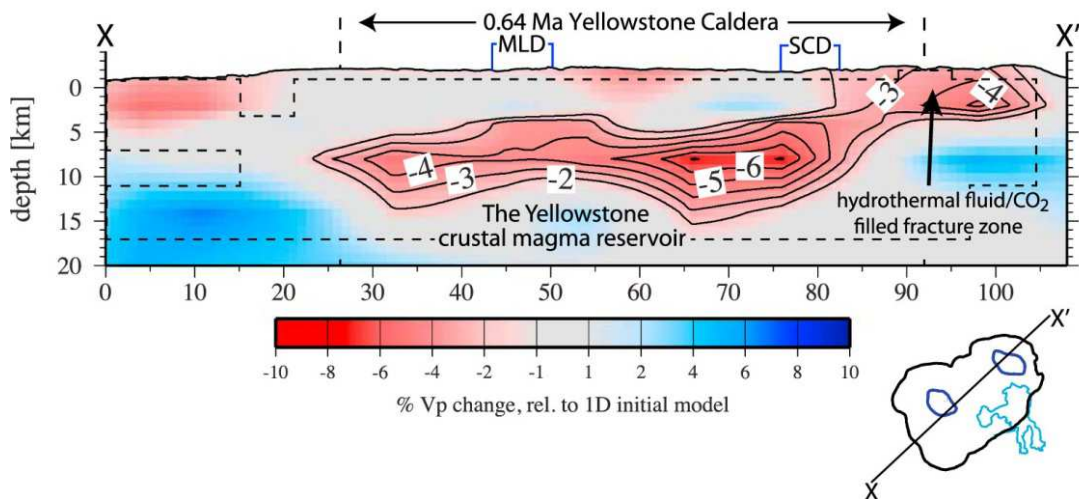


Figure 1.21 : Coupe NE-SW montrant le modèle de vitesse des ondes P sous le système de Yellowstone, d'après Farrell et al., 2014.

Les cartes d'anomalies de Bouguer observées montrent que la caldera de Yellowstone coïncide avec une anomalie négative dont le minimum (env. -250 mgals) est centré sur la

bordure nord-est (Fig. 1.22). DeNosaquo et al. (2009) proposent un modèle à partir des données filtrées pour des longueurs d'onde entre 40 et 800 km. Dans ce modèle, l'anomalie négative résulte à la fois du remplissage de la caldera (densité de 2500 kg/m^3) et de la présence d'une intrusion partiellement fondue (densité de 2520 à 2470 kg/m^3 au nord-est de la caldera) au sein de la croûte supérieure (densité de 2670 kg/m^3). La profondeur des zones de fusion partielle est donc estimée à environ 10 km, remontant jusqu'à 7 km au nord-est de la caldera (Fig. 1.22). Cependant, les auteurs notent que le filtrage des courtes longueurs d'ondes empêche probablement la détection de zones de fusion partielle à plus faible profondeur.

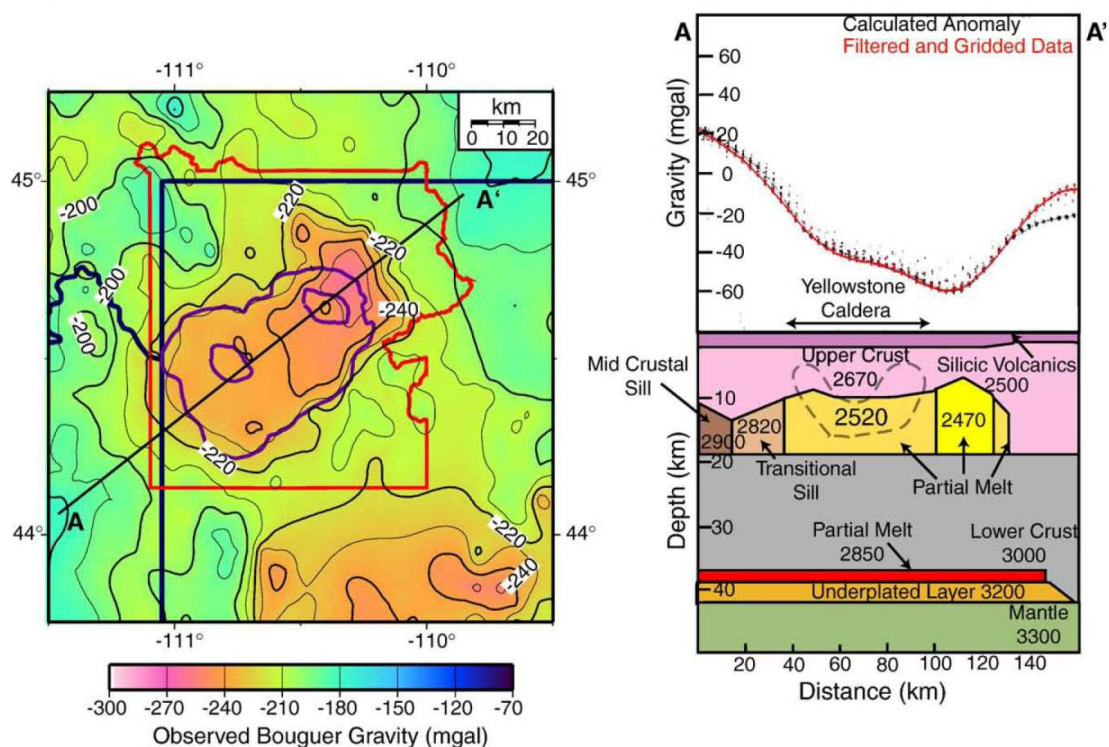


Figure 1.22 : (Gauche) Carte d'anomalies de Bouguer mesurées à Yellowstone. (Droite) Profil d'anomalies de Bouguer et modèle direct associé. En tireté, la localisation de la zone de ralentissement imagée en tomographie sismique. Figure d'après DeNosaquo et al., 2009.

Des études de la déformation des terrasses postglaciaires autour du lac de Yellowstone, ainsi que des indices géomorphologiques de variations du gradient de la rivière Yellowstone, ont mis en évidence de multiples épisodes de soulèvement et de subsidence au sein de la caldera depuis 12 000 ans (Wicks et al., 1998). D'un point de vue géodésique, un pas important a été franchi en 1975-1977, lorsqu'une campagne de nivellement de 1923 a été répétée pour la première fois, mettant en évidence une surrection rapide du plancher de la caldera par rapport à l'extérieur. De nouvelles mesures en 1983-1984 indiquent que ce soulèvement s'est

poursuivi totalisant alors un mètre de soulèvement général depuis 1923 (Fig. 1.23 ; Dzurisin, 2006). Entre 1983 et 1995, le profil de nivellement recoupant à la fois le nord-est de la caldera et le dôme de Sour Creek est réitéré environ une fois par an. Les résultats indiquent que de 1985 à 1995, la caldera subit une subsidence de 11,2 cm avec une vitesse maximale -1,4 cm/an près de Sour Creek. La forme du profil de la subsidence enregistrée entre 1985 et 1995 paraît reproduire en miroir le profil du soulèvement entre 1976 et 1984 (Fig. 1.23). Cette similitude suggère que les sources de soulèvement et de subsidence ont des localisations et des dynamiques similaires. Les campagnes de réitération de réseaux GPS, à partir de 1987, et suivies plus tard par l'installation de stations permanentes, donnent des résultats en accord avec les mesures de nivellement.

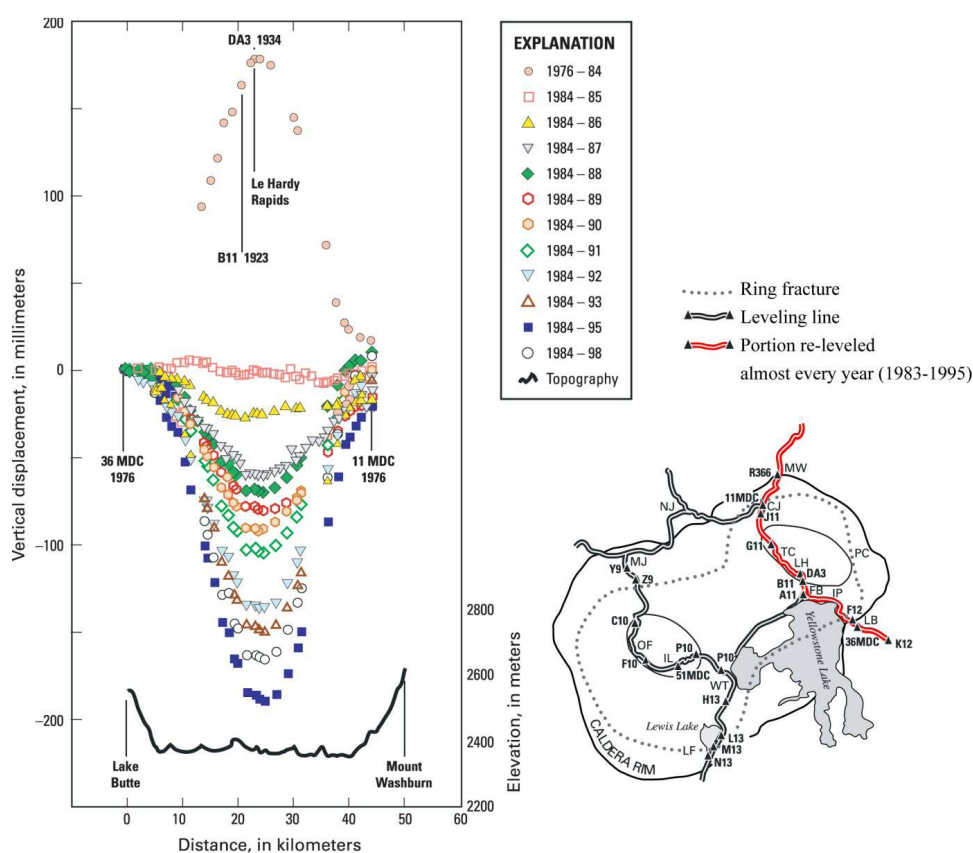


Figure 1.23 : (Gauche) Déplacement vertical le long d'un profil orienté NW-SE, entre les stations 36MDC et 11MDC, d'après les mesures de nivellement effectuées entre 1976 et 1998. (Droite) Localisation du profil de nivellement (rouge) et des profils annexes (noir) dans la caldera. Figure d'après Dzurisin (2006).

L'utilisation de l'interférométrie radar permet d'aller plus loin et révèle une déformation épisodique, fortement dépendante des échelles de temps considérées. Au cours de la période de subsidence 1985-1995, on constate une migration du centre de la déformation entre Sour Creek et Mallard Lake sur une échelle d'un à deux ans (Fig. 1.24). Cette migration suggère

que Sour Creek est probablement plus proche ou mieux connecté à la source primordiale de déformation (Wicks et al., 1998). Sur une période d'observation supérieure à 3 ans, les résultats de l'interférométrie montrent, au contraire, une subsidence générale de la caldera.

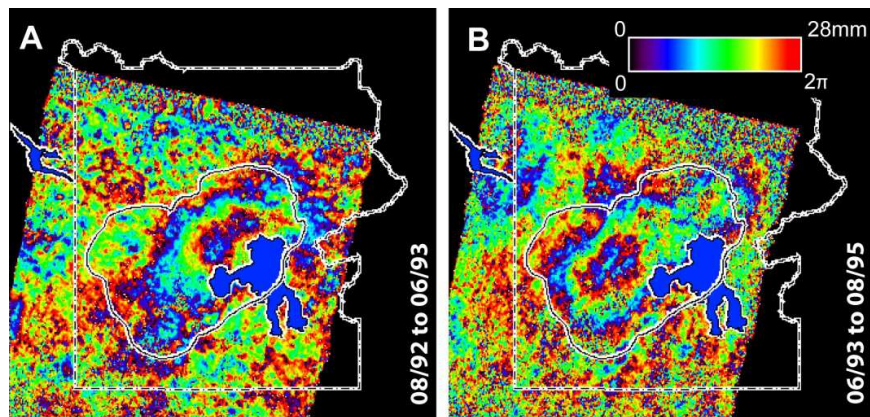


Figure 1.24 : Interférogrammes calculés (A) pour la période d'août 1992 à juin 1993, et (B) pour la période de juin 1993 à août 1995, d'après Wicks et al. (1998).

Après 10 ans de subsidence, la caldera entre à nouveau dans une phase de soulèvement entre 1995 et 1997, avec une vitesse maximale de 1,5 cm/an au nord-ouest (Fig. 1.25). Les modèles de déformation de Wicks et al. (1998) suggèrent une source de déformation localisée à 8 km de profondeur (coïncidant avec le toit du corps magmatique imagé en tomographie sismique) et un processus de migration de fluides, hydrothermaux ou magmatiques, sous Sour Creek et entre les deux dômes.

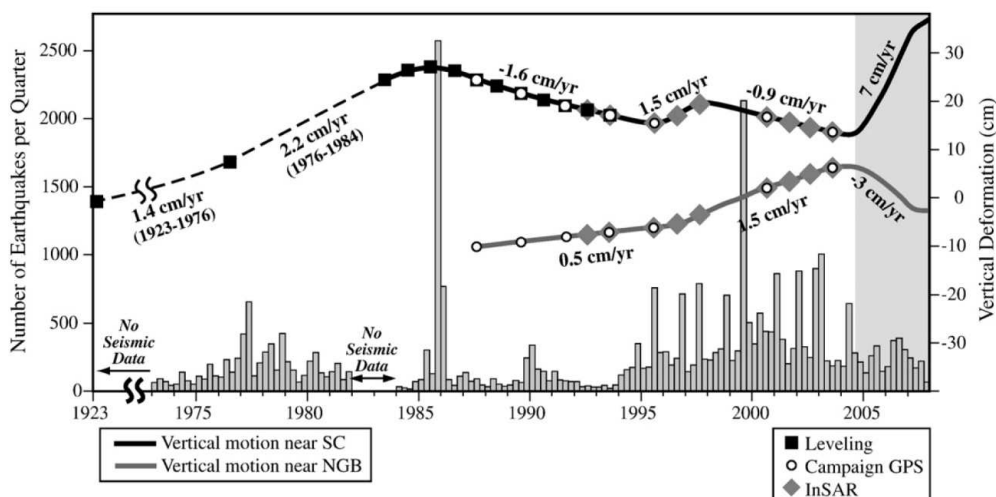


Figure 1.25 : Evolution temporelle de la déformation (près du dôme résurgent de Sour Creek [SC], et dans la zone du Norris Geysir Basin [NGB]) et de la sismicité à Yellowstone. Les séismes sont représentés par tranches de 3 mois. Figure d'après Smith et al. (2009), modifiée de Chang et al. (2007).

Entre 2000 et 2003, la portion centrale de la caldera entre dans une phase de subsidence cumulant 27 mm avec une vitesse maximale de -0,9 cm/an. Depuis 2004, la caldera connaît une phase de soulèvement accéléré avec des taux atteignant les 7 cm/an (Fig. 1.25). Contrairement aux observations précédentes, les données GPS indiquent ici un développement simultané du soulèvement dans l'ensemble de la caldera.

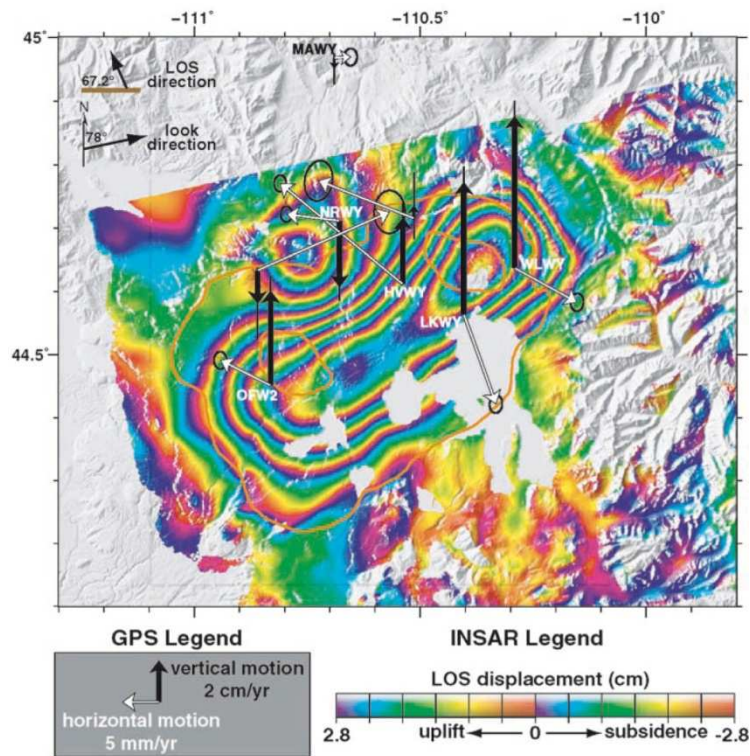


Figure 1.26 : Interférogramme calculé entre septembre 2004 et août 2006, accompagné des mesures GPS enregistrées au cours de la même période, d'après Chang et al. (2007). On constate le soulèvement général de la caldera et, parallèlement, la subsidence du Norris Geyser Basin (à proximité de la station NRWY).

On peut noter que les changements de dynamique de la caldera, en 1985 et 1995, ont été initiés ou accompagnés par les deux plus gros essais sismiques jamais enregistrés dans le secteur. Ces essais sont localisés en bordure nord-ouest de la caldera, dans la zone du Norris Geyser Basin (NGB) où la tomographie sismique localise une poche de gaz (Fig. 1.20; Husen et al., 2004). L'interaction entre une (ou plusieurs) source de déformation située sous la caldera et une autre située dans ce secteur est donc fortement suggérée. Par ailleurs, en marge de la dynamique générale du plancher de la caldera, on enregistre des mouvements centrés sous le NGB, en général opposés à ceux de la caldera, comme le montre la figure 1.26. Les modèles rendant compte de cette déformation complexe impliquent des sources de déformation multiples et évoquent généralement le rôle des fluides hydrothermaux, en

particulier pour ce qui est de la déformation du NGB (Chang et al., 2007; Aly et Cochran, 2011).

d) San Juan volcanic field

Au sud-ouest du Colorado, San Juan est une province volcanique tertiaire comportant un peu moins d'une vingtaine de calderas. Elle est le résultat d'éruptions pyroclastiques récurrentes, de très grande ampleur (avec des volumes de dépôts dépassant la centaine et allant jusqu'au millier de kilomètres cubes), survenues à la fin de l'Oligocène (Fig. 1.27). Une large anomalie de Bouguer (env. 50 mGal) englobant la plupart de ces calderas suggère la présence d'un batholite de grande envergure aux alentours de 5 km de profondeur (Plouff et Pakiser, 1972 ; Lipman, 1984).

Nous n'aborderons ici que quelques exemples de calderas résurgentes de la province volcanique de San Juan mais le lecteur pourra se référer aux ouvrages de Steven et Lipman (1976) ou Lipman (1984) pour une description complète.

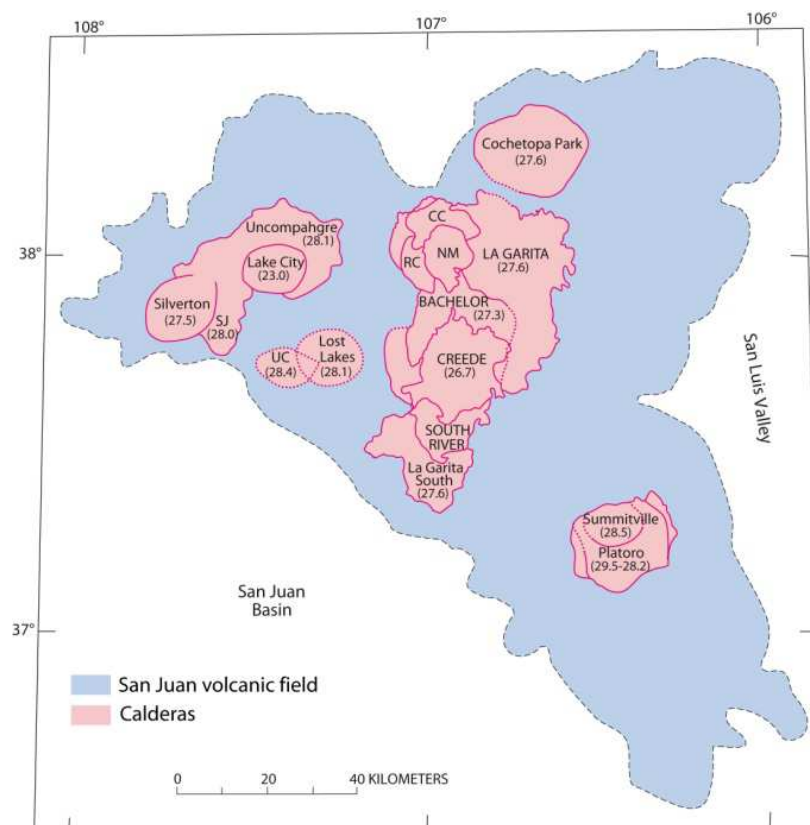


Figure 1.27 : Calderas de la province volcanique de San Juan, d'après Lipman (2006). SJ= San Juan, UC= Ute Creek, RC= Rat Creek, CC= Cebolla Creek, NM= Nelson Mountain. Les âges sont indiqués entre parenthèses.

Caldera de Platoro

Les calderas emboîtées de Platoro et Summitville, parmi les plus vieilles de la province, sont localisées au sud-est de celle-ci (Figs. 1.27, 1.28). Elles sont caractérisées par de multiples épisodes de subsidence associés aux nappes de dépôts du Treasure Mountain Tuff, dont deux dépassent les 1000 km³ en volume. L'observation de dépôts ignimbrétiques précoces (La Jara Canyon Member) en position structurale haute témoigne de la résurgence au sein de la caldera de Platoro. La structure résurgente se présente comme un bloc non déformé avec un pendage monoclinale des couches vers le sud-ouest (10-25° ; Fig. 1.28).

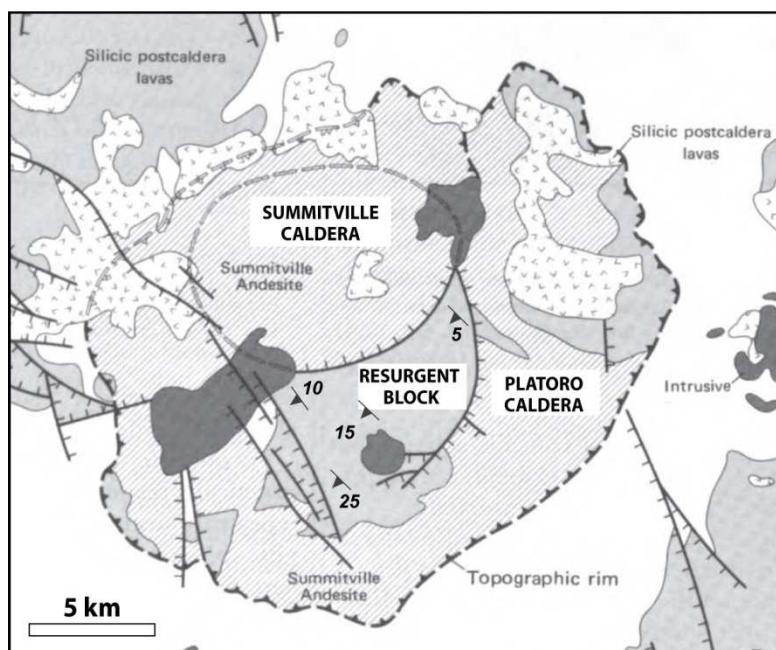


Figure 1.28 : Calderas emboîtées de Platoro et de Summitville, d'après Steven et Lipman (1976).

La présence de brèches monolithologiques dérivées des dépôts de La Jara Canyon Member, en intercalation avec des coulées de remplissage de la caldera ou des formations sédimentaires mises en place autour du bloc résurgent, indiquent que la résurgence a débuté juste après les premiers épisodes de subsidence (quelques centaines de milliers d'années tout au plus d'après Lipman, 1984).

Calderas d'Uncompahgre, San Juan, Silverton et Lake City

À l'ouest de la province de San Juan, la nappe de dépôts ignimbrétiques du Sapinero Mesa Tuff semble être liée à la subsidence concomitante des calderas Uncompahgre et San Juan aux alentours de 28 Ma (Fig. 1.27). Cette hypothèse, proposée par Lipman et al. (1973), repose

sur l'épaisseur très importante de ces dépôts dans les deux calderas (500-700 m), ainsi que la présence de nombreuses brèches intercalées dans ces dépôts témoignant de l'activité des failles bordières. Le volume du tuf est estimé à plus de 1000 km³ (Steven et Lipman, 1976) ; il s'étend jusqu'à 90 km au nord-est des calderas, 70 km au nord et 45 km à l'est. Lipman et al. (1973) estiment que, par la suite, ces deux calderas ont connu une résurgence commune au cours de la formation d'un « super-dôme » (englobant les deux calderas), d'environ 30 km de long par 15 km de large. Ce dôme comporte un graben longitudinal (Eureka graben ; Fig. 1.29) entre Uncompahgre et San Juan.

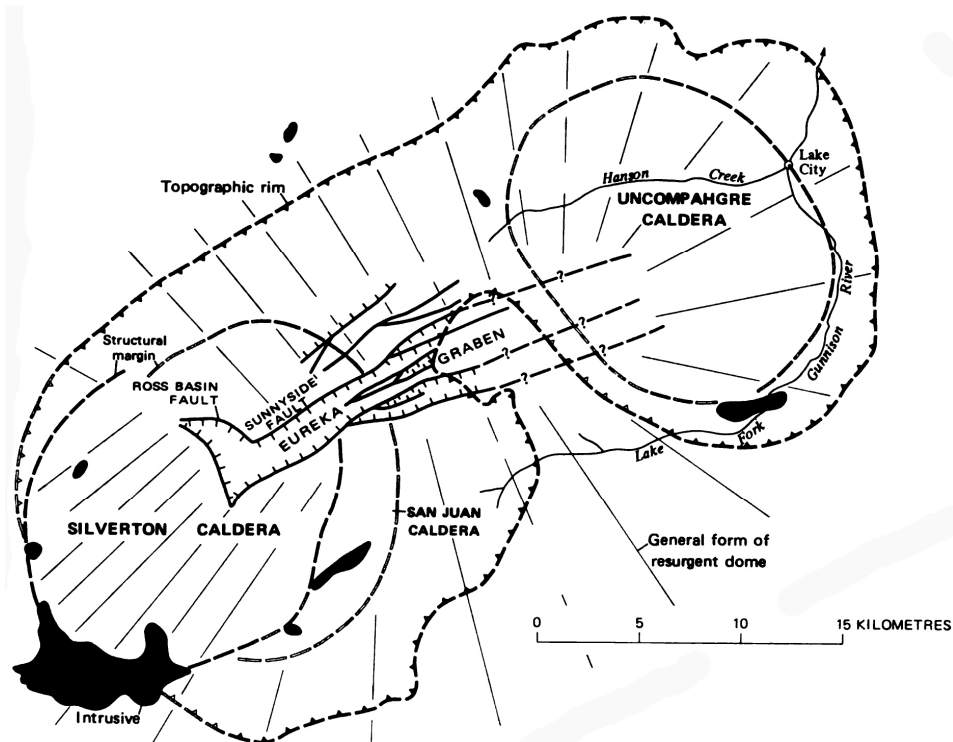


Figure 1.29 : Schéma structural du « super-dôme » résurgent incluant San Juan et Uncompahgre, d'après Steven et Lipman (1976).

La structure précise du dôme est mal connue car elle est aujourd'hui partiellement masquée par des événements ultérieurs de remplissage des deux dépressions (laves et sédiments) et par des effondrements de calderas plus tardives telles que Silverton (au niveau de San Juan ; Fig. 1.29) puis Lake City (au sein d'Uncompahgre ; Fig. 1.30). Il semble que la résurgence ait débuté peu de temps après la subsidence conjointe d'Uncompahgre et San Juan, puisque les premiers éléments de remplissage de ces dernières (laves et sédiments) reposent déjà sur des dépôts ignimbritiques basculés (Lipman et al., 1973). La résurgence s'est ensuite poursuivie tout au long de l'accumulation des produits de remplissage. On estime que la caldera de

Silverton s'est formée aux alentours de 27 Ma au cœur de la caldera de San Juan. Cette caldera est associée à l'éruption du Crystal Lake Tuff dont les restes sont également recoupés par les failles de l'Eureka graben.

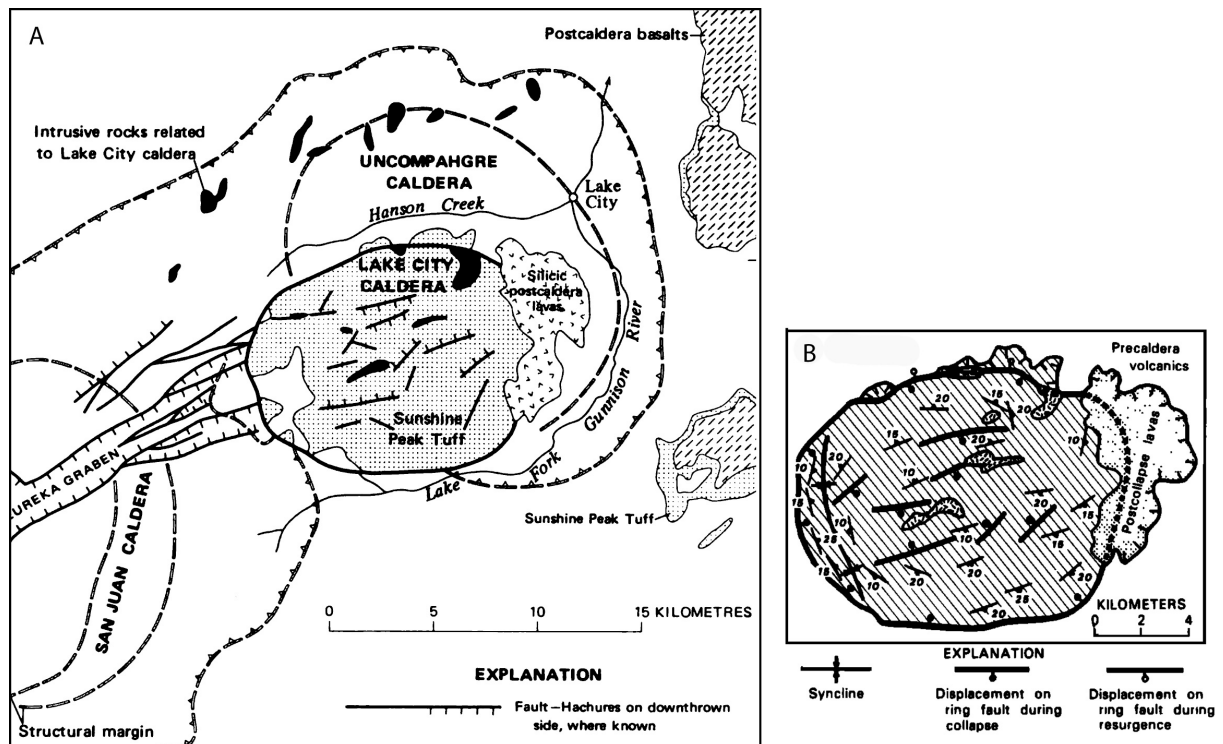


Figure 1.30 : (A) La caldera de Lake city, formée au sein de celle d'Uncompahgre, d'après Steven et Lipman (1976). (B) Carte structurale simplifiée de la caldera de Lake City, d'après Lipman (1984).

Plus tard, aux alentours de 22.5 Ma, s'est formée la caldera de Lake City, au cœur d'Uncompahgre, en réponse à l'éruption du Sunshine Peak Tuff (atteignant une épaisseur d'un kilomètre dans la caldera). La résurgence de la caldera de Lake City a produit un dôme caractérisé par des pentages de 20-25° pour les flancs et d'un large graben apical d'orientation NE-SW qui semble refléter la réactivation des failles de l'Eureka graben (Fig. 1.30). D'après Lipman et al. (1973), cette résurgence résulte clairement d'un mouvement ascendant de magma cristallisé à faible profondeur sous forme d'un pluton de granite porphyrique, probablement à 1 km sous la surface. Ce granite est aujourd'hui exposé au fond de vallées profondes ayant entaillé le dôme, et le niveau d'altération des roches intrudées à proximité de la bordure avec le granite témoigne de la présence d'un système hydrothermal particulièrement actif par le passé. Des études ultérieures plus détaillées ont montré que plusieurs sortes d'intrusions se sont mises en place, de chimie syénitique, granitique et monzonitique. Les datations de Bove et al. (2001) révèlent que l'âge des intrusions ne peut

être distingué de celui du tuf ignimbritique par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: elles se sont donc mises en place dans les 330 000 ans (correspondant à l'erreur analytique) qui ont suivi la formation de la caldera. Ces intrusions ont un toit plat et semblent être contrôlées par les failles bordières de la caldera. La résurgence tectonique, de type « trapdoor » (asymétrique), atteint environ 1000 m (Kennedy et al., 2012).

Creede caldera

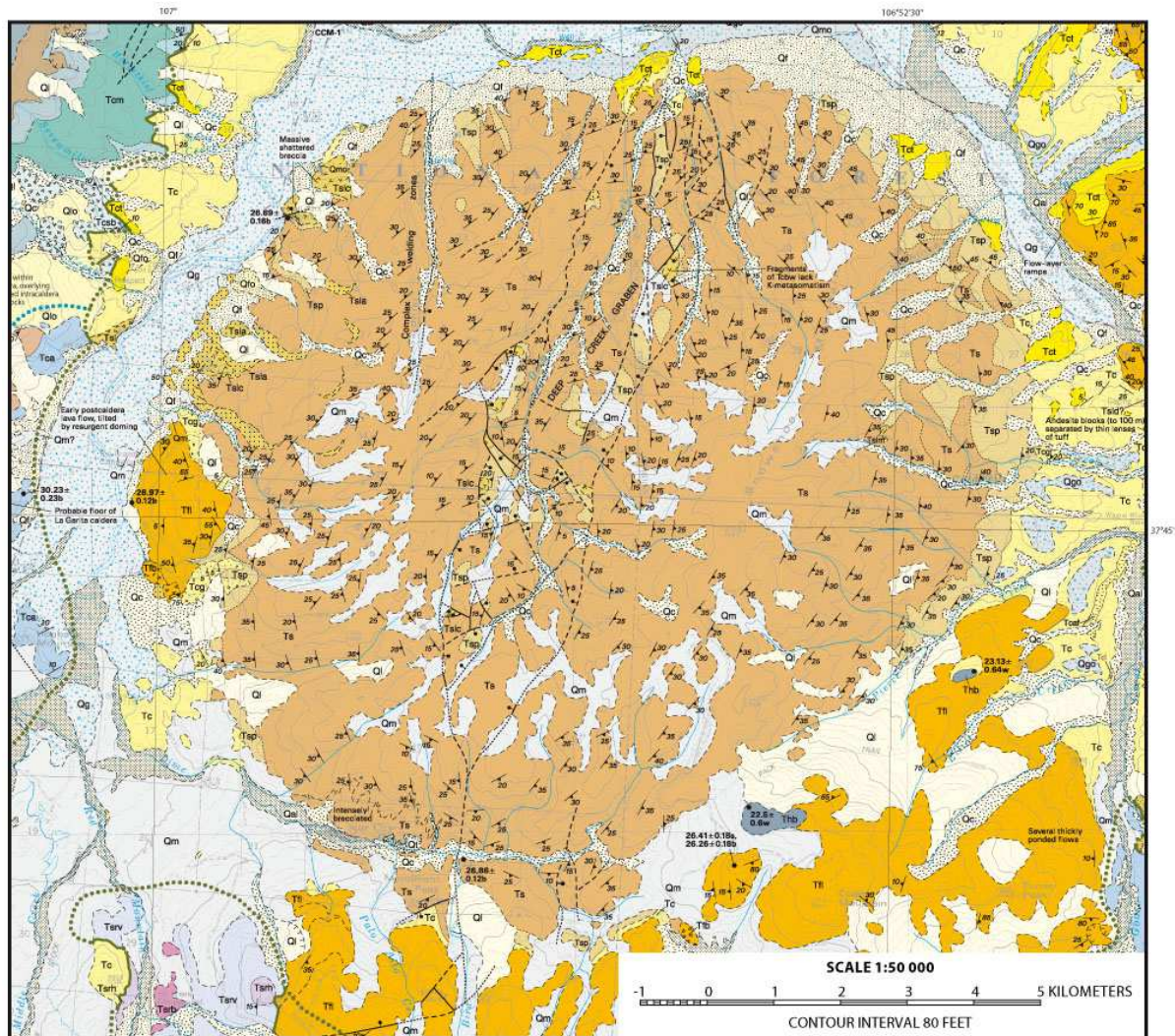


Figure 1.31 : Carte géologique et structurale du dôme résurgent de Snowshoe Mountain, à l'intérieur de la caldera de Creede, d'après Lipman (2006). Les limites topographiques actuelles de la caldera sont en pointillés. Les failles normales sur le dôme sont en tiretés ou en traits pleins. Marron : Crystal Lake Tuff. Jaune : laves plus tardives.

La formation de la caldera de Creede, la caldera la plus jeune de la portion centrale de San Juan volcanic field, est associée à l'éruption du Snowshoe Mountain Tuff il y a 26,5 Ma.

L'effondrement de la caldera est sans doute de type piston, son envergure est de 12-15 km et l'accumulation d'ignimbrite au sein de celle-ci atteint plus d'1,4 km, peut-être 2 km. La résurgence a produit un dôme soulevant le cœur de la caldera d'environ 1500 m par rapport à la périphérie (Snowshoe Mountain, Fig. 1.31). Les flancs du dôme affichent un pendage radial d'environ 30° mais pouvant atteindre 45° par endroits. Ce dôme est traversé par un graben d'orientation nord-sud. Le déplacement le long des failles normales est négligeable aux abords des terminaisons nord et sud du dôme mais il est de 700 m au centre. Le dôme résurgent est aujourd'hui entouré de nombreux dômes de lave dacitiques extrudés plus tardivement.

e) Champs Phlégréens

Les champs Phlégréens sont localisés sur la marge tyrrhénienne de l'Italie centrale. Cette marge est affectée, depuis le Miocène supérieur, par un régime extensif à l'origine de failles normales NW-SE et de décrochements NE-SW (transtension). Cette extension s'est accompagnée d'un volcanisme potassique plio-quaternaire créant un alignement de volcans NW-SE (Fig. 1.32) dont les champs Phlégréens et le Vésuve représentent la partie la plus au sud et la plus active. Ces deux volcans sont localisés au sein de la plaine Campanienne, un graben de 80 par 30 km formé au Pliocène et toujours affecté par une subsidence générale de 1,5-2 mm/an (Dvorak et Mastrolorenzo, 1991).

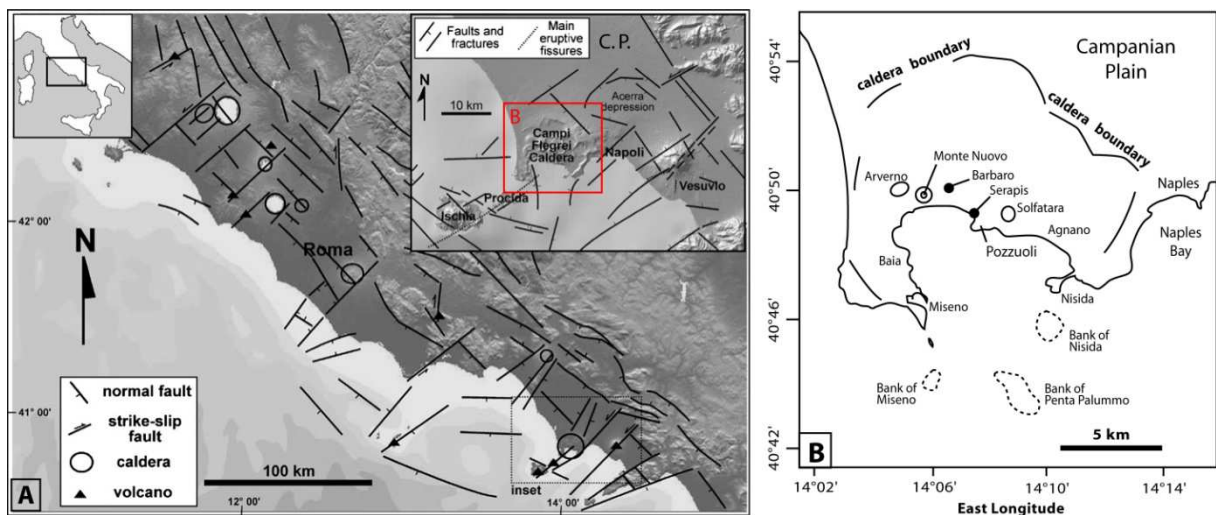


Figure 1.32 : (A) Contexte structural général des champs Phlégréens, d'après Acocella et al. (2010). *Encart*: schéma structural de la zone volcanique napolitaine - CP : plaine Campanienne. (B) Carte générale des champs Phlégréens, d'après Dvorak et Mastrolorenzo (1991).

Les champs Phlégréens sont une zone volcanique active depuis au moins 80 ka, caractérisés par une large dépression structurale interprétée comme une caldera d'environ 16 km de diamètre (Fig. 1.32b; 1.33). De nombreux événements quaternaires dans cette caldera suggèrent une activité post-effondrement récurrente. La dernière éruption est celle du Monte Nuovo, en 1538 A.D. L'activité intra-calderique récente est représentée par de nombreuses fumerolles et sources chaudes (Allard et al., 1991) et par des mouvements verticaux du plancher, appelés bradyséismes, en 1969-1972 et 1982-1984 ayant généré une élévation nette de 3,5 m autour de la ville de Pozzuoli. Les champs Phlégréens représentent un champ géothermal majeur, avec des températures atteignant les 380°C à 2,5 km de profondeur (De Vivo et al., 1989; Corrado et al., 1998). Avec un million et demi d'habitants vivant dans la caldera, ils représentent également l'un des volcans les plus dangereux au monde (Fig. 1.33).



Figure 1.33 : zone volcanique des champs Phlégréens (photographies aériennes drappées sur un modèle numérique de terrain) - document INGV.

L'étude géophysique de Barberi et al. (1991) indique une anomalie de Bouguer négative au sein de la caldera, centrée sur la baie de Pozzuoli, indiquant un déficit de masse (Fig. 1.34). Ce déficit est probablement lié à l'accumulation de tuf ignimbritique ou à l'altération hydrothermale qui affecte largement la caldera. L'anomalie négative est entourée par une ceinture d'anomalies positives de courte longueur d'onde mises en évidence en particulier par l'application d'un filtre passe-haut (Fig. 1.34). Ces anomalies sont interprétées comme le résultat d'intrusions magmatiques le long d'une zone de failles circulaires, dont le rayon apparaît bien inférieur à celui de la caldera.

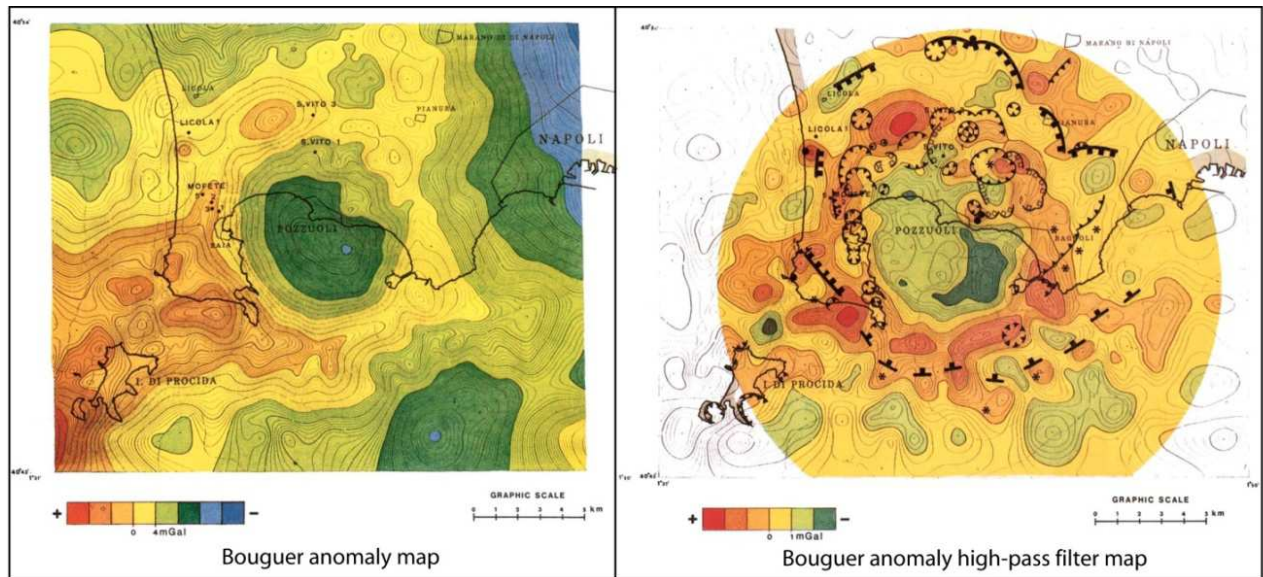


Figure 1.34 : (*Gauche*) Carte d'anomalies de Bouguer obtenue avec une correction de densité à $1,4 \text{ g/cm}^3$ - contours tous les 0.25 mGal. (*Droite*) Carte de l'anomalie de Bouguer soumise à un filtre passe-haut et structures volcaniques. Figure d'après Barberi et al. (1991).

Ces données s'expliquent par la mise en évidence de deux calderas. Le volcanisme des champs Phlégréens comporte en fait deux grands épisodes ignimbrétiques: l'ignimbrite campanienne à 39 Ma (CI, 150 km^3 DRE; Civetta et al., 1997; De Vivo, 2001) et le Neapolitan Yellow Tuff à 15 ka (NYT, 40 km^3 DRE; Deino et al., 2004). Les deux événements sont probablement associés à deux effondrements successifs, le deuxième s'étant produit à l'intérieur du premier (Orsi et al., 1996). On parle de calderas emboîtées, ou «nested caldera» (Fig. 1.35). L'analyse structurale menée par Acocella (2010) indique une prédominance des failles et fractures d'orientation NW-SE et NE-SW à l'intérieur de la caldera et sur la bordure. La forme de la caldera reflète donc probablement un contrôle régional de la déformation.

La résurgence à l'intérieur de la deuxième caldera (NYT) a commencé entre -10500 et -8000 ans BP, peut-être à l'époque de l'éruption de Minopoli. Cette éruption s'est mise en place le long d'une faille régionale et signe en effet la remontée d'un magma plus chaud et moins différencié dans le réservoir superficiel. Le climax de la résurgence est daté à -5000 ans BP. L'un des endroits les plus affectés par le soulèvement est la terrasse marine de La Starza, localisée au centre de la caldera (Fig. 1.35). Constituée par deux séquences de dépôts marins surmontés de sédiments continentaux, la terrasse présente deux périodes d'émersion datées par ^{14}C à -8000 et -4600 ans BP. L'analyse détaillée des déplacements verticaux indique une résurgence non homogène représentant certainement un système de blocs à l'intérieur de la

caldera. Les blocs périphériques affichent un soulèvement nettement inférieur à celui des parties centrales. Certains sont même affectés de subsidence, comme à Agnano depuis 4300 ans (Fig. 1.35).

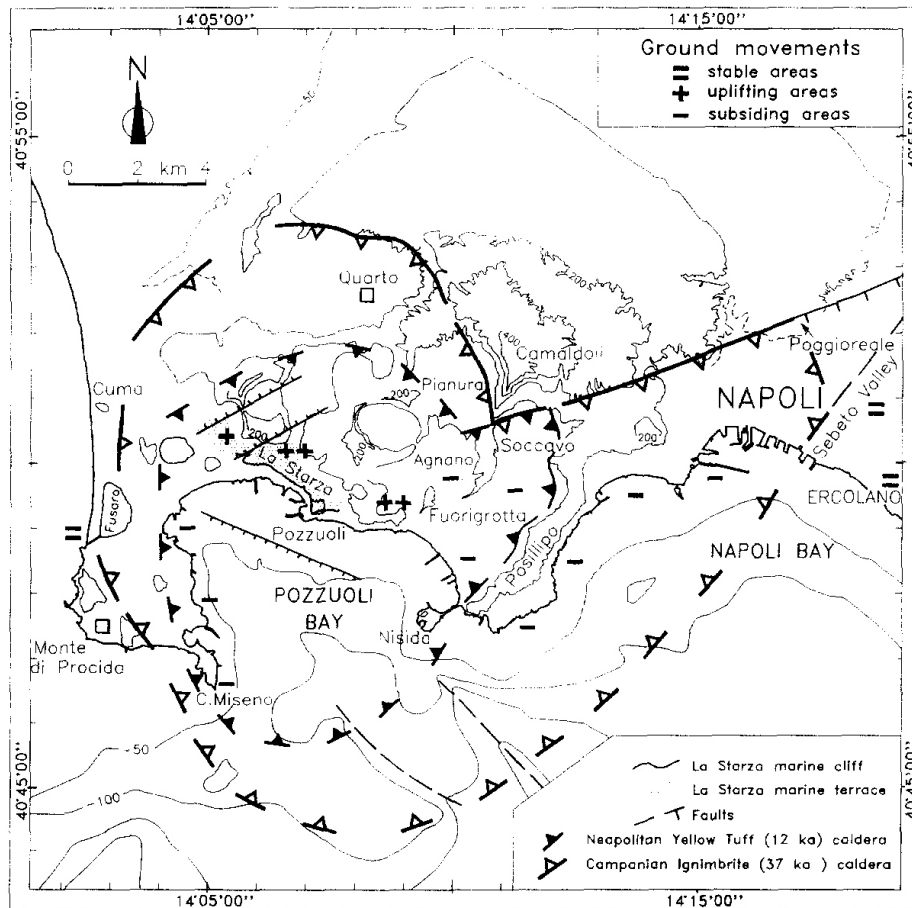


Figure 1.35 : Carte structurale des champs Phlégréens, montrant les deux calderas emboîtées, d'après Orsi et al. (1996).

Dans le détail, les parties centrales de la caldera témoignent également de périodes de subsidence significatives. Le temple romain de Serapis, excavé en 1750 près de Pozzuoli, a fait l'objet d'intenses recherches permettant de reconstituer les mouvements de la partie centrale de la caldera depuis l'époque romaine jusqu'à nos jours (Dvorak et Mastrolorenzo, 1991 ; Mohrange et al., 1999). La région de Pozzuoli est caractérisée par une subsidence générale de 1,1-1,7 cm/an interrompue trois fois depuis l'époque romaine : une fois au cours du moyen âge (~7^{ème} siècle), une fois entre le 14^{ème} et le 16^{ème} siècle, et une fois au cours des événements bradysismiques récents (Fig. 1.36).

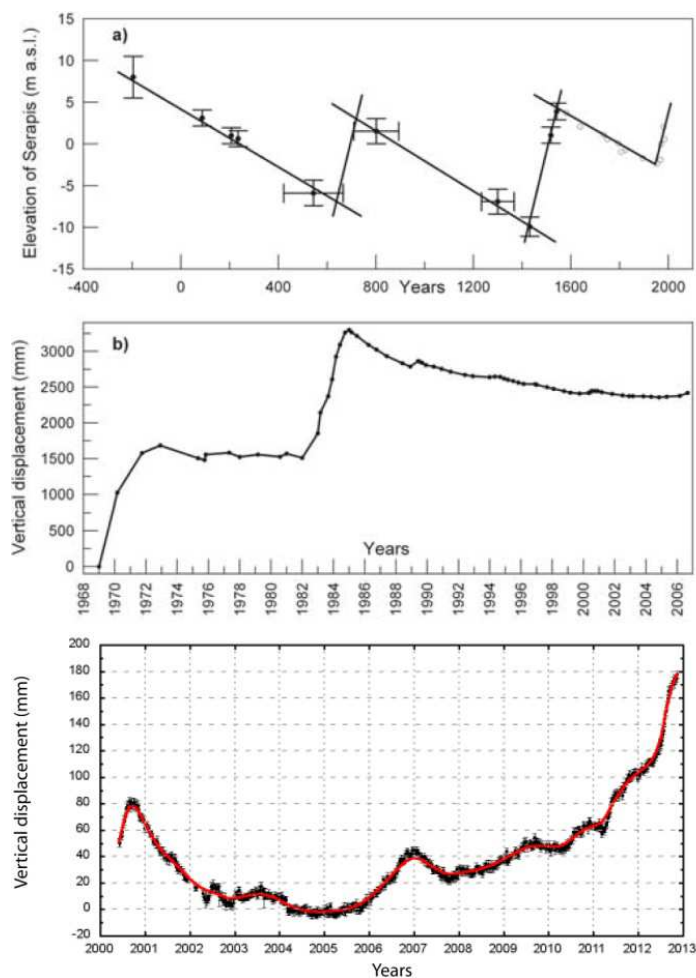


Figure 1.36 : Déformations observées dans les champs Phlégréens, d'après Troise et al. (2007) et INGV. *Haut*: Reconstitution des mouvements verticaux au temple de Serapis. *Milieu*: Déplacements verticaux mesurés au Port de Pozzuoli par nivellement entre 1969 et 2006. *Bas*: variations enregistrées par la station GPS de Pozzuoli entre 2000 et 2013

Si on ne sait que peu de choses des événements survenus au Moyen-Age, les épisodes de soulèvement suivants sont mieux connus. Un recul de la ligne de côte entre Baia et Pozzuoli, traduisant un soulèvement général, a été mis en évidence entre le début du 14^{ème} siècle et l'éruption du Monte Nuovo en 1538. Cette surrection a été accompagnée d'une activité sismique au cours des deux dernières années précédant l'éruption, culminant au cours des derniers jours avec un soulèvement de 7 m. L'éruption fut suivie d'une période de subsidence qui dura probablement jusqu'en 1669. Entre 1669 et 1772, le premier événement de soulèvement bradysismique fut enregistré avec un maximum d'1,7 m mesuré au niveau de la ville de Pozzuoli. Cet événement fut accompagné d'une sismicité dont les épicentres se concentraient dans la partie nord de la baie de Pozzuoli et dans une zone située entre Averno et Agnano (Fig. 1.32b). Il fut suivi par un épisode de subsidence de 22 cm entre 1772 et 1794.

Après une période de calme d'environ 8 ans (en termes de déformation et sismicité), un nouvel épisode de soulèvement intense fut enregistré entre 1982 et 1984, cumulant 1,8 m au total (Fig. 1.36). C'est dans la période 1983-1984 que furent enregistrés les taux de surrection les plus élevés, de l'ordre de 100 cm/an. Ce dernier événement bradysismique fut accompagné d'une sismicité initialement faible qui s'intensifia par la suite, avec des hypocentres à faible profondeur jusqu'à 4-5 km sous la surface, entre Solfatara et Monte Nuovo, et dans la partie nord de la baie de Pozzuoli. Entre 1984 et fin 2004, la région est entrée à nouveau dans une subsidence générale, entrecoupée de très faibles soulèvements (Fig. 1.36). Aucun séisme n'a jamais été enregistré en relation avec la subsidence. En revanche une sismicité a effectivement accompagné les brefs épisodes de soulèvement. Depuis 2005, on observe une surrection lente cumulant 18 cm à la fin de l'année 2013, accompagnée d'une réactivation de l'activité hydrothermale.

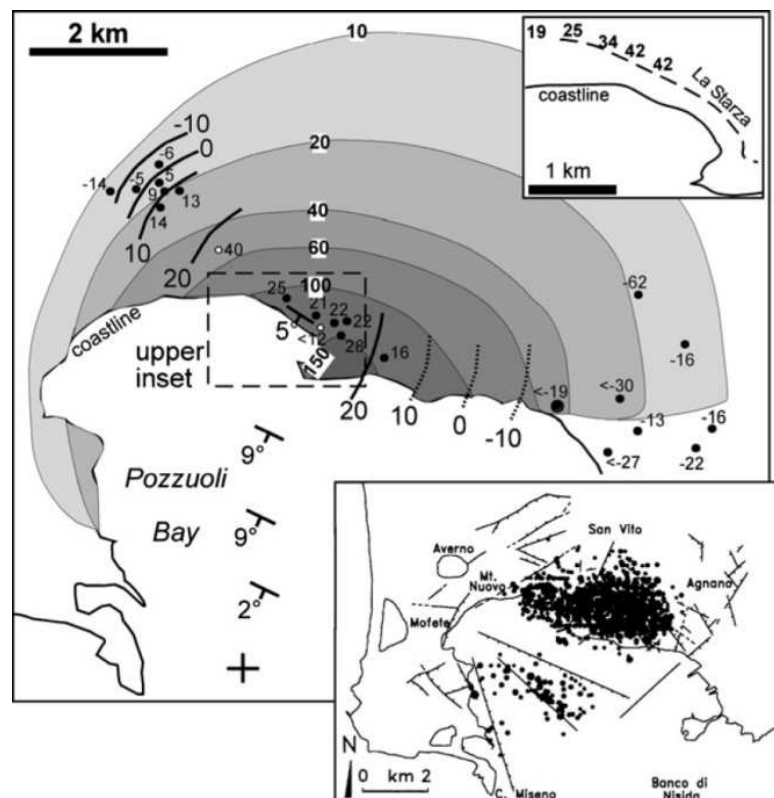


Figure 1.37 : Déformations observées dans les champs Phlégréens, d'après Acocella (2010). Les points désignent l'altitude (en m) de la partie haute des dépôts marins constituant la terrasse marine de la Starza, d'après Di Vito et al. 1999 (*Encart supérieur* : décroissance topographique progressive de la partie NW de la terrasse de la Starza). La reconstruction des lignes de contour d'altitude de ces sédiments, pleines et pointillées, montre un soulèvement centré au NW de Pozzuoli décroissant vers l'ouest et le NW. Les niveaux de gris montrent le soulèvement observé au cours de la période 1982-84 en cm (*Encart inférieur* : épencentres des seimes enregistrés au cours de la même période).

La déformation à long terme se concentre dans la partie centrale de la caldera (Fig. 1.37). En effet, le soulèvement des sédiments marins atteint son maximum au NW de la baie de Pozzuoli. Au cours des derniers événements bradysmiques, la distribution de la déformation a une forme de lentille pratiquement circulaire et est également centrée autour de Pozzuoli (Acocella, 2010). En outre, depuis le soulèvement de 1982-1984 au moins, la déformation apparaît fortement confinée avec des taux de décroissance radiale de plus de 95% en trois kilomètres (De Natale et al., 2006).

La rapidité des déformations récentes et les modélisations de sources ont conduit différents auteurs à proposer un mécanisme basé sur le dégazage de sources magmatiques et la migration de fluides hydrothermaux à faible profondeur (e.g. Bonafede, 1991; Chiodini, 2003; Battaglia et al., 2006; De Natale et al., 2006). Ces épisodes de dégazage associés aux soulèvements bradysismiques pourraient résulter d'événements de recharge d'une source magmatique profonde (Troise et al., 2007), peut-être située aux alentours de 4 km de profondeur (Ferrucci et al., 1992). L'hypothèse de la migration de fluides est cohérente avec la sismicité, superficielle (<4 km) et de faible magnitude ($M < 4$), observée dans la partie centrale de la caldera au cours des épisodes bradysismiques.

Jusqu'à très récemment, le manque de données en mer rendait parcellaire la connaissance structurale de la caldera des champs Phlégréens. En intégrant des données bathymétriques à haute résolution, des données de sismique réflexion et des données de forage, Sacchi et al. (2014) ont apporté une analyse morpho-structurale de la partie immergée de la caldera (Fig. 1.38). Ces auteurs identifient une bande de failles circulaires d'un à deux kilomètres de large représentant manifestement la bordure de la caldera de NYT (Fig. 1.38A). Ces failles circulaires, produisant un rejet total de 80 m, sont majoritairement à pendage vers l'intérieur même si elles sont accompagnées de quelques failles conjuguées (Fig. 1.38B, C). Au niveau de la partie centrale nord de la baie Pozzuoli, les travaux de Sacchi et al. (2014) mettent également en évidence un antiforme d'environ 5 km de diamètre interprété comme un dôme résurgent (Fig. 1.38D). La bordure de ce dôme résurgent coïncide avec les failles circulaires les plus internes bordant la caldera. La partie sommitale du graben montre un certain nombre de failles normales formant un graben apical (Fig. 1.38E). Le soulèvement total cumulé du dôme est estimé à 180 m. Différents travaux, menés à partir des dépôts de la Starza ou de la morphologie globale (Cinque et al., 1985 ; Amore et al., 1988) suggèrent un taux de résurgence moyen de 9-12 mm/an au cours de la première phase de la résurgence (15 à 6,6 ka).

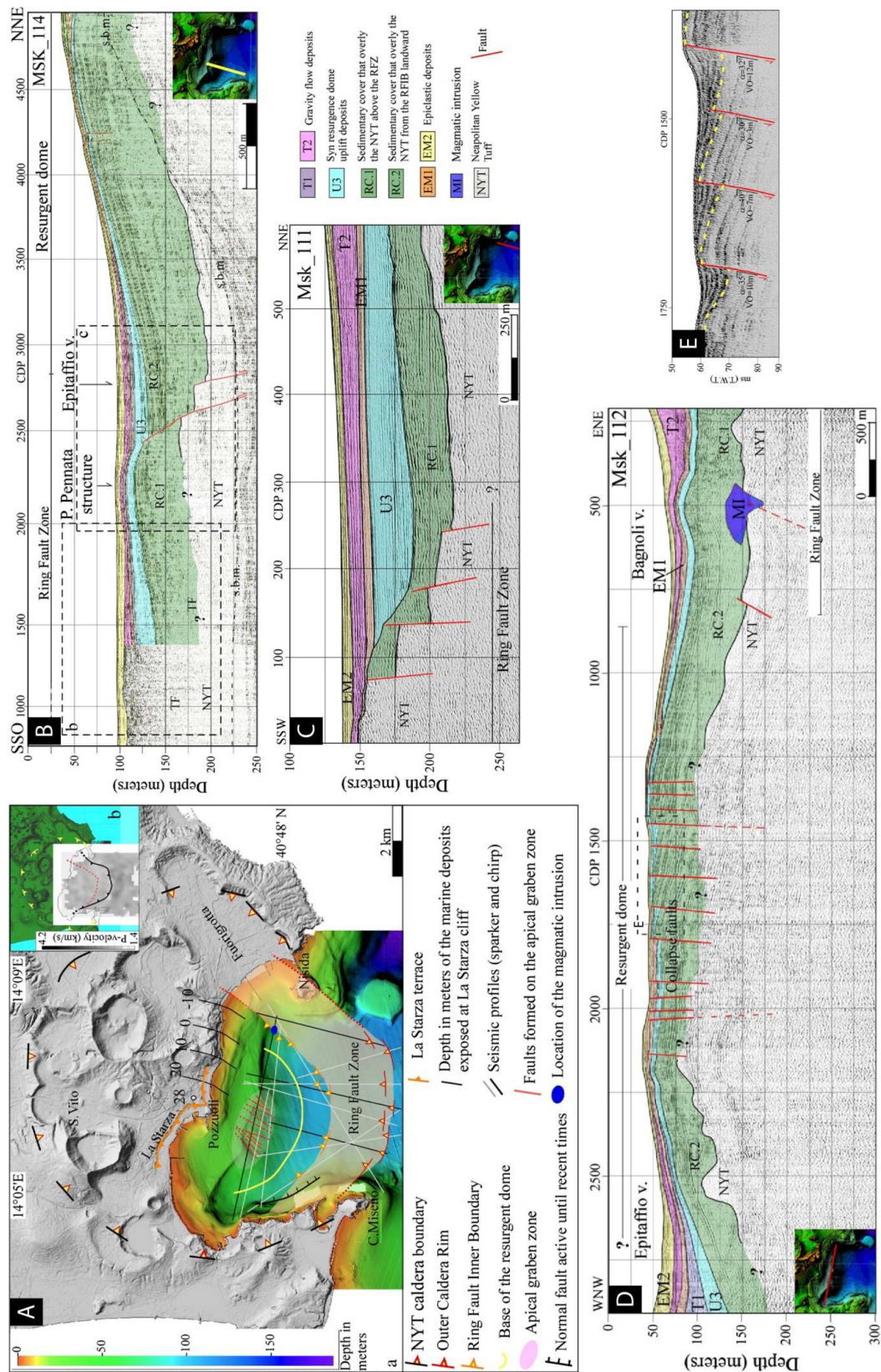


Figure 1.38 : d'après Sacchi et al., 2014. (A) Carte des principaux traits morpho-structuraux relatifs à l'effondrement et à la résurgence de la caldera de NYT. (B, C, D) Profils sismiques interprétés montrant la bordure de la caldera et le dôme résurgent, la localisation des profils est en encart. (E) Détail du profil sismique D montrant le graben apical associé au dôme.

Les champs Phlégréens illustrent donc différents mécanismes de déformation du plancher de la caldera (Fig. 1.39). Une déformation à long terme, appelée résurgence et attribuée à l'accumulation de magma en profondeur, est à l'origine d'un dôme structural associé à un graben apical. Une déformation à court terme, dite bradysismique, met en jeu des déplacements verticaux rapides mais d'amplitude limitée et peut être associée à la migration superficielle de fluides hydrothermaux et magmatiques.

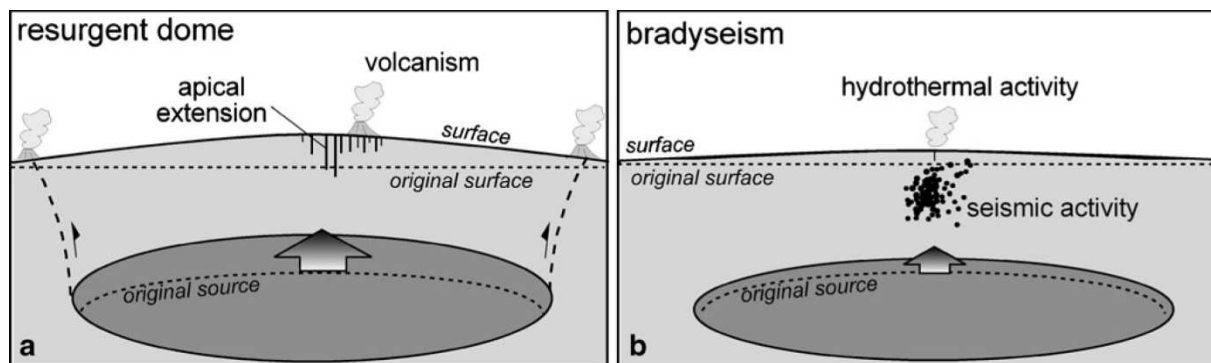


Figure 1.39 : Schéma résumant le comportement volcano-tectonique caractérisant le soulèvement à long terme (a) et à court terme (b) du centre de la caldera. (a) La résurgence met en jeu la formation de failles et du volcanisme au niveau des parties apicales et périphériques du dôme. (b) Les bradyséismes sont caractérisés par une activité sismique et hydrothermale accrue à l'apex de la zone soulevée. Figure d'après Acocella, 2010.

f) Ischia

Ischia est une île de 46 km² située à l'ouest de la baie de Naples (Fig. 1.40a), dont les produits volcaniques les plus anciens sont datés aux environs de 130 000 ans BP. Elle est toujours considérée comme active car l'éruption la plus récente date de 1301-1302 AD. L'île abrite une caldera elliptique de type piston d'environ 10 km par 7 km, allongée dans la direction est-ouest (Fig. 1.40b). Cette caldera a été formée au cours d'une grande éruption qui a mis en place l'ignimbrite trachytique du Green Tuff datée aux environ -55 000 ans BP par la méthode K/Ar (Gillot et al., 1982).

La partie centrale de la caldera est occupée par le Mont Epomeo (env. 4×4 km², 787 m d'altitude), reconnu comme un horst volcano-tectonique par Rittman (1930) et majoritairement formé de Green Tuff (également appelé Mount Epomeo Green Tuff ou MGET; Vezzoli, 1988). Au sud-ouest du Mont Epomeo, le MEGT est recouvert d'un niveau de ponces appelé le Citara Tuff, en intercalation avec des sédiments marins, et affecté par les

failles bordières du horst. Le dépôt du Citara Tuff, daté à 33000 ans par Gillot et al. (1982), s'est donc effectué au niveau de la mer et précède la résurgence du horst.

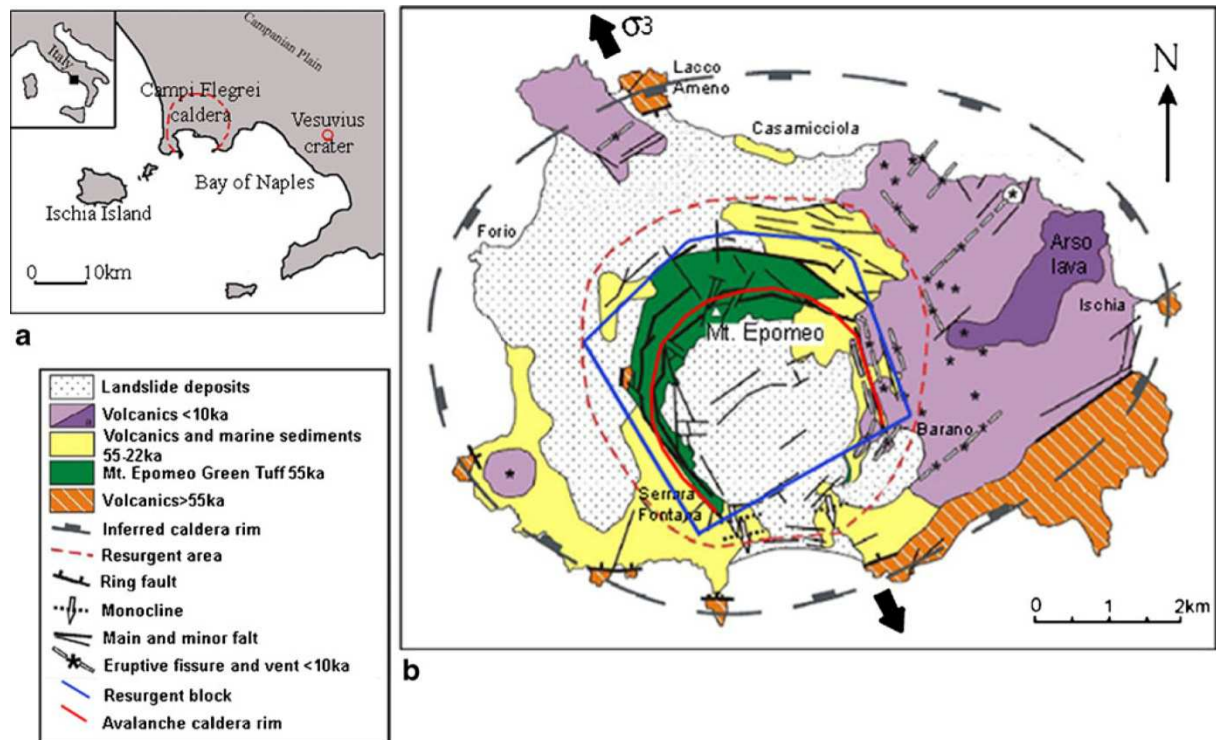


Figure 1.40 : Localisation (a) et schéma volcano-tectonique de l'île d'Ischia (b), d'après Carlino (2012).

Cette résurgence est attribuée par certains auteurs à l'intrusion de magma à faible profondeur (Rittmann, 1930; Vezzoli, 1988; Tibaldi et Vezzoli, 1998). Elle aurait débuté entre -33 ka BP et -28 ka BP, cette dernière date correspondant à l'éruption de laves témoignant de l'arrivée d'un nouveau magma dans le système (baisse des rapports isotopiques en Sr et Nd; Poli et al., 1989). Le soulèvement total, déduit de la hauteur actuelle des dépôts marins et des variations eustatiques, s'élève à 710 m dans le secteur sud et 920 à 970 m dans le secteur nord. Le taux de soulèvement moyen est compris entre 2,1 et 3,3 cm/an (Tibaldi et Vezzoli, 1998).

Aujourd'hui, le Mont Epoméo est considéré comme l'archétype du bloc résurgent: un bloc en surrection sans déformation interne ou presque. De structure monoclinale (pendage vers le SSE), il est bordé à l'ouest et à l'est de failles nord-sud subverticales. Au nord et au sud, en revanche, les analyses structurales rapportent que le bloc est bordé de failles normales NNW-SSE à pendage vers l'extérieur (60-85°; Vezzoli, 1988; Fusi et al. 1990). Toutes ces failles reflètent probablement la réactivation de structures régionales ayant conditionné la forme du bloc résurgent (Acocella et Funiciello, 1999). Le pendage monoclinale des couches suggère un mécanisme de résurgence en « trapdoor » (asymétrique, Fig. 1.41). Le pendage des failles

bordières et l'absence de déformation (ou presque) à l'intérieur du bloc ou au niveau du plancher de la caldera soulèvent le problème de l'espace permettant d'accommoder la résurgence. Tibaldi et Vezzoli (1998) proposent l'existence d'une compensation entre la résurgence et une extension régionale de direction NNW (Fig. 1.40).

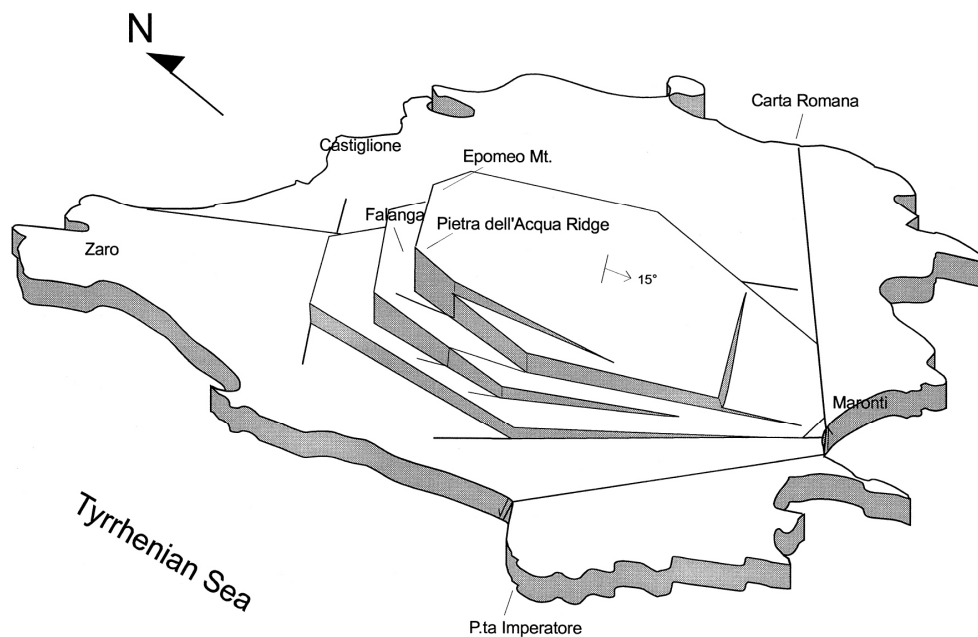


Figure 1.41 : Bloc diagramme illustrant la structure en « trapdoor » du bloc résurgent d'Epomeo, d'après Acocella et Funiello (1999).

Les données géophysiques indiquent que le Mont Epomeo correspond à une anomalie gravimétrique positive et une anomalie magnétique négative (Fig. 1.42 ; Paoletti et al., 2009, 2013). La modélisation jointe de ces anomalies montre la présence d'une structure ignée dont le toit serait situé à environ 1300 m sous le niveau de la mer, constituant certainement le socle de l'île. Ce laccolithe serait certainement démagnétisé sous le bloc résurgent par suite de l'hydrothermalisme ou à cause de la persistance de zones de fusion partielle dans le socle. Certains auteurs voient dans ce laccolithe une source ductile à l'origine de la résurgence (e.g. Carlino, 2012) alors que d'autres sont en faveur d'une source beaucoup plus profonde (vers 4-5 km pour Acocella, 2001).

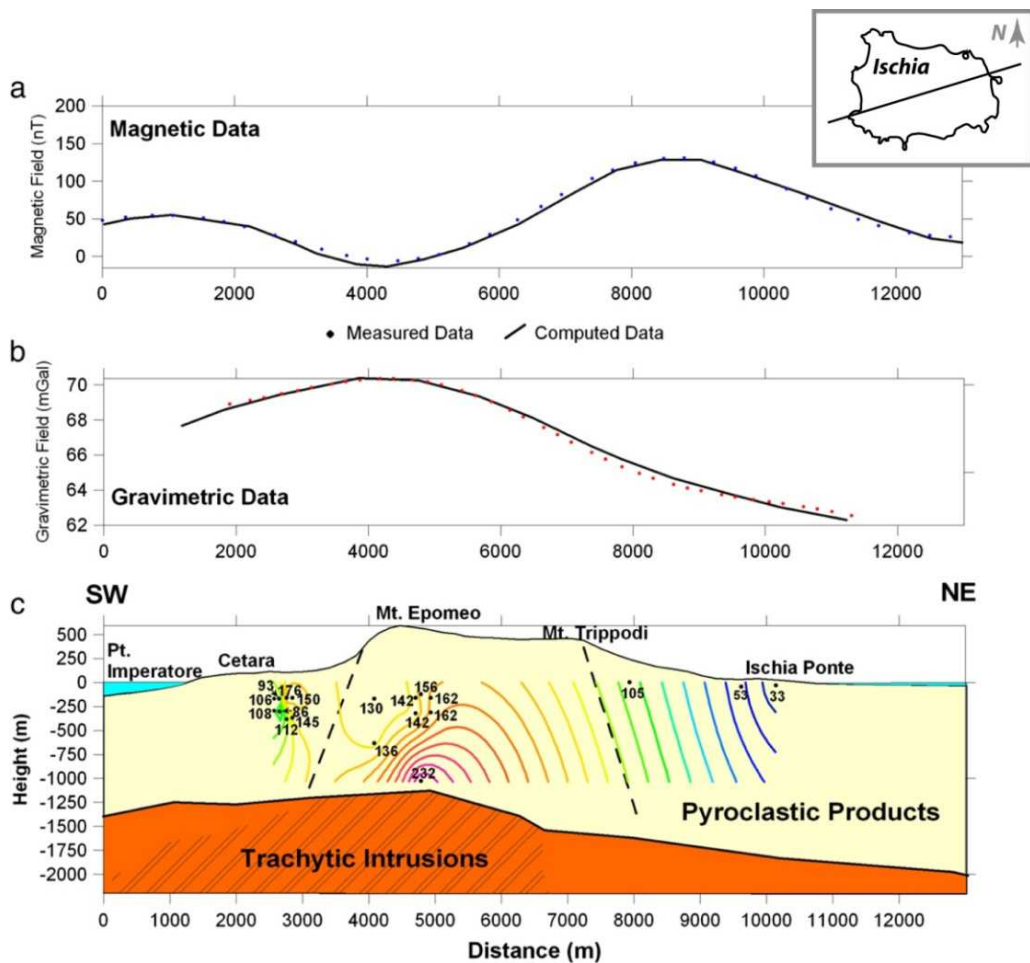


Figure 1.42 : Profils aéromagnétiques (a) et gravimétriques (b) filtrés en passe-bande, et modèle interprétatif (c). Les hachures indiquent la région démagnétisée du laccolithe. Le modèle montre également les températures mesurées dans les forages. Figure d'après Paoletti et al. (2013).

Au cours des derniers 10 000 ans, les données géochimiques (Poli et al., 1989) ont révélé un nouvel épisode d'injection magmatique en profondeur associé aux épisodes d'extrusions, qui pourrait également être lié à une accélération de la résurgence. La mise en place de nombreux dépôts de déstabilisation au cours de cette période (Tibaldi et Vezzoli, 2004; Vezzoli et al., 2009) peut notamment être reliée aux déformations du bloc issues de la résurgence, aux secousses sismiques associées, et à la fragilisation de l'édifice par l'activité hydrothermale (Fig. 1.43). Ensuite, l'allègement du bloc par des effondrements répétitifs peut lui-même être un facteur d'accélération de la résurgence.

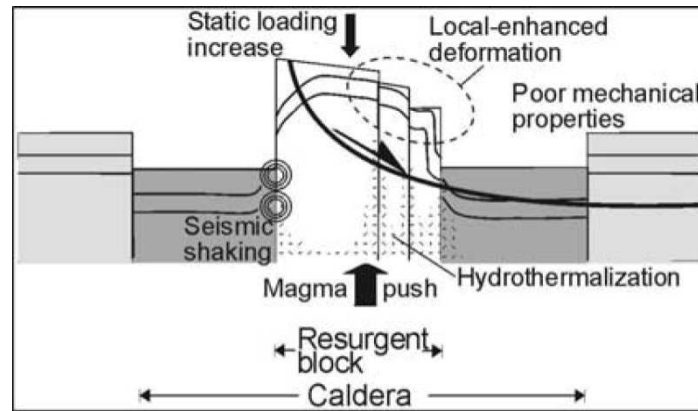


Figure 1.43 : Schéma des différents mécanismes pouvant participer au déclenchement d'effondrements au sein d'un système résurgent, d'après Tibaldi et Vezzoli (2004).

Les données de déformation collectées depuis 1913 ont montré une subsidence générale de l'île (nivellement, interférométrie radar; Luongo et al., 1987; Manzo et al., 2006), avec un taux d'1-5 mm/an, ce qui reste relativement faible par rapport au taux de résurgence générale (env. 3 cm/an). D'après les données archéologiques, cette subsidence pourrait avoir commencé il y a plus de 2000 ans (Carlino, 2012).

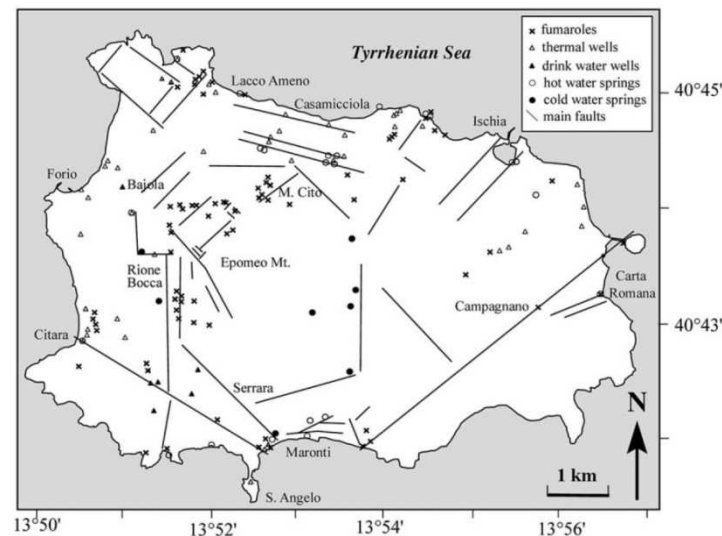


Figure 1.44 : Carte des fumarolles et des sources chaudes et froides sur l'île d'Ischia, d'après Molin et al. (2003).

Le système résurgent d'Ischia est toujours considéré comme actif. Depuis 1228, une douzaine d'événements sismiques a été enregistrée avec une intensité de VII à XI sur l'échelle de Mercalli. Les derniers, également les plus intenses, ont eu lieu en 1983 et ont été localisés le long des failles au nord du bloc du Mont Epomeo (Carlino, 2012). Les failles bordières du bloc sont également très actives en termes de circulation hydrothermale puisqu'elles

concentrent un grand nombre de fumerolles et de sources chaudes (Fig. 1.44). La nature (magma, fluides, etc.) et la profondeur de la source de la résurgence à Ischia restent encore l'objet de nombreux débats à ce jour.

g) Toba

Située au nord de l'île de Sumatra, Toba est l'une des plus grandes calderas sur Terre avec des dimensions de 100 km par 30 km (soit 2400 km² environ). La caldera est donc largement étirée parallèlement à la zone de subduction et à la faille de Sumatra qui est un décrochement dextre de près de 1900 km de long (Fig. 1.45).

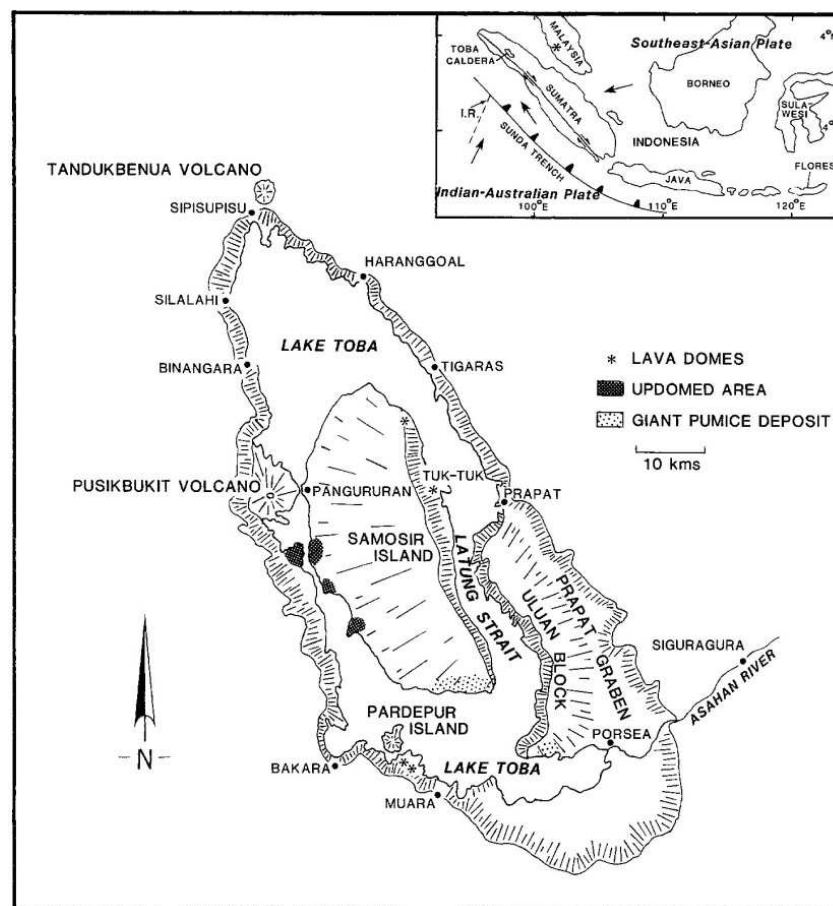


Figure 1.45 : Contexte tectonique (encart) et carte des structures formant le complexe de la caldera de Toba, d'après Chesner et Rose (1991).

La caldera est actuellement occupée par un lac qui constitue le plus grand lac volcanique du monde. Elle est associée à l'éruption la plus importante du Quaternaire, qui a émis plus de 2800 km³ de magma en un seul événement (YTT - Youngest Toba Tuff) il y a 74 000 ans, avec un indice d'explosivité VEI de 8.8 (Ninkovich et al., 1978; Chesner et Rose, 1991).

L'origine volcanique de Toba fut pour la première fois suggérée par Van Bemmelem (1939) mais il faudra attendre les travaux de Smith et Bailey (1968) pour sa reconnaissance en tant que caldera. L'île de Samosir, qui culmine à 1630 m (niveau du lac : 905 m), est reconnue dès les travaux de Van Bemmelen comme une structure résurgente. Ce dernier constate que l'île entière est recouverte de sédiments lacustres alors que le niveau le plus haut atteint par le lac reste bien plus bas que le sommet de l'île (qui est estimé à 1160 m par Verstappen en 1961) . De plus, il remarque des sédiments présentant un pendage de 5° à 8° vers l'ouest sur Samosir et une terminaison de l'île à l'est par des failles en échelon. On estime aujourd'hui les dimensions de Samosir à 60 km par 20 km et sa surrection minimale à 1100 m. La datation au carbone 14 de sédiments lacustres riches en matière organique collectés près du sommet donne un âge de 33000 ans (Chesner, 2012). À l'époque de leur dépôt, le lac se trouvait à une altitude de 1000 m environ, ce qui donne un taux de résurgence minimale de 1,8 cm/an pour expliquer leur position actuelle.

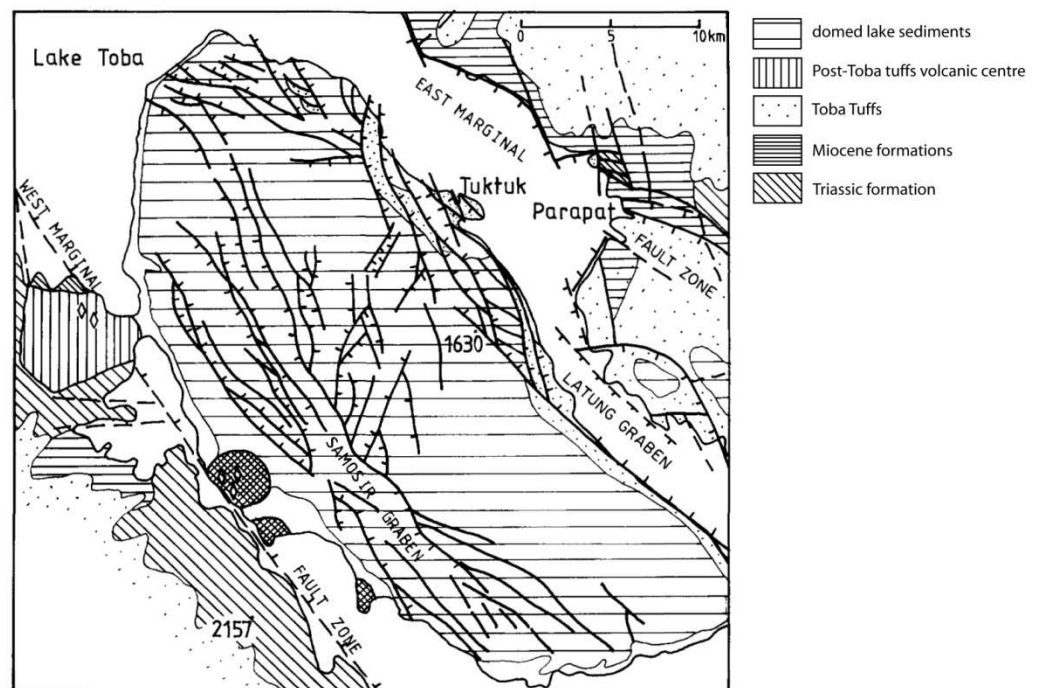


Figure 1.46 : Carte structurale de l'île de Samosir, d'après Aldiss & Ghazali (1984). En tiretés, les failles supposées.

L'observation de pendages de 10 à 15° vers l'est sur l'Uluan Block pousse Van Bemmelem (1939) puis Smith et Bailey (1968) à considérer Samosir et Uluan comme les deux moitiés d'un dôme résurgent séparées par un graben profond constituant le Latung Strait. L'étude structurale de l'île de Samosir d'Aldiss et Ghazali (1984) corrobore l'hypothèse d'une

tectonique en extension, associée à la résurgence, ayant généré les grabens Samosir et Latung, toujours suivant la direction des grandes failles régionales (Figs. 1.45, 1.46).

Cependant, on n'observe pas de continuité des formations de part et d'autre du Latung Strait (Chesner et Rose, 1991). Du côté Uluan, l'unité YTT présente un faciès non consolidé et une épaisseur de 100 m alors que du côté Samosir, cette même unité présente un faciès soudé sur une épaisseur de 600 m. Chesner et Rose (1991) proposent un modèle un peu plus complexe où une faille circulaire secondaire aurait découpé la portion sud-est de la caldera du reste du plancher, expliquant un moindre effondrement et donc une moindre accumulation de YTT côté Uluan (Fig. 1.47). D'autre part, ce découplage permet d'expliquer la surrection différentielle entre Samosir et Uluan constatée par les auteurs sur la base de corrélations établies entre les terrasses lacustres. Enfin, la résurgence aurait également soulevé la marge est de la caldera et donc réactivé la faille bordière à cet endroit. Selon ce modèle, le Latung graben serait donc partiellement hérité d'une faille précoce contemporaine ou antérieure à l'effondrement de la caldera.

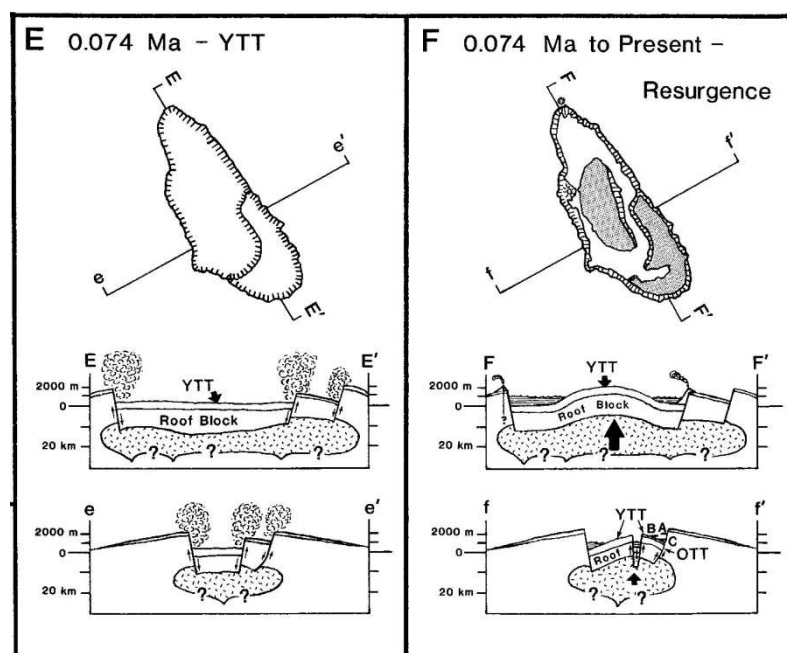


Figure 1.47 : Scénario de l'effondrement et de la résurgence du complexe de Toba , d'après Chesner et Rose (1991). YTT : Youngest Toba Tuff - OTT : Oldest Toba Tuff.

Un certain nombre d'études géophysiques ont permis de préciser la structure de la croûte sous la caldera. L'étude de Masturyono et al. (2001) présente une étude gravimétrique ainsi qu'une tomographie de vitesse des ondes P (tomographie des temps d'arrivée) à partir de 4 mois d'enregistrement en 1995 de 40 stations sismiques localisées dans la caldera et tout autour. La

tomographie met en évidence un corps caractérisé par des vitesses sismiques faibles s'étendant à plusieurs dizaines de kilomètres sous la caldera. Dans les 10 premiers kilomètres, on distingue deux zones à faible vitesse, avec des minima d'environ -20% : une large zone sous les deux tiers sud de la caldera incluant l'ensemble de l'île de Samosir, et une petite zone sous la terminaison nord de la caldera. Ces zones sont considérées comme les reliques de chambres magmatiques ayant produit des éruptions ignimbritiques dans le passé. La multiplicité des réservoirs tend à favoriser l'hypothèse d'une caldera formée en plusieurs fois, émise par Knight et al. en 1986. Les résultats de l'étude gravimétrique montrent une anomalie de Bouguer négative centrée sur le lac Toba, dont les contours suivent précisément la forme de la caldera mais également celle de l'île de Samosir, avec un minimum de -75 mGal au niveau de la portion sud-ouest de Samosir (Fig. 1.48).

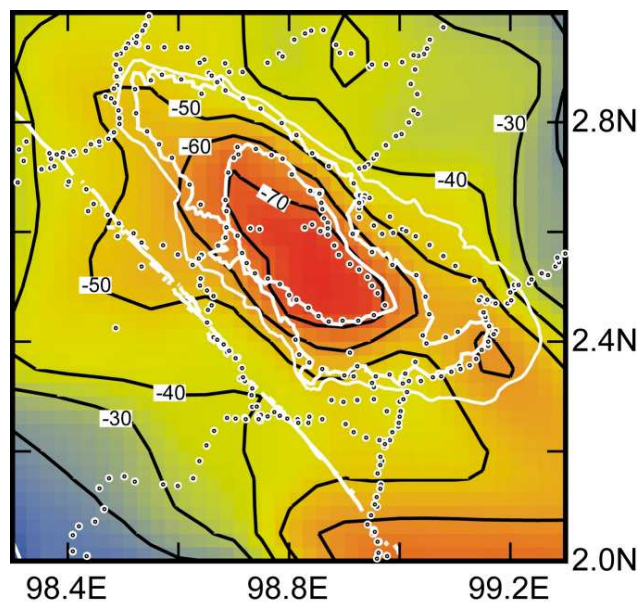


Figure 1.48 : Carte d'anomalie de Bouguer de Toba, d'après Masturyono et al. (2001). Contours noirs tous les 10 mGal. Les points blancs montrent les points de mesure, et les courbes blanches indiquent les contours topographiques majeurs de la dépression actuelle, du lac, de l'île de Samosir et, de la faille de Sumatra.

Outre l'hypothèse de l'existence d'une racine crustale, cette anomalie négative peut être le produit de l'accumulation d'un tuf peu dense au sein de la caldera et éventuellement de l'existence de zones à haute température, voire partiellement fondues, sous la caldera (Fig. 1.49). Tout en permettant de mieux approcher les données observées, l'hypothèse d'un corps magmatique en profondeur s'accorderait en effet plutôt bien avec les résultats de la tomographie sismique.

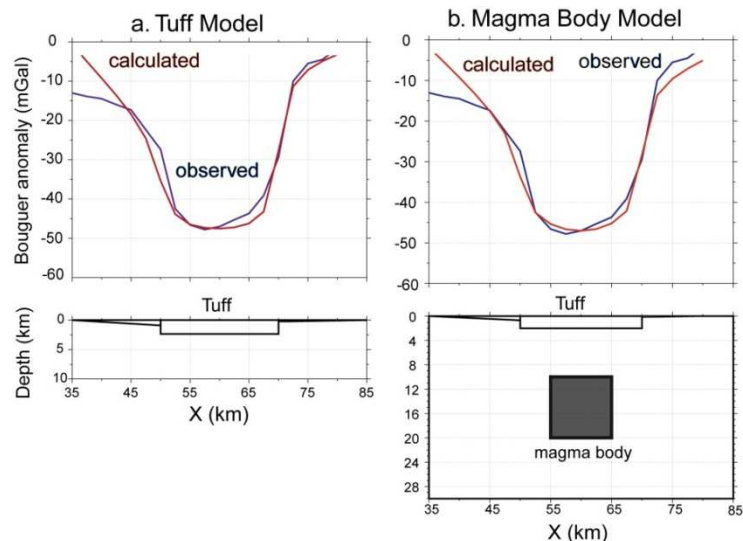


Figure 1.49 : Comparaison de profils d'anomalie de Bouguer SW-NE observés et résultats de la modélisation directe, d'après Masturyono et al. (2001). (a) Modèle d'anomalie gravitaire liée à un remplissage de 2.5 km de tuf au sein de la caldera, avec un contraste de densité de 500 kg/m^3 avec l'encaissant. (B) Modèle d'anomalie gravitaire liée à la combinaison d'un remplissage de 2 km d'un même tuf et d'un corps magmatique de $10 \times 10 \text{ km}$ centré à 15 km de profondeur avec un contraste de densité avec l'encaissant de 170 kg/m^3 .

La réinterprétation des données sismiques de 1995 par Sakaguchi et al. (2006) puis par Koulakov et al. (2009) confirme la présence d'un réservoir magmatique sous Toba, notamment sous Samosir, caractérisé par des ratios de vitesses sismiques V_p/V_s élevés à partir de 5 km de profondeur. À partir de nouveaux enregistrements réalisés en 2008, Stankiewicz et al. (2010) et Jaxibulatov et al. (2014) proposent des tomographies sismiques réalisées à partir de corrélation de bruit. Leurs résultats mettent en évidence une zone de faible vitesse des ondes de surface dont la géométrie, notamment centrée sous Samosir, s'accorde bien avec les résultats obtenus précédemment à partir des ondes de volume (Fig. 1.50a). L'étude sismique la plus récente de Jaxibulatov et al. (2014), présentant sans doute la meilleure résolution, a permis de scinder en deux parties le corps à moindre vitesse sismique s'étendant à grande profondeur sous la caldera. Ces travaux mettent en effet en évidence une anisotropie marquée sous les 7 km interprétée comme le résultat de l'accumulation de sills constituant le réservoir (Fig. 1.50b). Au-dessus de 7 km, la zone isotrope du réservoir est interprétée par les auteurs comme la zone impliquée au cours des derniers épisodes éruptifs majeurs.

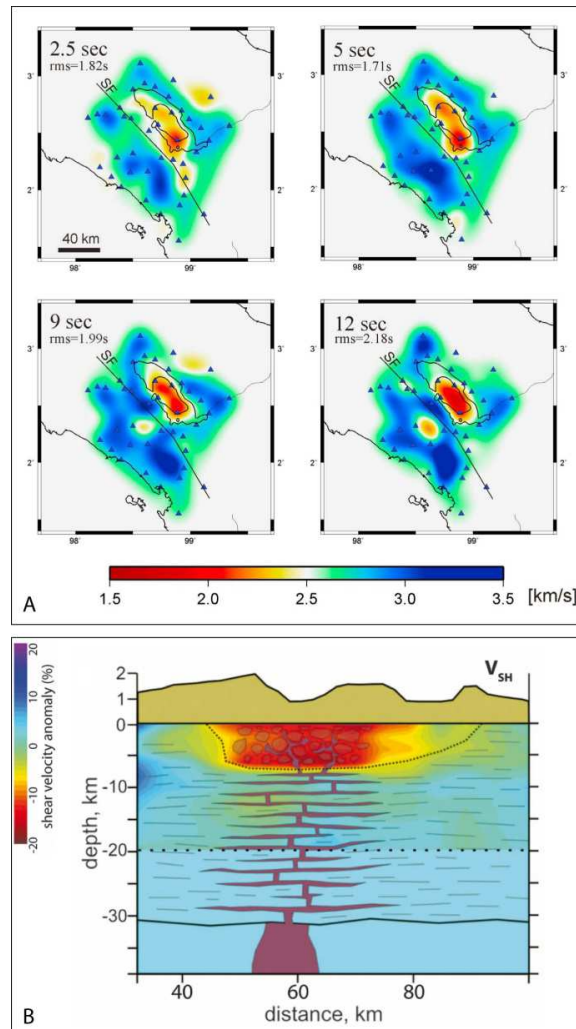


Figure 1.50 : (A) Modèles de vitesse des ondes de surface calculés pour différentes longueurs d'ondes, correspondant donc à différentes profondeurs, d'après Stankiewicz et al. (2010). Les ondes de périodes 2,5 s donnent une information sur la vitesse dans les 2-3 premiers kilomètres et les ondes de périodes 12 s donnent une information sur la vitesse dans les 10-15 premiers km. (B) Interprétation des données sismiques (surimposée sur les données de V_S) en termes d'accumulation de sills sous 7 km de profondeur et d'un réservoir potentiellement actif au-dessus, d'après Jaxibulatov et al., 2014.

h) Cerro Galan

En 1978, à partir d'images satellites des Andes centrales, Francis et Baker identifient Cerro Galan comme une caldera résurgente majeure, de forme elliptique, d'une taille de 35 km par 20 km et entourée de près de 2000 km² d'ignimbrite. Situé au nord-ouest de l'Argentine, dans la zone volcanique centrale (CVZ) de la marge continentale andine et à 200 km au sud du complexe volcanique de l'Altiplano-Puna (APVC; Fig. 1.51), le complexe volcanique de Cerro Galan constitue un exemple pérenne de système magmatique siliceux. Les premières études de l'ignimbrite, d'un volume estimé à 1000 km³, ont indiqué que la caldera avait été

générée par l'une des plus grandes super-éruptions sur Terre (Mason et al., 2004), avec au moins un événement de VEI 8 daté à 2,1 Ma, et d'ampleur comparable au Fish Canyon Tuff (Francis et al., 1983; Sparks, 1985).

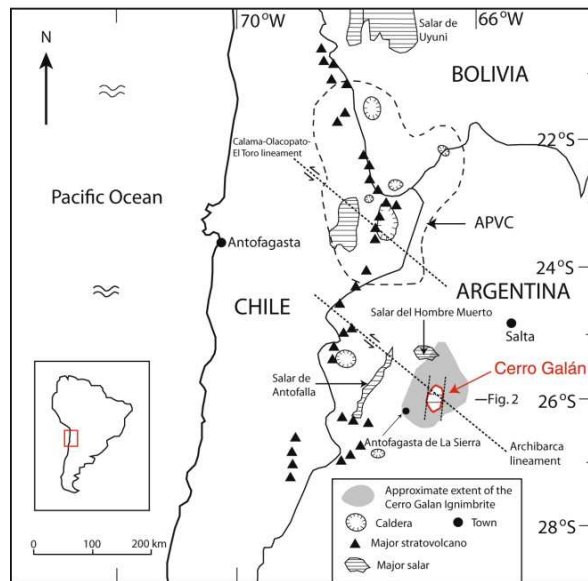


Figure 1.51 : Contexte régional du Cerro Galan et de l'ignimbrite associée, d'après Folkes et al. (2011).

La caldera est située à l'extrême sud-est du linéament d'Archibarca, un cisaillement d'ampleur régionale de direction NW-SE, appartenant à un système de failles parallèles en transtension (Fig. 1.51).

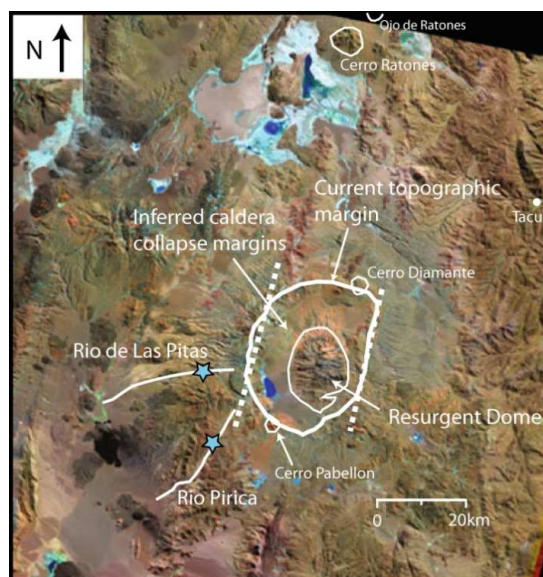


Figure 1.52 : Image Landsat de la caldera de Cerro Galan, d'après Folkes et al. (2011). Les failles bordières de la caldera sont soulignées en pointillés, les étoiles signalent deux localités (Rio de Las Pitas et Rio Pirica) où l'on trouve à l'affleurement l'ignimbrite de Cerro Galan.

Les marges topographiques de la caldera sont bordées par deux failles régionales NNE-SSW séparées de 20 km qui ont, semble-t-il, contrôlé la localisation des failles bordières (Fig. 1.52). La partie centrale élevée de la caldera, constituant un dôme structural, est interprétée en termes de résurgence magmatique. La caldera ainsi que le dôme sont allongés dans une direction NNE-SSW. La majeure partie du dôme résurgent est composée de couches d'ignimbrite soudée. La partie culminante du dôme, ainsi que sa marge est, présentent un pendage des couches subhorizontal. Partout ailleurs, le pendage semble radial autour de la partie centre-est, atteignant les 70°S dans la partie sud et 15-20°W dans la partie ouest du dôme (Fig. 1.53). Ce constat conduit Sparks et al. (1985) à proposer une résurgence générée par la montée de magma le long de la faille bordière est de la caldera.

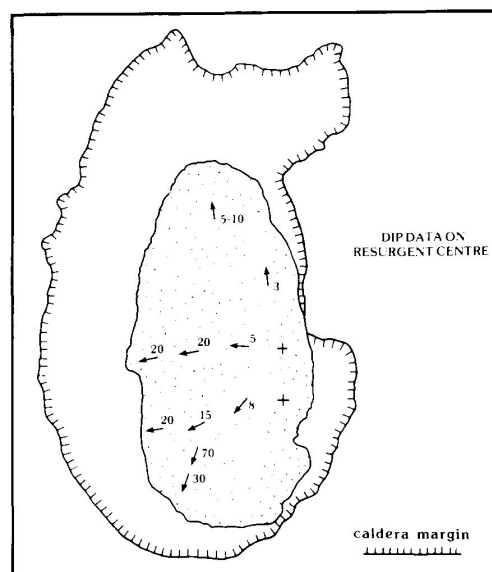


Figure 1.53 : Orientation de la foliation de l'ignimbrite de Cerro Galan au niveau du dôme résurgent, d'après Sparks et al. (1985). Les croix représentent une foliation horizontale.

En 2011, Folkes et al. procèdent à un ré-examen stratigraphique de l'ignimbrite de Cerro Galan et structural de la caldera. Selon ces auteurs, les marges structurales de la caldera seraient beaucoup plus restreintes que les marges topographiques actuelles. Ils proposent une caldera en « trapdoor », avec un effondrement maximal côté ouest, et un plancher caldérique en piecemeal. Le sud et le nord du dôme résurgent précédemment défini (A et B sur la figure 1.54) sont principalement composés de roches du socle et de produits tardifs, et sont considérés comme extérieurs à la caldera. La résurgence n'aurait donc concerné que la partie centrale du dôme structural actuel, et aurait affecté légèrement la bordure sud de la caldera.

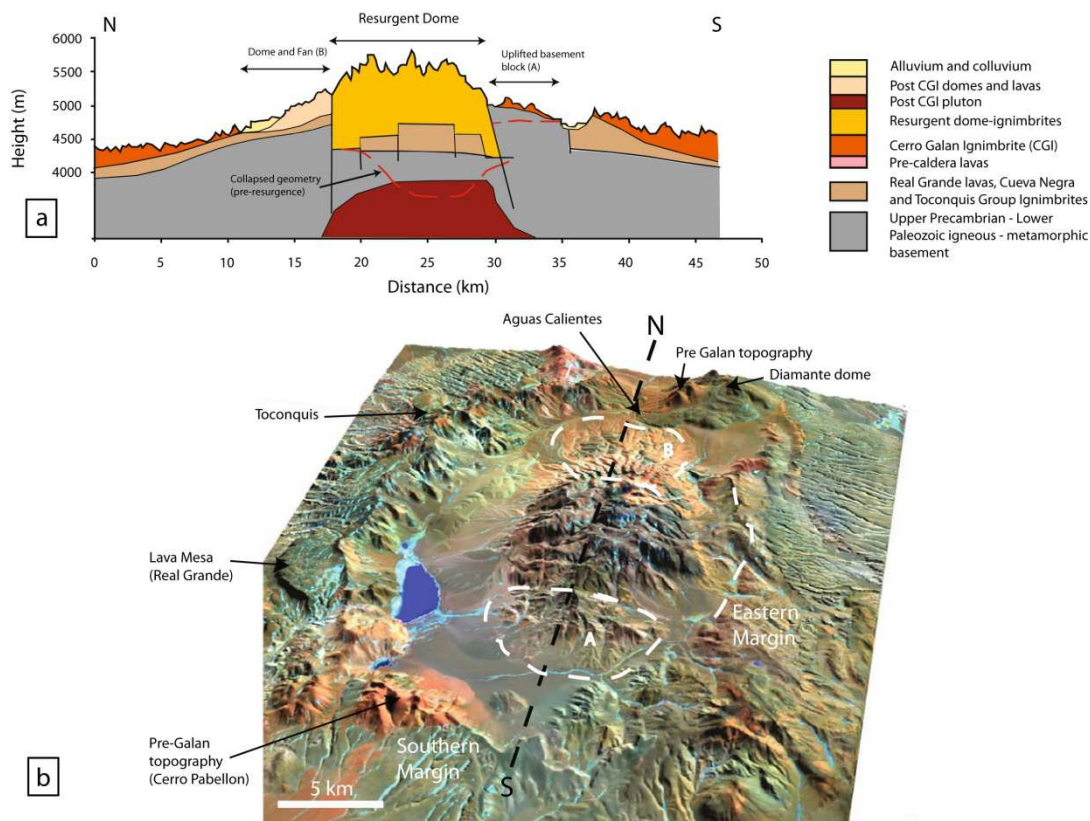


Figure 1.54 : (a) Coupe géologique N-S à travers la dépression de Cerro Galan (exagération verticale $\times 5$). Le profil topographique provient d'un MNT calculé à partir d'image Aster (30 m). La géométrie des blocs directement après l'effondrement (anté-résurgence) est indiquée par une ligne rouge. (b) Vue en perspective du MNT Aster drapé d'une image Aster montrant les principales caractéristiques du complexe de Cerro Galan et la localisation de la coupe. A est la portion sud du dôme structural, principalement constituée de socle. B est considéré comme un relief post-résurgent au nord du dôme. Figure d'après Folkes et al. (2011).

En somme, Folkes et al. (2011) proposent une résurgence de type bloc bordé par une combinaison de failles nord-sud et est-ouest. La révision des volumes émis conduit les auteurs à proposer une nouvelle estimation à 630 km^3 de produits (DRE) pour l'ignimbrite de Cerro Galan, dont la moitié sous forme de remplissage intra-caldérique.

i) La Pacana

La Pacana se situe dans les Andes Centrales au Nord du Chili et appartient au complexe volcanique de l'Altiplano-Puna, qui représente un des plateaux ignimbritiques les plus importants au monde. Avec des dimensions de 60 km par 35 km, soit environ 1600 km^2 (Fig. 1.55 ; Gardeweg et Ramirez, 1987), La Pacana compte parmi les plus grandes calderas terrestres. Bien définie par la topographie au sud, à l'est et à l'ouest, la bordure calderique n'est

pas visible au nord, ce qui conduit Lindsay et al. (2001) à proposer un modèle en « trapdoor ». La forme de la caldera semble être, au moins partiellement, déterminée par les grandes directions régionales: d'une part, elle est globalement allongée en nord-sud, donc dans la direction globale de la chaîne andine et, d'autre part, elle présente des structures NW-SE (telles que la marge nord-est de la caldera ou la partie nord du dôme résurgent) parallèles à la faille de Calama-Olacapata-El Toro (Lindsay et al., 2001). La caldera est associée à deux ignimbrites : l'ignimbrite de Taconao (4-5 Ma) et l'ignimbrite d'Atana (4 Ma) dont l'éruption est véritablement considérée comme l'événement à l'origine de l'effondrement. En effet, les estimations de volumes de cette ignimbrite s'élèvent à 2500 km³ de matériel émis (ramené à 1600 km³ DRE) d'après Lindsay et al. (2001), un ordre de grandeur similaire à l'éruption de Toba (YYT : 2800 km³) et proche de celui du Fish Canyon Tuff (5000 km³).

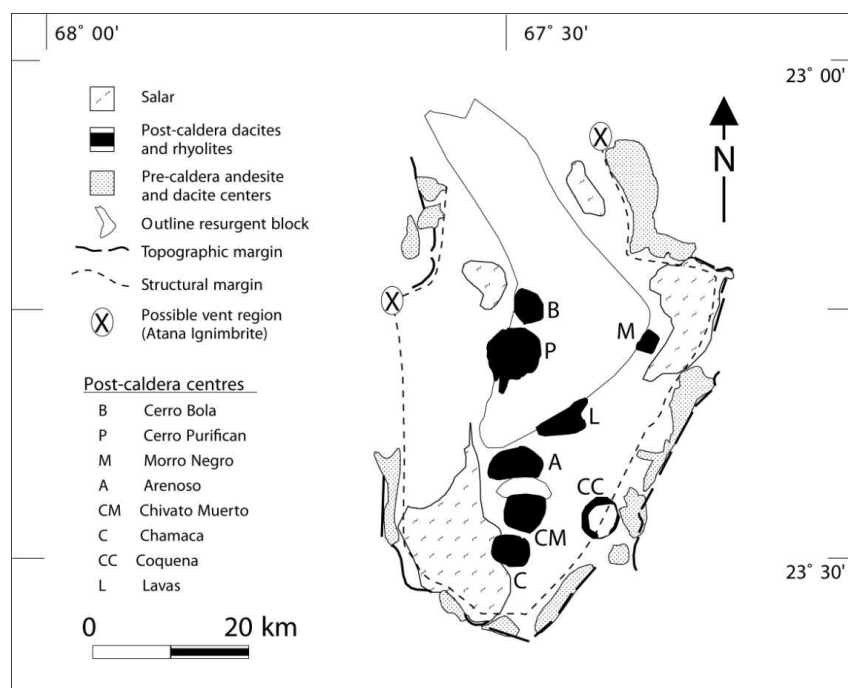


Figure 1.55 : Carte de la caldera de La Pacana et distribution des centres éruptifs post-caldera d'après Lindsay et al., 2001.

Le dôme résurgent, parfois improprement appelé « bloc », couvre une surface équivalente à 25% de celle de la caldera et présente une forme allongée dans la même direction (Figs 1.55, 1.56). Sa largeur maximale est de 12 km, atteinte dans sa partie centrale et sa hauteur est d'1 km au-dessus du plancher calderique. Le dôme est affecté par une série de failles normales parallèles à son allongement (Fig. 1.56) qui définissent notamment au centre un graben apical étroit et discontinu d'une largeur d'environ 0,5 km (Gardeweg et Ramirez, 1987). Plusieurs dômes de lave andésitique et dacitique d'âges variés ont été reconnus en marge du dôme

résurgent. Le Morro Negro, considéré comme le plus vieux des dômes de laves post-caldera et recoupant le dôme résurgent, donne le même âge que l'ignimbrite d'Atana, à l'erreur près de la méthode K/Ar. Gardeweg et Ramirez (1987) en concluent que la résurgence a dû s'effectuer dans les quelques centaines de milliers d'années qui ont suivi l'effondrement de la caldera.

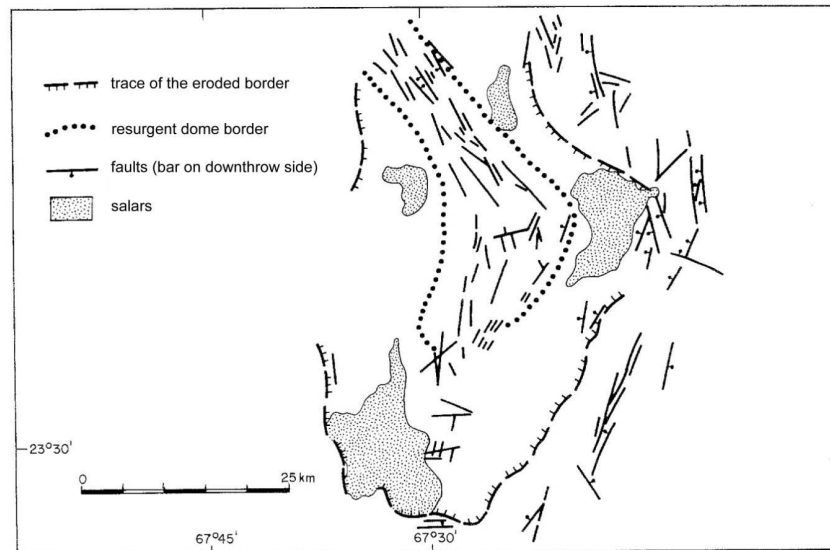


Figure 1.56 : Principales structures liées à l'effondrement et à la résurgence dans la caldera de la Pacana, modifié d'après Gardeweg et Ramirez (1987).

j) Tilzapotla

La caldera de Tilzapotla, reconnue très récemment (Moran-Zenteno et al., 1998), est une caldera tertiaire (34-35 Ma d'après Moran-Zenteno et al., 2004) située au sud de la ceinture volcanique mexicaine. Elle présente une forme elliptique de 33 km par 24 km (env. 600 km²) allongée dans la direction NW-SE, parallèlement aux grands décrochements régionaux dont certains définissent d'ailleurs ses bordures nord-est et sud-ouest (Fig. 1.57). Le contact entre l'ignimbrite associée à l'effondrement et les roches volcaniques ultérieures présente des décalages qui définissent un bloc résurgent. Ce bloc, bordé par des linéaments également orientés NW-SE, occupe la moitié de la caldera. Sa bordure sud-est correspond à une faille montrant des striations obliques à verticales et des indicateurs d'un mouvement en faille normale. Une série de dikes et de necks volcaniques de composition dacitique sont intrudés le long de cette zone de cisaillement. Sa bordure nord, en revanche, est recouverte de coulées de lave ou recoupée par des intrusions associées à la résurgence.

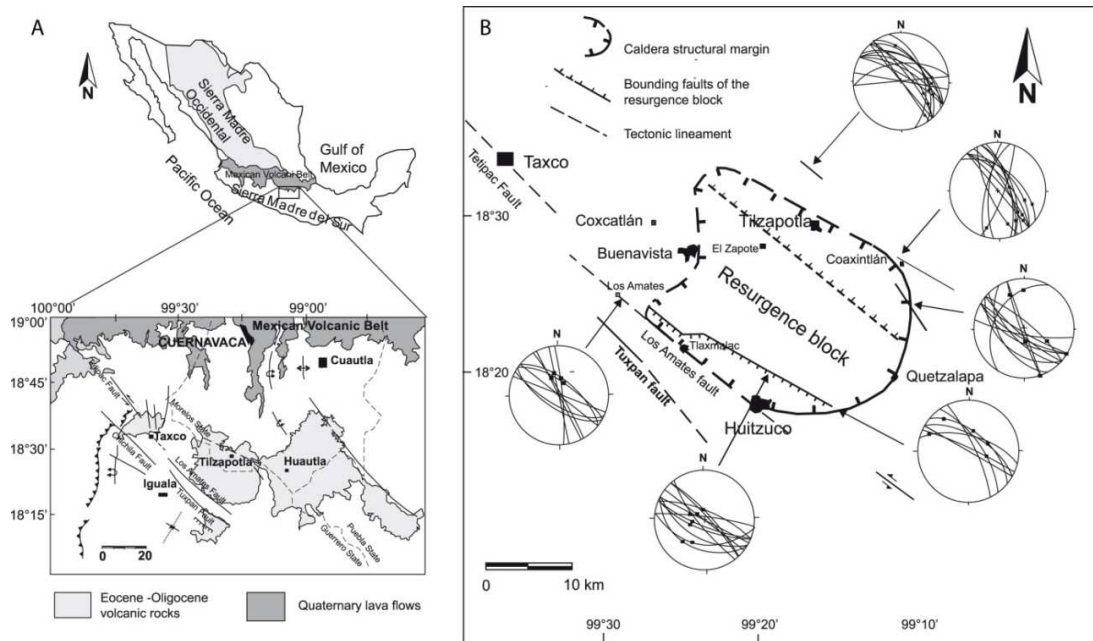


Figure 1.57 : (A) Distribution des roches volcaniques tertiaires et principales structures tectoniques Cénozoïques dans la partie nord-centrale de la Sierra Madre del Sur (Mexique). (B) Schéma structural montrant les bordures de la caldera, le bloc résurgent et les linéaments tectoniques associés. Figure d'après Moran-Zenteno et al. (2004).

La variation progressive en composition des coulées de lave associées à la résurgence (formations de Salto), depuis des compositions dacitiques vers des compositions intermédiaires, peut témoigner soit de l'extrusion de magma venant de niveaux de plus en plus profonds depuis une chambre magmatique zonée, soit de l'arrivée de nouveaux magmas. Cependant, la différence de signature isotopique entre l'ignimbrite de Tlaxapotala et les coulées de lave, de même que la variabilité des ratios isotopiques dans les intrusions, suggèrent que le remplissage de la chambre par un magma plus primitif serait à l'origine de la résurgence. Enfin, les marges bien rectilignes délimitant le bloc résurgent attestent certainement de la réactivation de failles pré-existantes. La plupart des coulées de lave trouvent leur origine à l'endroit où ces failles intersectent la faille bordière de la caldera.

k) Chegem caldera

Chegem est une caldera résurgente située au nord de la partie centrale du Caucase (Russie) qui témoigne d'un épisode magmatique siliceux tardi-pliocène. La rapidité de la surrection et de l'incision des cours d'eau dans les montagnes du Caucase ont permis la mise en place d'une section verticale naturelle de près de 2 km à travers le remplissage de la caldera. Le granite d'Eldjurta, à 10 km au nord-ouest de la caldera (Fig. 1.58), bénéficie d'une section naturelle de

1150 m à laquelle viennent s'ajouter des forages atteignant 4 km de profondeur. La similarité entre ce granite et les roches de la caldera de Chegem en termes d'âge et de composition a conduit Lipman et al. (1993) à considérer les deux structures comme co-magmatiques ou même formant un système magmatique unique. Les rapports d'isotopes en oxygène montrent cependant que ces deux systèmes ont évolué séparément.

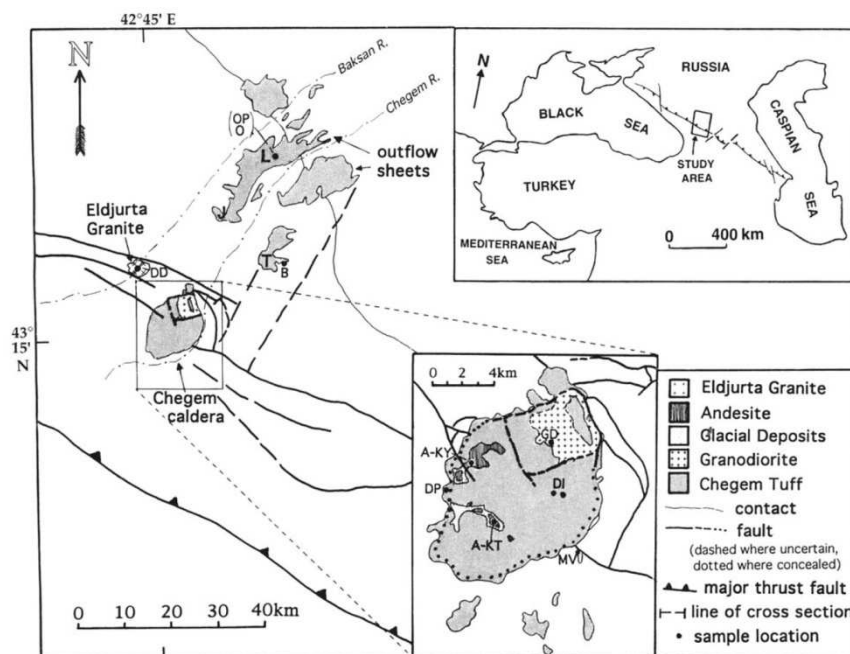


Figure 1.58 : Carte géologique générale du Caucase central mettant en valeur la caldera de Chegem et le granite d'Eldjurta (d'après Gazis et al., 1995 et Lipman et al., 1993).

Le remplissage de la caldera présente une structure simple, contenant une unique unité de refroidissement. Un petit pluton résurgent dans la portion nord-est de la caldera a généré des failles et déplacé verticalement un bloc de tuf intracalderique, à la manière d'un piston. L'intrusion granodioritique affleure aujourd'hui au cœur du bloc résurgent de forme rectangulaire, délimité par quatre failles (Fig. 1.58). On trouve de nombreux fragments de socle métamorphique au sein de cette intrusion, témoignant de son mouvement vertical. En revanche les fragments de tuf sont absents et le tuf intrudé n'est pratiquement pas déformé, ce qui montre une intrusion à l'emporte-pièce (Lipman et al., 1993). Cette résurgence n'a apparemment pas formé de dôme comme à Yellowstone ou à Long Valley. Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ donnent un âge de 2.82 ± 0.02 Ma pour le remplissage intra-calderique et un âge de 2.84 ± 0.03 Ma pour la granodiorite intrusive (Gazis et al., 1995). Ces résultats suggèrent que le tuf rhyodacitique de Chegem a été déposé, puis partiellement refroidi et intrudé en moins de 70 000 ans.

I) Grizzly Peak Caldera

La caldera de Grizzly Peak, datée à 34 Ma, se situe dans la partie centre-ouest du Colorado, à proximité de la province volcanique de San Juan aux Etats-Unis (Fig. 1.59a). Là encore, l'incision des cours d'eau offre des coupes naturelles permettant de reconstituer l'histoire de la caldera depuis les stades d'injection de dikes précédant sa formation jusqu'aux épisodes post-effondrement incluant la résurgence tectonique liée à l'intrusion de laccolithes.

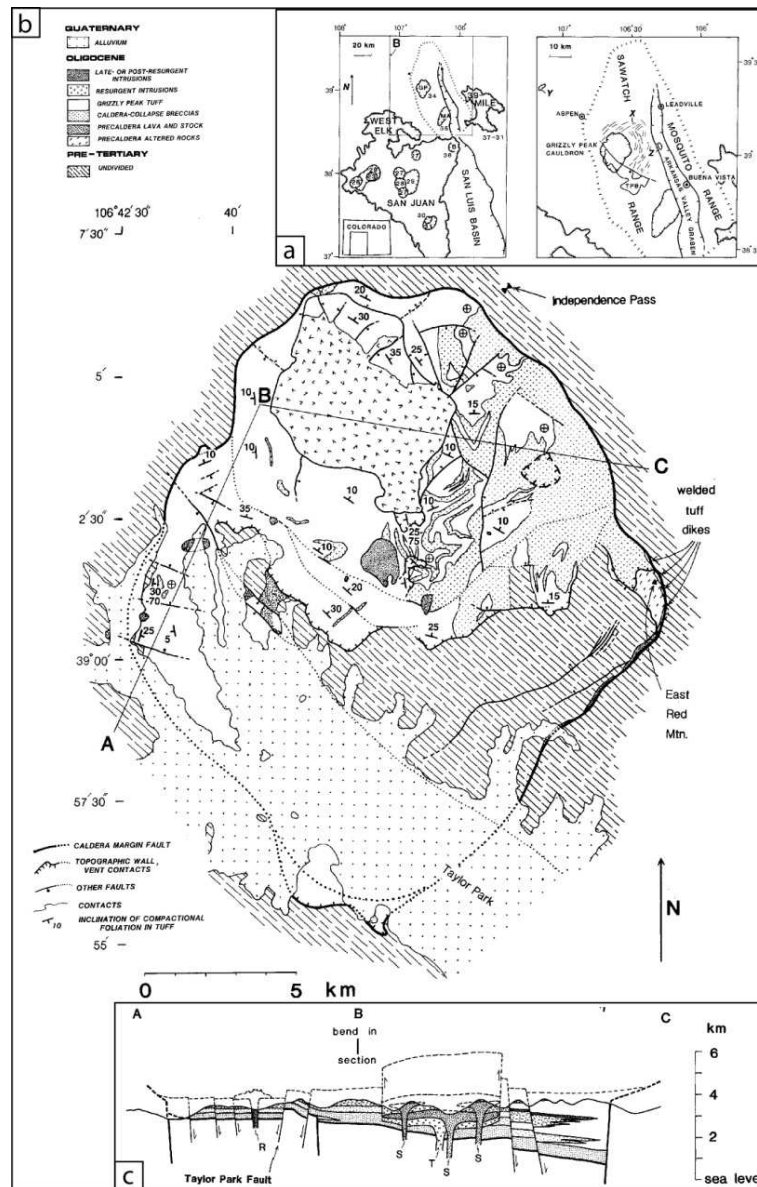


Figure 1.59 : (a) Localisation de la caldera de Grizzly Peak dans le Colorado (GP-Grizzly Peak, MA-Mount Aetna, B-Bonanza ; nombres : âges des différentes calderas ; TPB : Taylor Park Basin; X: essaim de dikes extérieurs à la caldera, Y et Z : restes connus extra-calderiques du Grizzly Peak Tuff. (b) Carte géologique générale de la caldera de Grizzly Peak. ABC: coupe représentée en figure (c). Figure d'après Fridrich et al. (1991).

De forme plus ou moins circulaire (17 km par 23 km, Fig. 1.59b) avec un volume estimé à plus de 600 km³, la caldera de Grizzly Peak est remplie d'un tuf zoné depuis des compositions de rhyolite riches en silice à la base jusqu'à des compositions rhyolitiques plus pauvres en silice à environ 2/3 de la hauteur de la caldera constituant une unique unité de refroidissement appelée Grizzly Peak Tuff. Cette unité est surmontée de deux unités de tuf hétérogène contenant des ponces plus mafiques. La caldera de Grizzly Peak affiche un profil d'effondrement asymétrique résultant notamment de l'existence d'une zone de fracturation circulaire séparant deux segments effondrés à différentes profondeurs (Fig. 1.59c). La concomitance entre la mise en place du tuf et le fonctionnement des failles circulaires est marquée par le mélange du tuf à des méga-brèches d'avalanches au contact des failles bordières et par le fait que la faille circulaire interne principale se trouve scellée par le Grizzly Peak Tuff.

Après l'effondrement, la surrection de la caldera s'est organisée autour d'un dôme résurgent centré sur la partie nord de la caldera et associé à un système complexe de failles. L'apex du dôme résurgent est représenté par un bloc délimité par des failles et au centre duquel apparaît un pluton composite (trois générations d'intrusions). Ce pluton est bordé de failles verticales à la manière d'un piston qui, dans leur partie orientale, se manifestent par une zone de cataclasites portant des stries sub-verticales. Le toit de l'intrusion montre une surrection de 1300 m d'après les corrélations stratigraphiques établies au nord de la caldera. La «faille-piston» coïncide la plupart du temps avec le contact intrusif des deux premières intrusions résurgentes, qui apparaissent finement trempées le long de ce contact vertical. Les intrusions montrent une zonation compositionnelle parallèle au contact et, localement, une foliation parallèle liée à l'orientation des phénocristaux dans le flux. Le déplacement de la faille-piston indique une mise en place de l'intrusion par un processus de soulèvement forcé de son toit. Le développement de failles radiales et le basculement autour de l'intrusion résurgente témoignent de ce processus (Fig. 1.59b). La présence de failles normales (Fig. 1.60) le long du toit de l'intrusion témoigne d'une tectonique en extension à l'apex du dôme. Le pendage des couches de tuf vers l'extérieur du dôme au nord et à l'est de celui-ci, mais vers l'intérieur du dôme au sud et à l'ouest semble indiquer un système de résurgence asymétrique, en «trapdoor ». De même le bloc majeur bordant le sud-est du piston est délimité par des failles montrant des décalages des couches de tuf hétérogène, avec un soulèvement maximal de 1300 m au sud-est s'amenuisant à mesure que l'on s'approche des bordures de la caldera. La

résurgence a donc peut-être consisté en un soulèvement d'une mosaïque de blocs reprenant partiellement des failles actives lors de l'effondrement de la caldera.

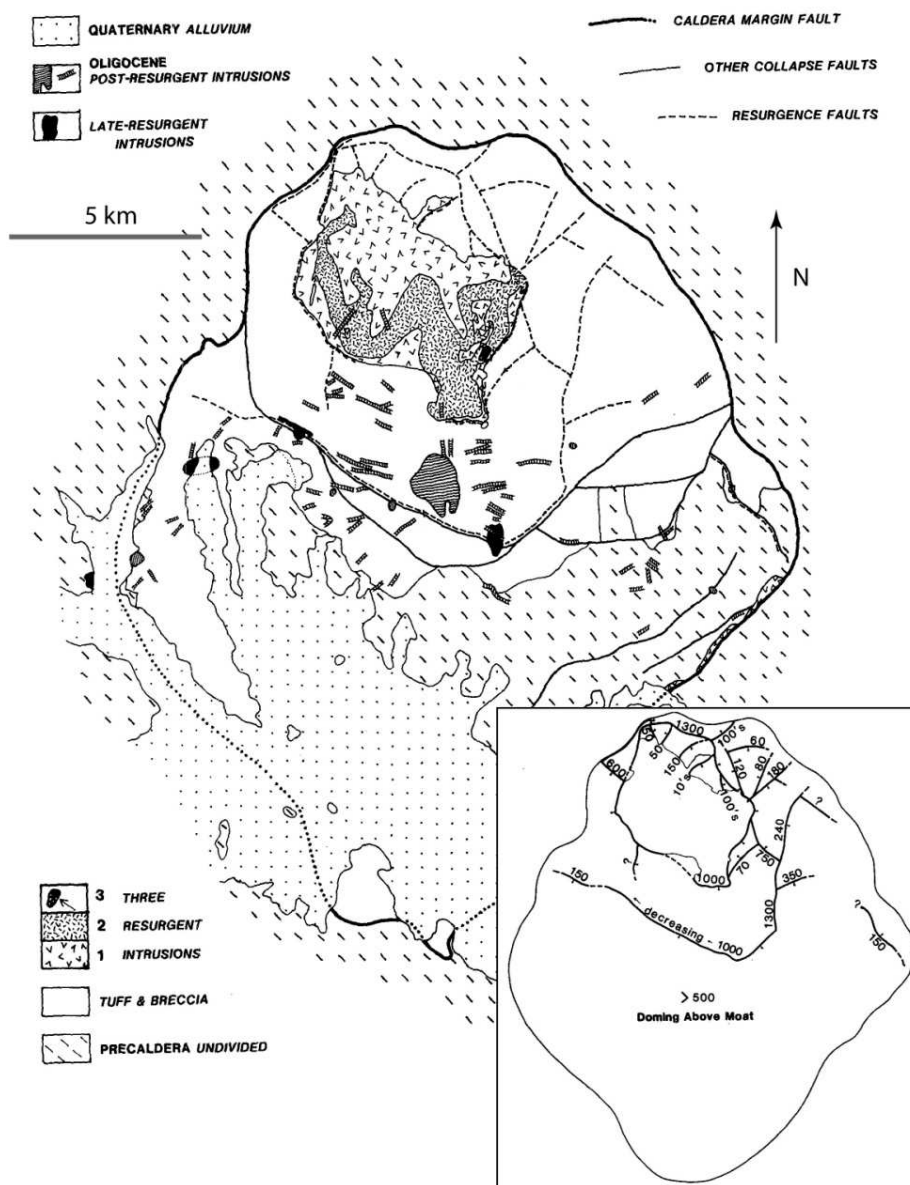


Figure 1.60 : Carte des roches intrusives de la caldera de Grizzly Peak, d'après Fridrich et al. (1991). Encart en bas à droite : failles résurgentes avec leur rejet estimé en mètres.

A Grizzly Peak, la résurgence aurait eu lieu très tôt après l'effondrement, et aurait duré quelques dizaines de milliers d'années (Fridrich et Mahood, 1984). En effet, l'intrusion de dacite porphyrique considérée à l'origine de la résurgence correspond à un âge qui ne peut pas être distingué de celui de l'ignimbrite elle-même par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

3. Synthèse sur le phénomène de résurgence

En 1968, Smith et Bailey définissent la résurgence tectonique comme la surrection du plancher de la caldera postérieurement à l'effondrement de celle-ci, et proposent la première synthèse sur ce phénomène à partir de plusieurs exemples de calderas majoritairement localisées aux Etats-Unis (Valles, Long Valley, Timber Mountain, Creede, San Juan, Silverton, Lake city), et celui de Toba en Indonésie. En 1984, Lipman produit la seconde synthèse la plus importante sur le sujet dans le cadre d'une étude générale des calderas américaines. Depuis, un certain nombre de travaux ont été réalisés sur les calderas résurgentes. On peut alors tenter de dresser un tableau des caractéristiques de la résurgence, telle que nous l'observons et la comprenons de nos jours.

a) Occurrence du phénomène

Il faut d'abord noter, en observation générale, que la résurgence intervient à toutes les échelles, depuis la formation d'un dôme au cœur d'une caldera individuelle, jusqu'au soulèvement régional d'une ou plusieurs calderas et des aires volcaniques adjacentes (eg. San Juan field, Steven et Lipman, 1976). Si la résurgence est un phénomène commun au sein des calderas, elle n'est cependant pas omniprésente. Premièrement, on peut noter qu'aucun cas de structure résurgente n'a été rapporté au sein des calderas basaltiques. On peut donc dire que la résurgence est liée d'une certaine manière à l'existence de laves évoluées, généralement en contexte de subduction et parfois de point chaud (e.g. Yellowstone).

Lipman (1984) remarque que les calderas résurgentes sont beaucoup plus fréquentes le long de la marge continentale américaine (du Chili à l'Alaska) que partout ailleurs sur le pourtour du Pacifique, suggérant qu'un environnement cratonique serait plus propice à la résurgence. Il n'exclut cependant pas que cette conclusion soit biaisée par la mauvaise estimation du nombre de structures résurgentes dans les arcs océaniques circumpacifique. Il existe en effet un certain nombre de cas, aujourd'hui bien décrits, de calderas résurgentes dans les arcs océaniques du monde entier: Toba en Indonésie (Chesner, 2012), Bodrum dans l'Arc Hellénique (Ulusoy et al., 2004), Iwo Jima, Kumano, Okueyama et Ishizuchi au Japon (Kawakami et al., 2007), Siwi au Vanuatu (Chen et al., 1995), etc.

Smith et Bailey (1968) et Francis (1983) constatent que les structures résurgentes sont en général associées à des calderas de plus de 10 km de diamètre. Steven et Lipman (1976)

remarquent également que, dans le champ volcanique de San Juan, la résurgence semble être l'apanage des grandes calderas. Cependant, il existe des exemples de calderas très grandes et toujours actives sans structures résurgentes (e.g. Taupo, Nouvelle-Zélande; Glen Coe, Ecosse) et il existe des calderas résurgentes de taille plus modeste telles que Cinque Denti (Pantelleria, Italie) d'un diamètre de 6 km, ou la caldera de Siwi (île de Tanna, Vanuatu) de 9 km par 4 km.

b) Caractéristiques structurales de la résurgence

Il existe de nombreuses formes de résurgence, plus ou moins complexes. Gardant à l'esprit cette diversité, nous traiterons d'abord de la résurgence au sein d'une caldera individuelle. On observe un certain nombre de dômes résurgents de forme régulière et localisés au centre de leur caldera: c'est le cas de Valles caldera, Creede caldera, Timber Mountain (Etats-Unis), etc (Fig. 1.61).

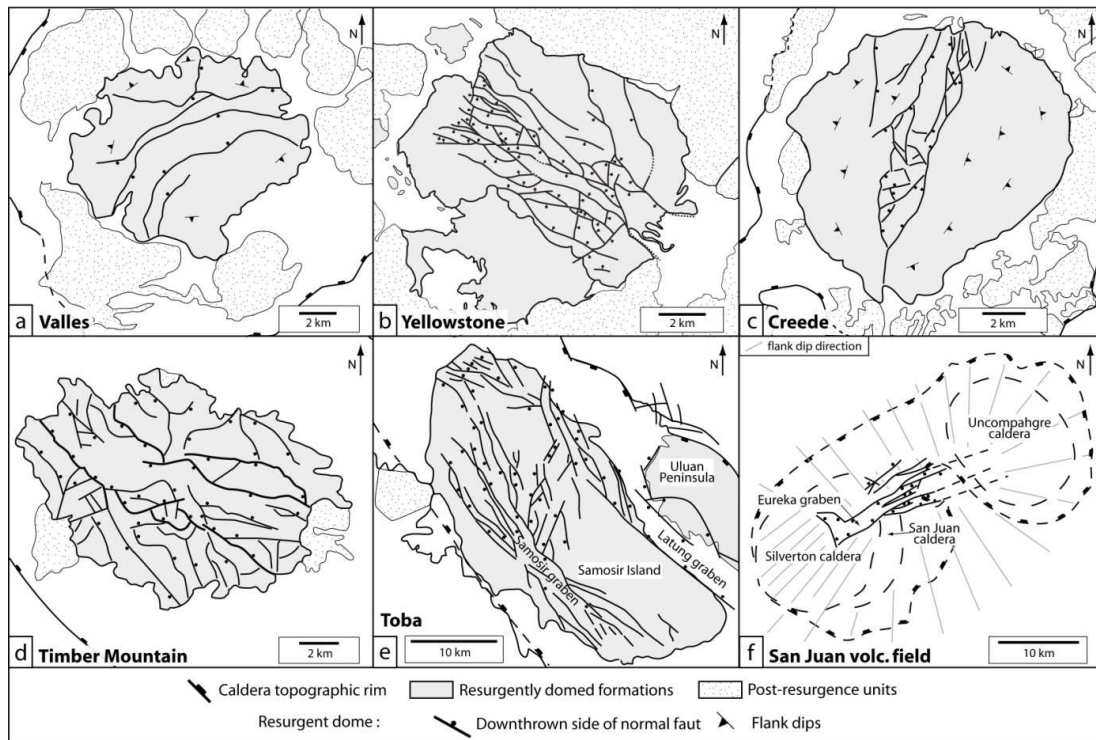


Figure 1.61 : Exemples de dômes résurgents et structures associées. (A) Redondo dome, Valles caldera (d'après Smith et Bailey, 1968). (B) Mallard Lake dome, Yellowstone (d'après Christiansen 2001). (C) Snowshoe Mountain, Creede caldera (d'après Limpan, 2006). (D) Dôme résurgent de la caldera de Timber Mountain (d'après Christiansen et al., 1977). (E) Ile de Samosir et péninsule d'Uluan, caldera de Toba (d'après Aldiss et Ghazali, 1984). (F) Dôme resurgent à grande échelle dans l'ouest du complexe de San Juan (d'après Steven et Lipman, 1976).

À Yellowstone, le cas est un peu particulier mais on peut considérer que les deux dômes résurgents (Sour Creek et Mallard Lake) sont positionnés au centre des deux segments effondrés de la caldera. Il existe également des dômes positionnés de manière asymétrique au sein de la caldera, comme à Long Valley, à Cerro Galan ou à Grizzly Peak. Dans ces calderas, les dômes se sont formés le long des failles bordières, qui ont pu faciliter le processus. A Toba, la résurgence affecte la partie centrale de la caldera (Samosir) ainsi que la portion sud-est (Uluan), l'aire soulevée s'étendant même au delà de l'enceinte de la caldera.

Les dômes, représentant une déformation du plancher relativement confinée, sont en général faciles à délimiter. Quelques exceptions, telles que Sour Creek (Yellowstone) ou le dôme résurgent de Long Valley, ont des contours plus flous en raison de l'âge important de la résurgence et des nombreux épisodes de recouvrement qui l'ont suivie (dépôts sédimentaires ou volcaniques). Les dômes résurgents sont généralement constitués de tuf compacté et soulevé avec un pendage radial de l'ordre de 15-30°, mais pouvant excéder localement ces valeurs dans certains cas : ils approchent les 45° dans le cas de Creede caldera, et même 70° pour Cerro Galan et Timber Mountain.

Certaines résurgences ne forment pas des dômes, mais des blocs bordés de failles accommodant l'ensemble des déplacements verticaux, limitant ainsi largement la déformation à l'intérieur du bloc soulevé. L'exemple le plus étudié est sans doute celui d'Ischia, mais il y en a d'autres tels que Tilzapotla, Chegem ou Platoro. Le soulèvement est souvent asymétrique générant des blocs en « trapdoor ». Pour expliquer la formation des blocs résurgents, on peut mettre en cause l'influence prépondérante de failles préexistantes découpant le plancher de la caldera, héritées de l'effondrement ou d'événements plus anciens. Ainsi, dans le cas d'Ischia, Acocella et Funicello (1999) suggèrent que la forme du bloc résurgent soit déterminée par la réactivation de failles régionales (sous l'action d'une source locale).

Cependant, les travaux de modélisation analogique d'Acocella (2001) fournissent une autre explication à ces deux formes de résurgence (blocs et dômes) mettant en cause le rapport entre la taille et la profondeur de la source (Fig. 1.62). En analysant les déformations causées par l'intrusion d'une source sphérique de silicone dans un empilement de couches de sable, il met en évidence deux régimes. Pour une profondeur initiale égale ou supérieure à la largeur de la source intrusive, on obtient un bloc présentant très peu de déformation interne (éventuellement des effondrements ou des affaissements latéraux). Pour une profondeur faible par rapport au diamètre de la source, on obtient un dôme caractérisé par une déformation interne et par une dépression centrale en surface.

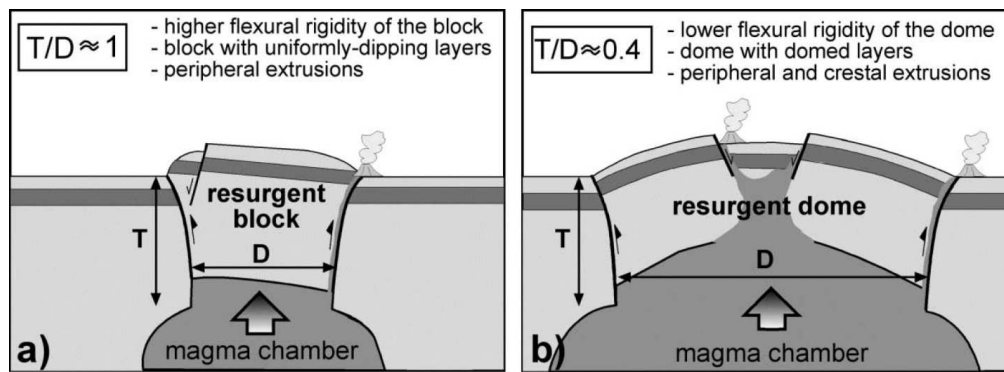


Figure 1.62 : Illustration des deux modes de résurgence en fonction du rapport entre l'épaisseur de croûte T et le diamètre de l'intrusion magmatique D , d'après Acocella (2001). (a) Bloc résurgent pour $T \approx D$. (b) Dome résurgent pour $T/D \approx 0,4$.

Alors que les expériences analogiques précédentes (Acocella 2001) mettent en évidence le développement d'un motif d'extension circulaire au sommet du dôme, il est assez rarement observé dans la nature. Des grabens linéaires, en revanche, apparaissent beaucoup plus communément au cours de la formation des dômes. La figure 1.61 illustre notamment les cas de Valles caldera (Redondo dome), Yellowstone (Mallard Lake dome), Creede caldera (Snowshoe Mountain), et Timber Mountain. Ces grabens, parfois multiples comme dans le cas de Toba (Fig. 1.61) ou de Long Valley (Fig. 1.11), sont souvent orientés de manière longitudinale lorsque le dôme est allongé. On retrouve des grabens longitudinaux à l'axe de nombreux autres dômes. C'est le cas du Yenkahe, dans la caldera de Siwi (Carney et Macfarlane, 1979), de Lake City (Fig. 1.30) et de la Pacana (Fig. 1.56). Dans la caldera cénozoïque de Bennett Lake au Canada, Lambert (1974) constate, au cœur du bombement de la partie centrale, la présence d'un graben longitudinal formant une vallée bien rectiligne aujourd'hui occupée par le Partridge Lake. Enfin, les derniers travaux sur les champs Phlégréens ont mis en évidence la présence d'un dôme portant une dépression de type graben en position sommitale (Fig. 1.38, Sacchi et al., 2014).

La taille des structures résurgentes internes à une caldera est variable mais reste en général dans l'ordre de grandeur de la caldera elle-même. On observe ainsi de nombreux dômes ou blocs résurgents dont le diamètre moyen est compris entre 5 et 15 km. Des tailles bien plus importantes peuvent bien sûr être atteintes au sein de calderas de plus grande taille : à Toba, l'île résurgente de Samosir mesure ainsi 45 km par 20 km.

La résurgence ne concerne pas toujours une portion de l'intérieur de la caldera. Parfois elle correspond à la réactivation en sens inverse des failles bordières de la caldera, donnant lieu au

soulèvement de l'intégralité du bloc caldérique. Ce processus a été envisagé pour deux calderas miocènes du Nevada (Bonham et Noble, 1982; Lipman 1984). Il est également mis en avant dans le cas de Lake city (Lipman 1997, Hon 1987) et de Cinque Denti à Pantelleria (Mahood et Hildreth, 1986). Enfin, il existe des résurgences de très grande ampleur, formant des « super-dômes » résurgents dont la taille excède largement celle des calderas. C'est le cas à l'ouest de la province volcanique de San Juan où la formation d'un dôme de 15 km par 30 km correspond à la résurgence conjointe des calderas de San Juan et Uncompahgre (Fig. 1.29, 1.61e; Lipman et al., 1973). On peut noter, à ce titre, que Smith et Bailey (1968) soupçonnent l'existence d'une autre super-résurgence au niveau du complexe néo-zélandais de Mokai-Okataina-Rotorua (Fig. 1.63).

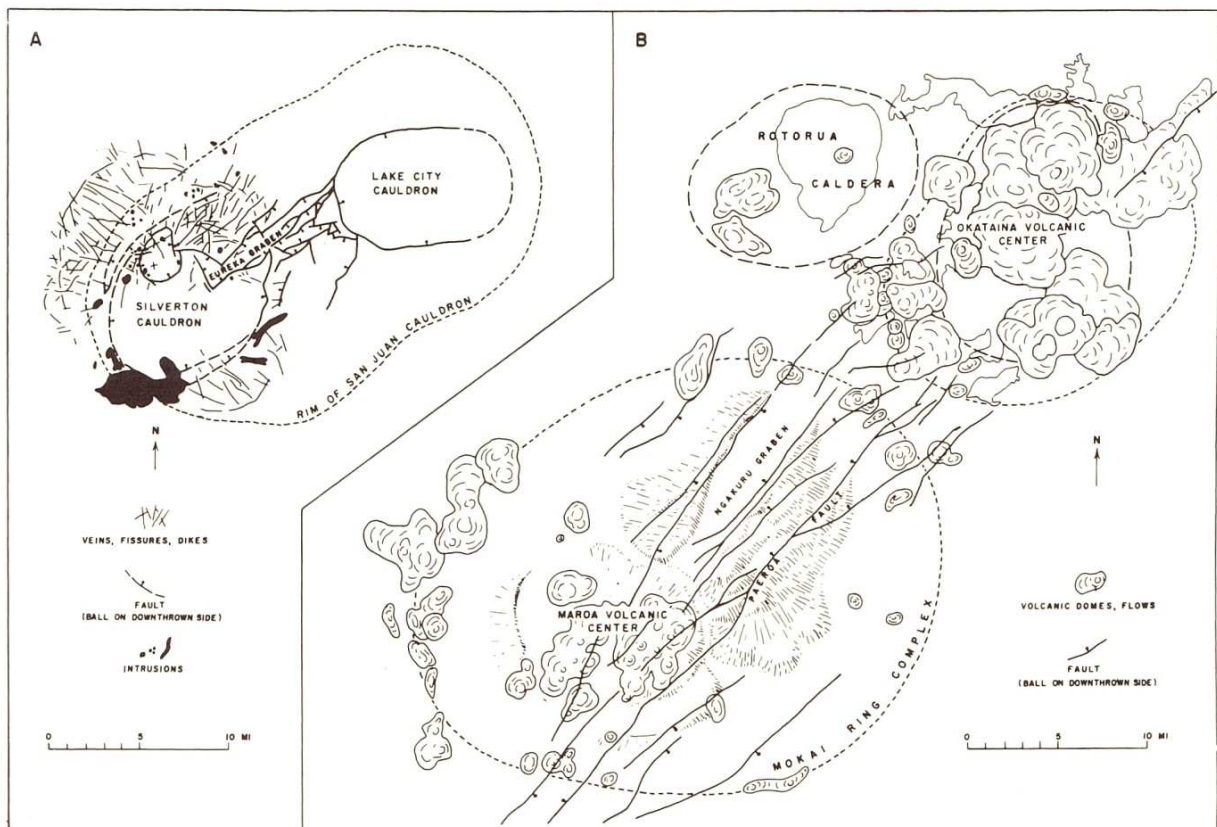


Figure 1.63 : Cartes structurales du complexe (A) de San Juan-Silverton-Lake City dans le Colorado et de (B) Mokei-Okataina-Rotorua en Nouvelle Zélande, d'après Smith et Bailey (1968).

c) L'influence de la tectonique et des structures régionales

Lipman (1984) note que les déviations par rapport à la forme circulaire des calderas sont nombreuses. Cette ellipticité, plus ou moins prononcée, a de multiples causes possibles. La forme allongée de la caldera de las Cañadas (Canaries) résulte par exemple d'une activité

multi-cyclique. Le plus souvent, cependant, on évoque une cause tectonique ou structurale. Les cas où la forme elliptique des calderas et des structures résurgentes associées est parallèle à des directions régionales constituent la très grande majorité des exemples présentés dans le second volet de ce chapitre. La caldera, le dôme et les grabens associés sont allongés parallèlement au linéament de Jemez à Valles (Fig. 1.6), à la faille de Sumatra à Toba (Fig. 1.45), à la chaîne andine et à la faille de Calama-Otacapata-El Toro à La Pacana (Lindsay et al., 2001). La direction de la caldera et du bloc résurgent à Tilzapotla est déterminée par des décrochements comme la faille de Los Amates (Fig. 1.57). A Yellowstone ou à Long Valley, les dômes se sont développés parallèlement aux grabens des Basin and Range (Fig. 1.15b) et de l'Owens Valley (Fig. 1.10), respectivement. Dans ces deux cas, la forme allongée des calderas est perpendiculaire à celle des dômes, mais pourrait résulter de l'effondrement de plusieurs lobes.

Les travaux d'Holohan et al. (2005) ont mis en évidence qu'une source parfaitement circulaire pouvait former une caldera elliptique sous l'influence d'une contrainte régionale (Fig. 1.64). Par modélisation analogique, ils montrent qu'en contexte d'extension ou de compression, on produit des calderas allongées dans la direction de la contrainte compressive minimale. Mais l'orientation des calderas et des résurgences peuvent résulter d'intrusions dont la mise en place est guidée par des failles régionales dont l'orientation diffère de la tectonique actuelle. C'est par exemple le cas de calderas quaternaires au sein du Rift éthiopien (Acocella et al., 2003). On peut également noter que, dans le cas de Valles, l'allongement des structures suit un linéament protérozoïque dont l'activité tectonique semble révolue (Jemez). En pratique, il est parfois difficile de distinguer entre causes tectonique et structurale car l'orientation actuelle des contraintes concorde avec les directions des failles préexistantes.

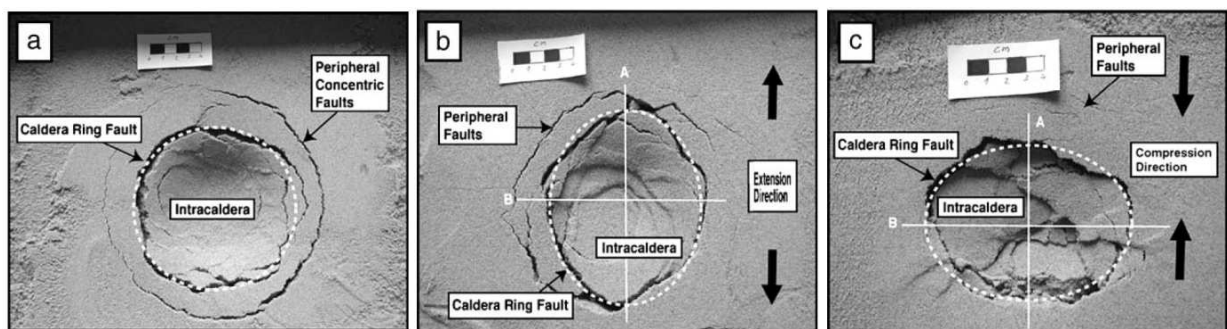


Figure 1.64 : Photographies en vue de dessus de modèles de calderas réalisées à partir d'une chambre magmatique analogue cylindrique (A) sans contrainte régionale, (B) en contexte extensif, (C) en contexte compressif. Figure d'après Holohan et al. (2005).

d) Ampleurs, durées et vitesses de la résurgence

Les études de Smith et Bailey (1968) et de Lipman (1984) s'accordent sur l'idée d'une résurgence précoce au cours de l'histoire post-effondrement, avec un pic de surrection intervenant typiquement au bout de quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années après la formation de la caldera. Différentes contraintes temporelles semblent corroborer cette hypothèse. C'est le cas pour le Redondo dome, dont la mise en place s'est effectuée au cours des 54 000 ans suivant la formation de Valles caldera, il y a 1,25 Ma (Philips et al., 2007). Dans le cas de Long Valley également (Bailey et al., 1976), la résurgence se serait mise en place au cours des premiers 150 000 ans après l'effondrement (0,76 Ma). A Grizzly Peak, à Chegem et à Lake City, l'âge des intrusions considérées comme à l'origine de la résurgence ne peut pas être distingué de celui de l'ignimbrite elle-même par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Fridrich et Mahood, 1984 ; Gazis et al., 1995 ; Bove et al., 2001). La résurgence aurait donc eu lieu très tôt après l'effondrement et aurait duré quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années. À Yellowstone, la résurgence du dôme de Sour Creek semble également avoir eu lieu très tôt au cours de l'histoire post-effondrement (Christiansen 2001). Constitué du tuf ignimbritique de Lava Creek et de roches antérieures, il s'est manifestement mis en place au cours des 160 000 ans qui ont suivi la formation de la caldera (âgée de 640 ka). À Platoro, Lipman (1984) évoque une résurgence mise en place au cours des quelques centaines de milliers d'années qui ont suivi la formation de la caldera il y a 29 Ma. Dans le cas de la caldera de Kumano (péninsule de Kii, Honshu, Japon), Kennedy et al. (2012) évoquent une mise en place précoce de la résurgence et une durée qui, vraisemblablement, n'excède pas 200 ka (Sumii et al., 1998; Kawakami et al., 2007 ; Kennedy et al., 2012). Enfin, aux champs Phlégréens, la résurgence de la jeune caldera de NYT (-15 000 ans BP) a débuté entre 4000 et 7000 ans après sa formation (Deino et al., 2004; Di Vito et al., 1999).

Il faut noter cependant que certaines études ont mis en évidence un laps de temps entre l'effondrement de la caldera et le début de la résurgence, qui apparaît significatif au vu des échelles de temps considérées. À Ischia, la croissance du horst aurait ainsi débuté entre 22 et 27 ka après la formation de la caldera (datée à 55 ka). À Pantelleria, la résurgence de la caldera de Cinque Denti le long des failles bordières a débuté 27 ka après son effondrement, daté à 45 ka (Mahood et Hildreth, 1986). À Yellowstone, la résurgence du dôme de Mallard Lake se serait principalement déroulée plusieurs centaines de milliers d'années après la mise en place de la caldera (640 ka), notamment, entre 160 ka et 150 ka.

Dans tous les cas, la durée de la résurgence semble être typiquement de quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années (table 1.1 ; Marsh, 1984). Il est cependant possible que les durées de mise en place soient globalement corrélées à l'ampleur des structures résurgentes. On observe ainsi que la formation du super-dôme correspondant à la résurgence conjointe de San Juan et Uncompahgre a duré plus d'un million d'années.

Caldera		Résurgence			
Nom	Age	Nom du dôme/bloc	Soulèvement global	Durée	Vitesse moy.
Valles (U.S.A.)	1,25 Ma	Redondo dome	1000 m	54 000 ans	1,9 cm/an
Long Valley (U.S.A.)	0,76 Ma	-	500 m	150 000 ans	0,3 cm/an
Ischia (Italie)	55 000 ans	Mount Epomeo	800 m	33 000 ans	2,42 cm/an
Pantelleria (Italie)	45 000 ans	Montagna Grande	275 m	18 000 ans	1,53 cm/an
Siwi (Vanuatu)	?	Yenkahe dome	300 m	?	15 cm/an depuis 1 ka

Table 1.1: Caractéristiques de la résurgence dans quelques calderas à travers le monde (d'après les données de Philips et al., 2007; Bailey et al., 1976; Gillot et al., 1982; Mahood et Hildreth, 1986; Chen et al., 1995).

Les vitesses du processus de résurgence sont estimées à partir des valeurs globales de durée et d'amplitude de la déformation sur le long terme (e.g. Table 1.1). La plupart des dômes et des blocs résurgents affichent un soulèvement allant de quelques centaines de mètres au kilomètre (voire plus dans le cas de Grizzly Peak, Fridrich et al., 1991). On a par exemple 275 m pour Montagna Grande dans la caldera de Cinque Denti (Pantelleria, Italie), 300 m pour le dôme du Yenkahe dans la caldera de Siwi (Vanuatu), 800 m en moyenne au Mont Epomeo à Ischia, environ 900 mètres à Platoro et Grizzly Peak et environ 1000 mètres pour le Redondo dome à Valles caldera. Il semble que les valeurs moyennes de vitesses pour la résurgence se situent aux alentours de quelques cm/an. Certains dômes semblent afficher, toutefois, des vitesses de résurgence bien supérieures. C'est le cas du Yenkahe et de l'île d'Iwo-Jima (Japon) où les vitesses ont pu être estimées au cours du dernier millénaire grâce à la datation de terrasses coralliennes. Au Yenkahe, la vitesse moyenne de surrection au cours du dernier millier d'années est légèrement supérieure à 15 cm/an (Chen et al., 1995). A Iwo-Jima, la datation de la terrasse la plus haute (110 m) donne un âge compris entre 500 et 800 ans et donc une vitesse de soulèvement entre 14 à 22 cm/an, ce qui s'accorde bien avec les taux de soulèvements observés historiquement (Newhall et Dzurisin, 1988; Kaizuka 1992). On ignore bien sûr si ces vitesses moyennes sont le reflet des vitesses instantanées caractérisant le

processus, puisqu'on ignore pour l'instant si ce processus de croissance est discontinu ou au moins irrégulier. Au Yenkahe, quelques indices favorisent l'hypothèse d'une croissance discontinue (voir chapitre 2, section 3b). Les vitesses de déformation mesurées actuellement sur les dômes actifs seront abordées dans la section f de ce sous-chapitre.

e) Origines de la résurgence

L'amplitude des déformations verticales associées à la résurgence est colossale, les soulèvements allant de quelques centaines de mètres au kilomètre. Une telle augmentation de volume (plusieurs km³ à plusieurs dizaines de km³) et son maintien sur de très longues périodes de temps ne peuvent être supportés que par l'apport de matière en profondeur. On peut supposer qu'il s'agit d'un apport magmatique. Plusieurs indices de terrain permettent de corroborer cette hypothèse. Le premier est sans doute l'existence d'une association étroite entre la résurgence tectonique et le volcanisme post-effondrement. On constate, par exemple à Valles caldera, à Ischia ou à Long Valley, l'extrusion de laves au cours de la résurgence ou postérieurement. Ces laves sont généralement émises au bord des structures résurgentes ou le long de failles les affectant. Les processus sont parfois intimement liés comme dans le cas de Tomochic (Mexique), décrit comme un dôme d'origine à la fois intrusive et extrusive (Swanson et McDowell, 1985).

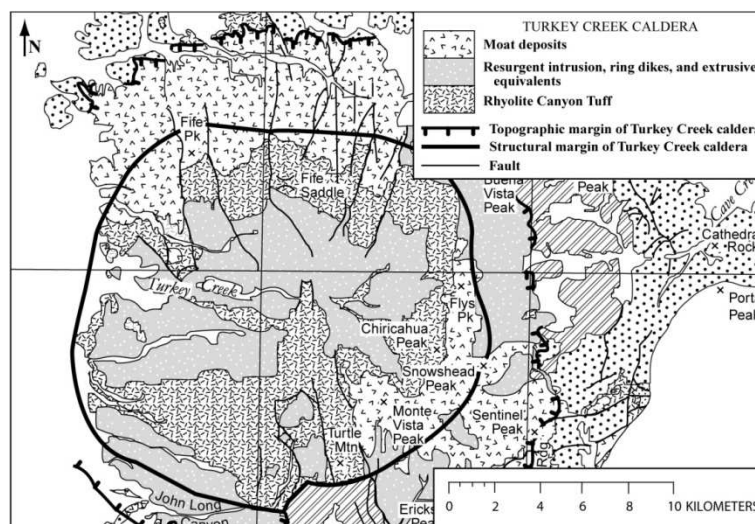


Figure 1.65 : Carte géologique de la caldera de Turkey Creek, d'après Du Bray et Pallister (1999).

En second lieu, on observe de nombreuses intrusions au sein des calderas résurgentes érodées. À Bodrum (Turquie), on trouve une intrusion de composition rhyolitique de type « cone sheet » au sein de ce qui constitue certainement la faille bordière nord du dôme du Dagbelen

(Ulusoy et al., 2004). Cette intrusion n'explique pas la résurgence mais elle met en évidence une activité magmatique intimement associée. Au cœur des calderas de Turkey Creek (Arizona, Etats-Unis) et de Questa (Nouveau Mexique, Etats-Unis) en revanche, on trouve des intrusions mises en place à l'intérieur du tuf ignimbritique remplissant la caldera (Fig. 1.65 ; Lipman, 1984; Lipman et Reed, 1989; Du Bray et Pallister, 1999). La caldera de Turkey Creek représente une érosion verticale très importante, probablement plus de 2 km. L'intrusion de dacite porphyrique, relativement peu évoluée par rapport aux produits antérieurs et postérieurs, est entourée d'ignimbrite présentant un pendage radial attestant d'une résurgence tectonique associée à sa mise en place. De même, Smith et Bailey (1968) mettaient en évidence des intrusions annulaires comportant un pluton central (Sande cauldron, Norvège; Liruei ring complex, Nigeria; Fig. 1.66) et représentant peut-être les équivalents très anciens et très érodés de calderas résurgentes.

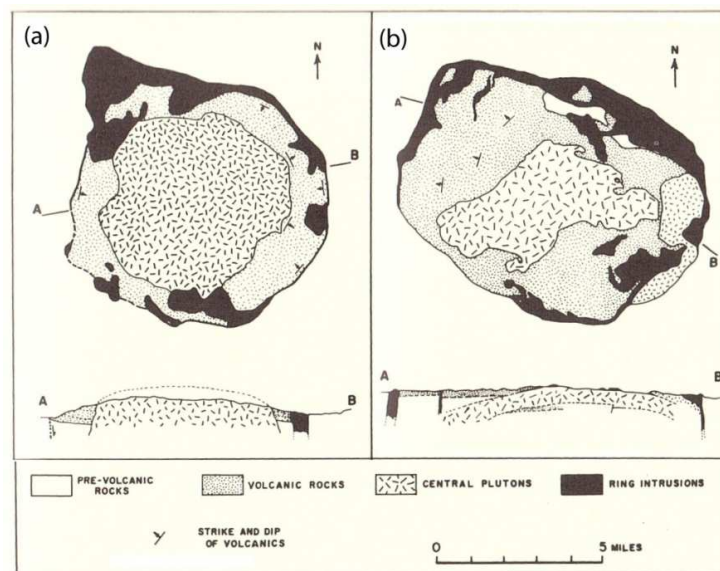


Figure 1.66 : Complexes intrusifs («ring complexes») de (a) Sande cauldron, Norvège, et (b) Liruei ring complex, Nigeria. Figure d'après Smith et Bailey (1968).

Au Japon, les complexes d'Ishizuchi (Shikoku), d'Okueyama (Kyushu) et Kumano (Honshu) sont également interprétés comme représentant les racines de calderas résurgentes, comportant des intrusions au cœur du tuf ignimbritique (Yoshida, 1984; Takahashi, 1986 ; Kawakami et al., 2007). L'intrusion granodioritique au centre d'Ishizuchi possède des bordures latérales à pendage vers l'extérieur (30-75°) et un toit plat. A Okueyama, la profondeur de l'intrusion est estimée à 3 km de profondeur et sa forme montre des bordures pentues et un toit plat. L'étude des calderas de Grizzly Peak (Etats-Unis) et Chegem (Russie),

dont le niveau d'érosion général est certainement moindre, a révélé la présence d'intrusions au cœur des calderas, associées à une surrection avérée des terrains (900 m pour Grizzly Peak). Ces intrusions sont bordées par des failles verticales à la manière d'un piston (Fridrich et al., 1991; Lipman et al., 1993). Dans le cas de Grizzly Peak, le cisaillement de part et d'autre de ces failles montre une mise en place du pluton par un mouvement vers le haut. Le même mouvement semble avoir découpé à l'emporte-pièce le tuf de la caldera de Chegem. L'intrusion possède un toit très peu penté, un peu à la manière d'Ishizuchi et Okueyama.

Enfin, l'existence d'intrusions en rapport avec la résurgence est évoquée dans des cas plus récents. À Long Valley, les données de forage sous le dôme résurgent ont mis en évidence des intrusions multiples au sein du Bishop Tuff entre 700 et 1500 m de profondeur (McConnell et al., 1995). Ces intrusions sont absentes du forage réalisé en dehors du dôme. À Lake City, les intrusions sont directement visibles à l'affleurement, en fond de vallée (Lipman et al., 1973). Localisées sous le tuf ignimbritique, à environ un kilomètre de profondeur, ces intrusions présentent, elles aussi, un toit plat (Kennedy et al., 2012). Outre ces observations directes, il existe des exemples de calderas comme Ischia ou Toba où la présence d'intrusions sous des dômes ou blocs résurgents est fortement suspectée sur la base d'arguments géophysiques. L'hypothèse d'un afflux de magma est donc l'hypothèse privilégiée par de nombreux auteurs pour expliquer le soulèvement à long terme du plancher des calderas (e.g. Smith et Bailey, 1968 ; Kennedy et al., 2012). Il est, la plupart du temps, difficile de déterminer si cet afflux a lieu dans le réservoir déjà existant de la caldera ou sous forme de nouvelles intrusions plus superficielles. Dans de rares cas, comme à Kumano ou à Long Valley, on a accès à la bordure inférieure des intrusions, attestant de leur mise en place au sein du tuf ignimbritique.

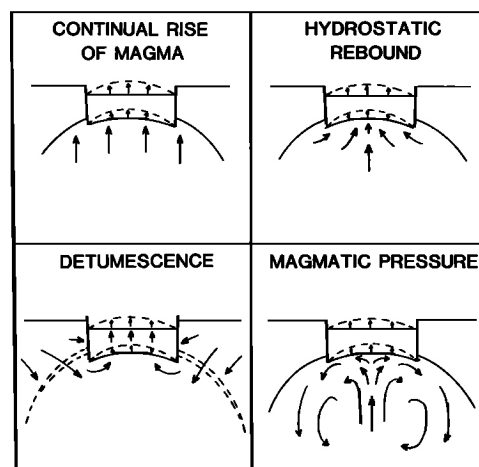


Figure 1.67 : Principaux mécanismes potentiellement responsables de la résurgence des calderas identifiés par Smith et Bailey (1968). Figure d'après Marsh, 1984.

Plusieurs mécanismes permettant d'expliquer la migration ascendante de magma sont proposés par Smith et Bailey (1968) et résumés en quatre catégories par Marsch (1984 ; Fig. 1.67). La première hypothèse est celle d'un rebond isostatique du magma à la suite de l'effondrement de la caldera. À Platoro et Grizzly Peak, qui présentent une résurgence hétérogène, les portions les plus soulevées au cours de la résurgence coïncident avec celles qui ont connu un effondrement maximal au cours de la formation de la caldera (Lipman, 1984). Ces observations semblent étayer l'hypothèse du rebond isostatique. Mais celle-ci est écartée par Marsh (1984) car les calculs de temps caractéristiques du phénomène sont bien trop courts. Pour une viscosité du magma de 10^7 Pa.s, ce qui peut paraître un peu bas, on obtient un temps d'une seconde, mais même pour une viscosité du magma de 10^{15} Pa.s, on obtient un temps de l'ordre de quelques années. Le phénomène de résurgence, s'échelonnant sur des durées de l'ordre de 10^3 - 10^5 ans, doit donc faire intervenir des composantes plus visqueuses, telles que la croûte elle-même. Restent alors trois hypothèses difficiles à départager (Fig. 1.67): celle d'une détumescence générale (relaxation de la croûte suite à l'éruption ayant formé la caldera) provoquant une compression du réservoir magmatique, celle d'une nouvelle injection magmatique et celle d'un accroissement de la pression dans la chambre par des phénomènes internes à celle-ci (convection et vésiculation). Sur la base d'études d'intrusions et de laves émises de manière concomitante, la résurgence de Valles Caldera, Lake City et Tilzapotla a été attribuée à l'injection de magma plus chaud et plus primitif en profondeur (Smith et Bailey, 1968 ; Kennedy et al., 2012 ; Moran-Zenteno et al., 2004).

Par ailleurs, Kennedy et Stix (2003) attirent l'attention sur le rôle de l'effondrement de la caldera lui-même. La perte de masse liée au dépôt de produits éruptifs à l'extérieur de la caldera entrainerait une flottabilité accrue du magma dans la chambre sous-jacente, comme expliqué dans la figure 1.68. Il est intéressant de remarquer que cette hypothèse, proche du rebond isostatique évoqué par Marsh (1984), permet de justifier qu'en cas de subsidence hétérogène, une résurgence plus importante puisse affecter les blocs les plus effondrés. Enfin, il faut noter que l'idée d'un rebond hydrostatique est toujours évoquée dans des cas très particuliers. Vezzoli et al. (2009), par exemple, le considèrent comme un facteur de résurgence dans le cas d'Ischia : une accélération de la résurgence pourrait être en effet associée à la déstabilisation de $2,5 \text{ km}^3$ de matériel au niveau du bloc résurgent.

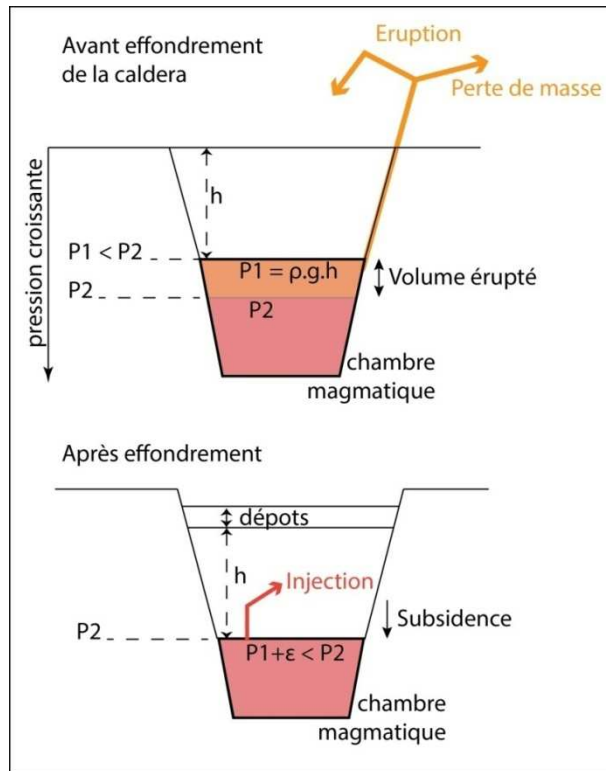


Figure 1.68 : Schéma expliquant le rôle de l'effondrement du bloc de la caldera dans l'augmentation de la flottabilité du magma de la chambre sous-jacente (inspiré de Kennedy et Stix, 2003).

f) Déformations actuelles au sein des calderas résurgentes

En raison de leur taille imposante, de leur association avec des dynamismes explosifs et de leurs systèmes hydrothermaux très actifs, les calderas sont considérées comme des systèmes volcaniques parmi les plus dangereux au monde. D'énormes moyens ont donc été déployés, en particulier aux Etats-Unis et en Italie, pour comprendre l'origine de leur activité persistante et surveiller de près la déformation de leur plancher. Les techniques de trilatération et de nivellement ont progressivement été remplacées par l'utilisation du GPS, permettant un enregistrement continu, et de l'interférométrie radar, offrant une couverture globale.

Cette surveillance, depuis plusieurs décennies, a permis de mettre en évidence des phases de soulèvement rapide, avec des taux entre 5 et 10 cm par an pour Yellowstone (Fig. 1.23; Smith et al., 2009) ou Long Valley (Figs. 1.12, 1.13 ; Hill et al., 2006) et allant jusqu'à plusieurs dizaines de centimètres par an dans le cas des champs Phlégréens, de Rabaul en Papouasie-Nouvelle-Guinée, ou de Sierra Negra aux Galapagos (Figs. 1.69, 1.70). Ces phases alternent avec des phases de soulèvement plus lent, voire même d'absence de déformation ou de subsidence. Dans le cas des champs Phlégréens ou de Yellowstone, où des données plus

anciennes sont disponibles, on observe le même type d'alternance soulèvements-subsidences sur des échelles de temps plus grandes, allant de plusieurs centaines à plusieurs milliers d'années (Figure 1.36 ; Troise et al., 2007; Wicks et al., 1998). Dans le cas d'Ischia, Vezzoli et al. (2009) donnent des arguments en faveur d'une croissance discontinue du bloc résurgent (« par pulses »). Dans cette même étude, les auteurs font apparaître les larges disparités existant entre les vitesses de résurgence à long terme et les vitesses de déformation à court terme. Ces exemples mettent en lumière le fait que les déformations mesurées sont largement dépendantes de l'échelle de temps considérée. Il est donc difficile d'établir le lien exact entre déformation actuelle et résurgence à long terme.

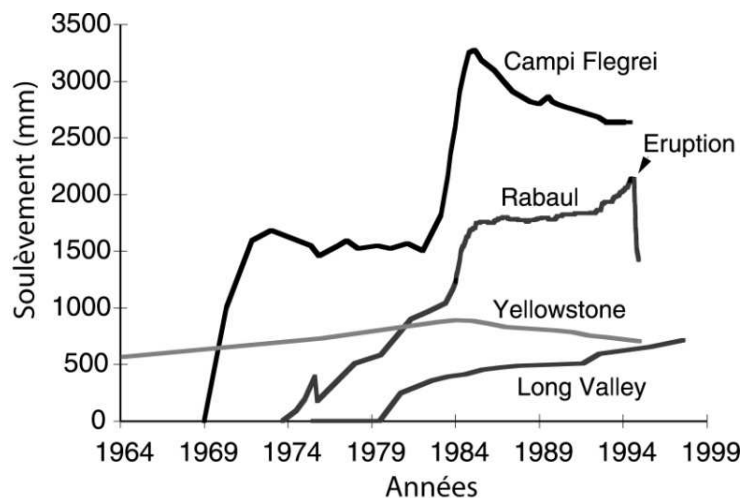


Figure 1.69 : Déformations observées au niveau de quatre calderas quaternaires: champs Phlégréens (à proximité de Pozzuoli), Long Valley (dôme résurgent, station 12DOR75), Rabaul (Sud de l'île Matupit) et Yellowstone (Sour Creek dome). Figure d'après Battaglia et al., 1999.

En outre, la déformation actuelle dans les calderas met en jeu des sources de nature variée. Au nord-ouest de Yellowstone ou sous Mammoth Mountain à Long Valley, il semble que la déformation soit en relation avec la constitution d'une poche de gaz à faible profondeur (Husen et al., 2004 ; Hill 2006). Le rôle du système hydrothermal est également mis en avant dans plusieurs cas (e.g. Yellowstone, Aly et al., 2010 ; champs Phlégréens ; Troise et al., 2007). Il est difficile d'imaginer que de telles sources puissent participer au maintien d'un soulèvement de plusieurs centaines de mètres pendant des milliers d'années, et souvent des centaines de milliers d'années. Cependant ces sources sont indiscutablement associées au processus de mise en place des structures résurgentes à court et moyen termes.

Dans un certain nombre de cas, l'injection de magma et la croissance de sills ou de laccolites sont fortement suspectées pour expliquer la déformation observée. À Sierra Negra, aux

Galapagos, la croissance d'un sill est évoquée pour expliquer un soulèvement de 2,7 m de l'ensemble de la caldera enregistré entre 1992 et 1999 (Fig. 1.70, Amelung et al., 2000). Dans l'exemple de Yellowstone, la croissance d'un sill apparait nécessaire pour expliquer l'ampleur de la déformation et s'accorde bien avec les résultats des modélisations thermiques. Cependant Chang et al. (2007) mettent en avant l'impossibilité de distinguer formellement la nature de la source sans données micro-gravimétriques. À Long Valley, le doute a pu être levé par ce biais : la nature magmatique de la source semble bien contrainte par une combinaison de données de déformations et de données gravimétriques (Fig. 1.14 ; Tizzani et al., 2009).

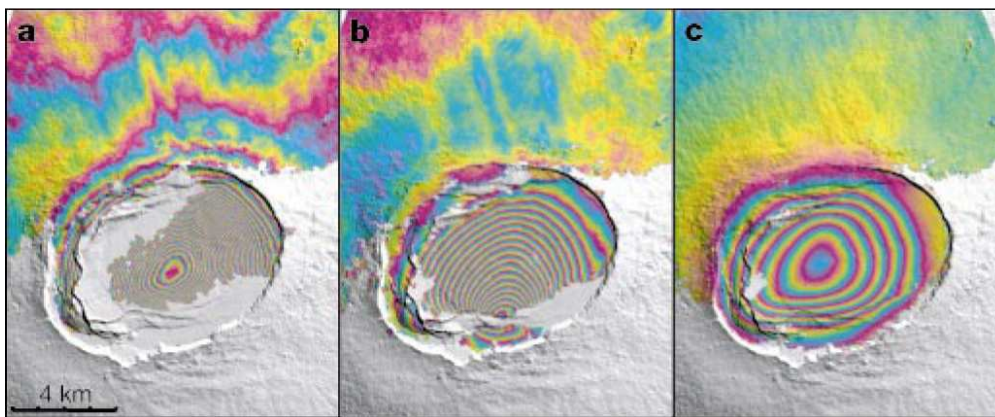


Figure 1.70 : Interférogrammes montrant le soulèvement de la caldera de Sierra Negra (Galapagos) au cours de trois périodes : (a) 1992-1997, (b) 1997-1998, (c) 1998-1999. Figure d'après Amelung et al., 2000.

Les cycles observés, caractérisés par une inflation rapide et accompagnée d'une activité sismique accrue suivie d'une déformation lente et asismique, sont en réalité la règle sur de nombreux volcans. Ils sont généralement attribués à des injections magmatiques en profondeur (Caricchi et al., 2014). Ils aboutissent souvent à un bilan de soulèvement positif qui concorde bien avec l'idée générale d'une croissance incrémentale des intrusions, défendue par de nombreux auteurs (Annen 2009 ; Menand 2011 ; Michaut et Jaupart, 2011 ; Gudmundsson 2011) et parfois observée au sein de calderas érodées (e.g. Tejada, Canaries ; Shirnick et al., 1999). L'augmentation de volume peut être attribuée au volume de magma injecté, au dégazage du nouveau magma (en fonction des conditions P, T, et de la teneur en volatils) et à la réactivation du système hydrothermal associé. La déflation, quant à elle, peut être attribuée au drainage du magma par extrusion ou intrusion dans d'autres réservoirs, à la cristallisation du magma dans la chambre magmatique (perte de volume par contraction), au drainage des gaz exsolvés ou au refroidissement du système hydrothermal. Il pourrait résulter de ce processus pseudo-cyclique une croissance nette comme illustrée dans la figure 1.71.

Cette croissance nette pourrait constituer, à terme, la résurgence des planchers. C'est notamment ce qui est proposé par Troise et al. (2007) dans le cas des champs Phlégréens.

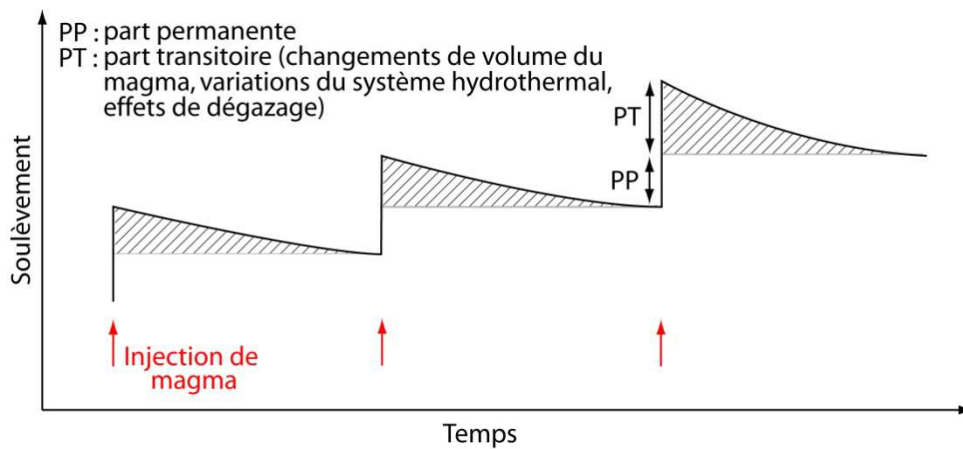


Figure 1.71 : Schéma de croissance hypothétique d'une structure résurgente par alternances de soulèvements et de subsidences.

Au sein des calderas résurgentes actuelles, il semble illusoire de vouloir apporter la preuve géophysique d'une stratification fine des réservoirs volcaniques résultant de l'accumulation de sills de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Cependant, certains travaux de tomographie sismique ont récemment permis de mettre en évidence de tels procédés d'accumulation à plus grande échelle (e.g. Toba, Jaxybulatov et al., 2014). Il faut aussi noter que ce processus de croissance incrémentale est en accord avec le fait qu'on observe plusieurs générations d'intrusions liées à la résurgence dans le cas de Long Valley ou de Grizzly Peak.

Les relations entre déformation, sismicité et volcanisme sont complexes à comprendre, mais elles peuvent aussi apporter des indices sur le processus de déformation. Sur la base des données d'Ischia, Carlino (2012) propose un mécanisme de résurgence alternant des phases de mise en pression d'un réservoir, avec surrection du bloc sans éruption volcanique, et des phases de dépressurisation, se traduisant par une subsidence lente et asismique accompagnant l'extrusion de lave en surface. À partir des mêmes données cependant, Vezzoli et al. (2009) concluent à la concomitance des phases intenses de surrection et de volcanisme. À Long Valley, Hill (2006) remarque que l'accélération de la déformation précède généralement l'augmentation de l'activité sismique de plusieurs semaines, ce qui suggère que l'activité sismique est une conséquence d'un processus plus fondamental relié à la déformation du dôme. Cette sismicité pourrait notamment résulter de l'activation et de la mise en pression du

système hydrothermal ou de phénomènes de dégazage faisant suite à une injection magmatique.

De nombreuses études tentent de déterminer la profondeur des sources de la déformation actuelle au moyen de modèles numériques, aboutissant en général à des valeurs inférieures à 10 km. Il faut cependant considérer cette démarche de manière critique. Si les modèles composés d'une source simple dans un milieu élastique homogène restent les plus répandus, dans le cas de Long Valley par exemple, certains auteurs ont exploré l'effet des rhéologies différentes, ou des sources multiples, démontrant la non-unicité des solutions au problème inverse dans ce contexte. L'étude de De Natale et al. (1997) met en avant l'importance des failles préexistantes dans la forme de la déformation observée en surface. Ils montrent notamment qu'au sein d'une caldera délimitée par une faille bordière elliptique l'augmentation de pression au sein d'une source sphérique peut aboutir à un motif de déformation elliptique. Ils montrent également que la forme de la déformation en surface dépend très peu de la profondeur de ladite source. Ces travaux remettent donc en cause la possibilité même de retrouver les paramètres de sources en fonction des déformations actuelles de surface.

g) Systèmes hydrothermaux associés.

Pour terminer cette synthèse sur la résurgence, il faut évoquer les systèmes hydrothermaux particulièrement actifs qu'on trouve souvent associés aux structures résurgentes. L'intention n'est pas ici de faire une revue de la forme et de l'activité de ces systèmes, mais simplement de rappeler quelques points clés illustrant leur importance au sein des calderas résurgentes.

Premièrement, la présence d'un système hydrothermal actif est le signe de l'existence de sources de chaleur relativement superficielles (contrairement au dégazage de CO₂ qui peut provenir de sources très profondes). La vigueur de ces systèmes au niveau des formations résurgentes, qui se traduit souvent par la présence de sources chaudes et de fumerolles au niveau des structures tectoniques associées (e.g. Long Valley, Sorey 1985; Ischia, Molin et al., 2003) n'est pas étonnante. En effet, si ces structures sont d'origine magmatique, elles concentrent en leur sein une source de chaleur, de gaz, et une perméabilité structurale accrue grâce à la déformation résurgente (Kennedy et al., 2012). La présence de systèmes hydrothermaux n'est bien évidemment pas l'apanage des calderas résurgentes. Cependant leur persistance est parfois le signe, comme à Yellowstone, d'un renouvellement magmatique associé à de la résurgence.

Deuxièmement, l'importance des systèmes hydrothermaux est économique. Leur longévité permet souvent la mise en place de minerais exploitables par l'homme. On peut citer le cas de la molybdénite à Valles caldera (Hulen et al., 1987) ou à Questa (Lipman et al., 1993), ou celui de la pyrite et du minerai de manganèse à Bodrum (Turquie; Ulusoy et al., 2004). En 1973, Lipman et al. évoquent le niveau d'altération intense des fractures extensives au cœur du dôme résurgent de Lake City et la présence de veines métallifères. En 1974, Steven et al. dressent un inventaire des dépôts de minerais dans l'ensemble des calderas de San Juan.

Enfin, en troisième lieu, il est intéressant de remarquer que, comme sur de nombreux volcans, le système hydrothermal est responsable d'une fragilisation de l'édifice au travers de l'altération. Cette altération, associée à la présence de failles et à un taux de croissance potentiellement élevé, peut provoquer des déstabilisations. L'instabilité des édifices résurgents a été pointée du doigt notamment dans le cas d'Ischia (Tibaldi et Vezzoli, 2004). En contexte insulaire, ces déstabilisations peuvent engendrer des tsunamis.

Chapitre 2

La caldera de Siwi

Contexte et travaux antérieurs

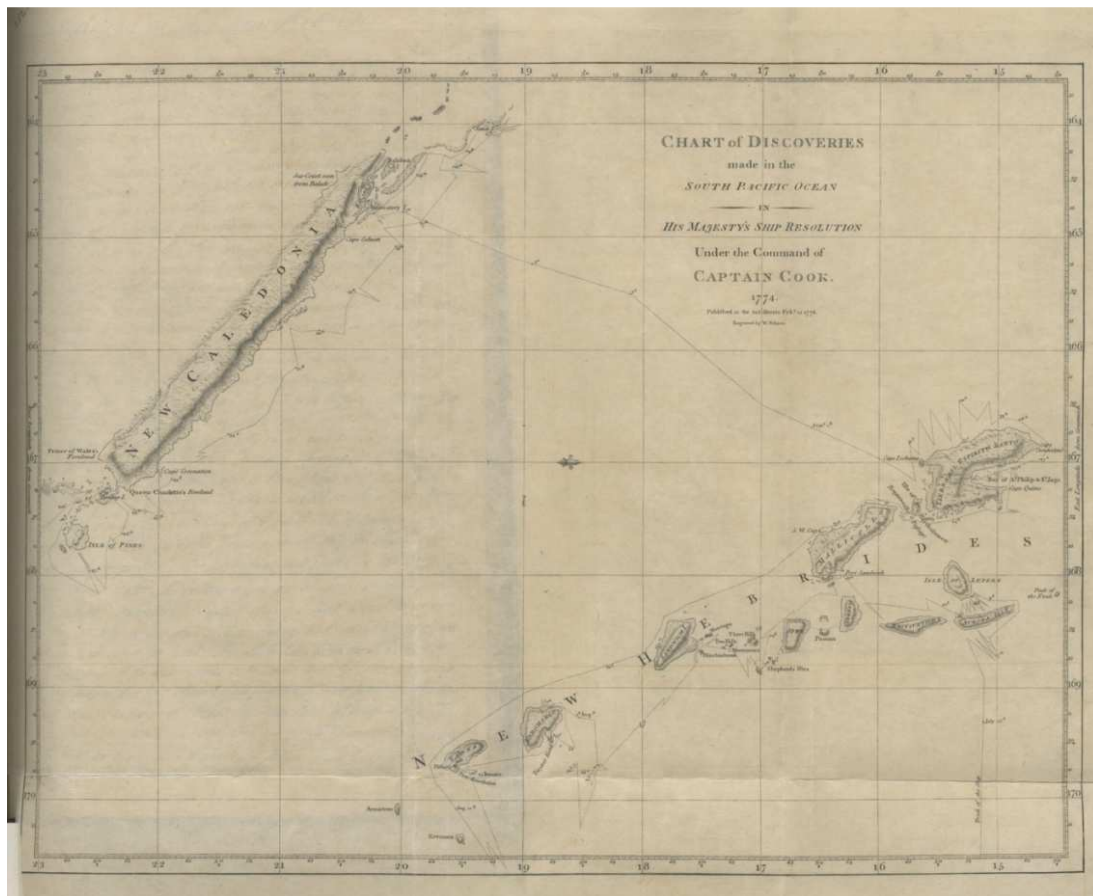


Figure 2.1 : Première carte des Nouvelles Hébrides (ancien Vanuatu) établie par M. Hodges à bord de l'expédition du Capitaine Cook en 1774 (nord vers la droite).

1. L'Arc du Vanuatu et l'île de Tanna

La découverte des îles du Vanuatu par les européens date de 1606, lorsque le navigateur portugais Pedro Vernandes de Quiros découvrit la plus vaste d'entre elles qu'il nomma Espirito Santo. Par la suite, le français Bougainville visita les îles de Santo et Malekula (1768). Mais l'exploration la plus poussée fût menée par le Capitaine James Cook qui, au cours de son second voyage, y passa 46 jours découvrant une trentaine d'îles (Fig. 2.1). Voyant une ressemblance avec les îles de l'ouest de l'Ecosse, il donna le nom de Nouvelles-Hébrides à l'archipel. Lentement colonisé puis géré conjointement sous la forme d'un condominium par la France et le Royaume-Uni, l'archipel a acquis son indépendance en 1980. Le nouveau nom de Vanuatu a alors remplacé rapidement la dénomination européenne.

a) Contexte géodynamique

Au sud-ouest du Pacifique, la convergence entre la plaque Pacifique et la plaque Australienne est accommodée par deux subductions de pendage opposé : la plaque Pacifique plonge vers l'ouest sous l'arc Kermadec-Tonga, et la plaque Australienne plonge vers l'est sous l'arc Salomon-Vanuatu (Fig. 2.2). La région enserrée entre ces deux subductions spontanées connaît une extension importante matérialisée par l'ouverture de bassins océaniques tels que le bassin Nord-Fidjien et le bassin de Lau (Pelletier et al., 1998).

Le bassin Nord-Fidjien est bordé au nord par la fosse actuellement inactive du Vitiaz (Fig. 2.2). Cette fosse est considérée comme la zone frontière qui existait entre les plaques Pacifique et Australie entre l'Eocène supérieur et le Miocène supérieur. Au Miocène supérieur, la collision entre le plateau d'Ontong-Java porté par la plaque Pacifique et l'arc du Vitiaz aurait eu pour conséquence de bloquer la subduction de la plaque Pacifique. Ce blocage aurait induit l'inversion de polarité de la subduction entre la Papouasie-Nouvelle Guinée et les îles Fidji. Cette portion de l'arc, principalement constituée aujourd'hui des îles du Vanuatu, aurait donc subi une rotation horaire à mesure que s'ouvrait le bassin Nord-Fidjien.

La marge convergente du Vanuatu s'étend sur 1400 km entre les îles Santa Cruz au Nord et les îles Matthew et Hunter au Sud. Le plongement de la plaque Australienne sous le bassin Nord-Fidjien s'effectue selon une direction globalement N75E, sauf à l'extrême sud de l'arc où le mouvement est orienté NNE. D'une manière générale, le taux de convergence est parmi

les plus rapides au monde : les vitesses atteignent 12 cm/an dans la partie Sud et 16 cm/an dans la partie Nord (Pelletier et al., 1998; Calmant et al., 2003; Fig. 2.3).

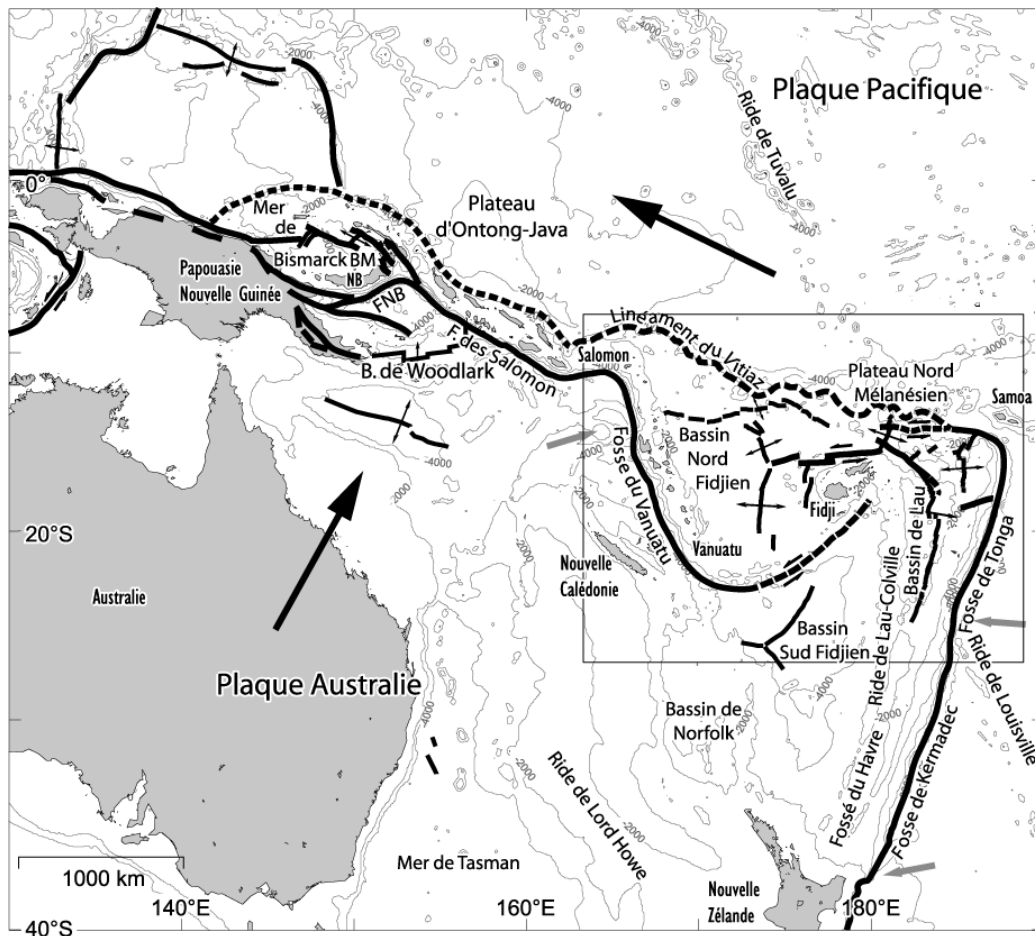


Figure 2.2 : Schéma géodynamique général du Sud-Ouest Pacifique (Ruellan et Lagabrielle, 2005). BM: Bassin de Manus, NB: Nouvelle Bretagne.

Dans le détail, la marge du Vanuatu peut-être divisée en 4 segments :

- Le segment nord (lat. 11-14°S) présente une fosse profonde (jusqu'à 8000 m) et un arc volcanique dont le plancher est situé à 1200 m de profondeur et d'où émergent quelques rares îles au volcanisme éteint. La vitesse de convergence est la plus élevée de l'arc avec 16 cm/an (Fig. 2.3).
- Le segment central (lat. 14-17°S) se distingue par l'absence de fosse et des vitesses de convergence très faibles de l'ordre de 3,5 cm/an. Ces caractéristiques sont attribuées à la collision avec la ride asismique d'Entrecasteaux portée par la plaque Australienne

(Fig. 2.3). Dans ce segment les îles volcaniques sont grandes et forment trois chaînes parallèles résultant de trois épisodes volcaniques majeurs :

- la chaîne occidentale, d'âge Oligocène supérieur à Miocène moyen, est liée à la subduction fossile du Vitiaz.
- La chaîne orientale, d'âge Miocène supérieur à Pliocène inférieur, marque le début du fonctionnement de l'arc du Vanuatu.
- La chaîne centrale représente la zone volcanique active depuis le Pliocène.

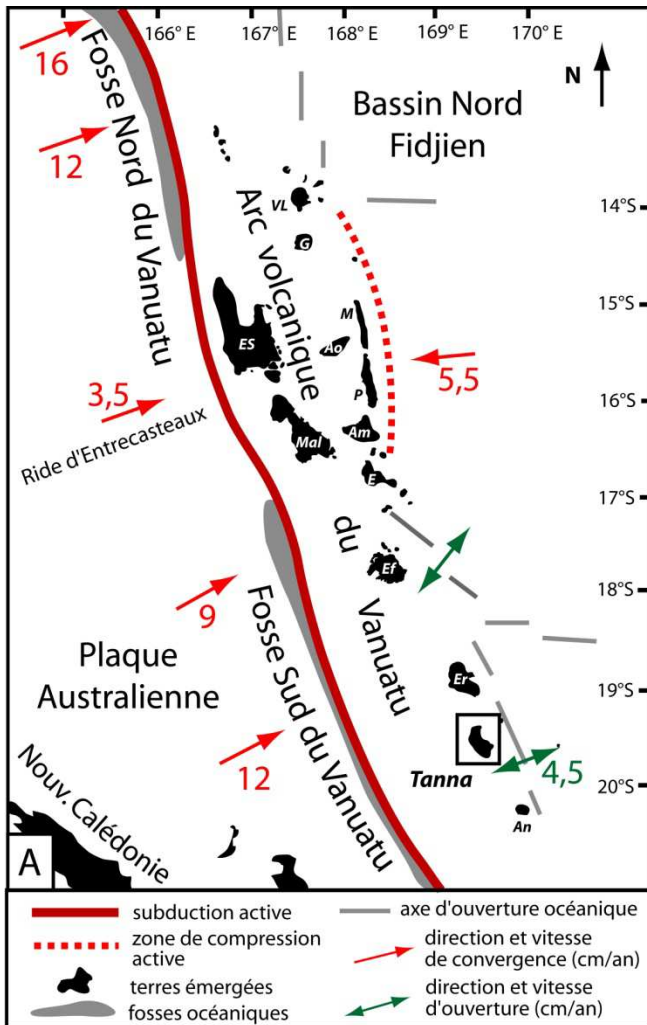


Figure 2.3 : Géodynamique actuelle de l'arc volcanique du Vanuatu (VL: Vanua Lava, G: Gaua, ES: Espirito Santo, Ao: Aoba, M: Maewo, P: Pentecôte, Am: Ambrym, Mal: Mallicolo, E: Epi, Ef: Efate, Er: Erromango, An: Aneityum)

- Le segment sud (lat. 17-21°S) est caractérisé par une fosse profonde (6000-7000 m) et un arc volcanique étroit d'où émergent une série d'îles volcaniques directement bordées par des fossés d'extension. La vitesse de convergence maximale est enregistrée au niveau de Tanna avec une valeur de l'ordre de 12 cm/an (Fig. 2.3).

- Le secteur extrême sud (lat. 21°S) correspond à la terminaison de la zone de subduction. L'arc volcanique est étroit et deux volcans actifs en émergent : Matthew et Hunter.

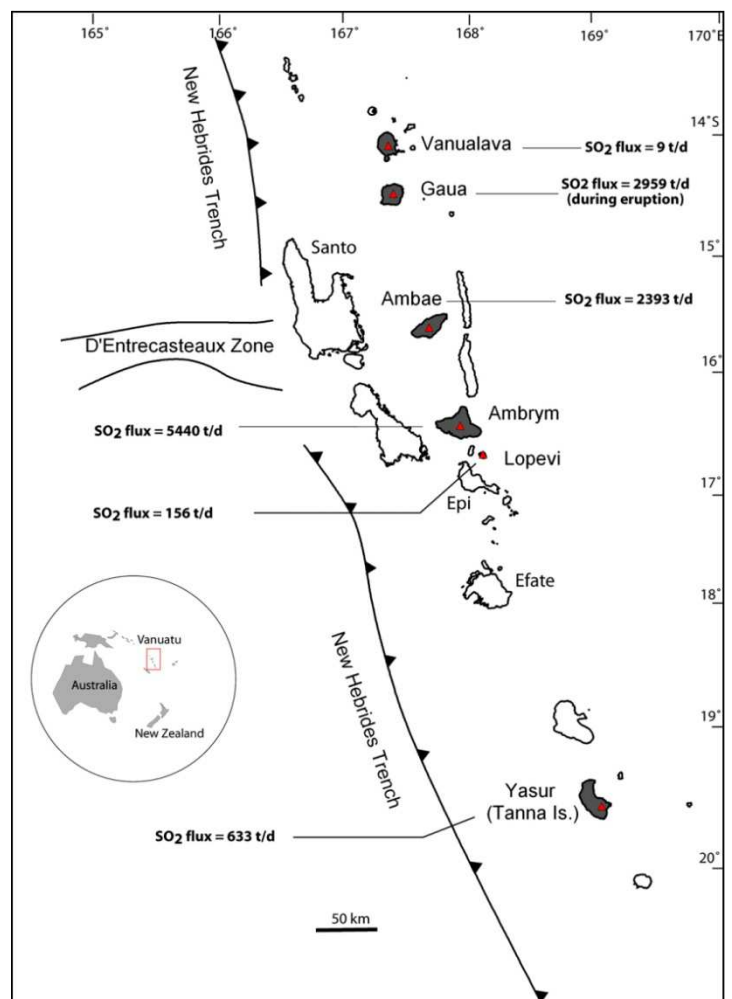
b) Le volcanisme du Vanuatu

L'archipel compte plus de 80 îles dont la plupart sont d'origine volcanique. Les roches volcaniques du Vanuatu ont été réparties en trois grandes provinces différant par leur âge et leur composition (Mitchell et Warden, 1971 ; Mallick, 1973). De la plus vieille à la plus

récente, on retrouve la ceinture ouest, la ceinture est et la chaîne centrale, comme précédemment évoqué. Dans la chaîne centrale, à laquelle appartient l'île de Tanna, on estime que le magmatisme a débuté il y a 6 Ma et se concentrait initialement au niveau d'Erromango, Tanna et Aneityum au sud, et de Vot Tande et Futuna à l'est (Mitchell and Warden, 1971). Par la suite, le volcanisme s'est développé sur toute la longueur de l'arc, avec une activité dérivant spatialement vers la fosse océanique en raison d'une augmentation de l'angle de subduction (Peate et al., 1997). Les laves du Vanuatu couvrent un large panel de compositions, des picrites aux rhyodacites, mais les compositions basaltiques restent largement prédominantes.

Figure 2.4 : d'après Bani et al. (2012). L'arc du Vanuatu et les volcans actifs étudiés. Les taux d'émission de SO₂ moyens sont indiqués, sauf pour Gaua où les mesures correspondent aux phases éruptives.

On compte aujourd'hui une soixantaine d'édifices volcaniques récents dans l'archipel (hors volcan sous-marins; Aubert de la Rüe, 1960). Les mesures répétées de spectroscopie UV menées entre 2004 et 2011 par Bani et al. (2012) sur les plus actifs d'entre eux ont permis de caractériser les flux de SO₂ à l'échelle de l'arc. Les flux de six volcans actifs (Yasur, Lopevi, Ambrym, Ambae, Gaua et Vanua Lava) ont été déterminés avec des valeurs allant de la dizaine à plusieurs milliers de tonnes par jour (Fig. 2.4). La totalité de l'arc émet donc en moyenne



quelque 3.10^{12} g de SO₂ dans l'atmosphère par an, ce qui représente 1/5 des estimations actuelles des émissions globales de SO₂ volcanique. Deux tiers des émissions du Vanuatu sont attribuées à Ambrym (plus de 5000 tonnes/jour) qui se classe parmi les sources de gaz volcanique persistantes les plus importantes au monde, au même niveau que l'Etna. Le Yasur est le volcan en activité permanente situé le plus au sud du Vanuatu. Il constitue l'un des

volcans les plus actifs de l'archipel, et une source importante de gaz volcanique malgré la très faible taille de son édifice (~300 m).

c) Histoire géologique de l'île de Tanna

L'île de Tanna forme un croissant de 28 km du nord au sud, par 14 km d'est en ouest (Fig. 2.5). Elle est située dans le segment sud de l'arc (19°S), dans une zone où l'activité sismique est relativement calme, à 150 km à l'est de la fosse du Vanuatu et environ 130 km au dessus du plan de Benioff. À la latitude de l'île, la vitesse de convergence atteint 12 cm/an et la vitesse d'extension du bassin arrière arc est de 3 à 6 cm/an (Pelletier et al., 1998; Calmant et al., 2003; Fig. 2.3).

Majoritairement formée par l'empilement de laves basaltiques et de volumineux dépôts pyroclastiques andésitiques à basaltiques-andésitiques, l'île s'est édifiée au cours de trois grandes phases d'activité volcanique entre le Pliocène tardif (-2,5 Ma) et l'actuel (Carney et Macfarlane, 1979 ; Eissen et al., 1992; Fig. 2.5A) :

- La séquence de Green Hill, la plus ancienne, constitue la partie Nord de l'île. Comprenant un ensemble de laves basaltiques subaériennes au nord et de dépôts pyroclastiques basaltiques-andésitiques associés à l'est. Cette séquence est datée du Pliocène supérieur (-2,5 à -2,4 Ma).
- Le Pléistocène supérieur, entre -1,7 et -0,6 Ma, voit l'édification d'un large stratovolcan au sud de l'île, le Mont Tukosmeru, dont les restes constituent aujourd'hui le point culminant de l'île à 1084 m. On lui associe d'importants dépôts pyroclastiques andésitiques (Old Tanna Ignimbrite, OTI) dans les régions centrale et nord de l'île. Robin et al. (1994) suggèrent cependant que l'OTI pourrait être liée à un autre centre volcanique appelé Eastern Tanna volcano. Originellement situé à l'est de Tanna, et d'un volume comparable au Tukosmeru, ce volcan se serait effondré en mer.
- La séquence de Siwi (ou groupe Yenkahe) est la plus récente : elle correspond à un volcanisme andésitique à andésitique-basaltique ayant eu lieu entre le Pléistocène supérieur et l'actuel. Exclusivement concentré dans le sud-est de l'île de Tanna, l'épisode Siwi comprend la formation d'une caldera et d'une nappe de dépôts pyroclastiques associée, ainsi que l'activité post-caldera: le dôme résurgent du Yenkahe, le volcan éteint Ombus et l'actuel volcan actif, le Yasur. Au nord de la caldera de Siwi, ces dépôts

pyroclastiques reposent directement sur l'unité de Green Hill (Carney et Macfarlane, 1979; Fig 2.5A). Sur le plan structural, la caldera de Siwi se trouve à l'est d'une grande cicatrice en fer à cheval (Nairn et al., 1988; Fig 2.5B) signant très probablement une déstabilisation majeure de l'édifice du Tukošmeru.

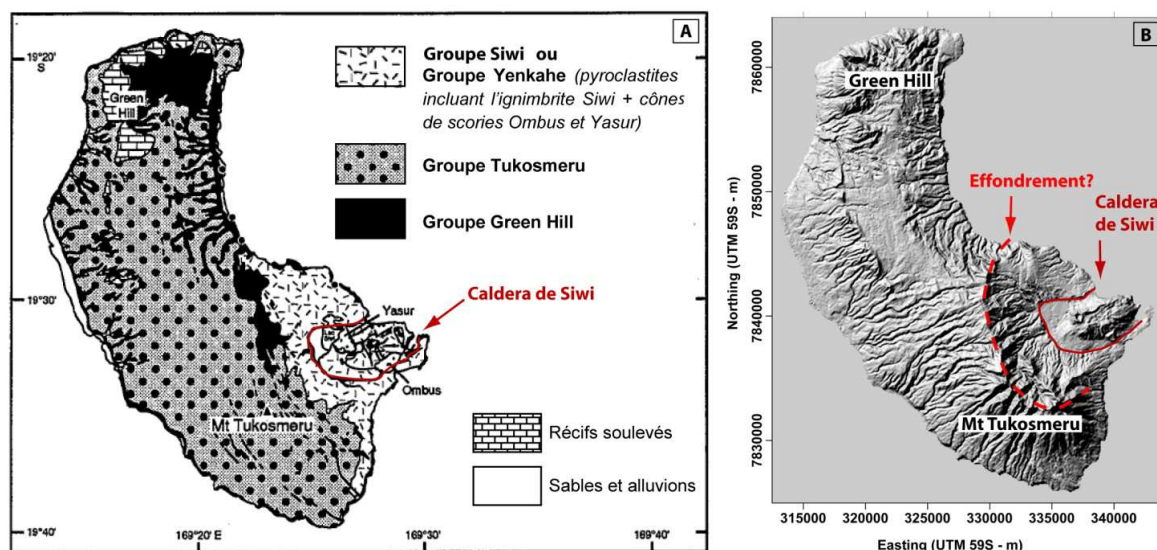


Figure 2.5 : (A) Carte géologique simplifiée de l'île de Tanna, d'après Eissen et al. (1992) modifiée de Carney et Macfarlane, (1979). (B) Modèle numérique de terrain de l'île de Tanna (SRTM 90m) montrant les édifices de Green Hill et du Tukošmeru, et la caldera de Siwi à l'intérieur d'une grande cicatrice d'effondrement

Le contexte tectonique régional de convergence se traduit à l'échelle de Tanna par un soulèvement général de l'île de Tanna de l'ordre de 1 mm/an. (Chen et al., 1995). La croissance des empilements volcaniques et le soulèvement de l'île se sont accompagnés d'un affaissement de blocs faillés vers l'est et d'une flexure monoclinale de la marge est (Carney et Macfarlane, 1979).

d) Etudes géophysiques à l'échelle de l'île

En 1967, une petite équipe de l'Institut géophysique d'Hawaii, menée par le Dr. Malahoff, réalise les premières études géophysiques à l'échelle de l'archipel.

Une anomalie de Bouguer de +170 mGal caractérise la zone volcanique active de Siwi, au sud-est de l'île de Tanna (Fig. 2.6). Interprétée par Malahoff (1970) comme le résultat d'un complexe intrusif de grande ampleur, cette anomalie pourrait signer la présence, par le passé,

d'un édifice volcanique plus étendu à l'est (Carney and Macfarlane, 1979), ce qui est cohérent avec la présence d'une cicatrice d'effondrement à l'ouest de la caldera de Siwi (Fig. 2.5B). L'alignement des anomalies suit la direction générale de l'île, cependant, un second alignement, perpendiculaire, suit la direction de la caldera de Siwi. Dans le détail, l'anomalie positive semble suivre les contours de la caldera (Fig. 2.6).

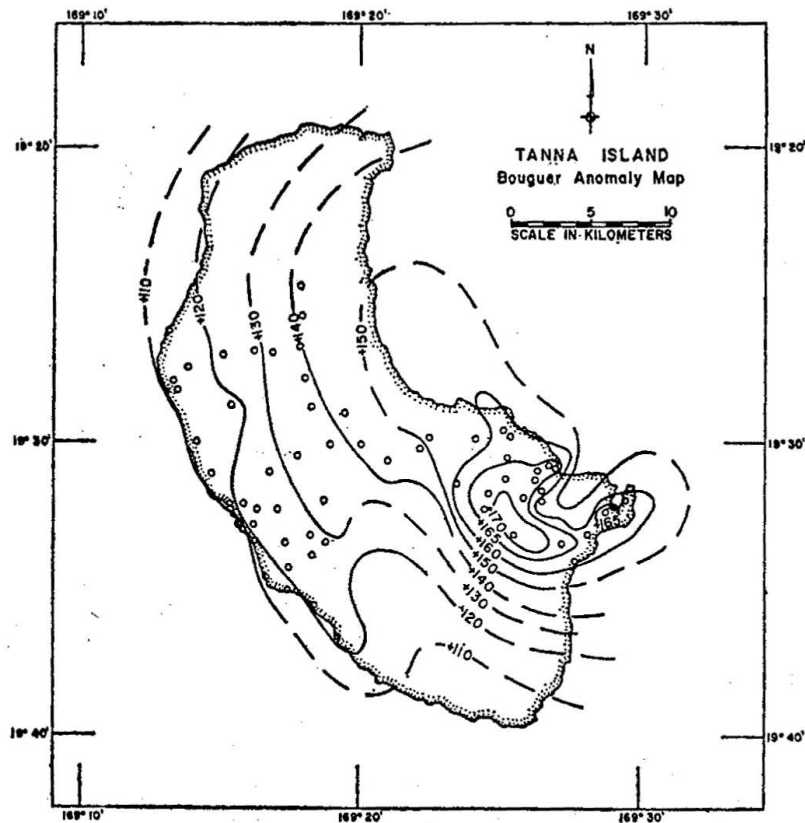


Figure 2.6 : Carte d'anomalie de Bouguer de Tanna (densité de correction: 2,3), d'après Malahoff (1970).

La carte d'anomalies aéromagnétiques (Fig. 2.7) présente des linéaments d'orientation E-W et NW-SE. Le long de la côte nord de l'île, on trouve une anomalie bipolaire de 500 nT localisant un centre volcanique ancien, aujourd'hui enfoui sous des dépôts volcaniques plus récents (Malahoff, 1970). La région de Siwi, au sud-est de l'île, présente plusieurs anomalies bipolaires significatives, allant de 100 à 600 nT en amplitude et dont les sources apparaissent relativement superficielles, certainement localisées dans les premières centaines de mètres sous la surface. Les deux anomalies caractérisées par une aimantation inverse sont interprétées par Malahoff (1970) en termes de présence de magma au-dessus de la température de Curie.

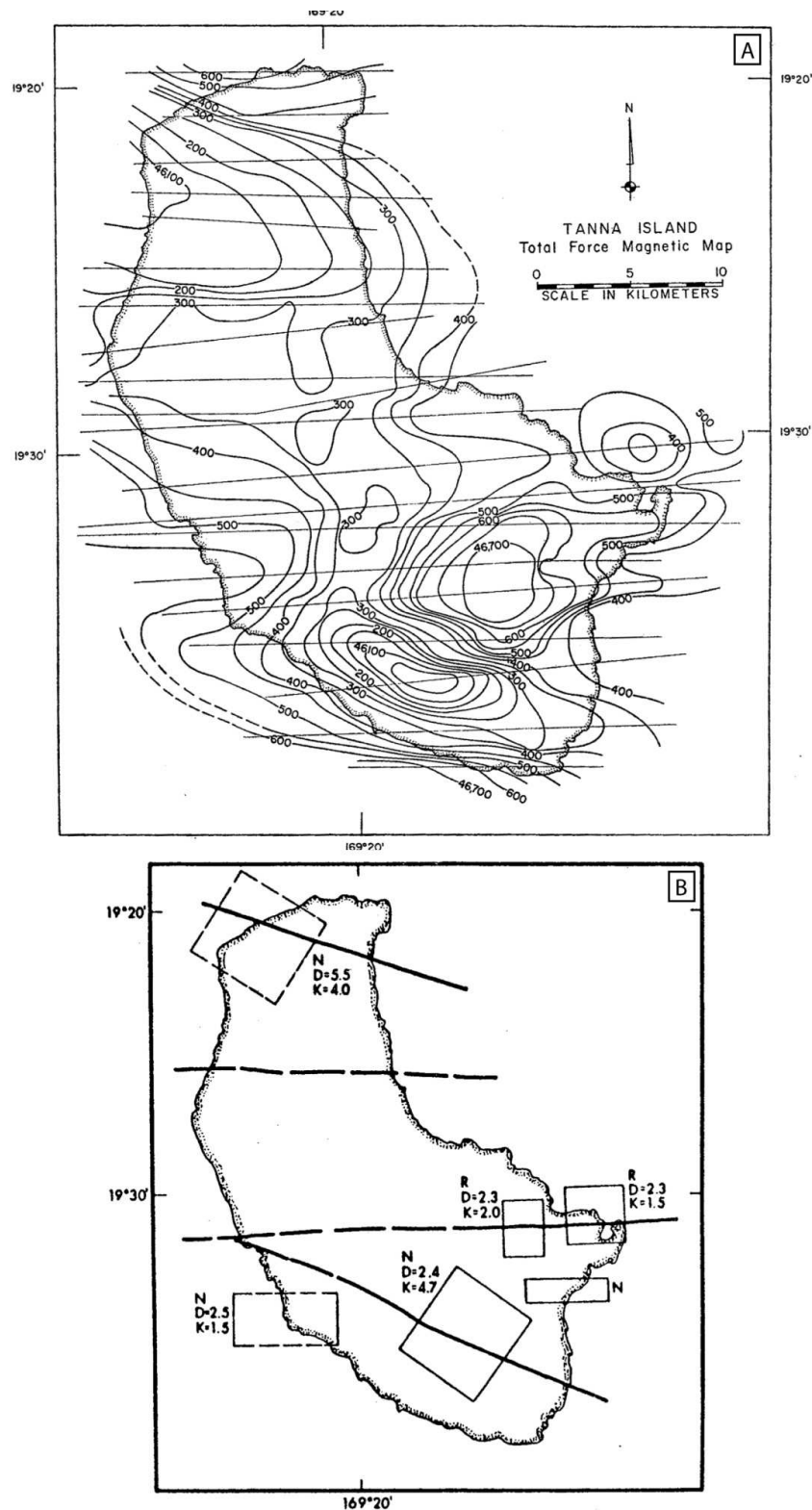


Figure 2.7 : (A) Anomalie magnétique totale (en nT) mesurée au dessus de Tanna à une altitude de 2200 m. Les lignes indiquent les trajectoires de vol. (B) Interprétation des données magnétiques en termes de sources. N: aimantation normale, R: inverse. D: densité, K: contraste de susceptibilité apparente ($\text{cgs } 10^{-3}$). Figure d'après Malahoff (1970).

2. La caldera de Siwi

a) La formation de la caldera

Le groupe de Siwi comprend des laves diverses de composition basaltique andésitique à andésitique. Le log général du groupe contient, de bas en haut, quatre unités majeures (Allen, 2005) :

1. Des coulées de lave basaltiques andésitiques subaquatiques puis subaériennes.
2. Une brèche volcanique épaisse, vaguement stratifiée, avec des clastes de la lave sous-jacente.
3. La séquence pyroclastique de Siwi, associée à la formation de la caldera.
4. Des téphras émis par les jeunes volcans à l'intérieur de la caldera.

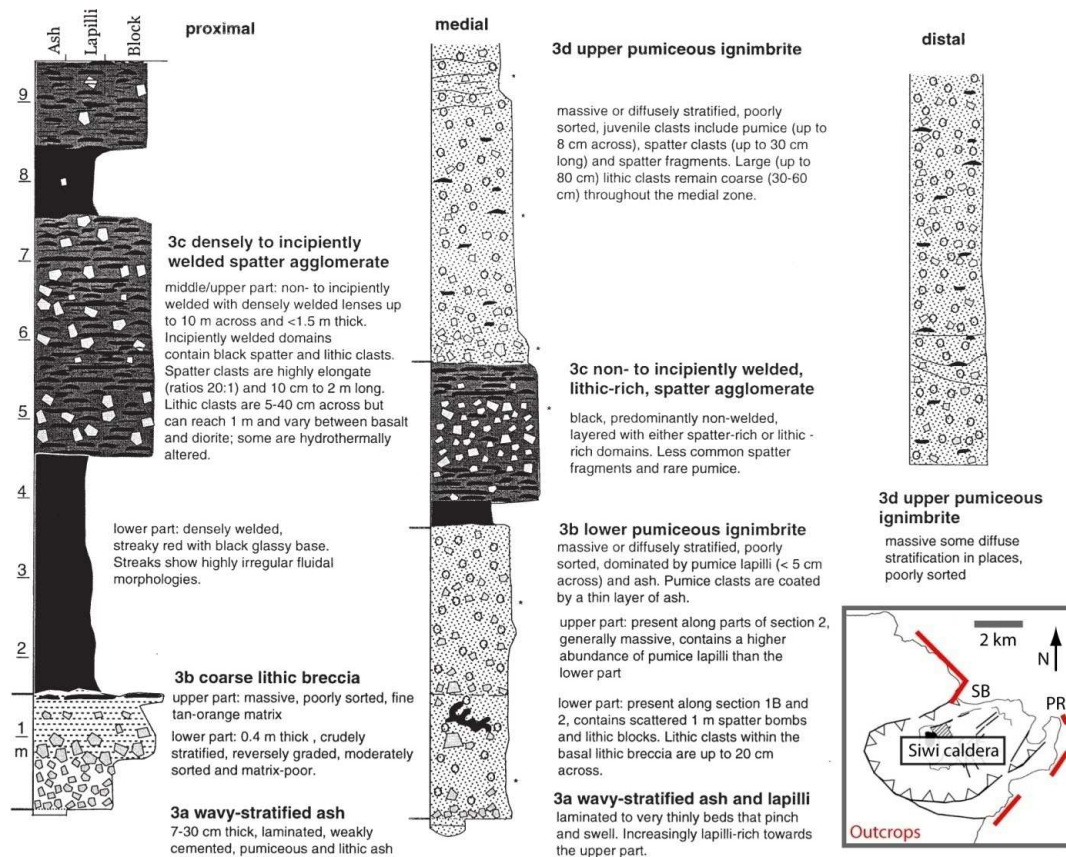


Figure 2.8 d'après Allen (2005). Log stratigraphique des portions proximales, médianes et distales de la séquence pyroclastique de Siwi. *Encart*: Localisation des affleurements (SB: Sulphur Bay; PR: Port Résolution)

La séquence pyroclastique de Siwi, dont les dépôts s'étendent jusqu'à 10 km au delà de la caldera, comprend des retombées et des dépôts de coulées pyroclastiques de composition andésitique. Elle correspond à une éruption petite à modérée compte tenu du volume des dépôts préservés ($> 1 \text{ km}^3$) et de la taille de la caldera (24 km^2 , 100 m de profondeur). Allen (2005) décrit précisément l'évolution des produits le long de deux affleurements principaux localisés de part et d'autre de la caldera, le long de la côte. Elle en déduit une évolution radiale de la séquence stratigraphique (Fig. 2.8):

- La séquence proximale est composée de 3 unités : (3a) une fine couche de cendres cimentées (30 cm); (3b) une brèche épaisse (1 m) de lithiques grossiers (10-60 cm) et hydrothermalisés; (3c) une accumulation de spatters très épaisse (8 m) et bien consolidée.
- La séquence médiane est composée de 4 unités : (3a) une couche de cendres, de plus en plus riche en lapillis vers le sommet ; (3b) une ignimbrite ponceuse, plus épaisse (plusieurs mètres), plus riche en lapillis et moins en lithiques que dans la séquence proximale; (3c) une accumulation de spatters moins épaisse (quelques mètres), non cimentée, riche en lithiques ; (3d) une ignimbrite ponceuse massive, très épaisse (10 m), non triée, parfois riche en lithiques à la base et riche en spatters.
- La séquence distale se compose uniquement de l'unité 3d : l'ignimbrite non cimentée et non triée.

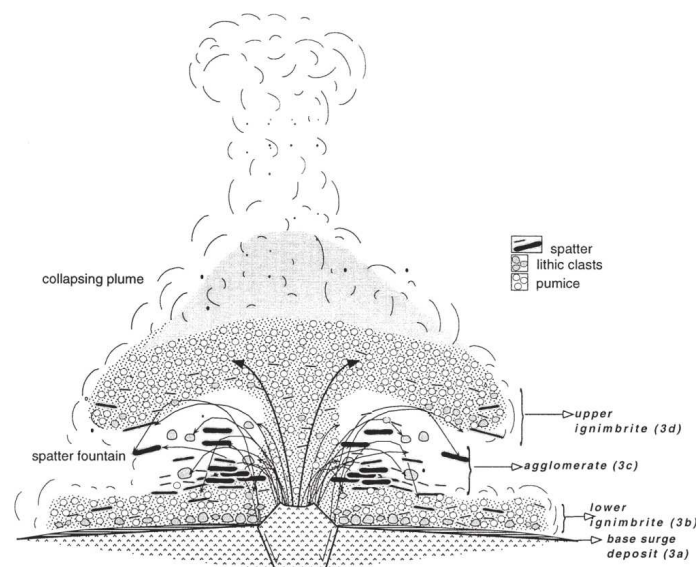


Figure 2.9 : Dessin illustrant l'éruption ayant mis en place la séquence pyroclastique de Siwi (Allen, 2005). La formation de spatters par des fontaines de laves a débuté à la fin des explosions mettant en place

la première ignimbrite, en réponse à l'effondrement du toit de la chambre. Le style éruptif a ensuite changé en réponse au régime d'exsolution de volatiles, produisant les ponces de l'ignimbrite supérieure. Cependant, l'activité de fontaine de lave s'est maintenue à un faible niveau au cours de ce dernier épisode éruptif.

Ces résultats peuvent être interprétés en tant que séquence d'événements. L'unité 3a, faite de cendres très fines formant des dunes, est interprétée comme une base de « surge ». Le faciès proximal de l'unité 3b est une brèche lithique qui se transforme, en s'éloignant, plutôt en dépôt de retombées. Les lithiques étant hydrothermalisés, l'unité 3b est interprétée comme le résultat d'une explosion phréatique en contexte hydrothermal. L'unité 3c est constituée par des projections (pas de matrice). Dans les unités 3d et 3c médianes et distales, les ignimbrites ont un faciès de dépôt de coulée pyroclastique. Les caractéristiques de la séquence indiquent une éruption continue comprenant différents styles éruptifs (Fig. 2.9). Ainsi, l'éruption a probablement débuté par une phase d'explosions phréatomagmatiques (unités 3a, 3b), avec des panaches hautement instables donnant lieu à des coulées pyroclastiques (ignimbrite inférieure 3b en position médiane) sans retombées préalables. L'éruption se serait poursuivie par un effondrement catastrophique du toit de la chambre (climax) concomitant avec l'existence de fontaines de lave expliquant l'unité 3b riche en spatters et en lithiques. Enfin, la reprise d'un régime fortement explosif a permis la mise en place de l'ignimbrite ponceuse supérieure (3d).

b) Etude géologique de la caldera

Au cours de leur étude pionnière, Carney et Macfarlane (1979) distinguent 3 épisodes de volcanisme ayant jalonné l'histoire de la caldera (du plus ancien au plus récent) : l'épisode Yenkahe, l'épisode Ombus et l'épisode Yasur. L'épisode Yenkahe, le plus ancien et le plus long, correspond à l'édification d'un cône principal, aujourd'hui transformé par les événements volcano-tectoniques, et au dépôt de matériel pyroclastique en périphérie, correspondant à l'ignimbrite de Siwi. Selon ces auteurs, le cône principal devait abriter un alignement d'événements volcaniques. Le centre d'émission le plus à l'ouest du dôme serait d'ailleurs représenté par une petite caldera d'1,5 km de diamètre, dans laquelle le cône actuel du Yasur s'est édifié (Fig. 2.10). D'après l'observation d'affleurements et une extrapolation de leurs observations basée sur la morphologie, Carney et Macfarlane (1979) proposent la première carte géologique de la zone.

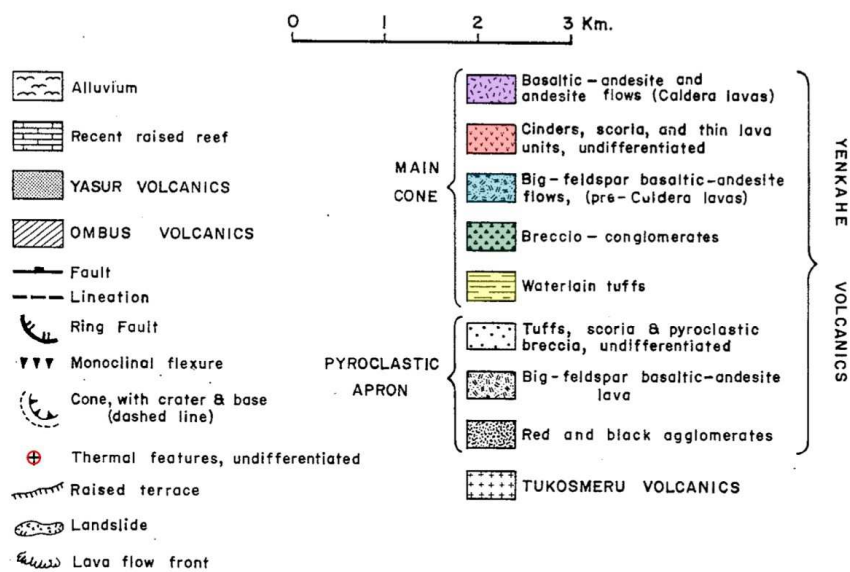
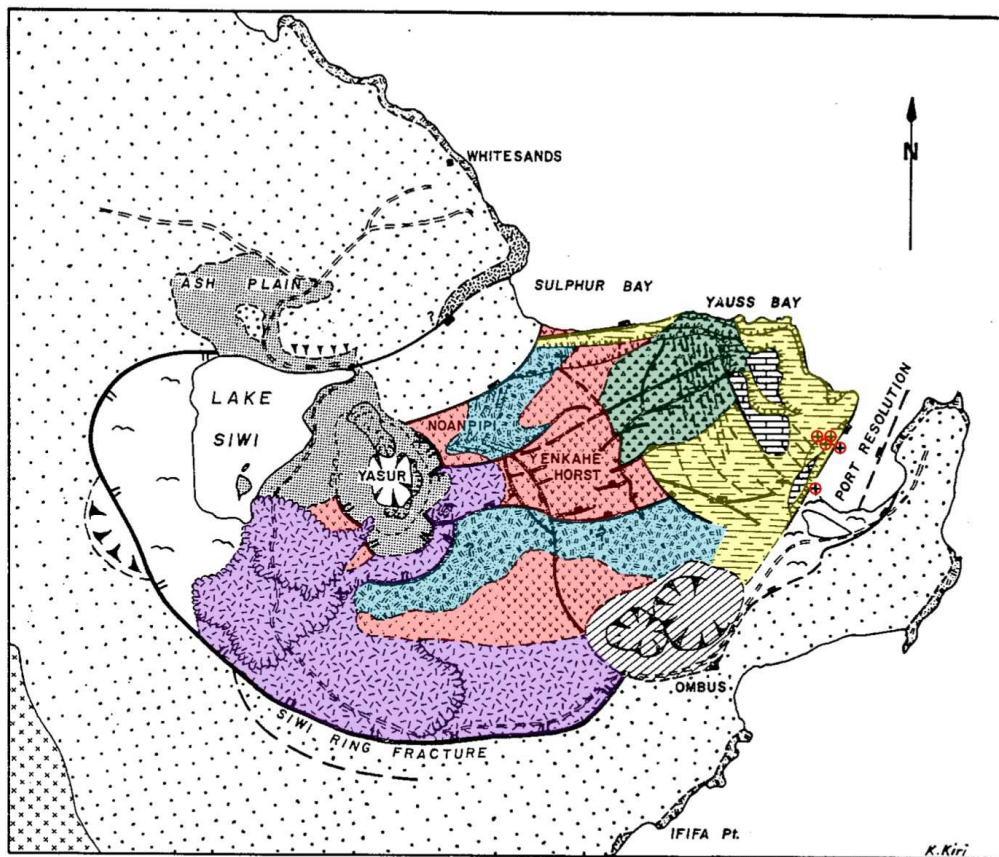


Figure 2.10 : Carte géologique et tectonique de la caldera de Siwi. Le « Yenkahé horst » correspond ici au dôme du Yenkahé, d'après Carney et Macfarlane (1979).

Le flanc nord du dôme du Yenkahé, à Noanpipi hill, est constitué de lave massive (andésite basaltique à gros feldspaths, Fig. 2.10), qui peut également être présente sur le flanc sud (non confirmé sur le terrain). Les affleurements côtiers de la partie orientale du Yenkahé, entre

Sulphur Bay (ou Ipikel) et Port Résolution montrent des dépôts sous-marins majoritairement constitués d'un tuf volcanique finement laminé. Dans les environs de Yauss Bay, ce tuf est affecté par une petite intrusion basaltique. En allant vers Sulphur Bay, on observe des dépôts bréchiques très épais, grossiers (blocs de plus de 2 m) et très mal triés, contenant une majorité de clastes anguleux dans une matrice boueuse. Ces dépôts évoquent un écoulement gravitaire de type avalanche de débris et reposent, à l'ouest, sur le tuf sous-marin finement laminé. Dans les environs de Sulphur Bay, on trouve un tuf subaérien reposant en discordance sur les unités précédentes. Ce tuf contient des blocs de lave et entoure possiblement une coulée en continuité avec celle de Noanpipi.

Entre la bordure sud du dôme et la bordure de la caldera, on observe un plateau formé de coulées de lave (andésite et andésite basaltique) qui semblent issues de la petite caldera sur la bordure ouest du dôme contenant le Yasur. Les dernières coulées proviendraient d'un cône ancien dont les restes sont visibles à l'ouest, au pied du Yasur (Fig. 2.11).

Les dépôts volcaniques de l'Ombus (cendres, scories et blocs) constituent un petit cône appuyé sur le flanc sud du dôme et dont le cratère est ouvert vers l'Est (Fig. 2.10). Le Yasur, le centre volcanique actuel, est largement contenu dans la petite caldera au NW du dôme. Au nord et à l'ouest, les dépôts du volcan débordent de la caldera et du dôme, venant respectivement butter contre la bordure nord de la caldera et plonger dans le lac Siwi (Figs. 2.10, 2.11). Formé à la suite du blocage de la rivière Siwi par une coulée de lave au nord du dôme, le lac Siwi présentait une hauteur très variable en fonction des alternances de périodes sèches et de périodes cycloniques. Ce lac n'est plus présent depuis 2000, lorsqu'à la suite de fortes pluies, le débordement du lac provoqua son drainage naturel. Le Yasur est un cône d'une hauteur totale d'environ 300 m et son sommet est occupé par un cratère de 500 m de large. Il est largement constitué par l'accumulation de cendres finement stratifiées et de bombes, mais les observations de Warden ont rapporté l'intercalation de coulées de lave visibles dans les parois du cratère (Warden, 1965; Carney and Macfarlane, 1979). Suite à des précipitations importantes et à une activité volcanique intense, deux glissements de flanc se sont produits en 1919 et 1975 respectivement à l'ouest et au nord du cône (Fig. 2.10; Carney and Macfarlane, 1979).



Figure 2.11 : Photographie de 1994, prise depuis le NW, montrant le lac Siwi au premier plan et le cône du Yasur, appuyé sur le dôme du Yenkahe, au second plan (crédit: Jean Ponsignon).

c) Etudes géophysiques de la caldera

En 1999, Lardy et Tabbagh réalisent une étude du flux thermique de surface en mesurant les températures le long de profils verticaux dans la plaine des cendres au nord-ouest du Yasur (large étendue de cendres liée aux retombées des panaches, dite "Ash Plain" sur la figure 2.11). D'après les indications données par les auteurs, le site de mesures (dit Naya) est situé aux abords de Nayanamakel, à environ 2 km du cratère du Yasur, à côté de l'ancien lac Siwi (Fig. 2.12). Il se trouve donc en bordure ou sur le bord externe de la caldera de Siwi.

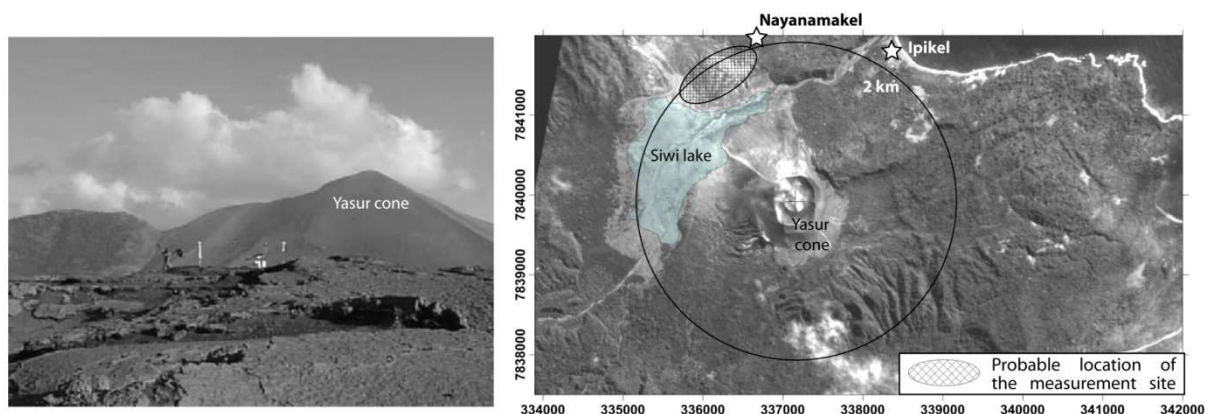


Figure 2.12 : *Gauche*, Photographie depuis de NW du site de mesures de Lardy and Tabbagh (1999). *Droite*, localisation probable du site en carte.

Le site comprend 3 profils verticaux A, B et C espacés de 100 m dans deux directions orthogonales (resp. est et nord). Les profils sont installés dans des trous d'un mètre de

profondeur contenant 3 capteurs thermiques à résistance en cuivre (sensibilité 0,01K) enfoncés horizontalement à 30, 60 et 90 cm, de manière à éviter l'influence trop forte des paramètres externes (variations diurnes significatives dans les 20 premiers centimètres du sol). Parallèlement, la diffusivité et la conductivité thermiques sont mesurées à ces trois profondeurs. Les trous sont ensuite rebouchés pour ne pas perturber le flux et les données sont transmises par satellites. L'analyse du signal permet d'extraire une composante permanente (sources de chaleur pérennes) et une composante transitoire (facteurs externes ou changements dans le système hydro-magmatique). Les fréquences élevées associées à la composante transitoire indiquent des perturbations d'origine climatique. La forme du retour à l'équilibre est compatible avec un processus de conduction seule, mais l'estimation du nombre de Peclet (ratio des ordres de grandeur du flux convectif sur le flux conductif) à 0,13 suggère un transfert de chaleur convectif non négligeable. Les mesures de Lardy et Tabbagh indiquent une conductivité thermique moyenne du sol de $0,51 \pm 0,16 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. L'analyse du signal thermique mesuré sur 760 jours en 1993 et 1994 conclue à l'existence de flux thermiques ascendants de $0,70 \text{ W.m}^{-2}$ en A et $1,55 \text{ W.m}^{-2}$ en C. Ces valeurs, bien supérieures à celles estimées à la station météorologique de Tanna à 20 km au nord-ouest du Yasur ($0,21$ à $0,25 \text{ W.m}^{-2}$), indiquent l'existence de sources de chaleur importantes. La variation latérale importante du flux implique qu'il s'agit de sources relativement superficielles et proches des stations de mesures. Etant donné la localisation plutôt lointaine par rapport au volcan (2 km), et l'existence de composantes convectives, les auteurs suggèrent l'implication d'un système hydrothermal associé au système magmatique. L'étude de Lardy et Tabbagh suggère donc que la bordure de la caldera est probablement le lieu de circulations hydrothermales encore actives à ce jour.

En sismologie, la connaissance de la structure superficielle des zones volcaniques a pu être affinée par le développement de méthodes dites d'antennes, basées sur l'inter-corrélation d'enregistrements sismiques. En Janvier 2008, 12 antennes sismiques et 10 stations large-bande ont été déployées au sud-est de Tanna de manière à pouvoir à la fois étudier la structure superficielle et localiser les sources sismo-volcaniques. Sept antennes sismiques (Y03, Y04, Y05, Y06, Y07, Y10, Y13) se trouvant dans un rayon de 5 km ont été utilisées (Fig. 2.13). Perrier et al. (2012) utilisent la méthode d'auto-corrélation spatiale (SPAC) et la méthode fréquence-nombre d'onde (f-k) afin de corrélérer les signaux sismiques reçus dans ces sept stations. Ils en déduisent des courbes de dispersion de vitesse des ondes de Rayleigh, c'est-à-

dire la vitesse des ondes en fonction de leur fréquence. Ces données sont ensuite inversées. Les meilleurs modèles de vitesse, ceux qui expliquent le mieux les courbes de dispersion observées, sont retrouvés en utilisant une méthode stochastique type Monte Carlo. Les paramètres des modèles sont le nombre de couches, et pour chaque couche l'épaisseur, la densité, et les vitesses des ondes P (V_p) et S (V_s). Pour limiter les calculs, deux paramètres sont fixés : le coefficient de poisson entre 0,2 et 0,4 et la densité considérée comme homogène à 2500 kg/m^3 .

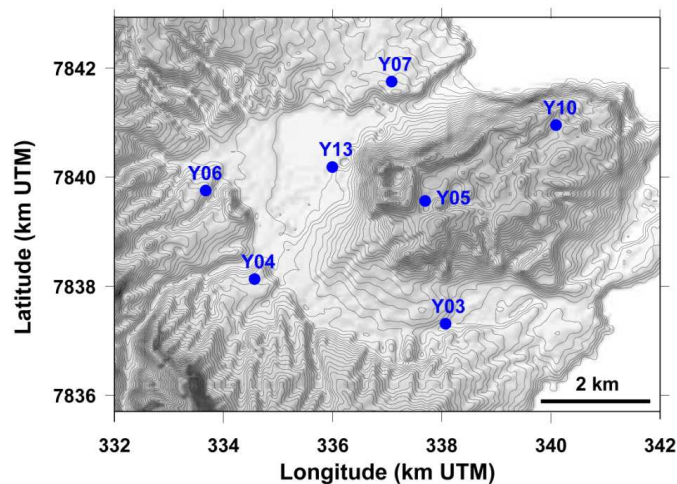


Figure 2.13 : d'après Perrier et al. (2012). Localisation des sept antennes sismiques.

Des modèles de vitesses (1D) de la structure superficielle sont ainsi déterminés en différentes stations dans la caldera de Siwi, jusqu'à 200 m de profondeur environ (Fig. 2.14). Pour Y07, Y06, et Y04 situés en bordure de caldera, au nord et à l'ouest, le modèle est globalement similaire avec une couche superficielle d'environ 20 m avec $V_p = 600 \text{ m.s}^{-1}$ et $V_s = 250 \text{ m.s}^{-1}$, une couche intermédiaire de 80 m avec $V_p = 1400 \text{ m.s}^{-1}$ et $V_s = 600 \text{ m.s}^{-1}$, reposant sur un demi-espace avec $V_p = 2200 \text{ m.s}^{-1}$ et $V_s = 1000 \text{ m.s}^{-1}$. Les deux couches supérieures sont interprétées comme deux dépôts pyroclastiques, sans doute la Old Tanna Ignimbrite et l'ignimbrite de Siwi, reposant sur un ancien édifice volcanique représenté par le demi-espace. Les épaisseurs de dépôts apparaissent en effet concordantes avec les observations de Robin et al. (1994). Pour Y03, le modèle est similaire avec une couche intermédiaire deux fois moins épaisse, indiquant un dépôt moindre de la Old Tanna Ignimbrite au sud de la caldera.

Pour les stations situées à l'intérieur de la caldera, on obtient des modèles plus variables. Le modèle en Y10, à l'est du dôme résurgent affiche une structure globalement similaire à celle

des bords de la caldera mais les vitesses, notamment en profondeur, sont moindres, ce que les auteurs interprètent comme l'effet de l'altération hydrothermale. En Y05, localisée en bordure SW du cône du Yasur, les deux couches supérieures, d'une épaisseur de 5 et 20 m, reflètent probablement des discontinuités à l'intérieur de l'édifice volcanique. À la station Y13, à l'ouest du Yasur (bord de l'ancien lac Siwi), le modèle indique une couche supérieure d'environ 15 m reflétant probablement l'accumulation de cendres au pied du cône. Ces formations superficielles reposent sur des demi-espaces aux vitesses relativement faibles interprétées là encore comme un effet de l'altération hydrothermale et de la présence de fluides.

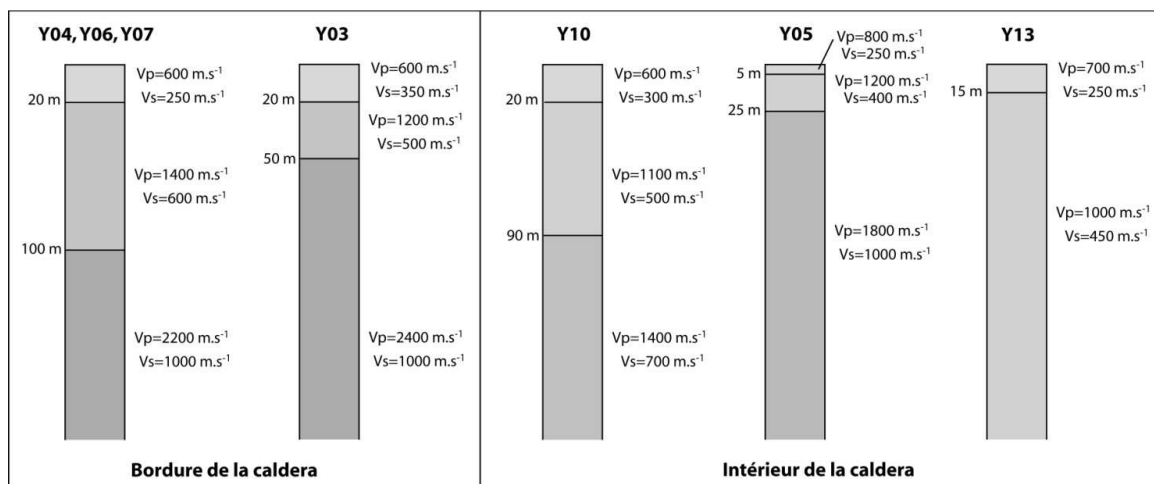


Figure 2.14 : Modèles 1D de la structure superficielle obtenus en différentes stations dans la caldera (droite) et en bordure (gauche), d'après Perrier et al., 2012.

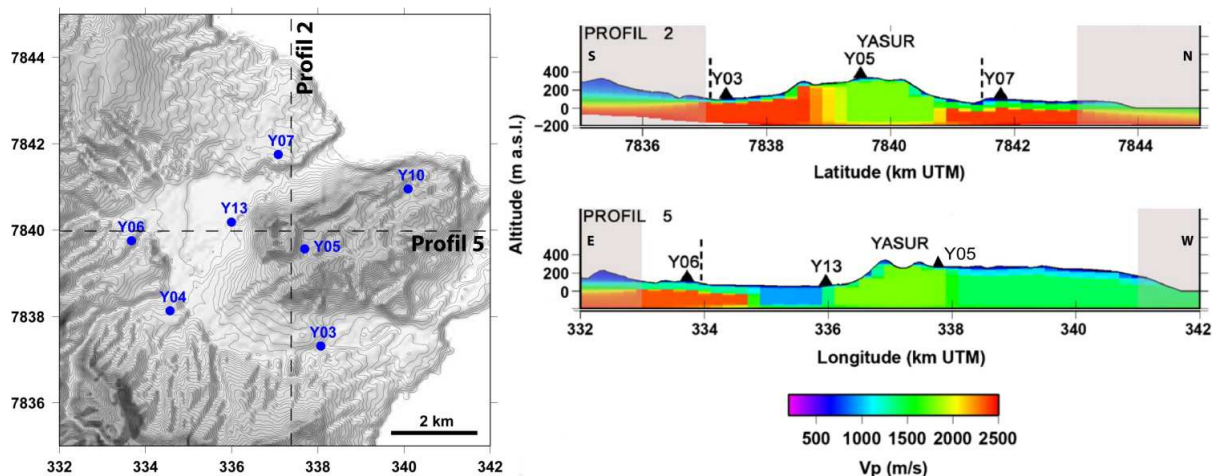


Figure 2.15 : Profils de vitesse des ondes P (interpolation des données 1D), d'après Perrier et al. (2012).

Par interpolation des profils 1D, Perrier et al. (2012) obtiennent des coupes 2D permettant une meilleure visualisation de la structure sismique superficielle à l'échelle de la caldera. Sur ces coupes (Fig. 2.15), on observe un contraste très net entre les bordures de la caldera caractérisées par des vitesses sismiques élevées, donc du matériel dense, et le Yenkahe et le Yasur caractérisés par des vitesses plus faibles et donc des densités moindres en raison de la présence d'un système hydrothermal étendu. À l'intérieur de la caldera, cependant, des disparités dans les vitesses sismiques indiquent des différences du niveau d'altération et de la teneur en fluides du sous-sol (apparemment abondants à l'aplomb de l'ancien Lac Siwi).

d) Evolution pétrologique des laves

L'échantillonnage proposé par Métrich et al. (2011) couvre la séquence ignimbrite de Siwi, la séquence du paléo-Yasur (600 à 1200 AD, voir section 3.c) mis au jour dans la rivière Siwi par le drainage brutal du lac Siwi en 2000, et les produits du Yasur actuel.

Les produits juvéniles du paléo (≥ 600 AD) et du néo-Yasur (≥ 1200 AD) montrent une variation des compositions globales relativement limitée avec un taux de SiO_2 compris entre 54,5 et 56,8 %. Presque tous les échantillons appartiennent au domaine des trachy-andésites basaltiques. L'analyse d'un panel d'échantillons des stades précoces du paléo-Yasur jusqu'à nos jours montre qu'ils sont similaires en termes de concentrations en incompatibles, de spectres d'éléments traces normalisés (Fig. 2.16), d'enrichissement en LILE (large-ion lithophile elements) et d'anomalie négative en Nb.

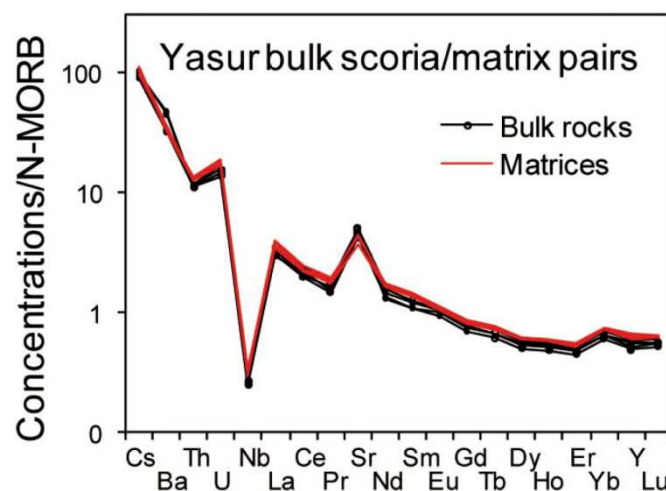


Figure 2.16 : Spectres d'éléments traces (roche totale et matrice) pour les échantillons précoces et actuels du Yasur, d'après Métrich et al., 2011.

Les ponces prélevées dans l'ignimbrite de Siwi montrent une variabilité plus importante en composition d'éléments majeurs et traces. Les échantillons les moins évolués présentent des compositions de trachyandésite basaltique. Ils sont très similaires à ceux du Yasur, en termes de majeurs et traces, mais leur matrice est cependant un peu plus différenciée. Les échantillons les plus évolués, avec les concentrations les plus importantes en éléments incompatibles, sont des ponces trachyandésitiques. L'ensemble des compositions en majeurs et traces du Yasur et de Siwi démontrent que tous les échantillons appartiennent à une même série de différenciation (Fig. 2.17). L'analyse des inclusions vitreuses primitives, dans les olivines des roches du Yasur, révèle un magma parent basaltique de même composition que les basaltes de Tanna mis en place il y a 2,4 Ma. Ces basaltes se placent sur la même droite de différenciation que les produits du système Yasur-Siwi, ce qui suggère une très grande stabilité du système d'alimentation et un magma parent basaltique homogène depuis plus de 2 Ma.

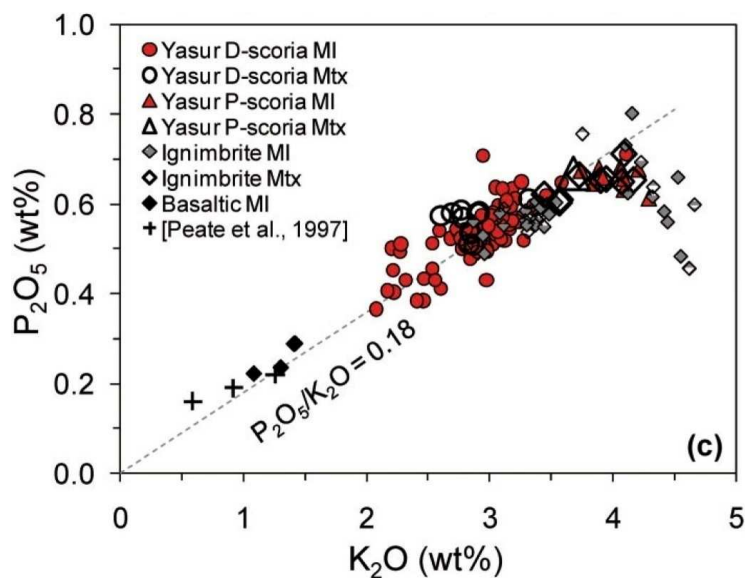


Figure 2.17 : Métrich et al., 2011. Variations de P_2O_5 en fonction de K_2O (ici incompatibles) mettant en évidence une même droite de différenciation pour tous les échantillons.

Les trachyandésites basaltiques émises depuis 600 AD (Paléo-Yasur et Yasur) ont globalement maintenu une composition constante, ce qui montre la très grande stabilité des conditions d'alimentation et de différenciation du magma au cours de cette période. Aucune trace de mélange de magmas n'a pu être décelée : la différenciation des magmas basaltiques vers les termes trachyandésitiques du Yasur et de Siwi est donc entièrement contrôlée par la

crystallisation fractionnée. On peut estimer, à partir des concentrations en éléments traces, que les laves du Yasur correspondent environ à 50% de cristallisation à partir d'un magma parental basaltique (jusqu'à 70% pour les termes les plus évolués).

3. Le système Yasur-Yenkahe

a) Première exploration

Lorsque le capitaine Cook et son équipage arrivent à bord du *Résolution* en août 1774 aux abords de l'île de Tanna (Fig. 2.18), c'est le volcan Yasur qu'ils reconnaissent en premier. Forster, naturaliste à bord du bateau, écrit alors : «The Island of Tanna was seen by us, after we left Irromanga. The night preceding our arrival we observed a very great fire on this isle, and we saw it every now and then blazing up with great violence. In the morning we were a few miles distant from the isle, and saw plainly a volcano at the end of a low range of hills, not elevated more than 120 or 150 yards above the surface of the sea; beyond which there appeared another ridge, at least as high again. It seemed not above four miles distant from the sea, and looked like a truncated cone, quite barren, of a reddish grey, and having the appearance of being formed by ashes, pumice-stones, and lava. Every four or five minutes we perceived a straight column of smoke of a reddish cast, rising with great velocity and violence; and soon after we heard a rambling noise in the volcano like that of a thunder.». (Forster, 1778 - voir Annexe A, section A.2).

Ces écrits nous apprennent que la forme et l'activité du Yasur étaient alors très similaires à celles de maintenant, avec des explosions toutes les quelques minutes. Forster écrit également que les bombes éjectées lors des explosions sont visibles depuis le bateau, alors localisé à une dizaine de kilomètres environ du volcan (Forster, 1778 - voir Annexe A, section A.2). Forster évoque une rangée de collines derrière laquelle le volcan serait situé. Il s'agit vraisemblablement du dôme résurgent du Yenkahe. L'altitude maximale de 150 yards (~140 m) paraît faible au vu de la topographie actuelle (~200-300 m). Il s'agit certainement d'une erreur d'estimation, même s'il est possible que l'altitude générale du dôme ait pu augmenter depuis cette époque.

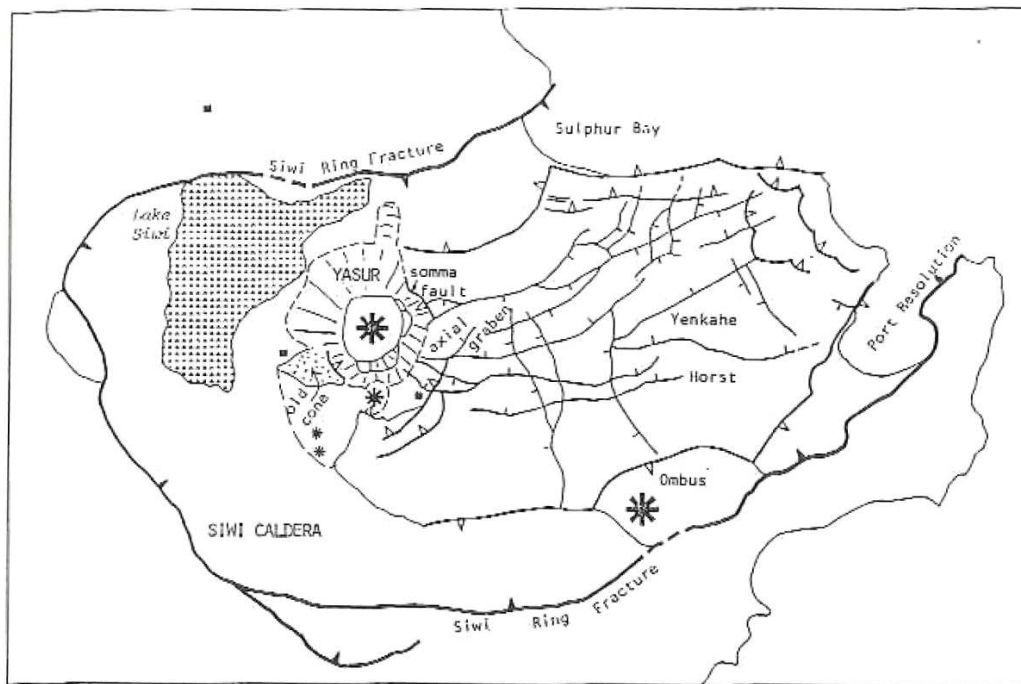


Figure 2.18 : *The landing at Tanna, one of the New Hebrides*, peinture de William Hodges, 1775-76.

b) Le système Yenkahe

Aspects tectoniques et hydrothermaux

L'étude de Carney et Macfarlane (1979) met également en lumière un fait majeur dans la caldera de Siwi: la présence de récifs coralliens relativement bien préservés dans la partie orientale du dôme, à des altitudes de 20 m, 100 m et 180 m, traduisant le soulèvement récent et progressif du dôme du Yenkahe, dans l'axe de la caldera (Fig. 2.10). En outre, la surrection est démontrée par l'affleurement de lits fins de dépôts volcanoclastiques inclinés jusqu'à 65-70° (azimut N110) sur la côte sud de Sulphur Bay. En 1988, Nairn et al. sont les premiers à abandonner la mauvaise terminologie de « horst » de Carney et Macfarlane (1979) et à qualifier cette structure de dôme résurgent, formulant l'hypothèse d'une intrusion magmatique pour expliquer cette déformation. L'interprétation tectonique de ces auteurs (Fig. 2.19) met en avant la présence de failles normales formant un large graben dans l'axe du dôme, ce qui suggère, selon eux, l'occurrence d'intrusions majeures de dikes le long de l'axe du Yenkahe. Nairn et al. (1988) remarquent également que les marges nord, sud et est du dôme sont caractérisées par des failles arquées qui ressemblent plus à de larges glissements résultant de la surrection massive, qu'à des failles tectoniques subverticales bien définies et pénétrant en profondeur.



▽ - downthrown side of caldera ring fault;
 V - downthrown side of Yasur somma and Yenkahe horst arcuate collapse faults;
 - downthrown side of horst faults.

Figure 2.19 : Interprétation tectonique de la caldera de Siwi et du dôme du Yenkahe, tracée à partir des photographies aériennes, d'après Nairn et al., 1988.

La présence d'un système hydrothermal très actif associé au Yenkahe a été constatée depuis longtemps. Lors de l'exploration des environs de Port Résolution, l'équipage de Cook constate pour la première fois l'existence de zones hydrothermales sur le dôme résurgent: « Nous gagnâmes vers la partie ouest un petit sentier qui conduisait à une colline escarpée. [...] Après avoir fait au moins un demi-mille, par différents détours, nous atteignîmes une petite clairière d'une herbe molle et environnée des arbres les plus charmants de la forêt. [...] Nous sentîmes une vapeur de soufre qui s'élevait du terrain, et qui ajoutait encore à la chaleur du lieu. A gauche du sentier, presque cachée par les branches du figuier sauvage, il y avait une petite levée de terre blanchâtre et une vapeur s'élevait continuellement de ce monticule. La terre était si chaude que nous ne pouvions y poser le pied, et nous la trouvâmes imprégnée de soufre. [...] De là, nous montâmes beaucoup plus haut, et nous parvînmes à une autre ouverture du bois qui était un peu stérile. Nous y découvrîmes deux nouveaux cratères qui jetaient de la vapeur, mais en moindre quantité, et d'une odeur moins forte. » (propos de Forster, naturaliste à bord du bateau, rapportés par D'Urville, 1846 - voir Annexe A, section A.4). Forster et Cook réalisent les premières mesures thermiques au sol dans ces zones

hydrothermales, obtenant des valeurs de 78 et 98°C (Cook and Furneaux, 1777; Forster, 1777; Forster, 1778; cf Annexe A). L'existence de sources chaudes mesurées à 88 et 95°C est également décrite par Forster à la pointe sud-ouest de la baie de Port-Résolution (Fig. 2.20). L'existence de sources et fumerolles au sud-est du dôme est également rapportée par des auteurs plus récents tels que Carney et Macfarlane (1979; Fig. 2.10). En 1936, plusieurs sources d'eau bouillante sont décrites le long de la bordure externe du Yenkahe, notamment à Sulphur Bay (Aubert de la Rüe, 1960).

Les archives de la résurgence

Après la découverte du Vanuatu par les explorateurs, la présence de marins et de missionnaires dans l'archipel a permis de garder une mémoire des événements géologiques marquants ayant affecté les différentes îles (activité volcanique, sismique, tsunamis). Un certain nombre de ces archives, collectées par Louat et Baldassari (1989), évoque des événements survenus à Port Résolution, continuellement occupé depuis l'arrivée de Cook à Tanna en 1774.

En 1893, dans son rapport *The South Sea Islanders and the Queensland labour trade, a record of voyages and experiences in the Western Pacific from 1875 to 1891*, William Wawn explique que le port fut détruit à la fin de l'année 1877 par un tremblement de terre (Louat et Baldassari, 1989). Auparavant, il s'agissait d'une zone de mouillage sûre et confortable pour les grands navires. En 1877, la partie nord-ouest du port fut soulevée au cours du séisme rendant le port à la fois moins large et moins profond, ne convenant plus que pour de petits vaisseaux.

En 1894, dans *Letters and Sketches from The New Hebrides*, Margaret W. Paton (la femme du missionnaire John G. Paton) retranscrit le contenu de lettres provenant de Tanna: « Their account of January 10th (1878) was frightful. Along with the hurricane, they had an awful earthquake, causing the land to fall and the mouth of the Harbour to be blocked up. A heavy tidal wave also rushed in, rising forty feet above highest tide mark, while both at Kwamera and here, each only fourteen miles distant, the earthquake was not felt.» (Paton et Paton, 1894). Le séisme du 10 Janvier 1878 est donc un événement très local, puisque non ressenti à quelque 20 km de Port Résolution. Il s'est accompagné d'un glissement de terrain manifestement à l'entrée de la baie et d'un tsunami avec une vague d'une douzaine de mètres

de haut dont la cause n'est pas clairement identifiée ici (lié au séisme ou au glissement de terrain).

En 1898, James H. Lawrie évoque également l'épisode du 10 Janvier 1878: «On the island of Tanna, there was a great earthquake on the 10th of January 1878, which caused a surge of the water at Port Résolution to rise forty feet, and to swip everything before it, destroying all the canoes of the natives. Two minutes after the earthquake a rise of the land took place on the whole west side of the harbour, to the extent of about twenty feet. This narrowed considerably the effective anchorage of the harbour, and a lost anchor came into view where a ship had ridden safely some years previously. About a month afterwards another earthquake caused a further elevation, so that rocks which were formerly covered with seven or eight fathoms of water are now above high-water mark.» (Lawrie, 1898). Le séisme local du 10 Janvier 1878 est donc lié à un soulèvement des terrains à l'ouest du port d'environ 6 mètres. Un mois plus tard, un événement du même type se serait produit, le soulèvement total étant estimé à 14 mètres.

En 1905, Sir D. Mawson (*Geology of the New Hebrides*; Louat et Baldassari, 1989) détaille à son tour les événements de soulèvement aux alentours du volcan et il est le premier à proposer une explication. Il écrit: «Several sudden uplifts, immediately due possibly to intrusions of lava, but undoubtely primaly resulting from a continuance of folding movements in the rocks below, have been reported from the vicinity of the crater, resulting in the original safe harbour of Port Resolution, where Capt. Cook anchored in 1774, being rendered almost useless. The first of these recorded happened in 1878, when after a series of earthquake shocks, the land jumped up a distance of 20 feet, and later another 12 feet. In 1888 severe earthquake shocks and increased activity of Yasowa (Yasur) were again accompagned by an upheaval of the land to a height of at least 30 feet ». En 1878, deux épisodes de soulèvement de 6 m et 4 m se sont succédés, qui se réfèrent certainement aux événements évoqués par J. Lawrie. Dix ans plus tard, de nouveaux séismes surviennent avec un soulèvement des terrains de 9 m et un regain d'activité du Yasur. L'intrusion de magma dans la zone est pour la première fois évoquée comme explication possible du soulèvement.

Enfin, en 1906, dans un livre intitulé *Les Nouvelles-Hébrides de 1606 à 1906*, George Bourge écrit : «A la suite d'un tremblement de terre pendant l'année 1878, un nouveau cratère s'ouvrit près de la baie du soufre. Le mouvement sismique fut suivi d'un violent raz de marée. Une

vague de 15 m de hauteur vint balayer la pointe est de Port-Résolution et détruire toutes les plantations. En se retirant, la mer laissa les arbrisseaux remplis de poissons. Le mois suivant, une deuxième secousse plus violente encore modifia profondément l'hydrographie de ce port. Un rocher, la pyramide de Cook, se trouva surélevé de 12 mètres. Elle se confond aujourd'hui avec les blocs qui l'entouraient. Au contraire, une haute colline s'est effondrée dans la mer, donnant aussi naissance à une nouvelle pointe. En Août 1878, la goélette «Renard» de la station anglaise fit des sondages frais, mais quinze jours après l'établissement du plan modifié, un troisième tremblement de terre bouleversait les fonds du port et en soulevait le lit au dessus de l'eau sur une longueur de 30 m du côté ouest. » (Louat et Baldassari, 1989). Ces derniers propos sont plus obscurs, on ignore en effet si le cratère ouvert à proximité de Sulphur Bay représente en fait une réactivation du Yasur. Aucun autre cratère récent n'est en tout cas répertorié dans la zone. La vague de 15 mètres se réfère certainement à l'événement du 10 janvier 1878 évoqué par M. Paton et J. Lawrie, comme conséquence directe du séisme. Le mois suivant, les épisodes de soulèvement évoqués par G. Bourge, et cumulant une hauteur de 10-12 m, s'accordent avec les chiffres avancés par J. Lawrie et D. Mawson. Enfin, le soulèvement survenu en août 1878 apparaît significatif mais l'ampleur du soulèvement vertical n'est pas précisée, et il n'est pas évoqué par les auteurs précédents.

En résumé, les écrits historiques évoquent plusieurs événements sismiques, avec une première crise au 10 Janvier 1878. Il s'agit, au moins pour certains, d'événements locaux puisqu'ils ne sont pas ressentis à plus de 20 km. Néanmoins, il s'agit d'événements de forte ampleur, capables d'engendrer des déstabilisations et des tsunamis. Ces crises sismiques sont associées à un soulèvement des terrains autour du Yasur, atteignant plusieurs mètres en une fois. Le soulèvement cumulé est de 10-20 mètres en 1878 et possiblement 10 mètres en 1888. En 1888, l'activité sismique est également associée à un regain d'activité du volcan. Dès le début du 20^{ème} siècle, la possibilité d'une intrusion de magma associée à ces événements est évoquée.

À l'époque du Capitaine Cook, la carte relativement précise de la baie de Port Résolution établie par M. Hodges (Fig. 2.20) faisait état de profondeurs maximales de 11-12 mètres (6-7 fathoms). De nos jours, les plaisanciers faisant escale dans la baie rapportent plutôt des profondeurs de 4-5 mètres. La comparaison d'images actuelles avec la carte de Hodges (Fig.

2.20) fait apparaître une physionomie du port relativement conservée. Le soulèvement de la partie ouest de la baie correspond bien entendu au dôme résurgent.

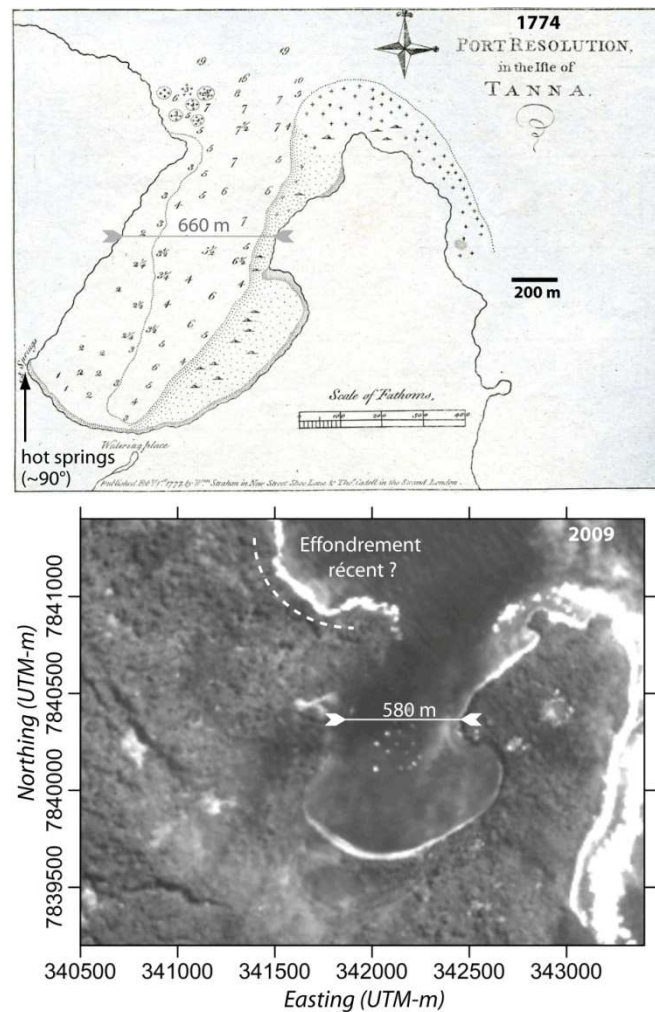


Figure 2.20 : Comparaison de la Baie de Port Résolution en 1774 (carte établie par M. Hodges, dessinateur-cartographe à bord du Resolution) et en 2009 (image satellite ALI panchromatique)

En 1995, Chen et al. caractérisent quant à eux la résurgence au moyen d'archives paléontologiques. La présence de terrasses coralliennes émergées a été mise en évidence sur la bordure est et sur la partie nord du dôme du Yenkahe, à des altitudes moyennes de 15 m et 155 m respectivement. La comparaison des espèces reconnues et des espèces actuelles indiquent que ces terrasses se sont formées juste sous le niveau de la mer. La présence de tunnels d'échinodermes vivant actuellement en zone intertidale à proximité des coraux corrobore cette hypothèse. L'aspect intact de ces coraux indique une mort par émergence soudaine sans érosion postérieure, donc liée à un événement tectonique.

Des échantillons de la terrasse située à 15 m donnent une datation $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ à 1868 A.D. \pm 4 ans. Cet âge et l'ampleur du soulèvement sont en bonne correspondance avec les événements tectoniques historiques. La terrasse située à 155 m d'altitude est moins bien préservée puisqu'elle est affectée par de nombreuses failles et recouverte d'un à deux mètres de cendres volcaniques. Elle est datée à 1002 A.D. \pm 10. Ces deux âges concordent avec un taux de soulèvement de 156 mm/an, variations du niveau marin prises en compte.

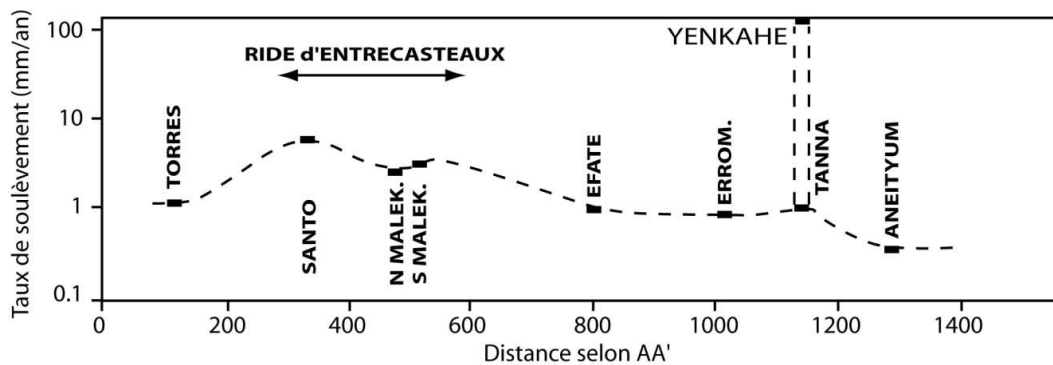


Figure 2.21 : d'après Chen et al., 1995. Taux de soulèvement mesuré en différents endroits de l'archipel du Vanuatu par datation de terrasses coralliennes, d'après Chen et al., 1995.

Ce soulèvement ne peut pas être attribué à un processus tectonique régionale : cette vitesse est en effet 15 fois supérieure au taux de soulèvement général de l'île (~1 mm/an; Fig. 2.21). Elle implique l'existence d'un phénomène local, tel que l'intrusion de magma à faible profondeur.

Le mode de croissance du dôme résurgent n'est pas bien contraint cependant ces archives nous donnent quelques indices. La croissance de coraux sur les flanc du dôme implique des périodes de stabilité de l'édifice qui semblent indiquer un mode de résurgence discontinue (Chen et al., 1995). Les derniers épisodes de soulèvement en 1878, apparemment liés à des séismes volcano-tectoniques, corroborent cette hypothèse.

c) Le système Yasur

Archives historiques

Il semblerait que l'activité du Yasur soit restée relativement stable au cours de la période historique, connaissant néanmoins quelques fluctuations d'intensité. En 1774, Cook et son équipage décrivaient une activité similaire à l'actuelle (explosions toutes les quelques minutes) quoique probablement plus intense. Ils évoquaient des moments calmes, et des

phases d'explosions violentes faisant notamment suite à de fortes précipitations. (cf Annexe A). En 1890, dans son rapport intitulé *Some physical phenomena of the South Pacific Islands*, le révérend Ella évoquait l'activité du Yasur, toujours composée d'explosions régulières mais jugées plus modérées qu'à l'époque du Capitaine Cook (Louat et Baldassari, 1989). En 1905, dans *Geology of the New Hebrides*, Sir D. Mawson décrit également l'activité du Yasur comme permanente, mais à un niveau moindre par rapport à l'époque de Cook (Louat et Baldassari, 1989). En 1898, Lawrie rapporta les observations d'une expédition au sommet menée 12 ans auparavant. Il évoqua des explosions violentes et décrit la présence de lave en fusion dans le cratère, alors subdivisé en 5 événements : « we saw the molten lava at a depth of five or six hundred feet, like the molten metal from a great blast-furnace » (Lawrie, 1898).

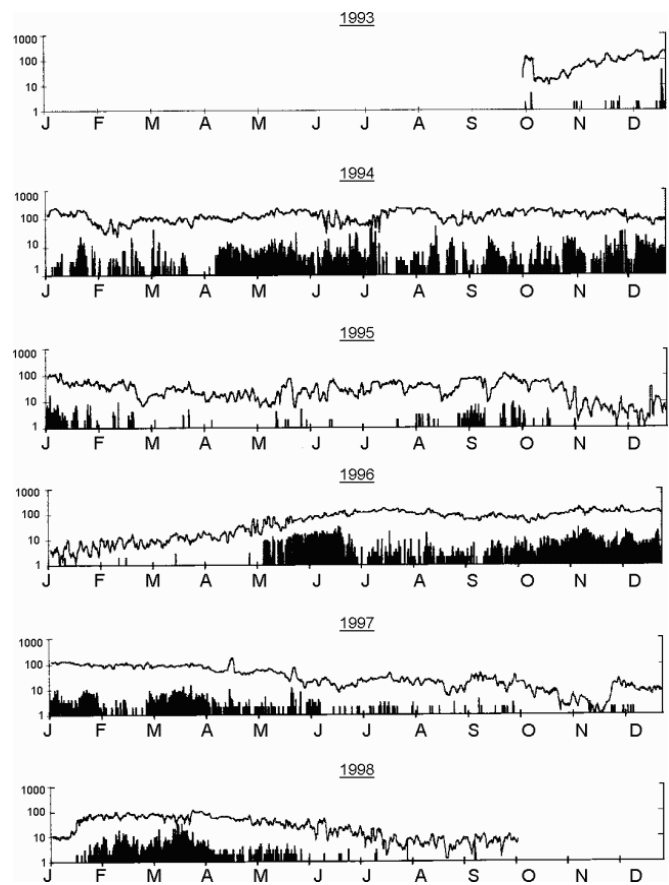


Figure 2.22 : Sismicité journalière enregistrée à 2 km du Yasur entre 1993 et 1998, d'après GVN, 1999.

Outre l'activité explosive, le Yasur n'a donné lieu que très rarement à des épanchements de lave. La dernière coulée évoquée dans la littérature (Aubert de la Rüe, 1960) semble dater de 1878, l'année où Tanna fut secouée par un violent tremblement de Terre. Apparemment sortie du flanc du volcan, cette coulée se serait épanchée en direction du sud.

Si l'activité du Yasur est restée globalement constante au cours de ces dernières décennies, la surveillance du volcan a permis de mettre en évidence des fluctuations sur de courtes échelles de temps, allant de plusieurs jours à plusieurs mois. Il semblerait que le volcan ait connu des périodes d'accalmie, ou au contraire d'activité plus soutenue caractérisée par des explosions plus violentes et plus fréquentes, produisant des ondes de choc et projetant des bombes de grande taille hors du cratère. Les observations ont également rapporté la formation épisodique

de lacs de lave dans différents événements, comme ce fut le cas en 1956 (Aubert de la Rüe, 1960), 1988, 1990, 1991, 1996 (GVN 1988; 1990; 1991; 1996). Les enregistrements sismiques suggèrent des cycles d'activité de quelques mois (Fig. 2.22). En ce qui concerne la physionomie de la zone sommitale du Yasur, les observations au sommet indiquent une certaine stabilité du cratère principal, mais une forte variabilité de la configuration des sous-cratères et des événements à l'intérieur (Fig. 2.23).

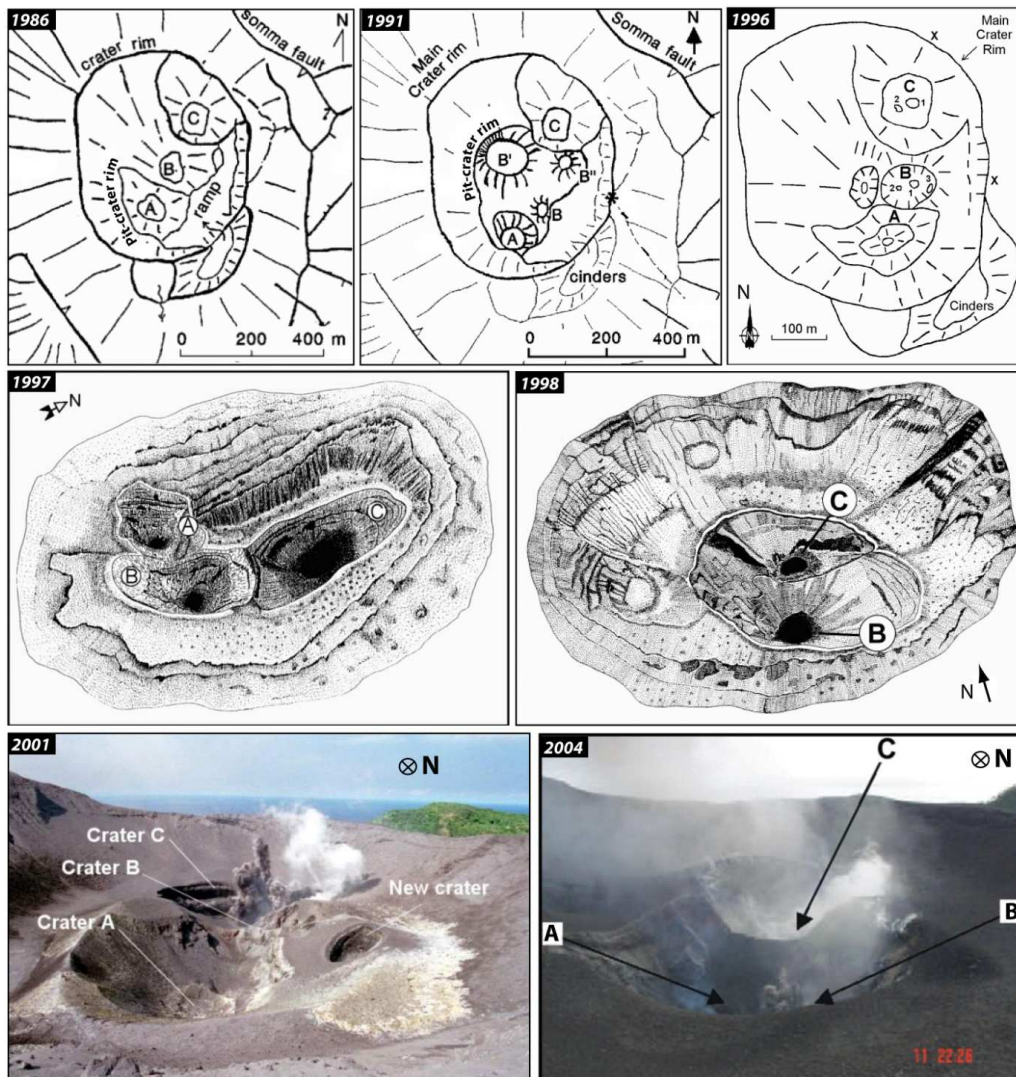


Figure 2.23 : Croquis et photographies de la configuration de la zone sommitale du Yasur à différentes époques. Figures d'après Nairn et al., 1888 et GVN 1991, 1996, 1997, 1999, 2002, 2004.

La variabilité de l'intensité éruptive et de la configuration des événements met en avant la nécessité de prévenir les risques associés aux trajectoires balistique des bombes. De nombreux touristes

viennent en effet chaque soir admirer les éruptions depuis le bord du cratère. Même s'ils restent rares, des accidents se sont déjà produits (trois morts en 1994 et 1995).

Archives stratigraphiques

En 1988, Nairn et al. décrivent deux sections stratigraphiques : une proximale correspondant à une falaise sur la bordure nord du lac Siwi, à 2 km au NW du volcan et dans l'axe de dispersion des cendres par les vents dominants, et une distale correspondant à un affleurement à 4 km au NNW du Yasur (à proximité de Lownasunen), au-delà de la caldera. La section du Lac Siwi montre environ 8 mètres de dépôts peu stratifiés de cendres grises/noires, typiques de l'activité actuelle du Yasur et associées à la formation du cône actuel (Fig. 2.24). Cette unité repose sur des lits de scories plus grossières interstratifiées avec de fines cendres semblant indiquer une activité phréatomagmatique. Ces scories sont peut-être liées à la mise en place et à la destruction d'un paléocone. Ces deux unités sont séparées par une surface d'érosion indiquant un lapse de temps important dans l'enregistrement sédimentaire. À Lownasunen, on retrouve la même succession avec des épaisseurs moindres (Fig. 2.24). À la base de la cendre récente, on trouve des échantillons de charbon datés au ^{14}C à 1200 AD. Les scories grossières se sont déposées sur un paléosol daté à 600 AD. Sous ce paléosol, les produits reposent en discordance sur l'ignimbrite de Siwi.

Firth et al. (2014) décrivent deux nouveaux affleurements stratigraphiquement corrélables avec ceux de Nairn et al. (1988). Le premier, bordant la rivière Siwi au NW du Yasur, a été mis à nu lors du drainage catastrophique du lac Siwi en 2000. D'une hauteur de 15,3 mètres, il révèle l'accumulation massive de cendres issues de l'activité récente du Yasur (Fig. 2.24). La régularité des couches cendreuses et l'absence d'interruption visible plaident en faveur d'une activité continue et relativement constante du volcan depuis 800 ans. L'identification des dépôts d'événements récents au sommet de la séquence indique un taux d'accumulation de 4,5 cm/an au cours des dernières décennies. Les analyses chimiques en roche totale, verre et minéraux (cendres, bombes, coulées) montrent une composition globalement constante des produits éruptifs suggérant l'existence, au cours des derniers siècles, d'un système d'alimentation stable, en conduit ouvert, avec une chambre magmatique en conditions stationnaires et bien mélangée. Coulées de lave et projections apparaissent comme gouvernées par les mêmes processus magmatiques, les explosions étant liées au simple dégazage du système en conduit ouvert et les coulées de laves générées par un débordement du conduit. La

faible zonation des phénocristaux et les données barométriques semblent indiquer une cristallisation plutôt superficielle, peut-être liée au dégazage lui-même. Cette explication permet d'interpréter les fluctuations en granulométrie et en contenu en cristaux observées dans la séquence du lac Siwi en termes de variations d'activité du volcan. Lors des phases explosives plus importantes, liées à un fort dégazage, on observe une granulométrie plus grossière et un contenu en cristaux moins élevé issu d'un temps de résidence plus faible dans le conduit.

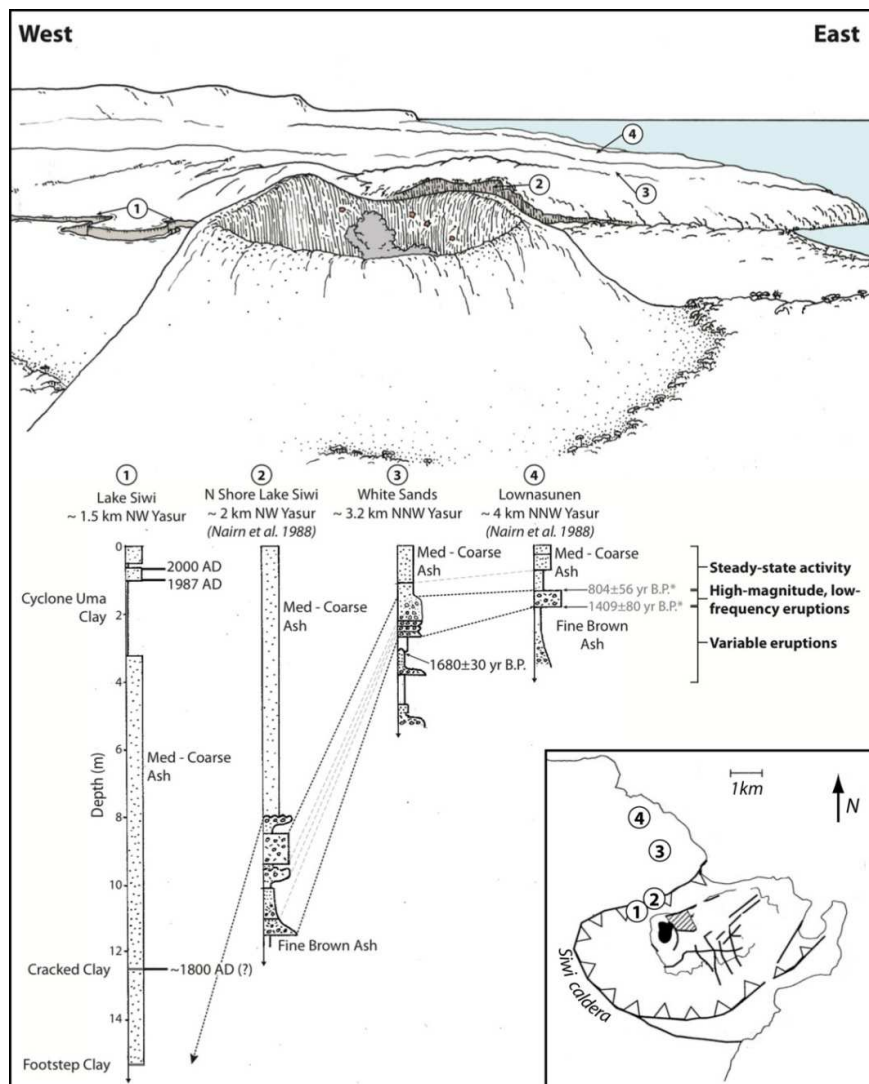


Figure 2.24 : Corrélation entre les séquences stratigraphiques observées par Firth et al. (2014) et Nairn et al. (1988). Les séquences sont classées par ordre de proximité au volcan. Figure de Firth et al. (2014).

Le second affleurement est situé à White Sands (3,2 km au nord du Yasur) et présente un enregistrement d'événements de plus grande ampleur, sur une plus longue période de temps.

Sur celui-ci, et sur les deux affleurements de Nairn et al. (1988), la cendre récente repose sur des lapillis grossiers dont les lits de dépôts sont identifiables, avec une limite supérieure érodée, témoignant d'une période caractérisée par des explosions de forte magnitude mais relativement peu fréquentes (un événement tous les 120 ans en moyenne). Le début de cette période autour de 600 A.D. d'après Nairn et al. (1988), est en cohérence avec la datation de Firth et al. (2014) à 500 A.D. dans une unité de dépôts sous-jacente (Fig. 2.24). Les magmas émis entre 600 et 1200 A.D. affichent des compositions moins évoluées que les suivants. Cette période semble caractérisée par des fermetures périodiques du conduit, expliquant les événements discrets et empêchant la cristallisation par dégazage du magma. Le passage d'un régime semi-fermé à un conduit ouvert peut être lié à une phase explosive particulièrement intense ou à l'activation de failles au cours de la résurgence. Peu de travaux ont été réalisés sur les dépôts antérieurs à 600 A.D., constitués d'un mélange de cendres et de lapillis et témoignant vraisemblablement d'une activité plus chaotique.

Caractérisation de l'activité actuelle

Le Yasur se présente comme un petit cône de cendres (~300 m). Son accessibilité relativement aisée a permis une bonne caractérisation de son activité éruptive. En 1992, Nabyl et al. (1997) enregistrent les signaux sismiques basse fréquence à partir de 4 stations situées entre 300 m et 2 km du cratère du Yasur. Les familles d'événements identifiées montrent une forme et un contenu fréquentiel très proches des signaux du Stromboli, ce qui suggère un mode de fonctionnement similaire pour ces deux volcans. Le cratère du Yasur possède aujourd'hui trois événements actifs (A, B et C). Les explosions stromboliennes à vulcaniennes, survenant actuellement toutes les quelques minutes, génèrent des panaches de cendres et de gaz s'élevant généralement jusqu'à des hauteurs de 700 à 900 m, qui sont ensuite transportés vers le nord-ouest par les vents dominants (Bani et al., 2012).

En 2005, Oppenheimer et al. réalisent des mesures FTIR (Fourier Transform Infrared) afin de déterminer les concentrations d'un grand nombre d'espèces gazeuses au dessus des sous-cratères A et B avec une résolution temporelle de 1 à 4 secondes (Oppenheimer et al., 2006). Les résultats montrent des variations brutales, en particulier du SO₂, toutes les quelques minutes attribuées aux explosions (Fig. 2.25). L'intensité du spectre à 2420 cm⁻¹, dont les pics positifs traduisent le passage de tephres à haute température dans le champ de vision du détecteur est, en effet, un bon indicateur de celles-ci.

L'analyse dans le détail des variations des différentes espèces gazeuses pour une explosion donnée révèle une nette augmentation des concentrations en CO_2 et SO_2 quelques secondes après l'explosion, suivie d'une décroissance. Certains gaz présentent un comportement différent: pour HCl, la quantité relative diminue drastiquement au cours de la phase explosive puis augmente à nouveau progressivement (Fig. 2.25). La représentation du ratio SO_2/HCl permet donc de distinguer clairement les phases explosives des phases inter-explosives (Fig. 2.26). Ce constat implique une forte distinction dans la composition des gaz magmatiques émis au cours des explosions (SO_2/HCl jusqu'à 30) ou par le dégazage passif ($\text{SO}_2/\text{HCl} \sim 2$). D'autre part, on constate des valeurs de base différentes de ce ratio d'un cratère à l'autre.

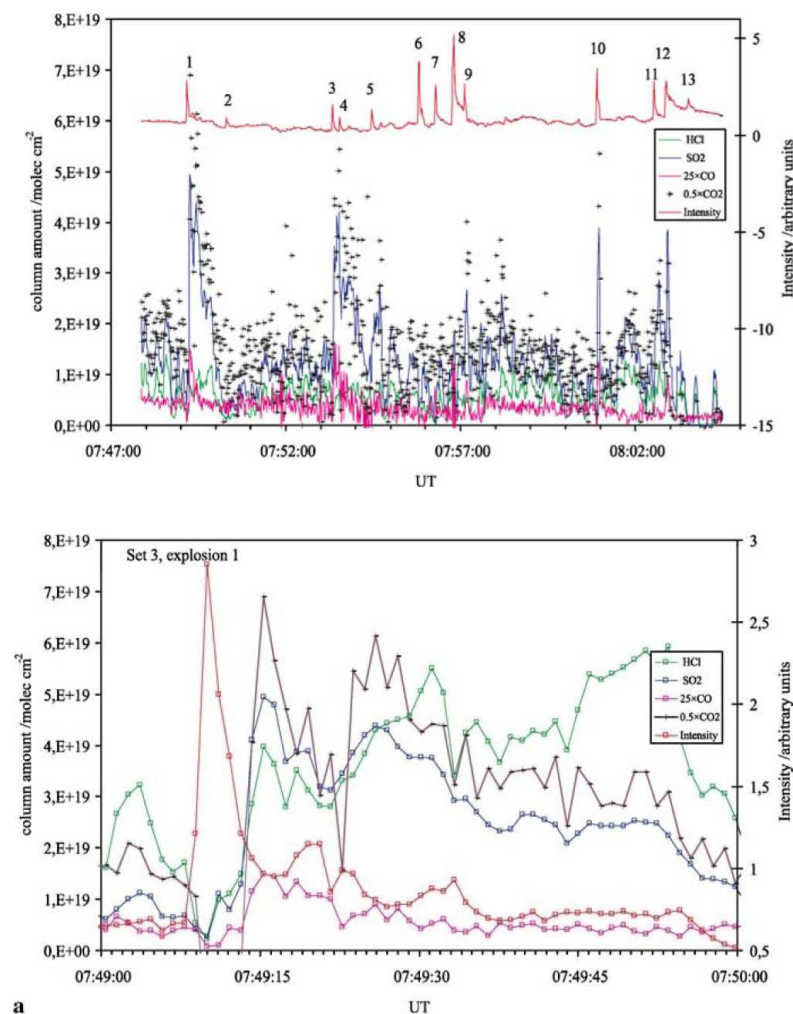


Figure 2.25 : (haut) Exemple d'enregistrement des variations temporelles des quantités de HCl, SO_2 , CO et CO_2 et intensité du spectre à 2420 cm^{-1} . (bas) séquence de deux minutes de l'enregistrement précédant mettant en exergue les variations de quantités de gaz liées à l'explosion 1. Figure d'après Oppenheimer et al. (2006).

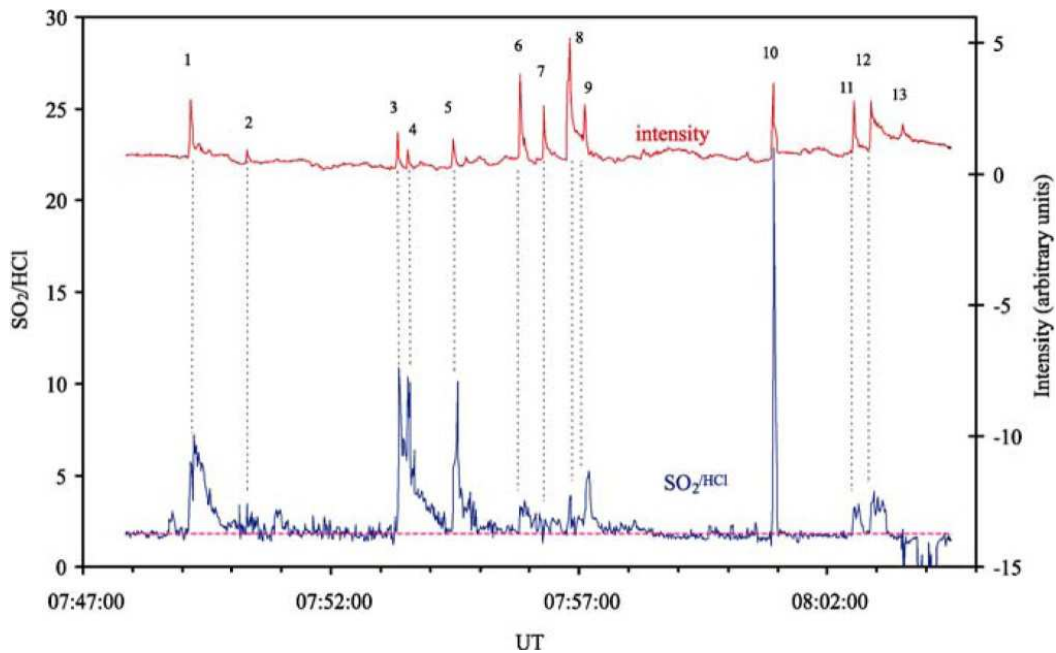


Figure 2.26 : Variations temporelles du rapport SO_2/HCl et de l'intensité du spectre à 2420 cm^{-1} , d'après Oppenheimer et al. (2006).

Des variations similaires du rapport SO_2/HCl ont pu être observées à l'Etna entre les phases explosives et inter-explosives. L'existence de gaz magmatiques de compositions différentes au sein d'un même volcan s'explique par la ségrégation liée à la profondeur d'exsolution des différentes espèces. Le dégazage explosif correspond à des bulles de taille importante formées en profondeur, où le SO_2 s'exsolvait mais pas le HCl . Ce phénomène peut s'expliquer facilement, comme au Stromboli, par un modèle d'accumulation de gaz sous un toit de chambre ou une aspérité suffisamment importante du conduit comme proposé par Jaupart and Vergnolle (1988). Les bulles de taille plus modeste constituant le dégazage passif (dominant dans les périodes inter-explosions) sont riches en HCl , dont l'exsolution se produit près de la surface, et pauvres en SO_2 déjà dégazé par ailleurs.

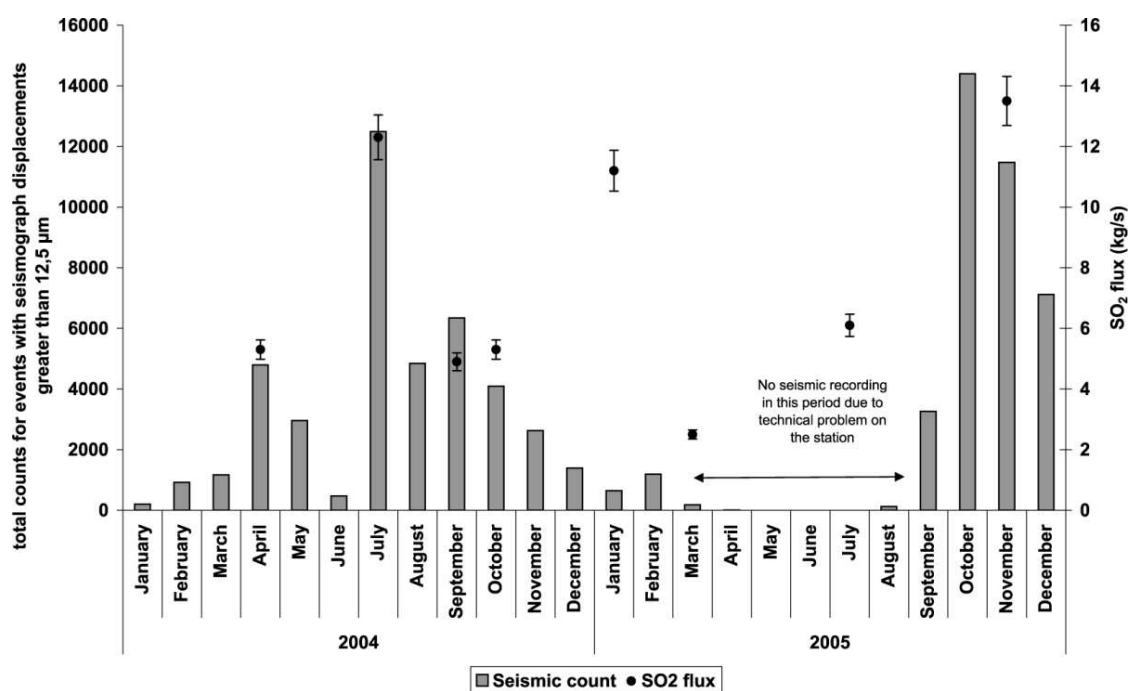


Figure 2.27 : Corrélation entre le nombre de séismes (déplacement des sismographes $\geq 12.5 \mu\text{m}$) et le flux de SO_2 , d'après Bani and Lardy, 2007.

Il est à noter que l'idée d'un dégazage de SO_2 préférentiellement libéré par explosions, par opposition au dégazage passif, est également soutenue par Bani et Lardy (2007). Leurs travaux montrent en effet une corrélation entre les flux de SO_2 mesurés et l'activité explosive du volcan représentée par le nombre de séismes correspondant à un déplacement en surface de plus $12.5 \mu\text{m}$ (Fig. 2.27)

L'étude d'Oppenheimer et al. (2006) est efficacement complétée par une étude thermique de Bani et al. (2013). Au cours du mois de Septembre 2011, l'équipe réalise des mesures de radiance infrarouge comprises entre 8 et $14 \mu\text{m}$. Positionné à 200 m au SW de l'évent B (alors le plus actif) avec un angle d'ouverture de 1° , l'appareil couvre une surface de mesure d'environ 9.6 m^2 entièrement comprise dans la zone des décharges explosives. Environ 200 pics, correspondant chacun à un événement explosif, ont pu être individualisés au cours des deux heures d'enregistrement (taux d'échantillonnage à 1 Hz ; Fig. 2.28), suggérant un flux continu de bulles dans le conduit avec un taux de 1 à 2 explosions par minute de larges bulles.

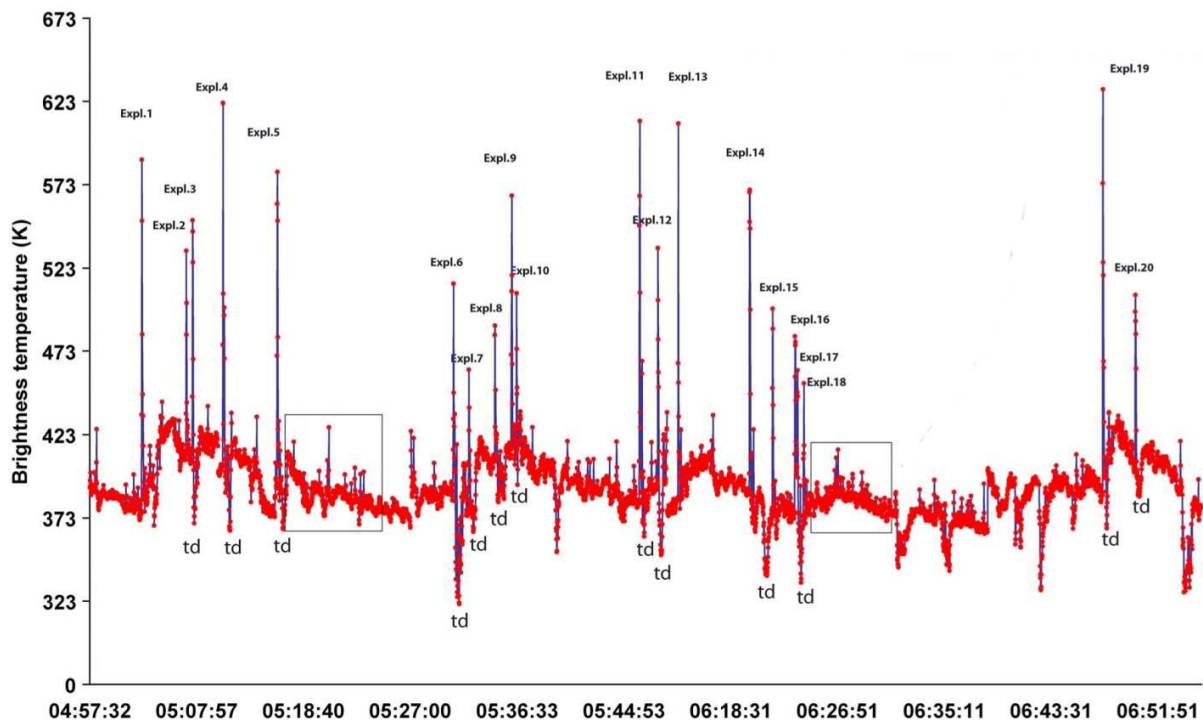


Figure 2.28 : Résultat en température de brillance des deux heures d'enregistrement thermique continu à l'événement B du Yasur. Vingt événements de haute énergie se distinguent, d'après Bani et al., 2013.

Parmi ces explosions, une vingtaine dites de haute énergie se distinguent par des températures maximales particulièrement élevées par rapport à la température de base (Fig. 2.28). D'après Bani et Lardy (2007), le taux d'occurrence de ces explosions violentes peut passer d'un événement par heure en période calme à vingt événements par heure en période très active. On distingue donc deux catégories d'explosions. Les explosions mineures, avec une amplitude thermique moyenne de 3.2 K, représentent 87% des événements mais une énergie radiative cumulée de 457 kJ seulement. Le deuxième groupe, correspondant aux 20 explosions violentes, représente 13% des événements mais une énergie radiative cumulée de 2042 J, c'est à dire 80% de l'énergie totale.

L'activité explosive du Yasur est donc générée par deux dynamiques distinctes : des explosions très fréquentes de faibles quantités de gaz auxquelles viennent s'ajouter des explosions moins fréquentes de plus larges quantités. Deux modèles expliquent la formation de larges bulles dans le cadre de l'activité strombolienne : la formation d'une couche de mousse au sommet d'un réservoir par accumulation de bulles puis son effondrement (Jaupart and Vergnolle, 1988), ou la coalescence de bulles au cours de leur remontée dans le conduit

(e.g. Parfitt, 2004). Les observations d'Oppenheimer et al. (2006) tendent à favoriser le premier modèle. De plus, l'enregistrement de Bani et al. (2013) montre que les événements majeurs, correspondant à des bulles de grande taille, se regroupent en «clusters» séparés par des hiatus de 5 à 30 minutes. Dans ces «clusters», le premier événement est toujours celui de plus haute énergie, ce qui tend à privilégier l'hypothèse d'une couche de mousse, le hiatus représentant le temps pour que la couche de mousse se reforme. Les événements mineurs sont considérés comme le fruit d'un dégazage continu d'une source superficielle.

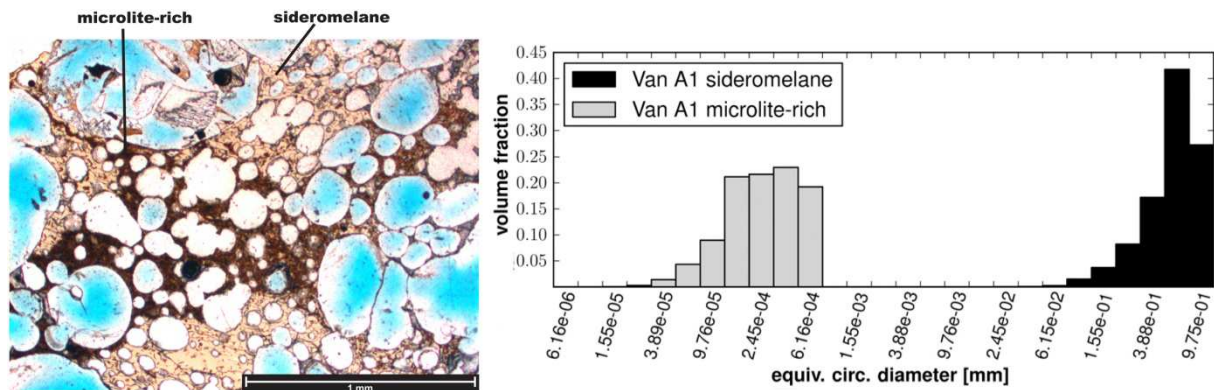


Figure 2.29 : (Gauche) microphotographie du contact entre un sideromelane et une région riche en microlithes au sein d'une bombe juvénile du cratère A. (Droite) distribution des tailles de bulles dans l'échantillon correspondant. Figure d'après Kremers et al., 2012.

L'analyse pétrographique de bombes juvéniles par Kremers et al. (2012) montre la coexistence entre des régions de verre sans microlithes (sideromelane) et des régions très riches en microlithes (Fig. 2.29). La composition chimique des deux types de verre est, cependant, la même. De plus, les sideromelanes sont riches en petites bulles, de forme régulière, et les régions riches en microlithes contiennent des bulles généralement plus grandes et déformées par la coalescence et le cisaillement. Ces échantillons montrent que, de la même manière qu'à Stromboli, l'activité explosive occasionne un mélange physique de magmas dans la partie supérieure du conduit. Ce mélange non homogène se traduit, en dépit d'une composition chimique globalement constante, par une forte variabilité de la cristallinité et une distribution bi-modale de la taille des bulles au sein des échantillons.

Le panel de composition des inclusions vitreuses retrouvées dans les olivines des produits du Yasur indique un piégeage du magma à des niveaux multiples compris entre 4-5 km et 1,8 km (Métrich et al., 2011). Ce magma n'est émis directement en surface que lors des phases les

plus vigoureuses d'activité produisant les retombées distales. Lors de l'activité standard du Yasur, le magma subit en plus une étape de dégazage tardif qui permet d'expliquer le fort pourcentage de cristaux (32%) et la faible teneur en eau des scories proximales. Le calcul des conditions de cristallisation nécessaires à la paragenèse des produits proximaux suggère une température d'environ 1100°C et une profondeur de dégazage comprise entre 1,8 et 0,37 km. Cette étude met en avant le rôle prévalant de l'exsolution de l'eau (quasiment à température constante) dans la cristallisation à des niveaux superficiels. Au cours de l'activité standard du Yasur, le magma est donc classiquement stocké dans les niveaux supérieurs du conduit, où s'opèrent des phases importantes de cristallisation (~10%) et de dégazage (Métrich et al., 2011).

Grâce à des mesures effectuées au DOAS entre 2004 et Novembre 2008, Bani et al. ont pu estimer le flux moyen de SO₂ émis par le Yasur (Bani and Lardy, 2007, Bani et al., 2012). Près de 300 traversées perpendiculaires au panache ont été effectuées à bord d'un véhicule dans la plaine des cendres. La figure 2.30 montre l'allure typique d'un profil de concentration observé au cours d'une traversée. Les profils montrent en général trois maxima qui sont le reflet de l'activité des trois événements du cratère.

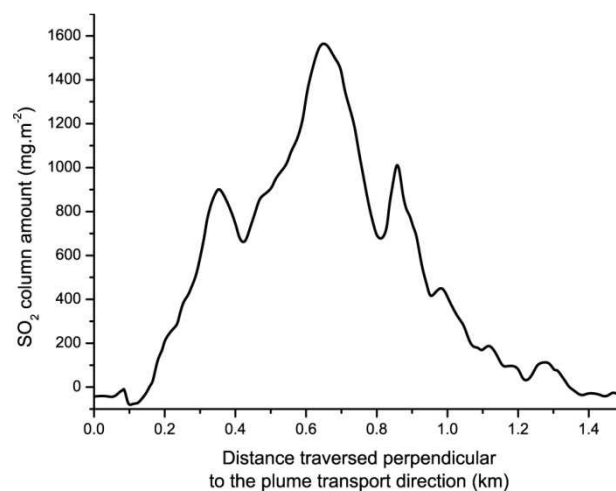


Figure 2.30 : Profil typique de concentration en SO₂ obtenu lors d'une traversée en perpendiculaire du panache (02 Juillet 2005), d'après Bani and Lardy, 2007.

L'intégration des données de concentration et l'estimation de la vitesse du panache fournissent une estimation du flux, dont la moyenne, sur l'ensemble de la période de mesures, est de 633 tonnes/jour. Les taux d'émission du Yasur se placent ainsi dans la moyenne de

ceux des volcans de subduction (Bani et al., 2012). Mais les flux mesurés présentent une très grande variabilité, allant de moins de 200 tonnes/jour à plus de 1000 tonnes/jour. Pendant les phases d'activité intense du volcan, le Yasur peut donc émettre des quantités impressionnantes de SO₂ dans l'atmosphère. Ce soufre peut occasionner des dégâts majeurs sous forme de pluies acides dans les jardins et les cultures comme ce fût le cas en 1987/1988 (Nairn et al., 1988).

d) Les relations entre le Yasur et le Yenkahe

Dès les premiers explorateurs, l'idée d'une dépendance mutuelle entre le Yasur et le Yenkahe a été émise : «Le volcan était alors plus bruyant que jamais : à chaque explosion, la vapeur s'élevait des solfatares en beaucoup plus grande abondance qu'auparavant, et formait des nuages épais blancs, ce qui semble indiquer qu'elles ont des liaisons souterraines avec cette montagne brulante dont les convulsions les affectent par des moyens qui nous sont inconnus.» (propos de Forster rapportés par D'Urville, 1846). D'autre part, à la fin du XIX^{ème} siècle, les épisodes de soulèvement du Yenkahe ont coïncidé avec un regain d'activité volcanique (section 3.b), introduisant l'idée d'une corrélation entre activité éruptive et tectonique.

Certains auteurs récents ont également mis en avant la possibilité d'une relation entre le Yasur et le Yenkahe, dont la nature reste cependant très floue. En Avril-Mai 1959, Blot et Tazieff réalisent des enregistrements sismiques autour du Yasur, au cours d'une période relativement calme du volcan (Blot and Tazieff, 1961). Outre la source sismique liée aux explosions dans le cratère, ils identifient une deuxième source d'origine volcanique située plus profondément, à plusieurs centaines de mètres au sud-est du cratère (Fig. 2.31). La localisation de cette source reste approximative (campagne écourtée en raison de l'hostilité des habitants), cependant il semble qu'elle se trouve sous le dôme du Yenkahe. Cette étude suggère donc l'existence d'une activité actuelle sous le Yenkahe, en parallèle de l'activité visible en surface du Yasur.

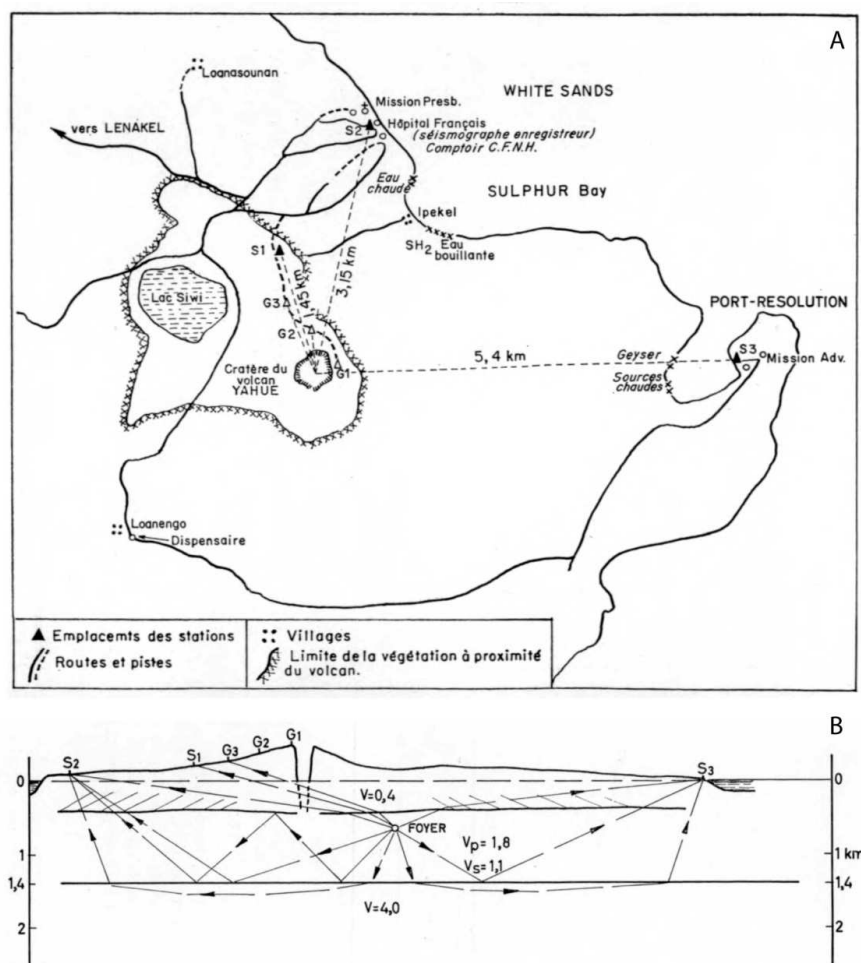


Figure 2.31 : (A) Prospection sismique aux abords du volcan Yasur. (B) Localisation approximative de la source sismo-volcanique profonde sur un transect S1-G1-S3. Figure d'après Blot et Tazieff (1961).

En 2012, Peltier et al. caractérisent les circulations hydrothermales associées au Yasur (Annexe B de ce manuscrit). Leurs travaux mettent en avant la présence de failles autour du volcan, dans la continuité des failles rectilignes du graben, mais convergeant en direction du cône (Fig. 2.32). Cette convergence reflète possiblement la modification des contraintes locales par le poids de l'édifice volcanique. Dans ce cas, une telle configuration résulterait d'une réactivation du graben postérieurement à l'édification du Yasur, démontrant la concomitance du fonctionnement des deux édifices.

Partant du constat que le Yasur émet de très larges quantités de SO_2 et de très faibles quantités de lave, l'étude de Métrich et al. (2011) émet l'hypothèse selon laquelle le Yasur serait rattachés à un système magmatique intrusif de grande ampleur. Leur étude pétrologique montre que la perte en soufre par dégazage s'élève à 98% de la masse initiale. La teneur en

soufre du magma parental basaltique est estimée grâce aux compositions des inclusions vitreuses contenues dans les olivines primitives. La moyenne du dégazage en SO₂ depuis 5 ans (~650 t/jour) correspond donc au dégazage de 5×10⁷ m³ de magma basaltique par an. Si le budget actuel des gaz du Yasur est extrapolable dans le passé, Métrich et al. (2011) estime qu'on a pu mettre en place 50 km³ de magma parental basaltique en 1000 ans sous la caldera de Siwi (rappelons que le magma trachy-andésitique du Yasur est issu d'une cristallisation à 50% de ce magma parent). Ce volume pourrait largement expliquer la surrection du dôme du Yenkahe, dont le volume soulevé a été estimé par ces mêmes auteurs à 3 km³ au cours des 1000 dernières années.

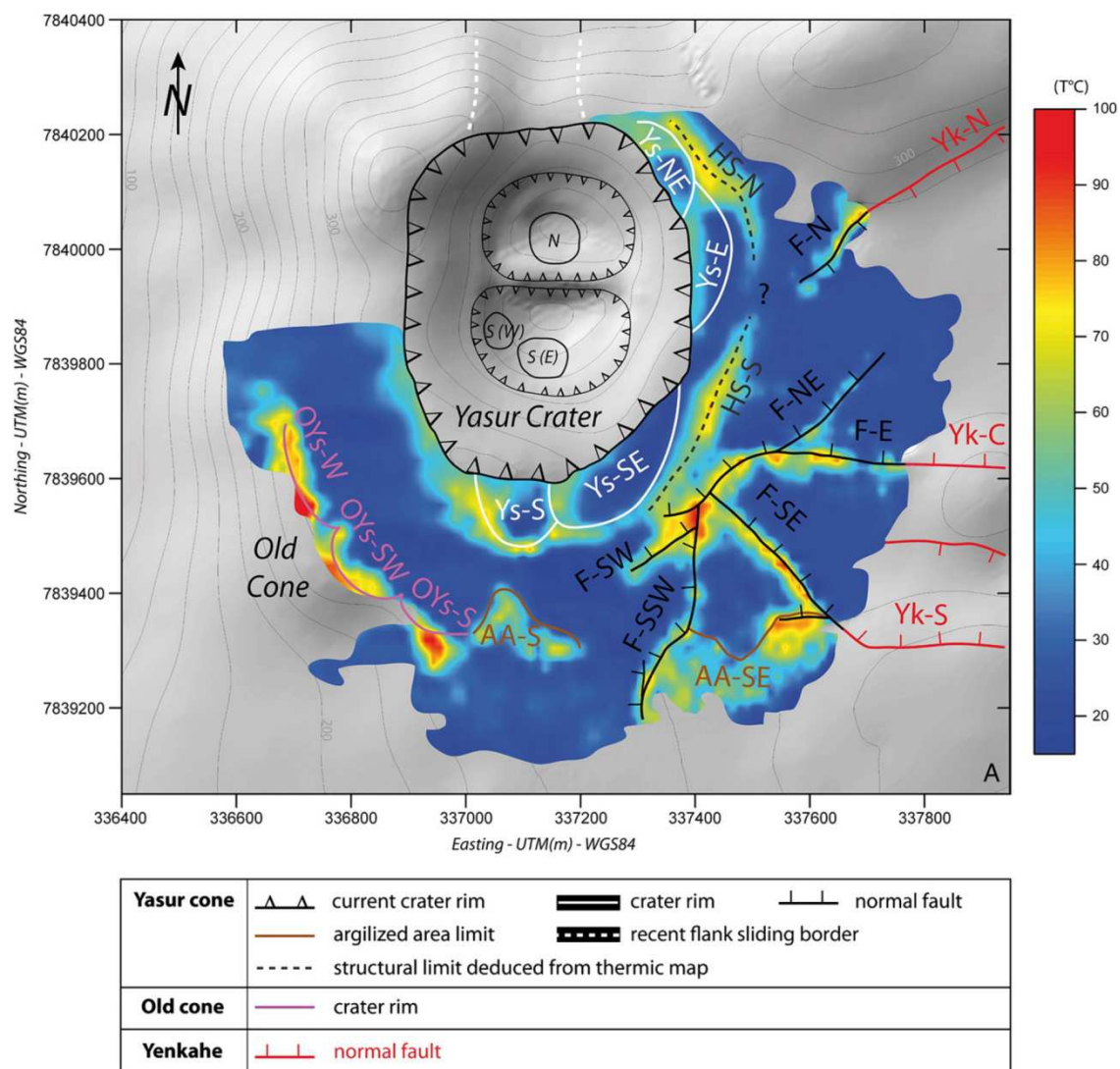


Figure 2.32 : Carte thermique et tectonique du volcan Yasur, d'après Peltier et al., 2012 (voir Annexe B du manuscrit). Dans la continuité des failles du graben (rouge), les failles normales au pied du volcan (noir) convergent en direction du cône.

4. Synthèse

Dans le sud-ouest du Pacifique, l'arc volcanique du Vanuatu est associé à la subduction rapide de la plaque Australienne sous la plaque Pacifique (12 cm/an au niveau de Tanna). Les volcans de l'archipel affichent des taux d'émission de SO₂ élevés (5440 t/jour à Ambrym, 630 t/jour au Yasur) associés à de forts taux de production de magma.

Au sud de l'archipel, l'île de Tanna est composée de trois complexes volcaniques. Green Hill, le plus ancien, est représenté par des laves et dépôts pyroclastiques du Pliocène supérieur au nord et à l'est de l'île. Le complexe du Tukosmeru, qui constitue le plus important en volume, s'est édifié au cours du Pleistocène supérieur au sud de l'île et culmine aujourd'hui à 1084 m. Le groupe de Siwi, le plus récent, focalise l'activité actuelle au sein d'une caldera formée à l'est du Tukosmeru, probablement au sein d'une grande structure d'effondrement de ce dernier. La formation de la caldera de Siwi est associée à une séquence ignimbritique représentant 1-2 km³ de matériel émis au cours d'une éruption complexe mélangeant des styles éruptifs très différents (des fontaines de lave au dynamisme plinien). Ouverte sur la mer, la caldera est délimitée à terre par une faille de forme plus au moins rectangulaire, et est allongée dans la direction ENE-WSW.

Au sein de la caldera, on distingue trois édifices : le Yenkahe, l'Ombus et le Yasur. Le Yenkahe est un dôme allongé dans l'axe de la caldera, portant un graben longitudinal. Sa nature a été démontrée par l'existence de terrasses coralliennes soulevées sur sa partie orientale. La datation de ces coraux a révélé un taux de soulèvement récent très élevé, avec une valeur moyenne de 156 mm/an au cours du dernier millénaire, donc quinze fois supérieure au soulèvement général de l'île. Les derniers épisodes de soulèvement (10-20 m) se sont produits dans la baie de Port Résolution, au sud du dôme, en 1878-1888 au cours d'événements sismiques violents accompagnés d'un tsunami et d'effondrements. Le Yenkahe est caractérisé par un système hydrothermal actif : l'existence de zones hydrothermales et de sources chaudes, en particulier dans sa partie sud-est, est décrite depuis 1774. L'Ombus et le Yasur représentent deux petits cônes de cendres et scories implantés sur les bords du dôme, respectivement éteint et en activité.

Localisé sur la bordure ouest du Yenkahe, le Yasur présente une activité strombolienne à vulcanienne, caractérisée par un important dégazage en conduit ouvert. Cette activité, qui n'a

que peu varié depuis sa découverte par Cook en 1774, pourrait persister depuis 800 ans d'après les archives stratigraphiques. La pétrologie des laves du Yasur montre un système d'alimentation très stable, donnant lieu à des compositions relativement homogènes et constantes. Les variations des teneurs en cristaux sont attribuables à des processus de cristallisation très probablement associés au dégazage dans les parties supérieures du conduit magmatique. En extrapolant les caractéristiques de l'activité actuelle du Yasur au dernier millénaire, on estime que le dégazage en soufre pourrait refléter l'intrusion de quantités de magma plus que suffisantes pour expliquer le volume de résurgence estimé du Yenkahe.

Chapitre 3

Méthodes d'investigation

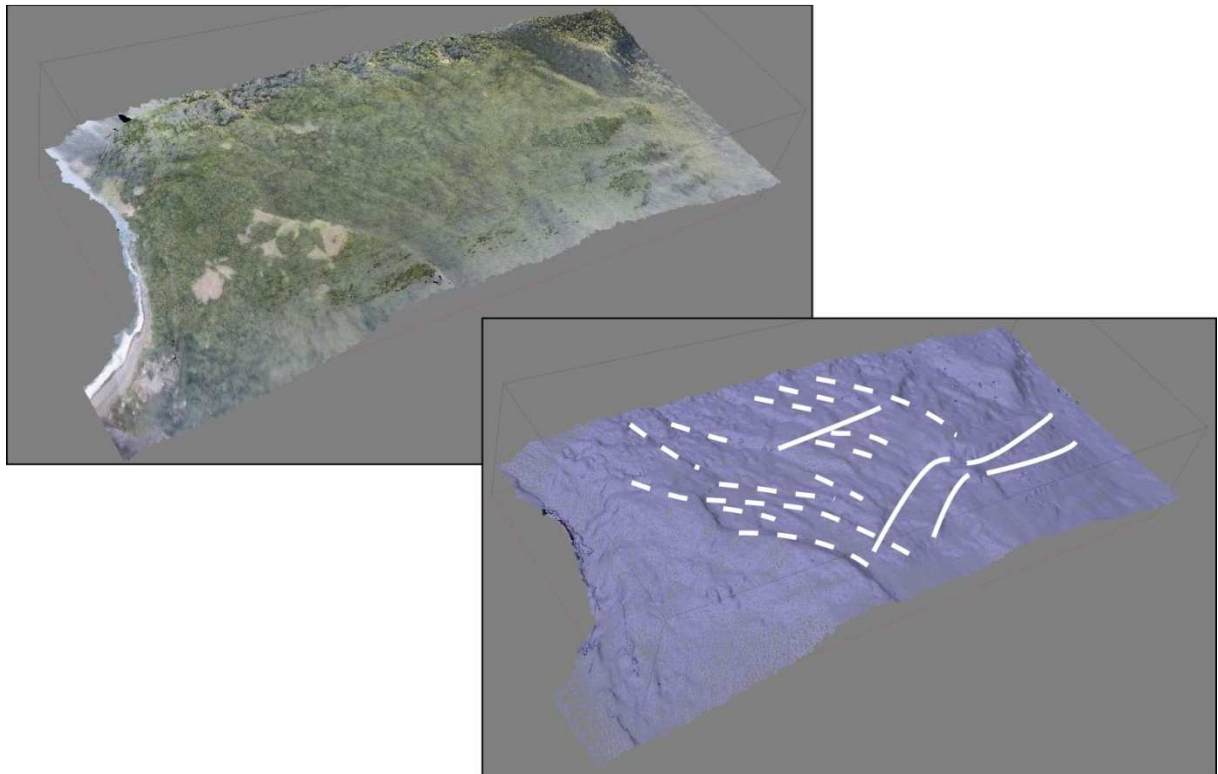


Figure 3.1 : Exemple de reconstruction 3D (texturée et non texturée) de la portion centrale du dôme du Yenkahe. Les failles présumées sont surlignées en blanc.

1. Méthodes de télédétection

Les méthodes de télédétection utilisées ici exploitent l'information géométrique et spectrale contenue dans des images aériennes ou satellitaires. La photogrammétrie a ainsi permis de reconstituer la géométrie 3D du dôme du Yenkahe. La thermométrie infrarouge a permis de mettre en évidence des anomalies de température liées au système hydrothermal superficiel sur le dôme et dans la caldera.

a) Photogrammétrie : calcul d'un modèle 3D

Les travaux pionniers de Carney et Macfarlane (1979) et de Nairn et al. (1988) ont révélé la présence d'un dôme résurgent allongé au sein de la caldera de Siwi, le Yenkahe, affecté par un graben axial. Sur le terrain, un grand nombre de failles témoignent d'une histoire relativement complexe de l'édifice. Les travaux de Merle et al. (2013) ont permis de mettre en évidence les grandes lignes de cette histoire à partir de l'analyse d'images satellitaires et de modèles numériques de terrain à basse résolution (MNT SRTM à 90m, et MNT Aster à 30 m). Cependant, les images ne permettent pas une identification exhaustive des traits structuraux de l'édifice (cette identification reste tributaire des conditions de prise de vue et d'éclairage), et l'information donnée par les MNT reste partielle et peu précise en termes d'estimation quantitative des déplacements de failles et des volumes d'effondrements mis en jeu. La photogrammétrie a donc été utilisée afin de produire un modèle 3D texturé à haute résolution de l'édifice, exploitable en termes d'analyse structurale (Fig. 3.1)

Définition et principe de base

Le terme de "Photogrammétrie" est introduit en 1893 par Meydenbauer, qui assemble les mots grecs "photos" (lumière), "gramma" (quelque chose d'écrit) et "metron" (la mesure). Cependant les tous premiers travaux dans cette discipline sont attribués à Laussedat en 1849. La photogrammétrie est une science qui utilise la photographie dans l'intention de recueillir des données conduisant à des restitutions dimensionnelles, afin de déterminer la forme et la position des objets dans l'espace.

La photogrammétrie utilise la parallaxe obtenue entre des images d'une même scène prises à différents points de vue (Fig. 3.2). Son principe général est à rapprocher de la vision humaine par stéréoscopie (Wolf, 1983): grâce à deux images d'une même scène prises à partir de deux

points différents, on peut reconstituer cette scène en trois dimensions. Pour une reconstitution complète et précise des objets en 3D, la photogrammétrie utilise un grand nombre de clichés et compare la position d'un grand nombre d'objets sur ces clichés. On parle de stéréoscopie multivues (Fig. 3.2).

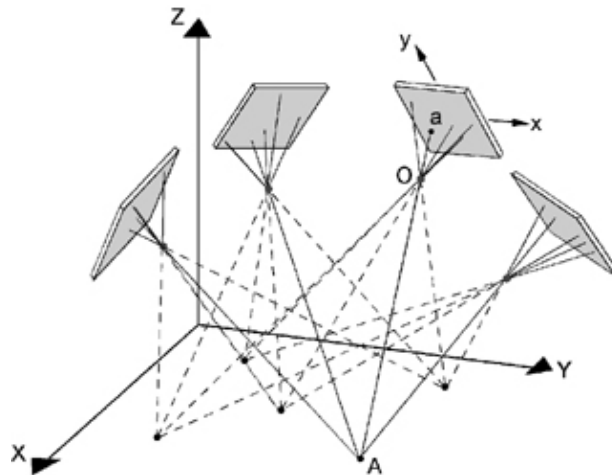


Figure 3.2 : Principe de la Stéréoscopie multivues montrant différents clichés d'une même scène constituée de cinq points homologues, d'après Paul et al., 1997. Le calcul de photogrammétrie a pour but de reconstituer l'ensemble des lignes de vues représentées en pointillés pour retrouver la position de ces points.

Au cours de ces dernières années, la photogrammétrie a pris un essor considérable grâce au développement de la photographie numérique et à l'augmentation de la puissance de calcul des ordinateurs, permettant l'automatisation des tâches et la mise au point de logiciels de corrélation d'images. Elle est aujourd'hui utilisée dans de nombreux domaines : l'IGN l'utilise pour la production de cartes topographiques, les archéologues l'utilisent pour la reconstitution d'objets ou de monuments en 3D. En géosciences, la photogrammétrie est notamment utilisée pour des problématiques de surveillance et de reconstitution historique de glissements de terrain (e.g. Weber et Herrmann, 2000; Mora et al., 2002) ou de glaciers (e.g. Kääh, 2002; Jordan et al., 2005).

La méthode "Structure-from-Motion - Multiple-view Stereophotogrammetry"

Alors que la photogrammétrie terrestre traditionnelle nécessitait des mesures précises de la localisation et de l'orientation pour chaque prise de vue, les méthodes "Structure-from-Motion" et "Multiple-View Stereophotogrammetry" ont récemment rendu les choses beaucoup plus aisées. Ces méthodes ne sont pas nouvelles, elles ont été mises au point à la fin

des années 70 dans le cadre du développement de la vision par ordinateur, mais leur utilisation en géosciences et en particulier en volcanologie reste très récente (e.g. James et Varley, 2012; James et Robson, 2012; Gomez, 2014).

Le premier processus "Structure-from-Motion" (SfM) permet la reconstruction en 3D d'un nuage de points homologues à partir d'une série de photographies en 2D présentant un fort recouvrement (fortement chevauchantes). Le calcul photogrammétrique commence donc comme toujours par la reconnaissance de points homologues entre les photos, sous forme de "vignettes photogrammétriques", c'est à dire des zones de quelques pixels correspondant à un détail de l'image. La spécificité de la technique SfM est sa capacité à estimer la géométrie 3D d'une scène conjointement avec celle des prises de vue grâce à un calcul de compensation par la méthode des faisceaux ("*bundle bloc adjustment*"; Triggs et al., 2000). C'est un calcul global qui permet de déterminer simultanément les positions et orientations de l'appareil photographique lors des prises de vues, les paramètres de l'appareil photo ainsi que la position des points homologues. Le calcul de SfM aboutit à un ensemble de positions relatives en 3D sans échelle et sans orientation propre. Pour retrouver ces positions dans l'espace réel, il faut contraindre cette géométrie 3D par des positions GPS, soit de l'appareil photographique au cours des prises de vues, soit de points de contrôle au sol identifiables sur les photographies.

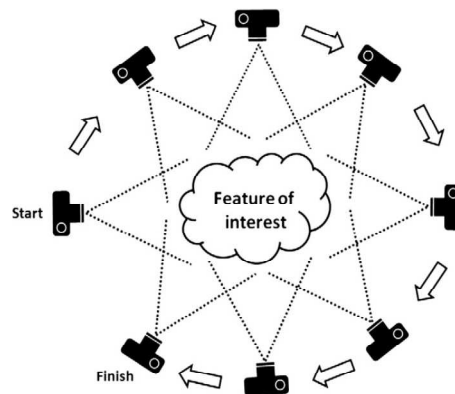


Figure 3.3 : Principe de la méthode "Structure-from-Motion" utilisant plusieurs photographies chevauchantes au lieu d'une seule paire stéréo, d'après Westoby et al. (2012).

La qualité finale de la SfM dépend essentiellement du jeu de photos initial. Il est conseillé de prendre des photographies sous des conditions d'éclairage qui soient toujours les mêmes et qui permettent de faire ressortir les contrastes (idéalement un jour clair sous un ciel nuageux). Il est également conseillé de ne pas utiliser de variations extrêmes du zoom ou de la distance des prises de vues. Ces deux points permettront de garantir une reconnaissance optimale des

points homologues (James et Robson, 2012). Enfin, l'algorithme de la SfM est fait pour traiter des orientations de prises de vue convergentes sur une même scène (et non parallèles). Il faut donc privilégier un maximum de prises de vues à partir d'angles différents (Fig. 3.3).

Il est possible d'utiliser directement le nuage de points de la SfM pour créer un modèle 3D par interpolation, cependant, le nombre de points est à ce stade relativement faible et le nuage relativement bruité (Rosnell et Honkavaara, 2012). Il est alors possible de combiner la SfM à la "Multiple-view Stereophotogrammetry" (MVS). La MVS est une technique issue de la photogrammétrie traditionnelle, adaptée aux grandes séries de photographies, qui permet de calculer la position en 3D d'un très grand nombre de points en se servant en quelque sorte des points homologues calculés par SfM comme de points de contrôle. La MVS permet donc de créer des nuages de points beaucoup plus denses (augmentation du nombre de points de deux ou trois ordres de grandeur) et d'aboutir à des modèles 3D finaux beaucoup plus précis.

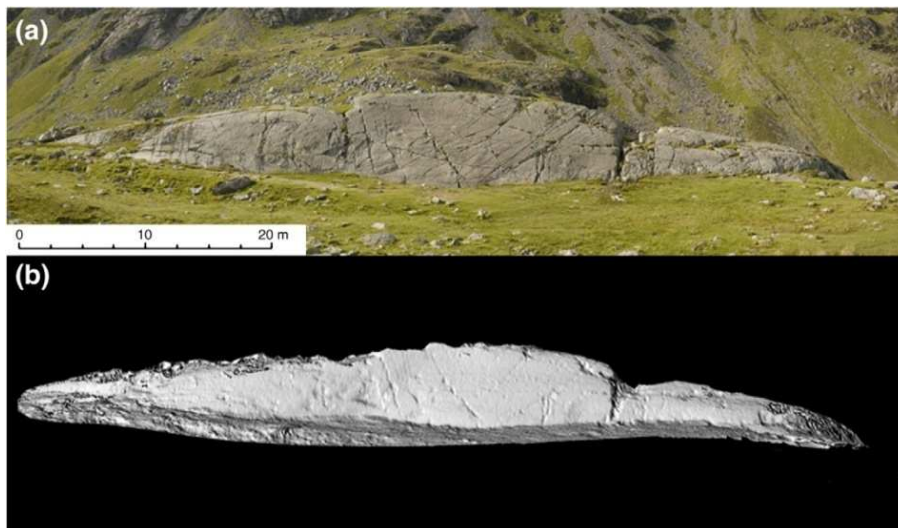


Figure 3.4 : (a) Photographie et (b) modèle 3D d'une roche sculptée par le passage d'un glacier montrant la capacité de la SfM à résoudre des objets de petite taille, d'après Westoby et al. (2012).

La méthode SfM-MVS peut être utilisée à toutes les échelles, depuis la reconstitution de la géométrie d'une bombe jusqu'à celle d'un édifice volcanique (James et Robson, 2012). Elle peut être réalisée à partir de photographies terrestres (Fig. 3.4) ou aériennes (Fig. 3.5).

Différentes études (e.g. James et Robson, 2012; Westoby et al., 2012) ont montré que la SfM-MVS donnait des résultats fiables, avec une précision du même ordre de grandeur que les techniques lasers comme le TLS (Terrestrial Laser Scanner) et le LiDAR (Light Detection and Ranging). Il faut cependant noter que la photogrammétrie fournit des modèles numériques de

surface (MNS), prenant en compte l'épaisseur de la végétation, contrairement aux techniques lasers donnant des modèles numériques de terrain (MNT). Cependant ces MNS sont suffisants pour bon nombre d'études géomorphologiques ou d'édifices dépourvus de végétation, offrant ainsi une alternative aux techniques lasers beaucoup moins coûteuses en temps et en argent. Plusieurs logiciels de SfM-MVS existent sur le marché. Pour cette étude, les calculs ont été effectués à l'aide du logiciel Photoscan (Agisoft).

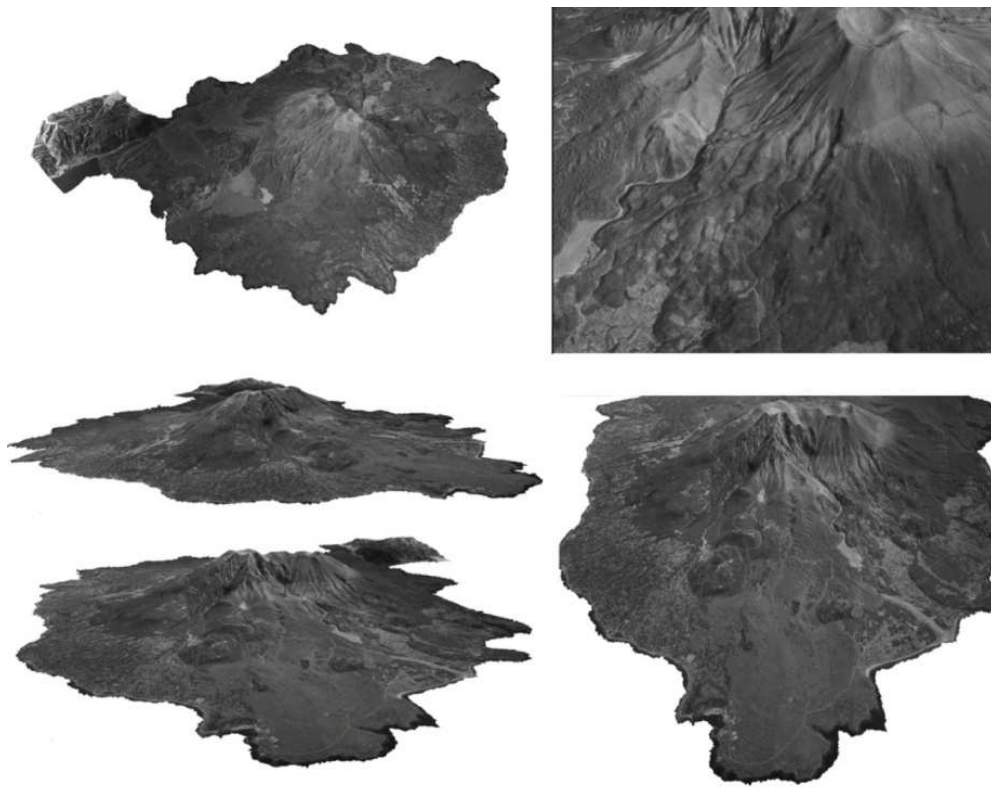


Figure 3.5 : Vues du "paysage" du Sakurajima en 1966, reconstruit par SfM-MVS à partir de photographies aériennes d'époque, d'après Gomez (2014).

De l'acquisition à la sélection des photographies

L'acquisition des photographies aériennes a été permise par la collaboration proposée par Adrien Normier et Clémentine Bacri, respectivement pilotes professionnel et amateur dans le cadre de leur projet Wings for Science (Association O.R.A. Observer, Relever, Analyser). En compagnie de Sandrine Cevuard du Vanuatu Geohazards Observatory, ils ont effectué une mission de survol du dôme résurgent du Yenkahe en Novembre 2011 à bord d'un avion léger (Lake Buccaner, Fig. 3.6).



Figure 3.6 : Photographie du Lake Buccaner au-dessus de l'édifice du Yasur (prise depuis un autre avion), montrant l'avion léger utilisé au cours de la mission d'acquisition des photographies aériennes en Novembre 2011.

Cette mission a permis l'acquisition de plus de 7000 photographies prises à une altitude typique de 100-200 m au dessus du relief, à l'aide d'un boîtier Canon EOS 5D et d'un objectif à focale variable utilisée entre 24 et 70 mm.

La principale difficulté dans la reconstitution détaillée d'une structure aussi vaste que le Yenkahe, à l'aide d'un grand nombre de photographies à haute résolution, est de trouver le bon équilibre entre le nombre de photographies utilisées et un temps de calcul raisonnable. Afin d'exploiter un maximum de données, nous avons d'abord pensé à réduire la taille donc la qualité individuelle des prises de vues. Nous nous sommes rapidement aperçu qu'un tel procédé dégradait fortement la reconnaissance des points homologues entre les différentes photographies, et ne permettait donc pas un bon alignement. Nous avons donc décidé de garder toute la résolution (21 millions de pixels par photographie, équivalent à une résolution de quelques dizaines de centimètres au sol), et d'opérer une sélection plus drastique des photographies. Cette sélection a également permis d'améliorer la qualité du modèle final.

La première étape du tri a été de regrouper les photographies par jeux homogènes et de taille restreinte (de 10 à 300 photos prises le même jour et sur une même trajectoire de vol). Une centaine de groupes ont été ainsi constitués. La seconde étape fut de tester l'alignement des photographies par reconnaissance de points homologues au sein des groupes afin d'avoir une meilleure idée de la surface couverte et de la qualité du nuage de points. Cette étape a permis d'éviter les redondances dans le choix final des photographies tout en gardant la meilleure

précision possible. Les clichés qui engendraient du bruit dans le nuage de points au sein de chaque groupe ont également été exclus à cette étape (Fig. 3.7a).

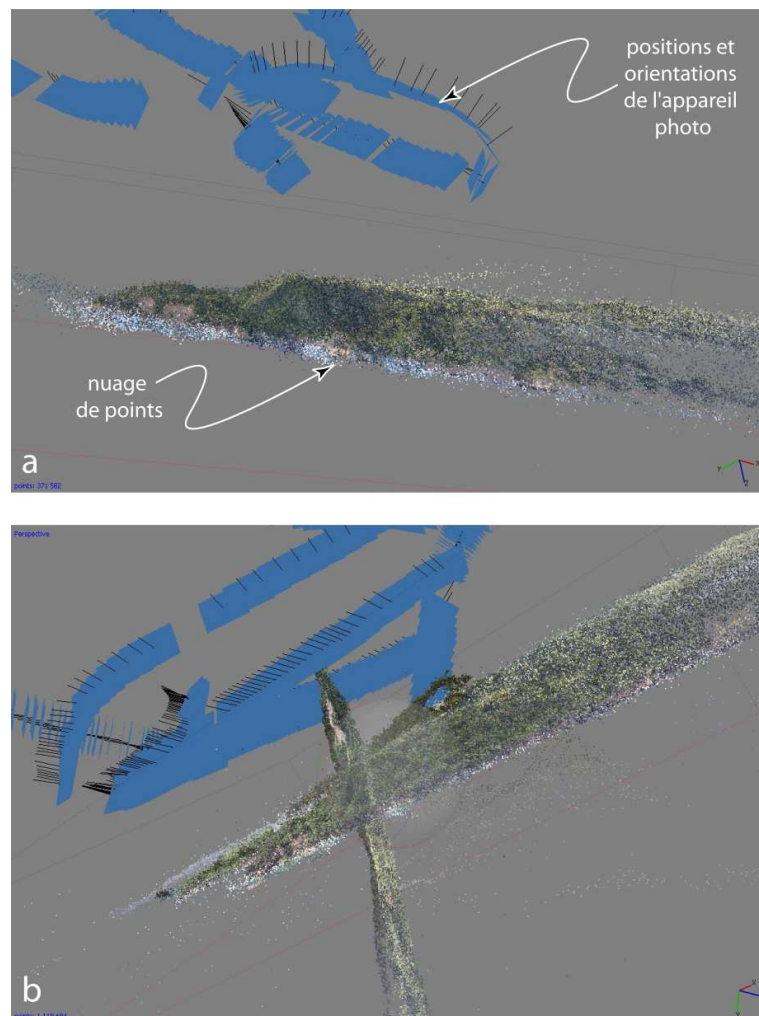


Figure 3.7 (a) Exemple de bruit dans la partie supérieure d'un nuage de points engendré par quelques clichés au sein d'un groupe homogène. (b) Exemple de mauvais alignement entre deux jeux de photographies couvrant une zone similaire (Est du dôme).

Enfin il a fallu tester les alignements de photographies entre les différents groupes afin d'identifier les jeux de photos qui, malgré une couverture spatiale suffisamment chevauchante ou même similaire, ne s'alignent pas entre eux (Fig. 3.7b). Ces défauts d'alignement sont souvent dus à l'utilisation de distances focales très différentes, ou à une forte différence d'éclairement (entre la mi-journée et la tombée de la nuit par exemple). Ces étapes, bien que fastidieuses, permettent de choisir un nombre optimal de photographies qui couvrent l'ensemble du domaine à étudier tout en produisant un nuage de points le moins bruité possible : un millier de photos ont donc été sélectionnées pour remplir ces critères (Fig. 3.8).

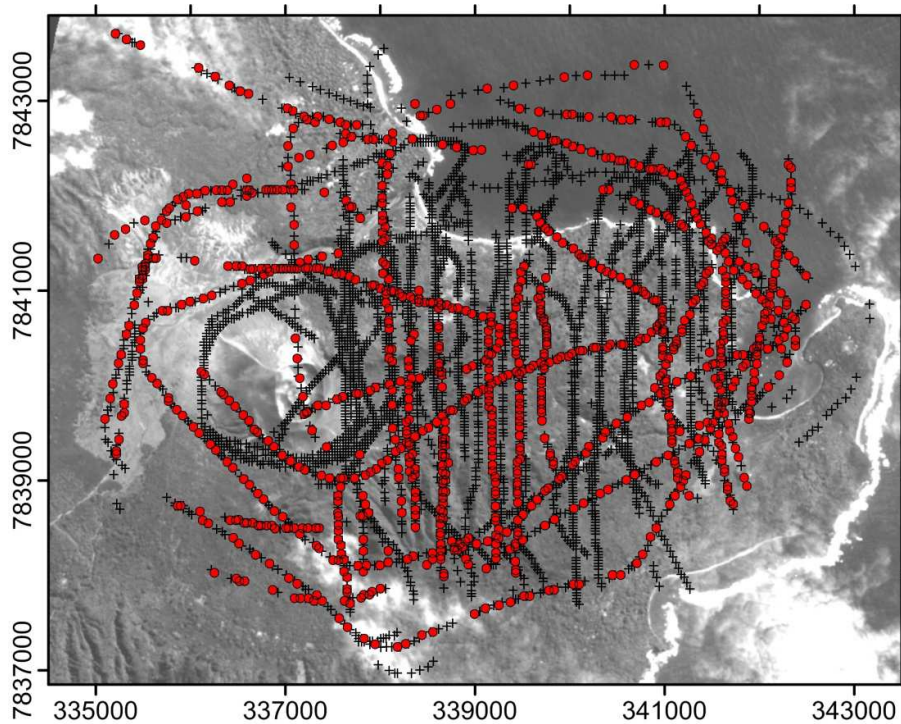


Figure 3.8 : Localisation des prises de vues effectuées au cours de la mission de Novembre 2011 (croix noires) et sélectionnées (rounds rouges) pour le calcul du modèle final. Coordonnées WGS84 - UTM 59S (m).

Des photographies au modèle numérique de surface

Une fois le jeu de photos définitif choisi, la reconnaissance des points homologues et l'alignement des photos par SfM peuvent avoir lieu. L'alignement est ici facilité par l'introduction des données de position de l'appareil photographique pour chaque prise de vue (données d'un GPS synchronisé avec le boîtier). Cette première étape aboutit à un nuage d'environ 4 millions de points homologues (Fig. 3.9a). S'en suit alors une étape de nettoyage manuel de ce nuage pour éliminer les erreurs d'alignement évidentes et les zones, généralement très bruitées, qui ne nous intéressent pas (la mer, etc.). On peut alors procéder à la densification du nuage de points par MVS qui permet d'améliorer la précision du modèle final en portant le nombre de points à 98 millions. Par interpolation des points du nuage dense, on peut alors construire le modèle 3D de la zone en question (Fig. 3.9b). Les zones de points éparées, généralement liées à des erreurs d'alignement, ne sont pas prises en compte pour la construction du modèle : à ce titre, l'étape de densification du nuage permet donc de réduire considérablement le bruit des données.

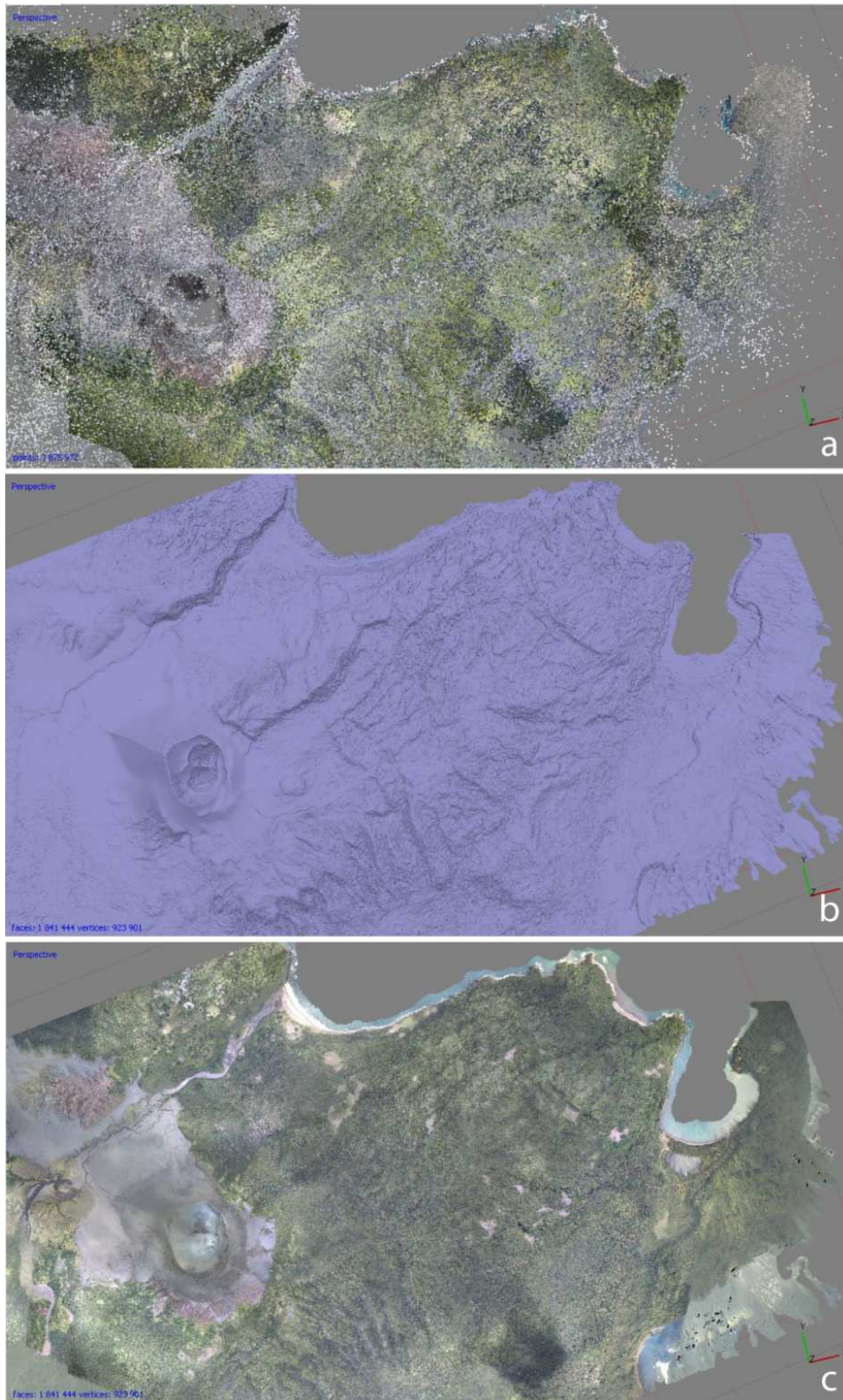


Figure 3.9 : Principales étapes du calcul de photogrammétrie. (a) Nuage de points homologues initial ($\sim 4 \times 10^6$ points) calculé par SfM. (b) Modèle géométrique calculé à partir du nuage dense issu de la MVS ($\sim 98 \times 10^6$ points). (c) Modèle 3D texturé final.

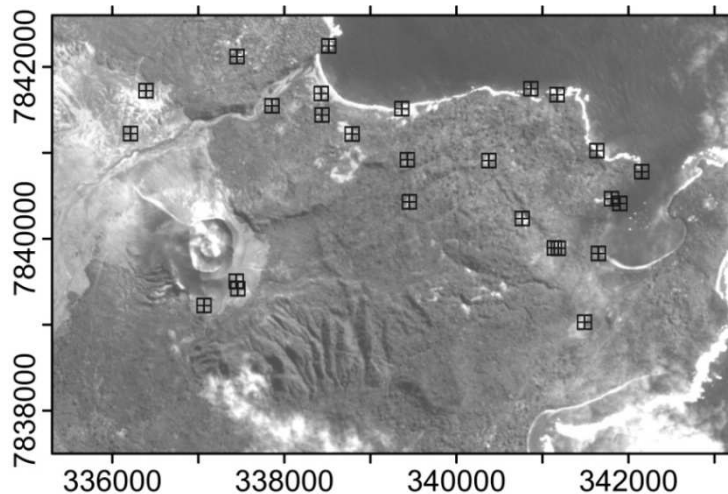


Figure 3.10 : Localisation des points de contrôle au sol. Coordonnées WGS84 - UTM 59S (m).

Ce modèle 3D possède une échelle et une orientation contraintes par les positions GPS de l'appareil photographique lors des prises de vues mais aussi par des coordonnées GPS de points de contrôle au sol (Fig. 3.10). Ces points au sol sont référencés manuellement sur les photographies dans le logiciel et utilisés pour contraindre le modèle tout au long du calcul. Le modèle est donc directement extractible sous forme de modèle numérique de surface (MNS, Fig. 3.11a). Enfin le modèle peut être texturé par la mosaïque de photographies utilisées et dont la déformation peut être corrigée (Fig. 3.9c). Cette étape va de pair avec le calcul d'une orthophotographie de la zone (Fig. 3.11b).

Le récepteur GPS utilisé pour mesurer les positions de l'appareil photographique et pour les points de contrôle au sol est un Garmin Etrex 30. La précision usuelle des GPS "à main", qui va de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres, est sans doute améliorée dans ce modèle récent par l'utilisation du signal GLONASS et par un altimètre barométrique bien calibré. Malgré cette faible précision nominale du GPS, on constate en effet une bonne qualité du modèle final lorsque l'on compare les altitudes données par le MNS issu de la photogrammétrie d'une part et celles données par une campagne de GPS différentielle menée indépendamment en 2011 (DGPS, précision : ~3 cm en horizontal et 6 cm en vertical ; Fig. 3.12). Cette précision est, comme attendu, plus basse pour les MNT SRTM et Aster.

L'ensemble des résultats de ce travail (le modèle et les analyses structurales associées) sont présentés en section 3 du chapitre 4.

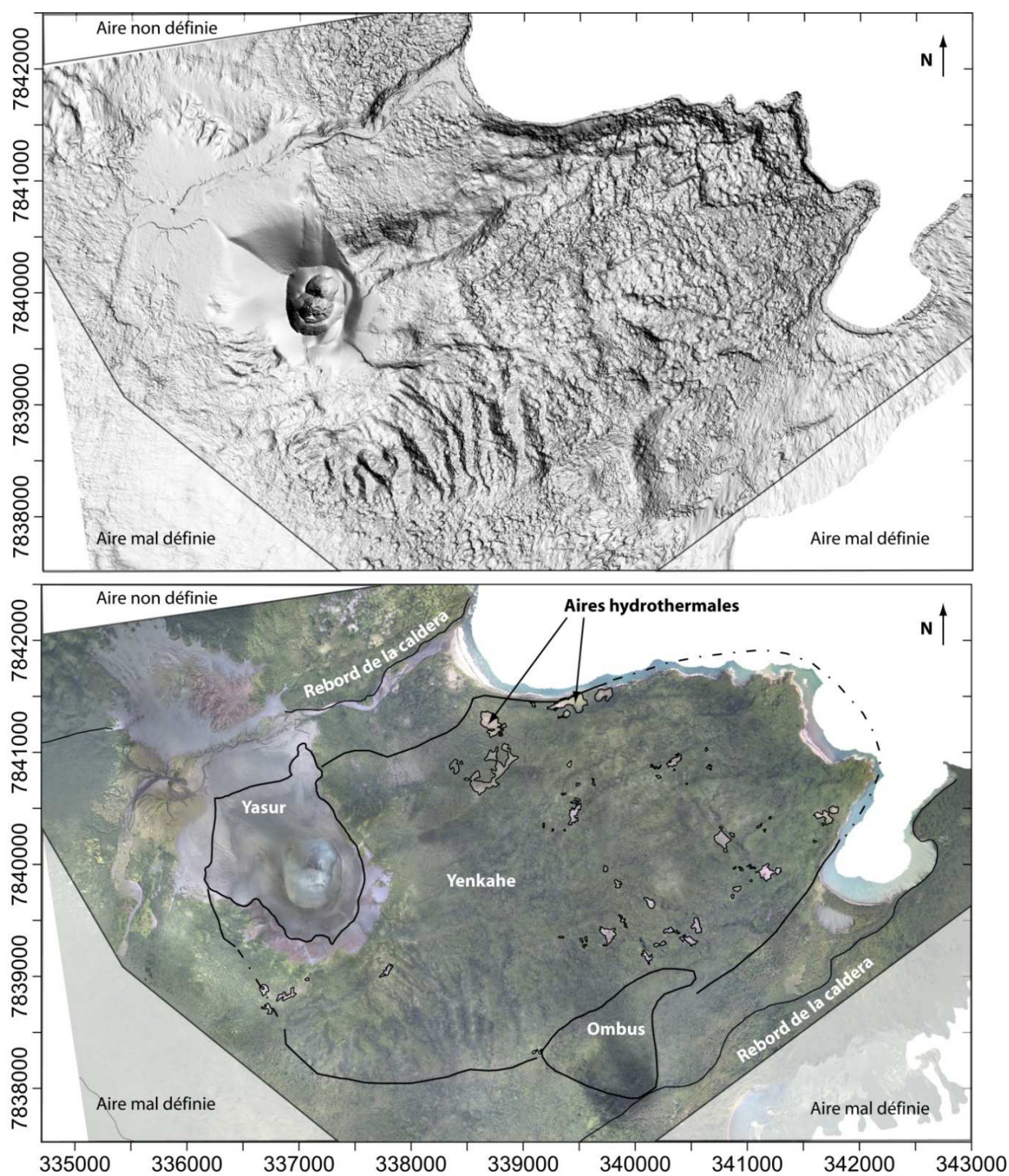


Figure 3.11 : (a) Modèle numérique de surface calculé sur la zone du dôme résurgent du Yenkahe. Eclairage depuis N240, incliné de 60; facteur d'exagération de l'altitude : 2. (b) Orthophotographie correspondante de la zone. Coordonnées WGS84 - UTM 59S (m).

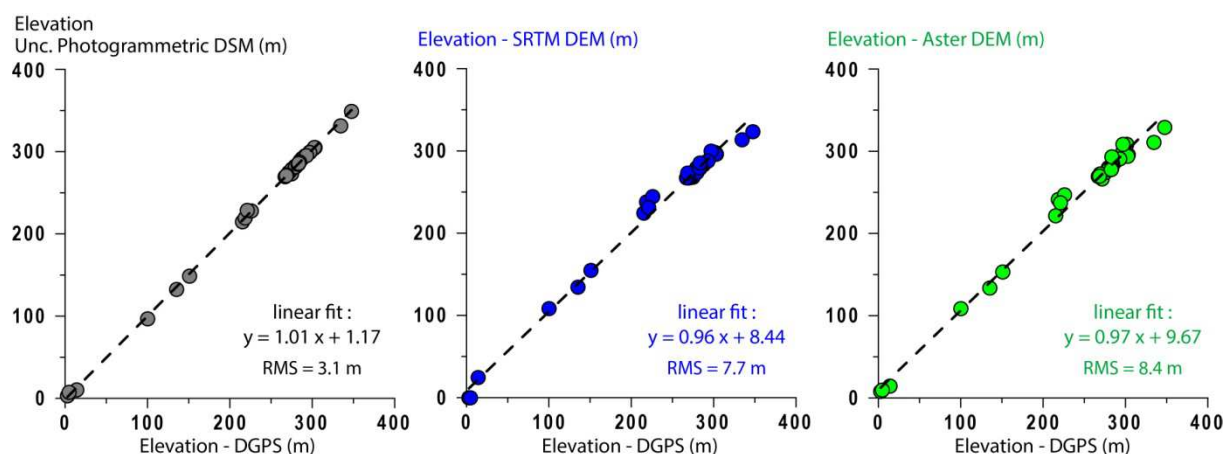


Figure 3.12 : Comparaison des altitudes données par le modèle photogrammétrique et des deux MNT (SRTM et Aster) avec les altitudes données par une campagne de Gps différentiel (2012) en 35 stations.

b) Thermométrie infrarouge Aster

Caractéristiques instrumentales

Aster (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) est un capteur infrarouge (IR) du satellite Terra, appartenant au groupe EOS (Nasa's Earth Observing System). Lancé en décembre 1999, Terra voyage à 705 km d'altitude selon une orbite quasi-polaire et possède un cycle orbital de 16 jours. Aster possède trois sous-systèmes : VNIR (visible et proche-infrarouge), SWIR (infrarouge courte longueur d'onde) et TIR (infrarouge thermique). Le système TIR comprend un télescope en position nadir fixe, de 90 m de résolution, associé à un miroir oscillant permettant de balayer $8,54^\circ$ de part et d'autre. En tournant de 90° , le miroir peut également pointer un corps noir permettant une calibration interne de l'appareil. Le système TIR utilise 5 bandes de détection à l'intérieur de la fenêtre atmosphérique (Table 3.1).

bande	λ_{min} (μm)	λ_{max} (μm)	λ_{moy} (μm)
10	8,125	— 8,475	8,300
11	8,475	— 8,825	8,650
12	8,925	— 9,275	9,100
13	10,25	— 10,95	10,600
14	10,95	— 11,65	11,300

Table 3.1 : Longueurs d'ondes correspondant aux bandes TIR du système ASTER (Terra)

Une image Aster datée du 31 octobre 2005, à 00h18 (heure locale), a été utilisée pour caractériser les anomalies thermiques de moyenne amplitude sur le dôme du Yenkahe. Les

données de radiance brute (R_0 , Fig. 3.13) sont données en $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$. Pour en déduire la température de surface, un certain nombre de corrections sont nécessaires.

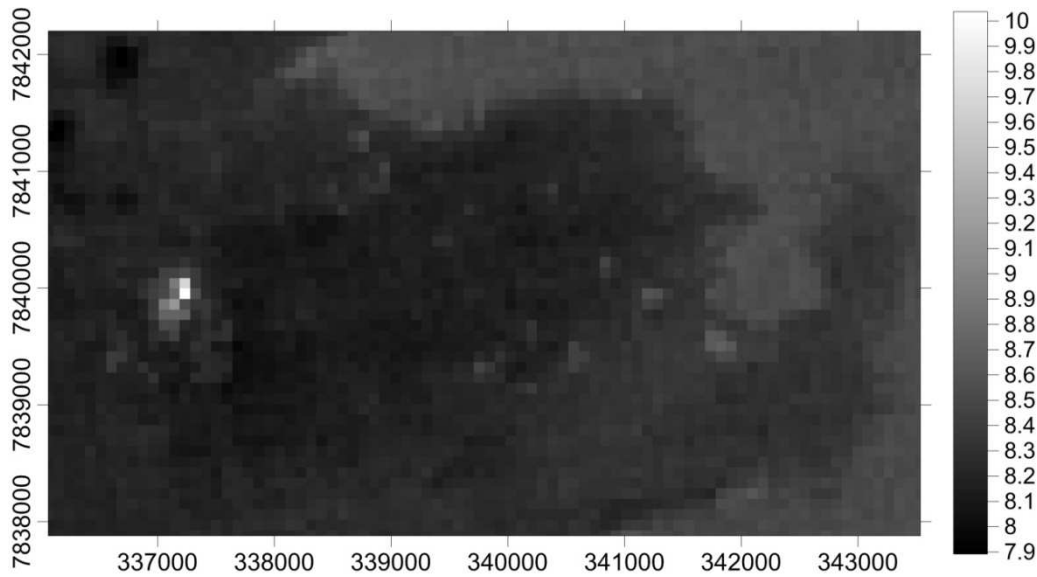


Figure 3.13 : Extrait de l'image ASTER (TIR bande 14) centré sur la caldera de Siwi. L'échelle de couleur indique la radiance brute R_0 ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$).

Corrections atmosphériques

Afin de corriger les effets de l'atmosphère sur la radiance brute, le logiciel Modtran© a été utilisé pour réaliser un modèle d'atmosphère adéquat et en déduire les paramètres de correction principaux dans les bandes de détection 10-14: la transmissivité de l'atmosphère (entre 0 et 1), qui décrit la façon dont l'atmosphère laisse passer les radiations de la surface terrestre jusqu'aux satellites (Fig. 3.14), ainsi que la radiance ascendante ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$), c'est à dire la radiance émise par l'atmosphère elle-même en fonction de sa température.

La transmissivité utilisée dépend, pour chaque longueur d'onde, de l'altitude du pixel considéré ainsi que de l'angle de visée du satellite. Dans l'ensemble des bandes TIR, la gamme de variation de la transmissivité en fonction de l'angle de visée ($0-8^\circ$) étant de l'ordre du % de sa valeur, la variation de ce paramètre au sein de l'image sera négligée. L'altitude, qui détermine l'épaisseur d'atmosphère traversée, reste un paramètre significatif à prendre en compte à la fois pour la transmissivité et pour la radiance ascendante.

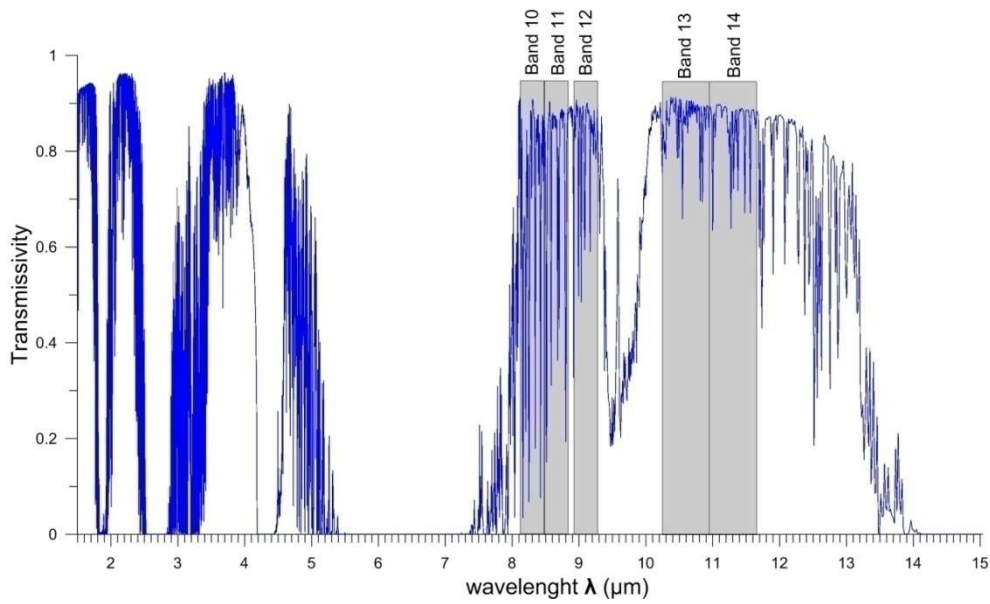


Figure 3.14 : Modèle de transmissivité atmosphérique en fonction de la longueur d'onde calculé par Modtran© (altitude : 0, visée : nadir). Les bandes de détection TIR d'Aster sont indiquées.

On montre que transmissivité et radiance ascendante peuvent être approximées par des fonctions polynomiales de l'altitude (Figs. 3.15, 3.16), permettant de les calculer facilement en tout point.

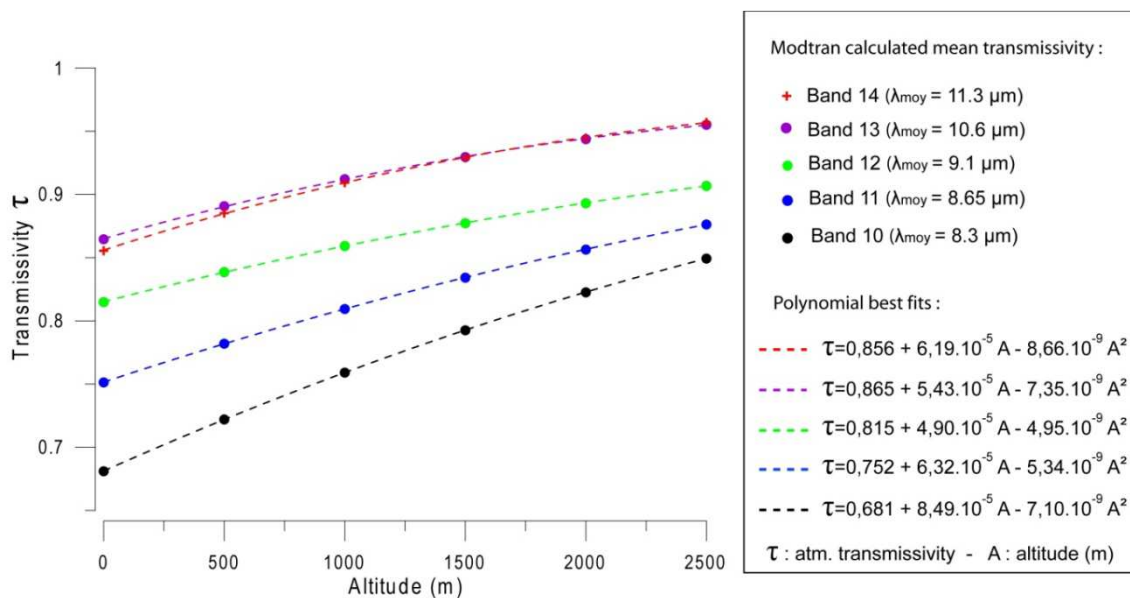


Figure 3.15 : Modèles de transmissivité atmosphérique moyenne en fonction de l'altitude calculés par Modtran© pour les différentes longueurs d'ondes des bandes TIR d'Aster.

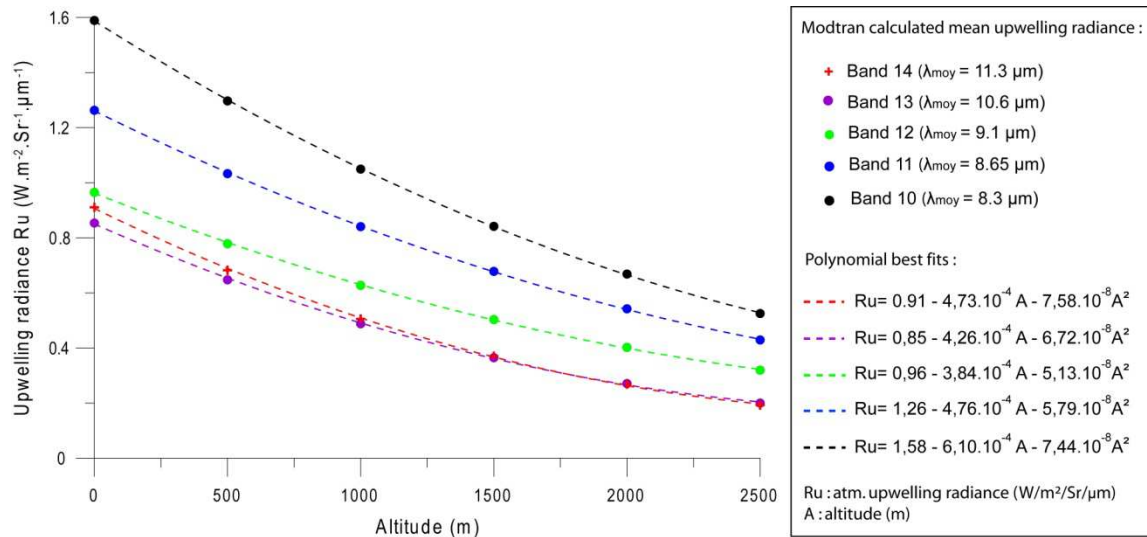


Figure 3.16 : Modèles de radiance ascendante (upwelling radiance) moyenne en fonction de l'altitude calculés par Modtran© pour les différentes longueurs d'ondes des bandes TIR d'Aster.

On effectue donc une première correction de la radiance :

$$\mathbf{R}_1 = (\mathbf{R}_0 - \mathbf{R}_u) / \tau$$

où \mathbf{R}_1 est la radiance corrigée des effets atmosphériques ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$), \mathbf{R}_0 est la radiance mesurée au niveau du satellite ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$), \mathbf{R}_u est la radiance ascendante ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) et τ la transmissivité calculées dans nos modèles à l'altitude du pixel donnée par le MNT SRTM à 90 m de résolution lui aussi. Ce calcul peut être effectué dans toutes les bandes de 10 à 14.

Correction d'émissivité

Une fois que l'on s'est affranchi des effets atmosphériques, la radiance (\mathbf{R}_1) ne dépend plus que de deux paramètres : la température et l'émissivité de la surface. L'émissivité est le ratio (entre 0 et 1) de la radiance émise par un certain corps sur la radiance qui serait émise par un corps noir idéal à la même température. L'estimation de ce paramètre est une question délicate, car l'émissivité varie en fonction de la nature des surfaces considérées et de leurs proportions respectives dans chaque pixel. Dans le secteur de la caldera de Siwi, on peut compter, au premier ordre, quatre types de surfaces qui sont associées à des différences significatives d'émissivité : végétation, cendres volcaniques, surface océanique, et aires

hydrothermales. La figure 3.17 donne des estimations de l'émissivité typique de ces surfaces pour les cinq bandes TIR.

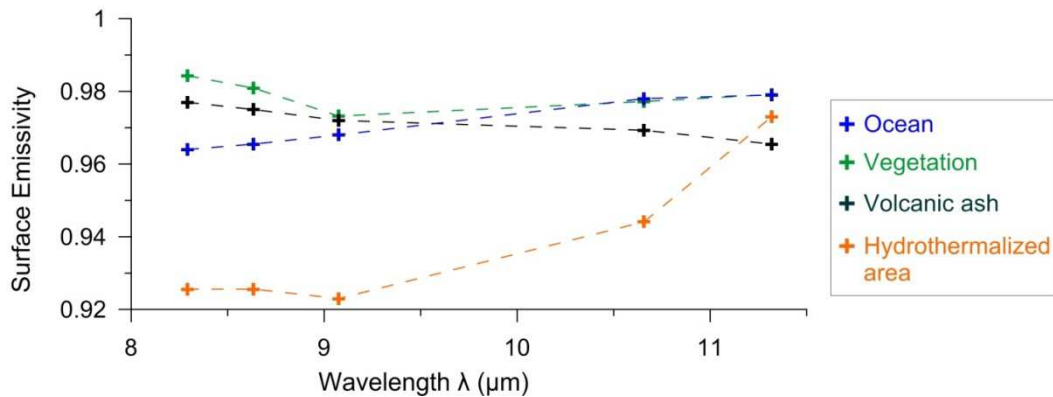


Figure 3.17 : Estimation de l'émissivité des différentes surfaces rencontrées dans la caldera de Siwi (d'après Aster Spectral Library - <http://speclib.jpl.nasa.gov/> ; Hanafin and Minnett, 2005; Merucci et al., 2006)

Par chance, les émissivités des différents "pôles purs" sont très proches dans la bande 14 (~11,3 μm), ils sont compris entre 0,965 et 0,98. On peut donc se placer dans cette bande afin de corriger la radiance R_1 dans la bande 14 (R_{1_B14}) en considérant l'émissivité comme homogène et de valeur $\epsilon = 0,974$. On obtient alors la radiance R_{2_B14} , la radiance équivalente qui serait émise par un corps noir de même température dans cette bande (Fig. 3.18) :

$$R_{2_B14} = R_{1_B14} / \epsilon$$

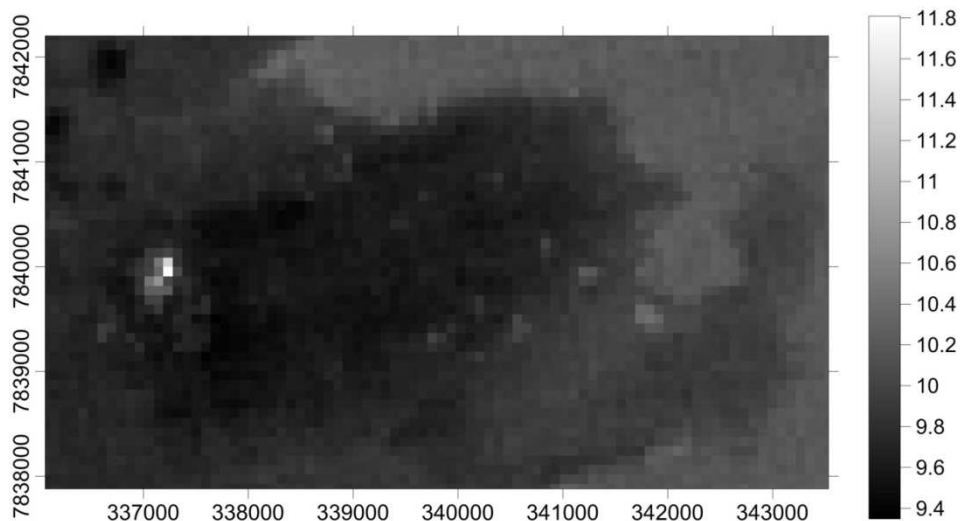


Figure 3.18 : Radiance corrigée des effets atmosphériques et de l'émissivité dans la bande 14 (R_{2_B14}). L'échelle est indiquée en $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$.

Obtention d'une image thermique

La température de surface peut alors être obtenue par inversion de la relation de Planck (liant la température d'un corps noir à la radiance émise).

Loi de Planck :

$$R(\lambda, T) = c_1 \cdot \lambda^{-5} \cdot \left[\exp\left(\frac{c_2}{\lambda \cdot T}\right) - 1 \right]^{-1}$$

où R désigne la radiance du corps noir en $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$, T sa température en K, et λ la longueur d'onde considérée en μm . Les constantes c_1 et c_2 s'expriment en fonction de la constante de Planck h ($6,6256 \times 10^{-34}$ J.s), de la vitesse de la lumière dans le vide c ($2,9919 \times 10^8$ m.s⁻¹) et de la constante de Boltzmann k ($1,38 \times 10^{-23}$ J.K⁻¹):

$$c_1 = 2 \cdot h \cdot c^2 \cdot 10^{24} = 1.191 \times 10^8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^4$$

$$c_2 = \frac{h \cdot c}{k \cdot 10^{-6}} = 14393 \mu\text{m} \cdot \text{K}$$

Dans notre cas, on déduit donc la température en kelvins de la radiance corrigée:

$$T(K) = \frac{c_2}{\lambda \cdot \ln \left[1 + \frac{c_1 \cdot \lambda^{-5}}{R_{2,B14}} \right]} \text{ avec } \lambda = 11,3 \mu\text{m}$$

Cette température peut ensuite être convertie en °C :

$$T(^{\circ}\text{C}) = T(K) - 273,15$$

Au terme de ces opérations, on obtient alors une carte des températures de surface estimées (90 m de résolution). Si on s'intéresse aux anomalies thermiques d'origine volcanique ou hydrothermale, il est pertinent de corriger le gradient de température directement lié à l'altitude, qui est ici d'1,03° tous les 100 m (Fig. 3.19). Les résultats de la thermométrie infrarouge sont présentés avec ceux des autres méthodes géophysiques en section 2 du chapitre 6.

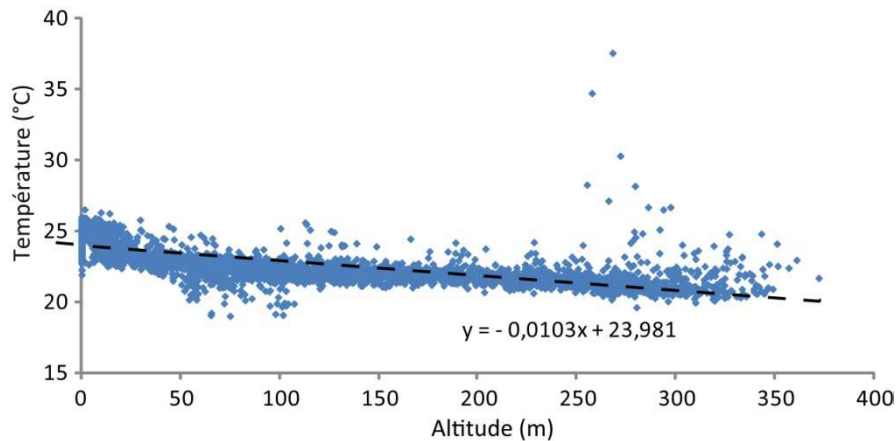


Figure 3.19 : Corrélation linéaire observée entre les températures calculées et l'altitude.

2. Modélisation de la déformation

La modélisation nous a permis d'étudier des mécanismes de déformation crustale susceptibles d'expliquer la formation du dôme du Yenkahe, en considérant une source intrusive à son origine. En effet, lorsqu'on s'intéresse à des problèmes complexes qui ne présentent pas de solution analytique, la résolution peut s'effectuer par modélisation analogique ou numérique, qui constituent deux approches à la fois différentes et complémentaires. Alors que la modélisation analogique utilise ici un matériau granulaire pour modéliser le comportement fragile de la croûte supérieure, nos modèles numériques utilisent les équations d'un milieu élastoplastique continu. Nous rappellerons tout d'abord quelques notions de rhéologie utiles pour la compréhension de nos modèles, puis nous expliciterons ces deux approches.

a) Éléments de rhéologie

La notion de contrainte

La déformation des roches résulte de l'orientation et de l'amplitude des forces appliquées, généralement exprimées sous forme de contraintes.

Contrainte sur un plan

Soit un point M situé à l'intérieur d'un objet Ω et P un plan passant par M . Soit S une surface de P centrée sur M . Le plan P sépare l'objet en deux parties Ω_1 et Ω_2 (Fig. 3.20). Soit \vec{n} la normale à S en M pointant vers Ω_1 . D'après le principe de l'action et de la réaction, Ω_1

exerce sur la surface une force \vec{F} et Ω_2 exerce sur la surface une force $-\vec{F}$. Lorsque S tend vers 0, \vec{F}/S tend vers une limite $\vec{\sigma}_n$ appelée vecteur contrainte.

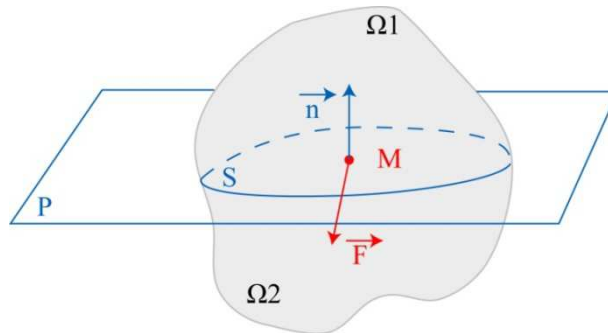


Figure 3.20 : Vecteurs mis en jeu dans la définition de la contrainte

On parle de contrainte homogène lorsque la contrainte $\vec{\sigma}_n$ ne dépend pas de la position du point M mais seulement de l'orientation du plan P.

Dans un fluide au repos, $\vec{\sigma}_n$ est toujours parallèle à \vec{n} et de sens contraire. $\vec{\sigma}_n = -\mathbf{p} \times \vec{n}$ où \mathbf{p} représente la pression hydrostatique.

Tenseur des contraintes

L'état de contrainte en un point se définit par les composantes normales et tangentielles de trois vecteurs contraintes agissant en ce point sur trois plans perpendiculaires choisis arbitrairement. On définit donc en tout point le tenseur des contraintes:

$$[\sigma] = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix}$$

Un bilan de forces sur un parallélépipède rectangle impose que $[\sigma]$ soit symétrique :

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji} \quad \text{quand } i \neq j.$$

Déviateur des contraintes

On définit les composantes du tenseur déviateur des contraintes $[S]$ par :

$$S_{ij} = \sigma_{ij} \quad \text{si } j \neq i$$

$$\text{Et } S_{ii} = \sigma_{ii} - \mathbf{p}$$

où $\mathbf{p} = \frac{1}{3}(\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33}) = \frac{1}{3} \text{tr}[\sigma]$ est la pression hydrostatique

Le tenseur des contraintes peut donc s'exprimer comme la somme de deux tenseurs :

$$[\sigma] = [S] + \mathbf{p} \cdot \delta_{ij}$$

Où δ_{ij} désigne la matrice identité. Le terme $\mathbf{p} \cdot \delta_{ij}$ est appelé partie sphérique du tenseur des contraintes, il est diagonal. La partie déviatorique $[S]$, est symétrique et de trace nulle.

Contraintes normales et tangentielles

Pour tout point M et pour tout plan P de normale \vec{n} , le vecteur contrainte local est donné par : $\vec{\sigma}_n = [\sigma] \cdot \vec{n}$. Il peut être décomposé en composantes normale $\vec{\sigma}_{n\perp}$ et tangentielle $\vec{\sigma}_{n\parallel}$:

$$\vec{\sigma}_{n\perp} = (\vec{n} \cdot \vec{\sigma}_n) \vec{n}, \text{ de norme } \sigma = \vec{n} \cdot \vec{\sigma}_n$$

$$\text{et } \vec{\sigma}_{n\parallel} = \vec{\sigma}_n - \vec{\sigma}_{n\perp} = (\vec{n} \wedge \vec{\sigma}_n) \wedge \vec{n}, \text{ de norme } \tau = |\vec{n} \wedge \vec{\sigma}_n| = \sqrt{\sigma_n^2 - \sigma^2} \quad [9]$$

Notons que σ est algébrique alors que τ est arithmétique (toujours positif).

Contraintes principales

Le tenseur des contraintes peut être exprimé par une matrice $[\sigma]$ dans n'importe quelle base. La matrice $[\sigma]$ étant symétrique, ses valeurs propres sont réelles et ses directions propres sont perpendiculaires entre elles. Elle possède donc trois valeurs propres ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) associées à trois vecteurs propres ($\vec{n}_1, \vec{n}_2, \vec{n}_3$) appelés directions principales. Les contraintes tangentielles selon ces vecteurs propres sont nulles. Les contraintes sont donc équivalentes aux contraintes normales et sont appelées contraintes principales :

$$\vec{\sigma}_1 = \sigma_1 \cdot \vec{n}_1$$

$$\vec{\sigma}_2 = \sigma_2 \cdot \vec{n}_2$$

$$\vec{\sigma}_3 = \sigma_3 \cdot \vec{n}_3$$

On convient de classer les contraintes principales dans l'ordre $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. Les trois vecteurs unitaires $(\vec{n}_1, \vec{n}_2, \vec{n}_3)$ définissent une base orthonormée dans laquelle le tenseur est exprimé par une matrice diagonale :

$$[\sigma] = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix}$$

Contraintes équivalentes

Les tenseurs peuvent être exprimés dans n'importe quelle base orthogonale. On appelle invariant d'un tenseur une combinaison de ses éléments qui reste invariante lors d'un changement de repère. Le tenseur des contraintes et le tenseur déviateur possèdent trois invariants respectivement notés I_1, I_2, I_3 , et J_1, J_2, J_3 .

$$\begin{cases} I_1 = tr[\sigma] \\ I_2 = \frac{1}{2} tr[\sigma \cdot \sigma] \\ I_3 = \frac{1}{3} tr[\sigma \cdot \sigma \cdot \sigma] \end{cases} \quad \text{et} \quad \begin{cases} J_1 = tr[S] = 0 \\ J_2 = \frac{1}{2} tr[S \cdot S] \\ J_3 = \frac{1}{3} tr[S \cdot S \cdot S] \end{cases}$$

On appelle contrainte équivalente un scalaire représentatif du tenseur des contraintes et indépendant du repère. Ce scalaire est souvent utile pour comparer les contraintes aux caractéristiques du milieu.

La **contrainte équivalente de Von Mises** est fonction uniquement du second invariant du déviateur des contraintes:

$$\bar{\sigma}_{VM} = \sqrt{3J_2} = \sqrt{\frac{3}{2} \sum_{ij} S_{ij} S_{ji}} \quad \text{dans un repère orthonormé}$$

La **contrainte équivalente de Tresca** dépend des contraintes principales sous la forme :

$$\bar{\sigma}_{Tres} = \text{Sup}(|\sigma_1 - \sigma_2|, |\sigma_2 - \sigma_3|, |\sigma_3 - \sigma_1|) = \sigma_1 - \sigma_3$$

La contrainte de Tresca impose donc obligatoirement de diagonaliser le tenseur des contraintes. Son utilisation dans un programme numérique impose un temps de calcul plus long que celle de Von Mises.

Cercles de Mohr

Pour représenter complètement l'état de contraintes en un point, il faut connaître les composantes normale (σ) et tangentielle (τ) de la contrainte selon toute direction \vec{n} . On appelle diagramme de Mohr un diagramme dans lequel on porte σ en abscisse et τ en ordonnée, et qui permet de connaître la valeur de la contrainte normale et tangentielle sur n'importe quel plan, quelle que soit son orientation.

Plaçons-nous dans la base $(\vec{n}_1, \vec{n}_2, \vec{n}_3)$. Considérons le cas d'un plan \mathcal{P} parallèle à \vec{n}_2 , sa normale \vec{n} est dans le plan (\vec{n}_1, \vec{n}_3) . On nomme θ l'angle entre le plan et σ_1 , qui est également l'angle entre \vec{n} et σ_3 . On peut calculer le vecteur de contrainte normale associée à ce plan $\vec{\sigma}_n$:

$$\vec{n} = \begin{pmatrix} \sin \theta \\ 0 \\ \cos \theta \end{pmatrix} \text{ et } \vec{\sigma}_n = [\sigma] \cdot \vec{n} = \begin{pmatrix} \sigma_1 \sin \theta \\ 0 \\ \sigma_3 \cos \theta \end{pmatrix}$$

On en déduit la composante normale de la contrainte σ :

$$\sigma = \vec{n} \cdot \vec{\sigma}_n = \sigma_1 \sin^2 \theta + \sigma_3 \cos^2 \theta$$

D'après les formules de Carnot ($1 + \cos 2\theta = 2 \cos^2 \theta$, et $1 - \cos 2\theta = 2 \sin^2 \theta$) :

$$\sigma = \frac{1}{2} (\sigma_1 + \sigma_3) - \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\theta$$

On en déduit également la composante tangentielle τ :

$$\tau^2 = \sigma_n^2 - \sigma^2 = (\sigma_1 \sin \theta)^2 + (\sigma_3 \cos \theta)^2 - (\sigma_1 \sin^2 \theta + \sigma_3 \cos^2 \theta)^2$$

$$\tau^2 = \sigma_1^2 \sin^2 \theta (1 - \sin^2 \theta) + \sigma_3^2 \cos^2 \theta (1 - \cos^2 \theta) - 2 \sigma_1 \sigma_3 \sin^2 \theta \cos^2 \theta$$

$$\cos^2 \theta + \sin^2 \theta = 1, \text{ d'où } \tau = (\sigma_1 - \sigma_3) |\sin \theta \cos \theta|$$

$$\sin 2\theta = 2 \sin \theta \cos \theta, \quad \text{donc } \tau = \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_3) |\sin 2\theta|$$

On appelle M_1 , M_2 et M_3 les points de l'axe horizontal d'abscisses σ_1 , σ_2 et σ_3 respectivement. Si on considère l'ensemble des plans parallèles à \vec{n}_2 , les points $M(\sigma, \tau)$ décrivent un cercle de diamètre $M_1 M_3$, qu'on appelle le cercle de Mohr des contraintes (Fig. 3.21).

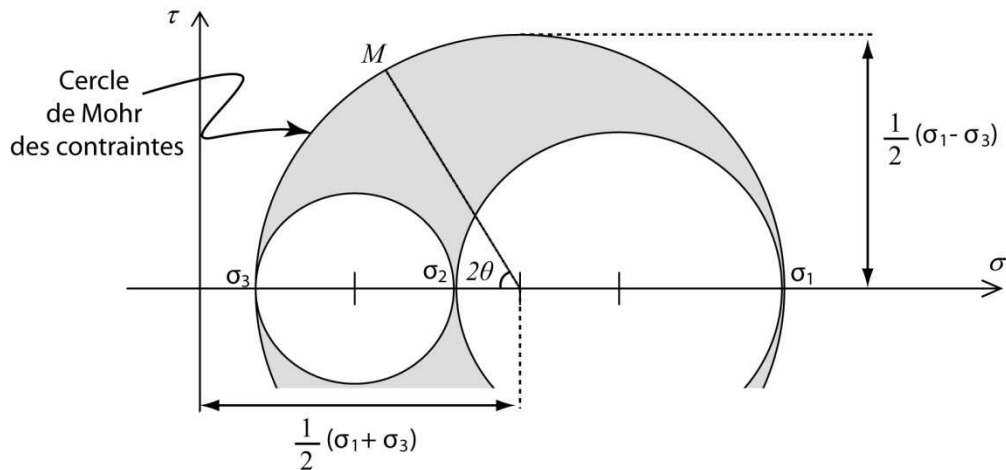


Figure 3.21 : Diagramme de Mohr. La signification des cercles est expliquée dans le texte.

Par un raisonnement similaire au précédent, dans le cas de plans parallèles à \vec{n}_1 , on obtient les points $M(\sigma, \tau)$ décrivant le cercle de diamètre M_2M_3 . Dans le cas de plans parallèles à \vec{n}_3 , les points décrivent le cercle de diamètre M_1M_2 . Ces deux cercles sont tangents entre eux et tangents intérieurement au premier (cercle de Mohr des contraintes). Si l'on considère à présent le cas général des plans de direction quelconque, on montre que pour toutes les directions possibles de \vec{n} , les points (σ, τ) décrivent la portion de surface délimitée par ces trois cercles (zone grisée).

Comportements rhéologiques

La rhéologie, littéralement "étude des écoulements", permet de relier les contraintes, les déformations et leurs dérivées et caractérise la nature des comportements des matériaux. Pour comprendre la réponse des matériaux à certaines sollicitations, on réalise des essais mécaniques (traction, écoulement, relaxation, fluage, flexion, etc. ; Fig. 3.22) qui permettent d'identifier des comportements fondamentaux.

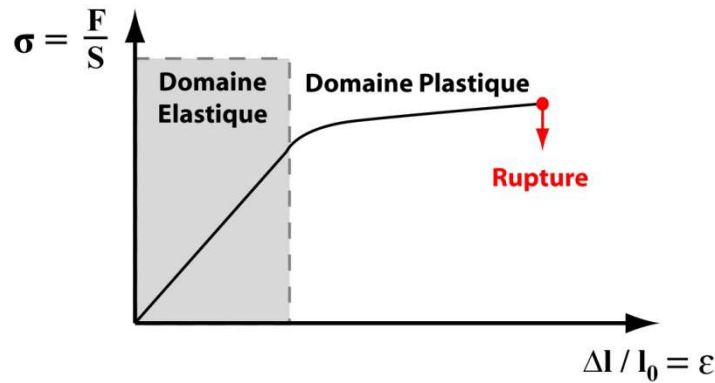


Figure 3.22 : Exemple d'essai en traction. La courbe de la contrainte uniaxiale σ en fonction de la déformation ϵ permet de mettre en évidence deux comportements rhéologiques distincts.

Comportements de base

Il y a trois types de comportement fondamentaux, qui peuvent ensuite se combiner entre eux:

- **l'élasticité.** En général représenté par le modèle du ressort, ce comportement est caractérisé par une relation linéaire entre la contrainte et la déformation (loi de Hooke). La déformation est instantanée et totalement réversible en cas de décharge.

Loi de Hooke (1D):

$$\sigma_a = E \times \epsilon$$

où σ_a est la contrainte uniaxiale (Pa), ϵ la déformation i.e. la variation relative de longueur dans la direction considérée (%) et E, le module de Young (Pa).

Dans nos modèles numériques, le comportement de la croûte est supposé élastique jusqu'à un certain seuil.

- **La plasticité.** Ce comportement est mécaniquement représenté par un patin (ou élément de Saint-Venant). Il caractérise l'apparition de déformations permanentes (irréversibles) lorsque la contrainte dépasse un certain seuil (σ_s). La réponse d'un matériau plastique ne dépend pas de la vitesse de déformation. Si le seuil d'apparition de la déformation plastique n'évolue pas avec la contrainte, on parle de plasticité parfaite ou idéale.

Dans un modèle rigide plastique parfait (Fig. 3.23), $|\sigma| < \sigma_s$ implique $\epsilon = 0$ (rigidité)

$$\text{et } |\sigma| = \sigma_s \text{ implique } \epsilon > 0$$

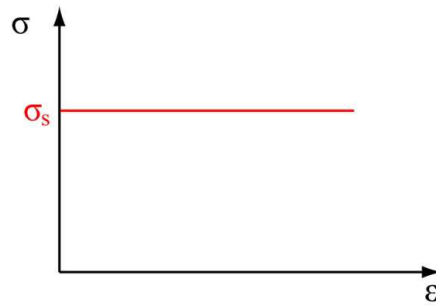


Figure 3.23 : Modèle rigide plastique parfait

Dans nos modèles numériques, au delà d'un certain seuil de contrainte (dit seuil de plasticité), le comportement de la croûte est supposé plastique parfait.

Le sable utilisé dans nos modèles analogiques a également un comportement plastique.

- **Le comportement des fluides visqueux.** Ces matériaux se déforment de manière irréversible sans seuil de contrainte. Par définition, ces matériaux fluent sous leur propre poids. Souvent représentée par un amortisseur, la réponse d'un matériau visqueux dépend de la vitesse de déformation.

La silicone que nous utilisons dans les modèles analogiques est un fluide visqueux newtonien: il existe une proportionnalité entre la contrainte et le taux de déformation :

$$\sigma = \mu \cdot \dot{\varepsilon}$$

$\dot{\varepsilon}$ désigne la vitesse de déformation (s^{-1}) et μ est la viscosité dynamique (Pa.s). La viscosité mesure la résistance à l'écoulement du fluide visqueux.

A ces différents comportements, il faut ajouter le phénomène de **rupture** qui s'effectue généralement par propagation de micro-fissures dans le matériau. Cette rupture est caractérisée par une chute brutale de la résistance du matériau, ce qui n'est pas le cas lors de la déformation plastique. Classiquement en géologie, on parle de matériau **fragile** lorsque celui-ci est inapte à résister à cette propagation, même pour de faibles énergies, et rompt dans le domaine élastique ou plastique. Un matériau **ductile**, au contraire, résiste à la fracturation en se déformant.

A partir de la combinaison de ces comportements élémentaires, on peut construire un certain nombre de modèles rhéologiques élastoplastiques, viscoélastiques, viscoplastiques et élasto-visco-plastiques. Le modèle choisi dépend en général largement des échelles de temps considérées, des contraintes notamment de confinement, de l'intervalle de déformation, de la température, etc.

Dans nos modèles numériques, nous avons utilisé un modèle élastique-parfaitement plastique (Fig. 3.24): la déformation est tout d'abord élastique, puis on passe dans un domaine parfaitement plastique. Considérons le cas d'un tel modèle en 1D. Dans le domaine d'élasticité initial, représenté par le segment $[-\sigma_s, \sigma_s]$, la déformation plastique ε^P est nulle et la déformation élastique ε^e suit une loi de Hooke (E est le module de Young):

$$\sigma = E \cdot \varepsilon^e$$

Une fois la contrainte seuil atteinte, on déforme de manière plastique tant que la contrainte est maintenue.

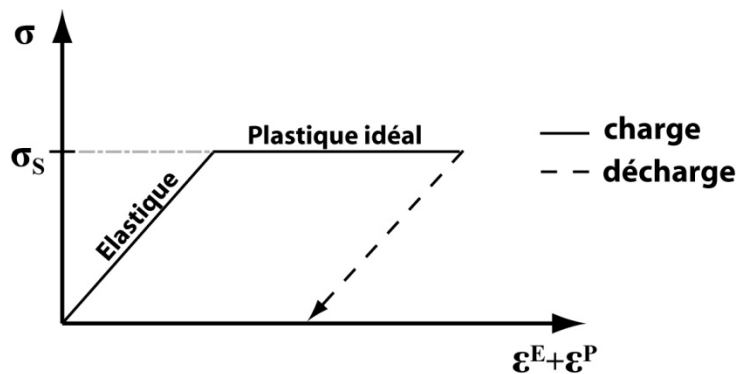


Figure 3.24 : Courbe de la contrainte (σ) en fonction de la déformation (ε^E : déformation élastique; ε^P : déformation plastique) pour le modèle élastique-parfaitement plastique.

Il reste maintenant à définir cette contrainte seuil: ce sont les critères de plasticité qui nous permettent de le faire.

Critères de plasticité

En fonction des contraintes, les matériaux peuvent passer d'un comportement à l'autre notamment du domaine élastique à un domaine plastique. Ces conditions de passage sont exprimées par des expressions mathématiques appelés critères. En géométrie uniaxiale, on peut définir un critère simple :

$$\sigma = \sigma_S$$

σ_S est la limite d'élasticité en traction uniaxiale (généralement plus faible qu'en compression).

En trois dimensions, ces critères sont généralement formulés à partir des composantes du tenseur des contraintes $[\sigma]$ ou de ses invariants (e.g. Mohr-Coulomb, Drucker-Prager). L'expérience montre cependant que le seuil de déformation anélastique d'un grand nombre de matériaux est indépendant de la pression hydrostatique (ou partie isotrope du tenseur des contraintes). Certains critères sont donc basés sur les composantes et les invariants du tenseur déviateur des contraintes $[S]$ (e.g. Tresca, Von Mises).

Critère de Von Mises

Ce critère utilise la contrainte équivalente de Von Mises évoquée précédemment :

$$\bar{\sigma}_{VM} = \sqrt{3J_2} = \sigma_S$$

J_2 est le deuxième invariant du tenseur déviateur des contraintes. On peut également exprimer ce critère sous la forme:

$$\frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_1 - \sigma_3)^2} = \sigma_S$$

La surface limite correspondant à ce seuil est donc un cylindre dont l'axe est la trisectrice des trois directions principales (Fig. 3.25).

Critère de Tresca

Là encore, la contrainte équivalente intervient :

$$\bar{\sigma}_{Tres} = \text{Sup}(|\sigma_1 - \sigma_2|, |\sigma_2 - \sigma_3|, |\sigma_3 - \sigma_1|) = \sigma_1 - \sigma_3 = \sigma_S$$

La forme de la contrainte de Tresca est proche de celle de Von Mises (Fig. 3.25) mais elle s'appuie sur une génératrice hexagonale.

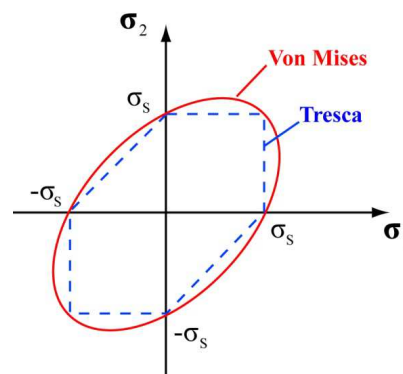


Figure 3.25 : Surfaces correspondant aux critères de Tresca et Von Mises dans le plan (σ_1, σ_2).

Ces deux critères ne font intervenir que des différences entre contraintes principales : ils sont bien invariants par une modification de la pression hydrostatique. Au contraire, les critères de Drucker-Prager et de Mohr-Coulomb font intervenir la pression hydrostatique, exprimant le fait qu'une contrainte hydrostatique en compression rend plus difficile la déformation plastique.

Critère de Mohr-Coulomb ou Navier-Coulomb

Classiquement utilisé pour décrire la déformation plastique des matériaux pulvérulents (sables, etc.), ce critère est apparenté au critère de Tresca (Fig. 3.26). Il peut être exprimé en fonction des contraintes principales :

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = (\sigma_1 + \sigma_3) \sin \phi + 2 C$$

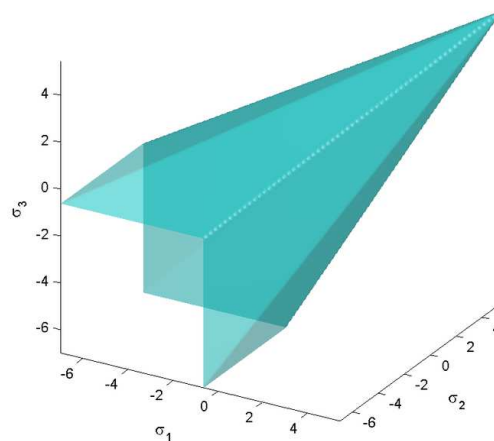


Figure 3.26 : Représentation en 3D du critère de Mohr-Coulomb dans l'espace ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$), pour un matériau de cohésion $C=2$ et d'angle de friction interne $\phi=-20^\circ$

Mais il est souvent exprimé en fonction des contraintes normales (σ) et tangentielles (τ) sur le plan de "rupture plastique":

$$\tau = \sigma \tan \phi + C$$

Ce critère fait, là encore, intervenir deux constantes du matériau appelés cohésion (C en Pa) et angle de frottement interne (ϕ). Ce critère, impliquant la notion de frottement solide (loi de Coulomb), implique que le cisaillement maximal que peut subir le matériau augmente avec la contrainte normale de compression. La cohésion correspond au cisaillement maximum sous contrainte nulle. L'angle de frottement correspond à l'angle entre la contrainte totale et la

contrainte normale s'exerçant sur le plan de cisaillement plastique. Il est assimilable à l'angle de talus ou de repos pour les matériaux pulvérulents (matériaux granulaires de cohésion $C=0$), qui avoisine généralement 30° pour les sables.

En représentant cette droite dans le diagramme de Mohr (Fig. 3.27), on détermine l'orientation des plans de cisaillement via l'angle θ (angle entre $\vec{\sigma}_1$ et le plan) pour lequel la droite tangente le cercle de Mohr des contraintes:

$$\theta = \frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}$$

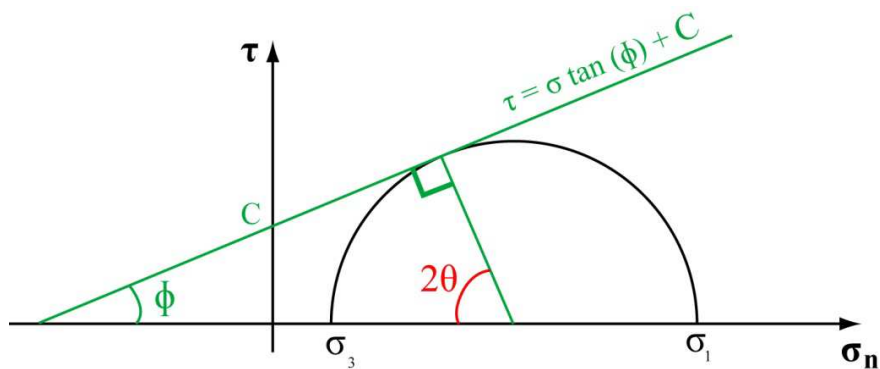


Figure 3.27 : Relations géométriques dans le critère de Mohr-Coulomb

Ce qui nous donne l'angle θ entre le plan de cisaillement lui-même et $\vec{\sigma}_1$:

$$\theta = \frac{\pi}{4} - \frac{\psi}{2}$$

Pour les sables, les cisaillements se développent donc généralement avec un angle de 30° par rapport à $\vec{\sigma}_1$.

Critère de Drucker-Prager

C'est celui que nous utilisons dans les modèles numériques. Il s'agit d'une extension du critère de Von Mises dépendant également de la pression hydrostatique. Tout comme ce dernier, il est représenté par un cercle dans le plan déviateur (plan perpendiculaire à la trisectrice des trois contraintes principales) mais le diamètre de ce cercle dépend de son "altitude" sur la trisectrice (forme conique en trois dimensions, Fig. 3.28). Le critère est de la forme :

$$\sqrt{J_2} = A + B I_1$$

où I_1 est la trace de la matrice des contraintes (1^{er} invariant, trois fois la pression hydrostatique).

Le critère peut également s'écrire en fonction des contraintes principales:

$$\sqrt{\frac{1}{6} [(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2]} = A + B(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$$

A et B sont des constantes expérimentales, qui peuvent être exprimées en fonction des contraintes seuil en traction et compression uniaxiales.

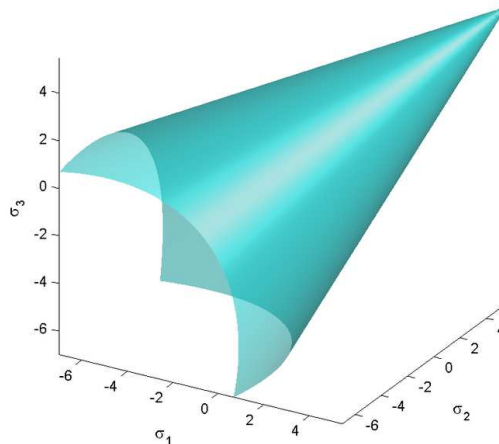


Figure 3.28 : Représentation en 3D du critère de Drucker-Prager dans l'espace $(\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3)$, environ équivalent à un Mohr-Coulomb de cohésion $C=2$ et d'angle de friction interne $\phi=-20^\circ$

Le critère de Drucker-Prager (Fig. 3.28) est très proche du critère de Mohr-Coulomb (Fig. 3.26), cependant il (ou plutôt sa fonction de charge) est continument dérivable. Pour cette raison, il est souvent préféré en modélisation numérique.

Approximation de la rupture par le critère de Mohr-Coulombou Navier-Coulomb

Le critère de Mohr-Coulomb pour les matériaux pulvérulents, comme le sable siliceux, est un critère de plasticité. Il y a, dans ces matériaux, des glissements grains à grains qui concentrent la déformation dans des plans de cisaillement qu'on assimile souvent à des failles. Il n'y a pas de rupture au sens propre car il n'y a pas de rupture des grains eux-mêmes. On ne peut parler de fracturation que pour des matériaux cohésifs.

Dans de nombreux cas, en géologie et en géotechnique, le critère de Mohr-Coulomb est utilisé pour approximer le critère de rupture, aussi la droite correspondante dans le diagramme de Mohr (Fig. 3.27) est-elle appelée "enveloppe de rupture". Le vrai critère de rupture est en fait déterminé par une courbe intrinsèque généralement représentée, elle aussi, dans le diagramme

de Mohr (Fig. 3.29): la rupture se produit lorsque cette courbe tangente le cercle de Mohr. Pour des matériaux tels que le grès ou le béton, cette courbe intrinsèque mesurable expérimentalement peut être approximée par une droite. On parle donc de critère de rupture de Mohr-Coulomb et on estime la cohésion et l'angle de frottement équivalents.

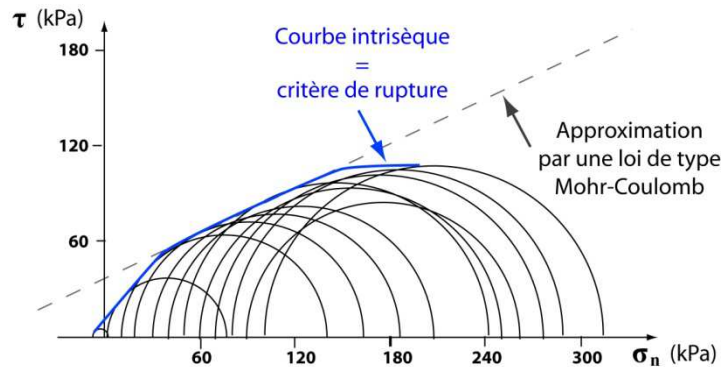


Figure 3.29 : Exemple de construction d'une courbe intrinsèque (critère de rupture) à partir de bancs d'essais représentés dans le diagramme de Mohr et approximation par une loi de type Mohr-Coulomb.

On utilise également ce critère pour la croûte supérieure à grande échelle. La justification de cette utilisation peut, d'une part, venir de l'extrapolation de la loi linéaire de rupture de matériaux homogènes (milieux continus) à petite échelle. Elle peut également, dans le cas de la croûte continentale, être justifiée par le fait que cette croûte est pré-fracturée d'une manière homogène et que son comportement rejoint donc celui d'un matériau granulaire. Cette approximation n'est pas toujours valable, en particulier lorsqu'on a une pré-fracturation très hétérogène (hétérogénéité de résistance du matériau). A l'échelle de la lithosphère, Byerlee (1978) propose des critères de rupture déterminés expérimentalement :

$$\tau = 0.85 \sigma_n \text{ pour } \sigma_n < 200 \text{ MPa}$$

$$\tau = 50 + 0.6 \sigma_n \text{ pour } 200 < \sigma_n < 1700 \text{ MPa}$$

b) Modélisation analogique

La modélisation analogique est née en 1812 avec les premières expériences de Sir James Hall (Hall, 1815) destinées à comprendre le basculement et le plissement de couches sédimentaires au contact d'un granite. Tout au long du XIX^{ème} puis du XX^{ème} siècle, elle a ensuite évolué pour passer d'une simple technique d'inspiration à une méthode quantitative de modélisation (Koyi, 1997).

Principes et validité

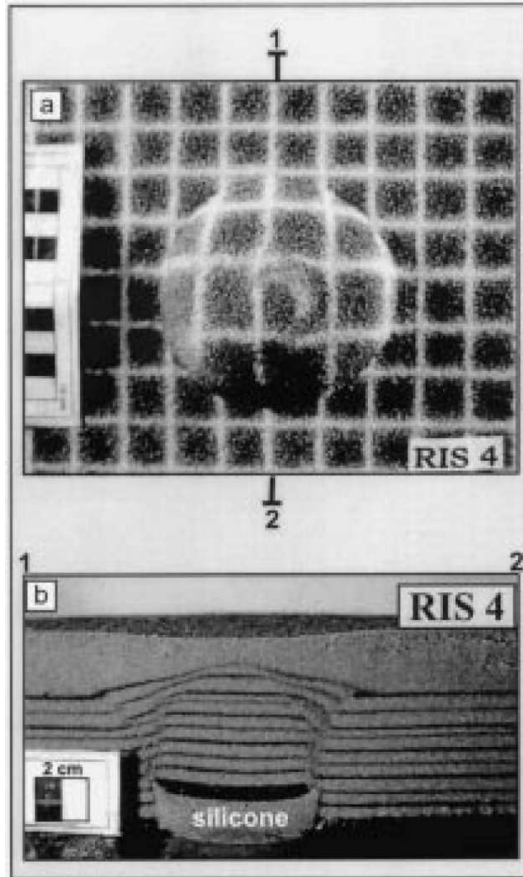
La modélisation analogique regroupe un ensemble de techniques dont l'objectif est de reproduire en laboratoire les processus régissant la formation et l'évolution des entités géologiques. Il ne s'agit pas, bien sûr, de reproduire toute la complexité des systèmes naturels, mais de mettre en avant les principaux phénomènes physiques et les paramètres clés. La validité des modèles analogiques repose en premier lieu sur le choix des matériaux analogues: ces matériaux doivent permettre de reproduire un comportement rhéologique similaire aux matériaux réels. En second lieu, il est nécessaire que des règles de similitude soient respectées entre le modèle et l'exemple naturel: on parle alors de dimensionnement, dont les premières idées furent introduites par Hubbert (1937, 1951). Il doit y avoir une homothétie géométrique (rapports de tailles) et dynamique (rapports de forces). On utilise des nombres sans dimension qui doivent être similaires, ou du moins du même ordre de grandeur, entre la nature et le modèle.

La première étape du dimensionnement est de définir un ensemble de paramètres permettant de décrire le système, c'est-à-dire un nombre nécessaire et suffisant de variables indépendantes pour le déterminer (Middleton and Wilcock, 1994). De ces paramètres, on déduit le nombre minimum de dimensions de ce système (en utilisant les équivalences classiques telles que $N \equiv \text{kg.m.s}^{-1}$). En mathématiques, le théorème de Buckingham, ou théorème Pi établit que si une équation physique met en jeu N variables dépendantes de n unités fondamentales, alors il existe une équation à $N-n$ variables sans dimension, construite à partir des variables originelles, qui permet de décrire le système de manière équivalente (Buckingham, 1914). La conséquence de ce théorème en modélisation analogique est qu'il fixe à $N-n$ la quantité de nombres sans dimension nécessaire au dimensionnement. La solution n'est pas unique : il faut ensuite choisir des nombres pertinents. Certains ont en effet une signification physique pertinente dans le cas considéré (par exemple le nombre de Reynolds qui détermine le régime d'écoulement), d'autres non.

Quelques exemples de matériaux analogues

Un grand nombre de matériaux ont été utilisés en modélisation analogique (Koyi, 1997) pour leurs propriétés rhéologiques ainsi que pour leur aspects pratiques (transparence, etc.). Les expériences d'Holohan et al. (2005), de Roche et al. (2000) et d'Acocella et al. (2000, 2001,

2003), déjà évoquées dans le premier chapitre de ce manuscrit, utilisent du sable sec comme matériau analogue pour simuler le comportement fragile de la croûte supérieure (Fig. 3.30). Le sable est un matériau granulaire dont le comportement peut être considéré comme plastique. La déformation plastique s'opère par glissements grain à grain et la déformation se



concentre dans des bandes de cisaillement fines qu'on peut assimiler à des failles. La répartition de ces bandes de cisaillement montre que la déformation du sable obéit à une loi de type Mohr-Coulomb avec un angle de frottement interne de 30° , critère qu'on utilise également pour approximer la rupture des roches de la croûte supérieure (Hubbert, 1951). Pour simuler le comportement visqueux d'un magma non solidifié, les auteurs utilisent des fluides visqueux newtoniens, les silicones.

Figure 3.30 : Exemple de modèle de dôme résurgent réalisé à partir d'une intrusion de silicone dans du sable, vu de haut (a) et en coupe (b). On met en évidence des failles inverses à pendage vers l'intérieur et des failles normales à pendage vers l'extérieur. Figure d'après Acocella et al., 2000.

Il est intéressant de noter que le sable et la silicone sont aussi couramment utilisés pour simuler les déformations à une autre échelle: celle de la croûte. En effet, la silicone est un bon analogue pour reproduire les déformations de la croûte inférieure qui peut, sur des grandes échelles de temps, être considérée comme un matériel visqueux (e.g. Davy et Cobbold, 1991; Brun et al., 1994; Michon et Merle, 2003; Fig. 3.31).



Figure 3.31 : d'après Brun et al., 1994. Résultat d'une expérience d'extension dans un analogue de croûte représentée initialement par des couches de sable reposant horizontalement sur une couche de silicone.

Dans le domaine restreint de la modélisation des intrusions crustales, d'autres matériaux peuvent également être utilisés. Pour la croûte supérieure ou les édifices volcaniques, on utilise notamment des poudres (farine, Walter et Troll, 2001; poudre de silice, Galland et al., 2009; poudre d'alumine, Marti et al., 1994) ou de la gélatine, qui présente l'avantage d'être transparente (e.g. Chanceaux et Menand, 2014). Le fluide visqueux est, lui aussi, variable. Certaines études utilisent des huiles, notamment pour étudier des problématiques de solidification. Certaines études utilisent tout simplement de l'air ou de l'eau injectés dans une enveloppe déformable (Fig. 3.32).

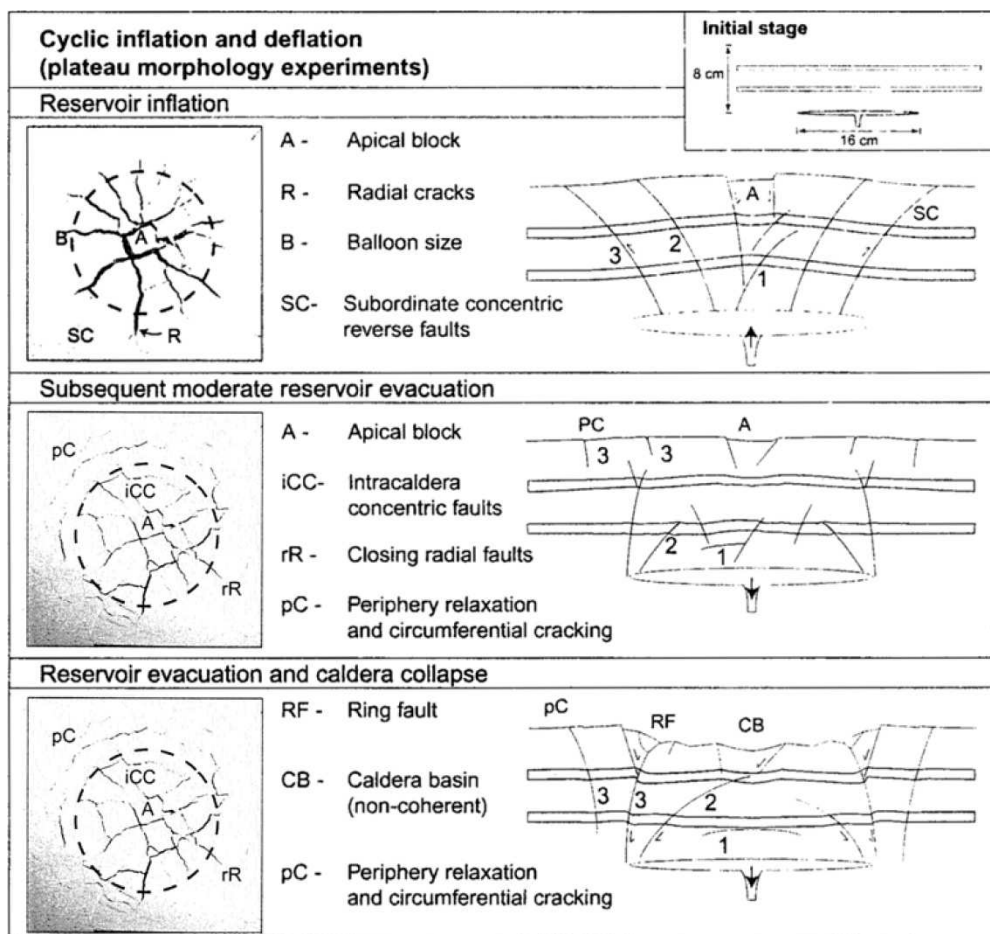


Figure 3.32 : Cycles d'inflations et de déflations d'une chambre magmatique représentée par un ballon gonflé et dégonflé par injection et évacuation d'eau, d'après Walter et Troll (2001).

Application

Afin de modéliser la formation des dômes résurgents sous l'effet d'une intrusion magmatique, nous avons utilisé un fluide visqueux newtonien (silicone) comme analogue du magma et un mélange de sable et de plâtre secs pour reproduire le comportement fragile de la croûte. Ce

mélange en proportions 92% - 8% (en masse) permet d'obtenir un milieu granulaire faiblement cohésif. En effet, sauf dans le cas de contraintes très faibles, une cohésion non nulle semble plus représentative du comportement de la croûte (Byerlee, 1978). Cette cohésion doit être relativement faible pour respecter l'équilibre des forces en présence (Schellart, 2000). Le comportement du mélange sable-plâtre reste proche de celui du sable pulvérulent obéissant à une loi de Mohr-Coulomb. De la même manière, on peut estimer son angle de frottement interne via l'angle de talus: $\phi = 35^\circ \pm 1,5$. La cohésion peut être évaluée par la méthode proposée en Annexe A des travaux de Merle et al. (2001). Cette méthode utilise la valeur maximale H de la hauteur des parois verticales que l'on peut générer dans le matériau (Fig. 3.33).

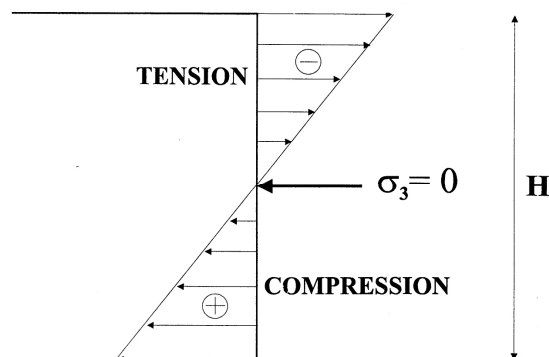


Figure 3.33 : Distribution de σ_3 en fonction de la hauteur au niveau d'une falaise verticale, d'après Merle et al., 2001.

Au point $H/2$, la contrainte σ_3 est nulle, on déduit du critère de Mohr-Coulomb que :

$$\sigma_1 = 2 C \sqrt{\frac{1 + \sin \phi}{1 - \sin \phi}} = \frac{1}{2} \rho g H$$

On en déduit donc une cohésion $C = 40$ Pa par le calcul suivant:

$$C = \frac{1}{4} \rho g H \sqrt{\frac{1 - \sin \phi}{1 + \sin \phi}}$$

La silicone est considérée comme un fluide newtonien de densité 1150 kg.m^{-3} et de viscosité $2,4 \times 10^4 \text{ Pa.s}$. Le dispositif expérimental (Fig. 3.34) est composé d'un réservoir de silicone rectangulaire compressible par le dessous. Cette compression latérale, réalisée symétriquement par deux parties mobiles actionnées par des vérins, est entièrement

transformée en mouvement vertical de la silicone par la géométrie du dispositif. La largeur du réservoir de silicone est variable mais sa longueur est fixe (25 cm). Avant chaque expérience le réservoir est entièrement rempli. La silicone doit reposer plusieurs heures afin que son niveau soit parfaitement plan et pour que les bulles d'air éventuelles aient le temps de s'évacuer. La partie supérieure du dispositif (au dessus du réservoir) peut alors être remplie d'une épaisseur constante de mélange sable-plâtre déposé en couches régulières de 5 mm pour les observations ultérieures. Un appareil photographique acquiert des clichés toutes les 15 minutes en vue du dessus pour suivre l'évolution de la morphologie de surface, et la déformation finale est observée en coupe à la fin de chaque expérience.

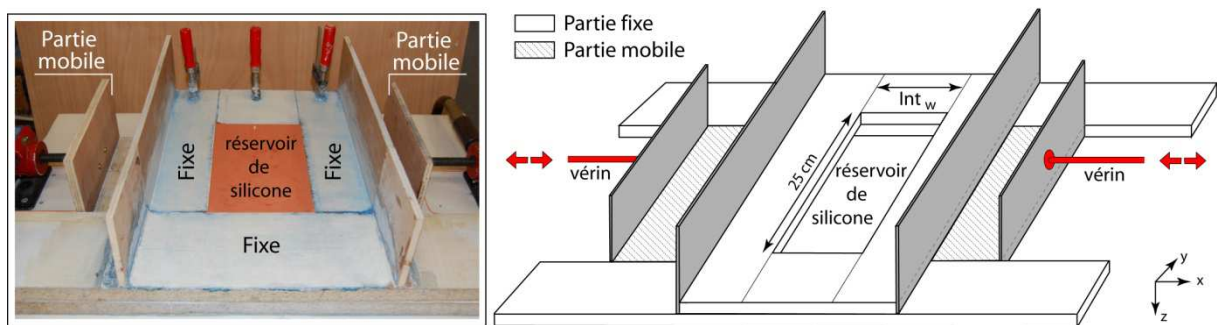


Figure 3.34 : Photographie et schéma du dispositif expérimental utilisé en modélisation analogique

Le système peut être décrit par onze paramètres indépendants. Il s'agit en premier lieu de quatre distances (en m) : l'épaisseur initiale de matériel intrudé (h), et la longueur (R_L), la largeur (R_W), et la hauteur du dôme résurgent (R_H). Il faut ensuite considérer l'angle de frottement interne (ϕ), la densité (ρ_e en kg.m^{-3}) et la cohésion (C en Pa ou $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-2}$) du matériel intrudé, ainsi que la densité (ρ_i en kg.m^{-3}) et la viscosité (μ en Pa.s ou $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) du matériel intrusif. Enfin, les valeurs d'accélération de la pesanteur (g en m.s^{-2}) et la durée de la déformation (t en s) complètent cette liste de paramètres. Le nombre de dimensions est donc de trois (longueur, masse, temps) : il faut, d'après le théorème Pi, huit nombres sans dimension indépendants pour garantir la similitude entre l'expérience et le phénomène réel (e.g. Tibaldi, 1995; Merle et Borgia, 1996).

Trois de ces nombres sont des rapports géométriques :

$$\pi_1 = \frac{R_L}{R_W} \quad ; \quad \pi_2 = \frac{h}{R_W} \quad ; \quad \pi_3 = \frac{R_H}{R_W}$$

Les autres nombres sans dimension doivent décrire l'équilibre des forces dans le système. L'angle de frottement du matériel intrudé est, lui aussi, directement un nombre sans dimension:

$$\pi_4 = \phi$$

Il faut également considérer le rapport entre la contrainte gravitationnelle et la cohésion dans le matériel intrudé (π_5), le rapport de densités du matériel intrusif et du matériel intrudé (π_6), et le rapport entre la contrainte gravitationnelle et la viscosité dans le matériel intrusif (π_7).

$$\pi_5 = \frac{\rho_e g h}{C} \quad ; \quad \pi_6 = \frac{\rho_e}{\rho_i} \quad ; \quad \pi_7 = \frac{\rho_i g R_H t}{\mu}$$

Enfin, il faut considérer le rapport entre forces inertielles et forces visqueuses au sein du fluide intrusif, qui est décrit par le nombre de Reynolds.

$$\pi_8 = \frac{\rho_i R_H^2}{\mu t}$$

Le nombre de Reynolds décrit le type d'écoulement (laminaire, turbulent). En pratique, il est difficile d'avoir le même nombre de Reynolds dans la nature et les expériences. Cependant, le type d'écoulement doit impérativement être respecté.

Plus d'une vingtaine d'expériences ont été menées en faisant varier la largeur de l'intrusion et l'épaisseur de sable-plâtre. Le détail des paramètres utilisés ainsi que les résultats principaux de cette étude sont présentés en section 2 du chapitre 5.

c) Modélisation numérique

Intérêt

Le premier intérêt de la modélisation numérique est de pouvoir répéter un très grand nombre d'expériences en un minimum de temps afin de réaliser notamment des études systématiques de certains paramètres. Le second intérêt est plus ambigu, il consiste à pouvoir s'affranchir des contraintes liées aux matériaux analogues pour pouvoir fixer les paramètres rhéologiques que l'on souhaite, éventuellement plus proches des matériaux réels. Cependant, il s'agit également de la plus grande difficulté liée à l'utilisation de la modélisation numérique : celle de bien comprendre la rhéologie des matériaux géologiques et de pouvoir la formaliser correctement.

Les modèles numériques ont été réalisés en éléments finis grâce au logiciel COMSOL Multiphysics 4.3, dans l'objectif de confronter ces résultats à ceux de la modélisation analogique, et de tester la robustesse des estimations de profondeurs de source de déformation pour le Yenkahe. Ils ont également permis d'évaluer l'influence des paramètres du milieu sur les résultats obtenus afin de discuter plus en détail l'ensemble des résultats de modélisation (analogique et numérique).

Quelques exemples de modèles en volcanologie

De nombreux modèles de déformation en volcanologie font l'approximation d'un milieu élastique linéaire, ce qui reste valable pour de petits déplacements (quelques dizaines de centimètres à quelques mètres tout au plus). C'est, par exemple, le cas des travaux de Cayol et Cornet (1998) qui modélisent les déformations du Piton de la Fournaise associées à la crise éruptive de 1983-1984 (Fig. 3.35). Leur modèle en éléments de frontières considère la mise en pression d'un dike dans un milieu élastique.

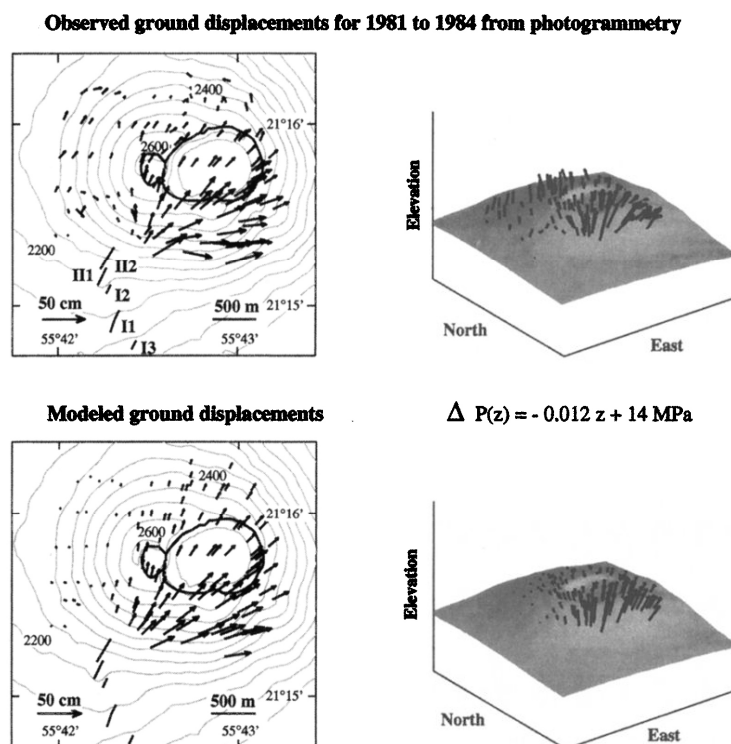


Figure 3.35 : Exemples de déformation au Piton de la Fournaise modélisée par une source en pression dans un milieu élastique, d'après Cayol et Cornet, 1998.

Des modèles alternatifs au comportement élastique pur existent, permettant notamment d'expliquer des déformations de plusieurs mètres avec des pressions moindres. Casagli et al. (2009) tentent de reconstituer les déformations observées à Stromboli au cours de la phase paroxysmale de Février-Mars 2007. Pour cela ils utilisent un code en différences finies (FLAC 3D) afin de modéliser la propagation de dikes et de sills au sein d'un édifice élastoplastique (Fig. 3.36).

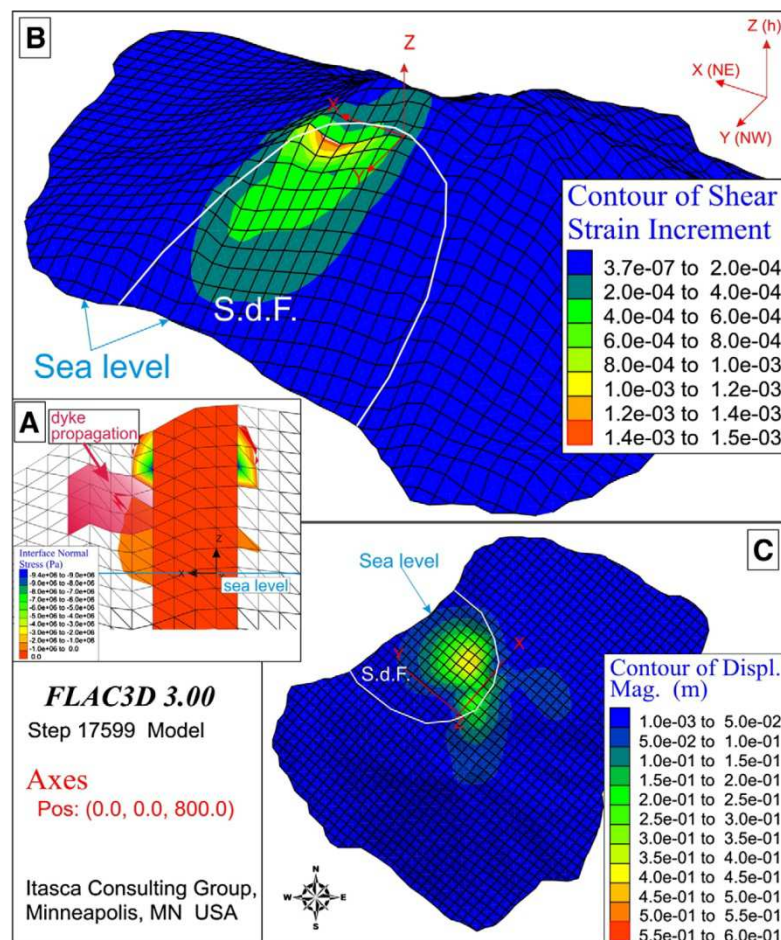


Figure 3.36 : Résultats de la propagation latérale d'un dike (a) sous l'édifice du Stromboli considéré comme un milieu élastoplastique. (b) Déformation cisailante et (c) déplacements engendrés dans la Sciara del Fuoco. Figure d'après Casagli et al., 2009.

A Long Valley, Newman et al. (2006) proposent d'expliquer les déformations mesurées entre 1995 et 2000 à l'aide de modèles en différences finies comportant une source originale. Cette source est constituée par un ellipsoïde en surpression, représentant la chambre magmatique, au sein d'une coquille viscoélastique (Fig. 3.37). Cette coquille représente l'ensemble des roches à haute température et fortement endommagées qui entourent très probablement les

corps magmatiques réels. L'ensemble de la source et de sa coquille est placé au sein d'un milieu élastique. Cette rhéologie permet, selon les auteurs, de mieux reproduire les déplacements mesurés en surface en comparaison des modèles élastiques.

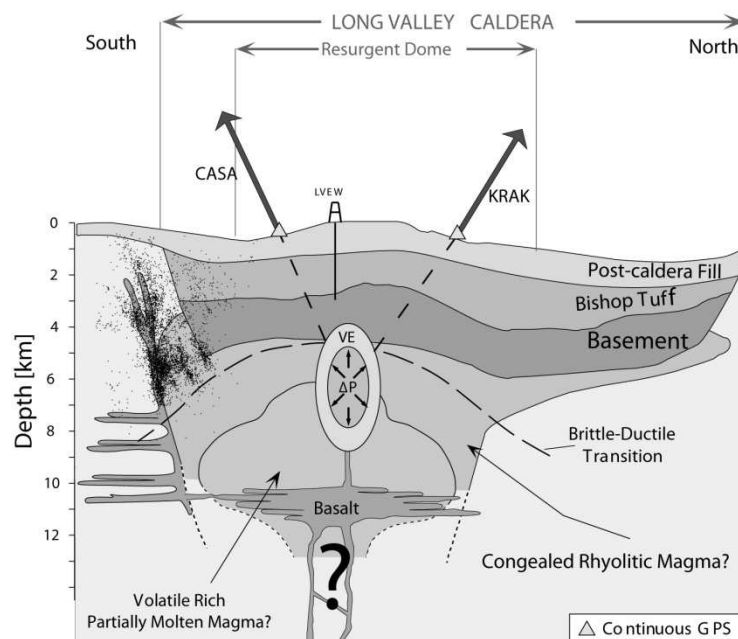


Figure 3.37 : Schéma montrant la position de la source de pression au sein de la caldeira, entourée de sa coquille viscoélastique (VE), d'après Newman et al, 2006. Les stations GPS CASA et KRAK, ainsi que l'orientation des vecteurs de déplacement en ces points sont indiquées.

Ces quelques exemples illustrent la multiplicité des modèles de déformation possibles et donc la non-unicité des solutions dans le cadre de la recherche de la source à partir de déformations observées en surface. Les choix de rhéologie et de conditions aux limites sont donc déterminants dans les résultats du modèle numérique.

Choix du modèle et approximations

Vu l'ampleur des déformations considérées (300 m de hauteur et 3 km de largeur), il apparaît illusoire de faire l'approximation d'un milieu élastique. De plus, la présence de failles au sommet du dôme est avérée (graben sommital), et celle constituant les bords du dôme est fortement soupçonnée: la déformation est en effet très confinée, puisqu'on passe d'un plancher de la caldeira relativement plat à des pentages mesurés entre 20 et 70° sur les bords du dôme. Ces failles bordières sont également visibles au sein de quelques caldeiras résurgentes érodées.

Nous avons donc considéré un milieu élastoplastique avec un critère de plasticité de type Drucker-Prager:

$$\sqrt{J_2} = \alpha I_1 + K$$

où I_1 est le premier invariant du tenseur des contraintes, et J_2 est le deuxième invariant du tenseur déviateur. Les constantes α et K sont définies en fonction de l'angle de frottement interne ϕ et la cohésion C (Pa) du matériau :

$$\alpha = \frac{\tan \phi}{\sqrt{9 + 12 \tan^2 \phi}} \quad \text{et} \quad K = \frac{3 C}{\sqrt{9 + 12 \tan^2 \phi}}$$

Ce critère est proche d'un critère de Mohr-Coulomb, cependant il est continument dérivable, ce qui le rend plus facile à implémenter dans les modèles numériques. Les bandes de cisaillement permettent d'approximer la localisation des failles dans la réalité, tout comme dans le modèle analogique d'ailleurs. Dans la réalité justement, les édifices sont généralement fracturés à grande échelle et la frontière est mince entre failles et bandes de cisaillement cataclasiques.

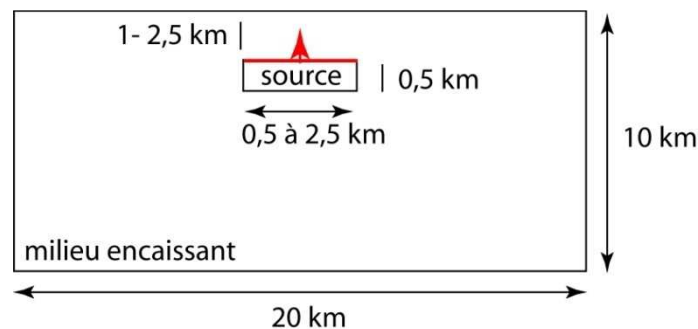


Figure 3.38 : Géométrie du modèle numérique utilisé.

Les modèles numériques ont été réalisés en deux dimensions, considérant une source rectangulaire dont le toit est en déplacement vertical (Fig. 3.38). Ce choix géométrique est issu de l'observation d'intrusions au toit plat, ou très peu penté, au cœur de structures résurgentes (e.g. Yoshida, 1984; Takahashi, 1986; Fridrich et al., 1991; Lipman et al., 1993). Les intrusions visqueuses des modèles analogiques montrent une altération de la forme du toit au cours de la résurgence, celui-ci évoluant vers des formes triangulaires ou quadrangulaires. Si cette évolution peut être représentative de grands corps magmatiques en profondeur, le

maintien de la forme plane du toit dans les modèles numériques paraît plus proche de processus intrusifs tels que l'empilement de sills.

La source est placée au sein d'un milieu encaissant dont les frontières sont suffisamment lointaines pour ne pas perturber la déformation observée. La topographie initiale au sein de la caldera est supposée plane. Tout comme dans les modèles analogiques, l'existence d'hétérogénéités du milieu au départ, n'a pas été prise en compte. Les intervalles de valeurs considérés pour la largeur et la profondeur de la source sont basés sur des a priori issus de la modélisation analogiques et vérifiés a posteriori.

Plusieurs difficultés émanent de la mise en œuvre de ces modèles. Une première est liée au fait qu'on souhaite réaliser des grandes déformations: les problèmes de convergence apparaissent. En effet, en grande déformation, le calcul des variables élasto-plastique peut échouer lorsque la déformation plastique devient trop élevée et étire trop le maillage. Pour remédier à ce problème et aller plus loin dans le calcul, il faudrait pouvoir identifier la ou les mailles problématiques et densifier le maillage à cet endroit. Le maillage des modèles est constitué de cellules triangulaires allant de 50 m en surface et autour de la source à 100 m par ailleurs. Ceci représente un bon compromis entre le temps de calcul, le fait d'aboutir à des résultats précis en surface et le fait d'éviter l'échec prématuré du modèle. Une seconde difficulté est liée à notre critère de plasticité. Les matériaux réels ont une résistance moins forte en traction qu'en cisaillement. Or les matériaux modélisés n'ont qu'un critère de plasticité en cisaillement, et la résistance à la traction est de ce fait surestimée.

Les paramètres utilisés et les résultats de cette étude sont détaillés en section 3 du chapitre 5.

Enfin, il faut garder à l'esprit les limites de la modélisation, qu'elle soit analogique ou numérique. La qualité des modèles est d'une part déterminée par les effets, souvent mal contraints, de la simplification du problème (homogénéité, isotropie, etc...). Cette simplification est tributaire des avancées techniques. Mais la qualité des résultats repose avant tout sur une bonne caractérisation des comportements et propriétés physiques des matériaux réels. La modélisation ne peut donc pas s'affranchir de l'étude de cas naturels pour s'améliorer.

3. Méthodes géophysiques

Les méthodes géophysiques ont été utilisées afin de mieux contraindre la structure interne du système Siwi-Yenkahe-Yasur, de mieux comprendre l'histoire de sa formation et de mieux localiser le système hydrothermal associé. Entre 2004 et 2012, un grand nombre de méthodes ont été mises en œuvre dans la caldera de Siwi, dont les résultats sont présentés en chapitre 6 de ce manuscrit. S'agissant d'un travail collaboratif, la gravimétrie et le TDEM (Time-Domain Electromagnetics) n'ont pas été traités dans le cadre de cette thèse, ces deux méthodes ne seront pas présentées dans ce chapitre méthodologique.

a) Magnétisme

La prospection magnétique est une technique d'investigation très ancienne (datant probablement du Moyen Age), utilisée à des échelles très différentes, depuis les applications archéologiques jusqu'à l'étude de la structure des continents et des océans. Les mesures magnétiques sur le dôme résurgent du Yenkahe ont été envisagées dans une optique exploratoire. Comme le montrent les résultats exposés au chapitre 6, elles ont notamment permis d'apporter des contraintes sur la lithologie de surface et l'altération hydrothermale.

Notion de dipôle magnétique

La matière aimantée (principalement représentée au sein des roches par des minéraux contenant des oxydes de Fe-Ti) peut être considérée comme une somme de dipôles élémentaires. Du point de vue de l'électromagnétisme, un **dipôle magnétique élémentaire** peut être représenté par une boucle infinitésimale d'aire A_{cd} (en m^2) parcourue par un courant I (en ampères ; Fig. 3.39a). Le **moment magnétique** \vec{m} du dipôle, qui mesure l'intensité du champ magnétique engendré par ce dipôle, est défini comme le vecteur suivant :

$$\vec{m} = I A_{cd} \vec{n}$$

Le vecteur unitaire \vec{n} définit l'orientation du dipôle, il est dirigé perpendiculairement à la boucle. La norme du vecteur $m = |\vec{m}| = I \times A_{cd}$ représente la force du dipôle ($A \cdot m^2$). A est

supposé infiniment petit, et I suffisamment grand pour que cette force m reste finie. Au niveau atomique, le magnétisme peut être lié à un courant orbital, engendré par la rotation d'un électron du noyau de l'atome auquel il appartient, ou au spin de certaines particules.

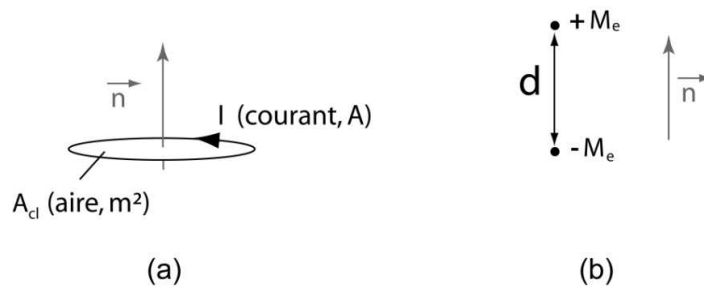


Figure 3.39 : Dipôle magnétique vu comme (a) une boucle de courant, (b) un système de deux masses magnétiques appariées, modifié de Gerl et Issi, 1997.

On peut également représenter ce dipôle comme un système de deux masses magnétiques appariées $+M_e$ et $-M_e$ (M_e est la masse du dipôle en A.m) séparées d'une distance d (en m ; Fig. 3.39b). Dans ce cas, le moment magnétique peut être exprimé ainsi, le vecteur unitaire \vec{n} étant dirigé du pôle négatif vers le pôle positif :

$$\vec{m} = M_e \times d \vec{n}$$

Une caractéristique fondamentale du moment du dipôle magnétique est qu'il tend à tourner de manière à s'aligner avec un champ extérieur imposé.

La notion de masse magnétique est fictive mais elle permet de faire le parallèle avec la gravitation. En effet, la gravité \vec{F}_g (N) s'exerçant entre deux corps de masses gravitaires M_{G1} et M_{G2} (kg) peut s'exprimer ainsi:

$$\vec{F}_g = G M_{G1} M_{G2} / D^2$$

G est la constante de gravitation universelle ($6,67 \times 10^{-11} m^3.kg^{-1}.s^{-2}$) et D la distance entre les deux corps. De la même manière, la force de Coulomb \vec{F}_c (N) qui s'exerce entre deux masses magnétiques M_{e1} et M_{e2} (A.m) séparées d'une distance D (m) est de la forme :

$$\vec{F}_c = K M_{e1} M_{e2} / D^2$$

Ces deux forces dérivent d'un potentiel.

Aimantation

L'aimantation \vec{M} d'un corps à l'échelle macroscopique est définie comme la somme par unité de volume des moments dipolaires microscopiques :

$$\vec{M} = \frac{1}{V} \sum_{i=1}^N \vec{m}_i(\vec{r}_i)$$

V désigne le volume total du corps, et les moments magnétiques individuels des N dipôles magnétiques sont représentés par les $\vec{m}_i(\vec{r}_i)$, où \vec{r}_i est le vecteur position du $i^{\text{ème}}$ dipôle. Dans un corps magnétique, un certain nombre de dipôles sont alignés de sorte que l'aimantation résultante est non nulle. Dans un corps non magnétique, les dipôles sont orientés au hasard, de sorte que l'aimantation \vec{M} s'annule.

L'aimantation, qui traduit donc l'alignement des dipôles élémentaires au sein d'un matériau magnétique, peut avoir plusieurs origines. On parle d'**aimantation induite** lorsque celle-ci est provoquée par la présence d'un champ d'excitation (comme le champ magnétique terrestre). L'aimantation induite disparaît si ce champ est coupé. On distingue les matériaux **paramagnétiques** (ex : Al, Mg) qui s'aimantent dans la même direction que le champ exciteur, et les matériaux **diamagnétiques** (ex : C, H₂O) qui s'aimantent dans la direction opposée. En première approximation et dans des conditions stables, on peut considérer que l'aimantation induite \vec{M}_I est proportionnelle à l'excitation magnétique appliquée \vec{H} :

$$\vec{M}_I = \chi_m \vec{H}$$

La constante de proportionnalité, dite **susceptibilité magnétique**, est positive pour les matériaux paramagnétiques et négative pour les diamagnétiques. Cette constante dépend généralement de la température pour les matériaux paramagnétiques. Les matériaux paramagnétiques et diamagnétiques ont une aimantation tellement faible qu'elle n'aura virtuellement pas d'effet sur la mesure du champ magnétique total à la surface de la Terre.

L'aimantation peut cependant subsister même en l'absence du champ exciteur, on parle alors d'hystérésis magnétique ou d'**aimantation rémanente**. C'est le cas des matériaux ferromagnétiques, dont la première aimantation (induite) est généralement associée à des susceptibilités positives très élevées (typiquement $\chi_m = 200$ pour Fe contre $\chi_m = -2 \cdot 10^{-5}$ pour le carbone et $2 \cdot 10^{-5}$ pour l'aluminium). Peu de minéraux naturels jouissent de propriétés

ferromagnétiques: ce sont essentiellement les minéraux de la famille de la magnétite (Fe_3O_4 , $\chi_m > 0,1$) et secondairement de l'ilménite (FeTiO_3 , $\chi_m = 0,05$; Parriaux, 2009). L'aimantation rémanente concerne donc particulièrement les roches magmatiques mafiques. L'aimantation des roches est en général majoritairement **thermorémanente**, c'est à dire que l'aimantation est acquise lorsque la roche passe en dessous d'une **température de Curie** et qu'elle perdure tant que cette température n'est pas dépassée. Le champ terrestre étant variable dans le temps, l'aimantation thermorémanente garde donc en mémoire un **champ fossile**. D'autres types d'aimantations rémanentes existent cependant, dont la plus importante est sans doute l'**aimantation rémanente visqueuse**. Représentant jusqu'à 1/5 de l'aimantation rémanente (Prévot et Grommé, 1975), elle est acquise par une exposition à un champ externe pendant de longues périodes de temps. Elle tend à ramener l'aimantation rémanente des roches dans la direction du champ actuel.

Dans les roches magmatiques mafiques, il existe à la fois une aimantation induite et rémanent. La proportion entre les deux est décrite par le **coefficient de Koenigsberger**, généralement très en faveur de l'aimantation rémanente.

Définition du champ magnétique

Communément, un objet géologique magnétique peut être approximé par un dipôle magnétique de moment macroscopique \vec{M} . Cette approximation est valable si l'on se trouve à une distance suffisamment grande du corps magnétique (au moins plusieurs fois sa taille). Le **champ magnétique** $\vec{B}(P)$ mesuré par un magnétomètre au point d'observation P, et produit par le dipôle magnétique situé au point Q, est donné par:

$$\vec{B}(P) = \frac{\mu_0 M}{4\pi r^3} [3 (\hat{M} \cdot \hat{r}) \hat{r} - \hat{M}]$$

M désigne la force du dipôle : $M = |\vec{M}|$. La distance r entre la source et l'observateur est donnée par $r = |\vec{r}|$. Le vecteur position \vec{r} est défini par $\vec{r} = \vec{r}_P - \vec{r}_Q$ (Fig. 3.40a). \hat{M} et \hat{r} sont les vecteurs unitaires.

$$\hat{M} = \frac{\vec{M}}{M} \quad \text{et} \quad \hat{r} = \frac{\vec{r}}{r}$$

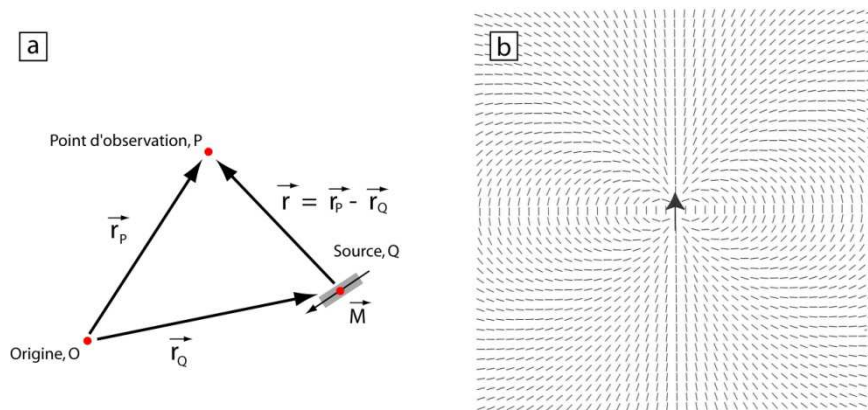


Figure 3.40 : (a) Vecteurs utilisés dans la définition du champ magnétique. (b) Lignes de champ d'un dipôle magnétique. Figure d'après Everett (2013).

La quantité μ_0 est la perméabilité magnétique du vide: elle mesure la force du couplage magnétique entre deux boucles de courant dans le vide, et sa valeur est de $4\pi \times 10^{-7}$ H/m. On peut facilement calculer les lignes de champ associées à un dipôle dans un milieu homogène (Fig. 3.40b). Parfois il est pratique d'introduire un autre champ \vec{H} . La relation entre \vec{B} et \vec{H} dans un milieu magnétique linéaire isotrope, ce qui correspond à la plupart des géomatériaux, est $\vec{B} = \mu \vec{H}$, où μ désigne la perméabilité magnétique du milieu (en général $\mu > \mu_0$). En prospection géophysique, les mesures se font dans l'air, un milieu non magnétique : la différence entre B et H n'est donc pas significative.

Champ magnétique terrestre

En 1838, Gauss démontre que la plus grande partie du champ magnétique est d'origine interne. Par la suite, on a déterminé que le champ magnétique terrestre avait plusieurs sources, la principale étant localisée dans le noyau externe fluide de la Terre. Le champ magnétique y est généré et entretenu par effet dynamo. La polarité et l'intensité de ce champ d'origine nucléaire (dit champ principal) connaissent des variations séculaires. L'intensité du champ principal est actuellement de 40 000 nT en moyenne à la surface de la Terre, variant de 30 000 nT à l'équateur à 65 000 nT aux pôles. L'aimantation de la croûte constitue une autre source de champ magnétique. Cette aimantation ne concerne que les 20 à 30 premiers kilomètres de la croûte, dont la température est inférieure à la température de Curie de la magnétite ($\sim 580^\circ\text{C}$). L'intensité de ce champ crustal à la surface de la Terre est généralement de l'ordre de 100 nT à la surface des océans par exemple, mais elle peut atteindre localement plusieurs milliers de nT en fonction des roches rencontrées.

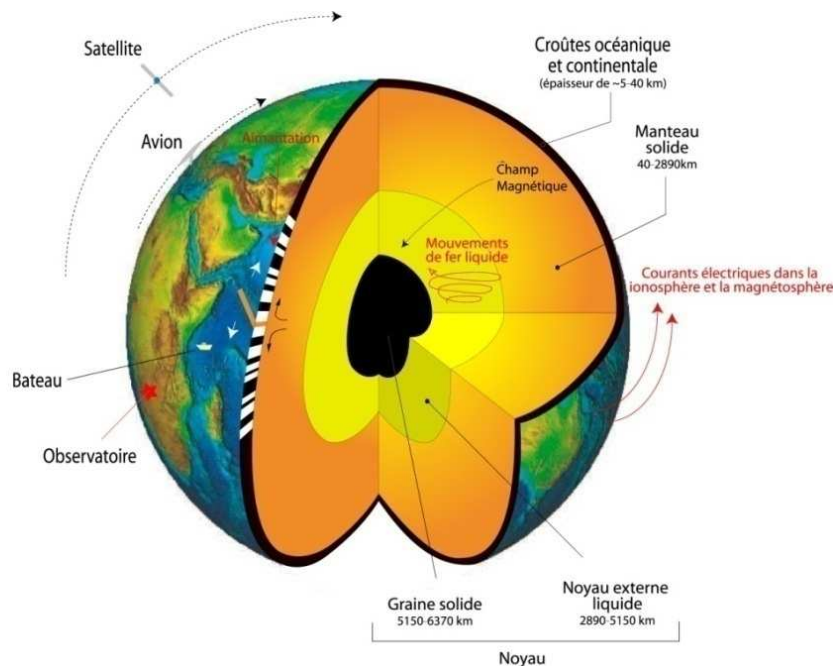


Figure 3.41 : Sources du champ magnétique mesuré à la surface de la Terre, d'après Bouligand (2006): circulation de fluides conducteurs dans le noyau terrestre (champ principal), aimantation de la croûte (champ crustal) et courants électriques dans la ionosphère et la magnétosphère (champ externe). La contribution de ces sources dépend de l'altitude des mesures.

A ce champ d'origine interne s'ajoute une contribution d'origine externe, résultant de l'interaction entre le champ global et le champ magnétique associé aux vents solaires. Premièrement, il existe une compression du champ magnétique terrestre du côté du soleil occasionnant des variations diurnes du champ (quelques dizaines de nT typiquement). En second lieu, cette interaction produit des courants électriques dans la haute atmosphère dont l'instabilité génère des variations temporelles du champ très rapides. Cependant, au sol, l'intensité de ces variations reste limitée avec un ordre de grandeur de quelques dizaines de nT en dehors des événements d'orages magnétiques. Enfin, il existe d'autres sources secondaires de champs magnétiques (courants électriques au sein de la croûte, du manteau, etc.) dont les contributions sont d'amplitude moindre par rapport aux sources précédentes et peuvent donc être considérées comme négligeables.

Classiquement, le vecteur du champ magnétique terrestre \vec{B}_E est décrit par ses trois coordonnées (X,Y,Z) représentant respectivement ses composantes nord, est et verticale (conventionnellement dirigée vers le bas, Fig. 3.42). H désigne classiquement la composante horizontale du champ : $H = \sqrt{X^2 + Y^2}$.

L'intensité totale du champ est donnée par $F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$. L'inclinaison I désigne l'angle vertical entre le vecteur et le plan horizontal, $I = \tan^{-1}(Z/H)$. La déclinaison D est l'azimut du vecteur champ magnétique, $D = \sin^{-1}(Y/H)$.

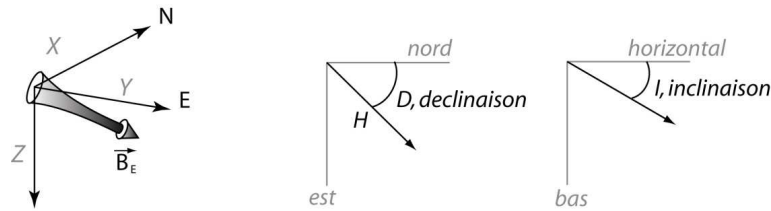


Figure 3.42 : Définition du champ magnétique terrestre mesuré en un point, par son amplitude et par deux angles, l'inclinaison et la déclinaison, d'après Blakely, 1995.

D'après la théorie des potentiels, le champ principal $\vec{B}(P)$ peut être écrit comme l'inverse du gradient d'un potentiel scalaire V : $\vec{B}(P) = -\nabla V(P)$. Le potentiel magnétique V obéit à l'équation de Laplace : $\nabla^2 V = 0$. Les solutions de cette équation sont des harmoniques sphériques, particulièrement pratiques pour décrire de manière compacte le champ magnétique à la surface d'un sphéroïde comme la Terre. L'ensemble des mesures mondiales (à terre, par bateaux, avions et satellites) est réuni dans une base de données afin de déterminer la décomposition en harmoniques sphériques la plus adéquate pour modéliser le champ principal: il s'agit du modèle de référence dit IGRF (International Geomagnetic Reference Field), recalculé tous les 5 ans en raison des variations séculaires.

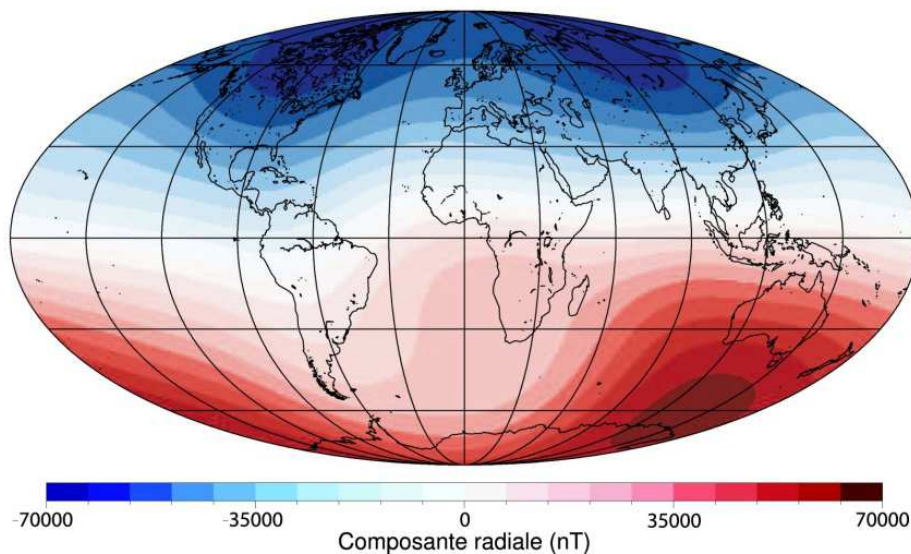


Figure 3.43 : Carte de la composante radiale du champ magnétique principal calculée selon le modèle IGRF à la surface de la Terre en 2000, d'après Maus et al. (2005).

Si on ne garde que les termes d'ordre 1 de la décomposition en harmoniques, on obtient un potentiel de la forme :

$$V_D = \frac{\mu_0}{4\pi r^2} [\overline{m}_E \cdot \hat{r}]$$

V_D s'apparente au potentiel généré par un dipôle géocentrique de moment vectoriel \overline{m}_E .

La figure 3.43 montre la composante radiale des modèles IGRF en 2000. La morphologie du champ est globalement dipolaire: elle est similaire à ce que pourrait générer un barreau aimanté placé à 400 km du centre de la Terre (vers le pôle Nord) et incliné de 11° par rapport à son axe de rotation. Toutefois, les lignes de niveau ne sont pas rectilignes et on observe, dans l'hémisphère nord, deux lobes d'intensité maximale, attestant de la contribution significative de composantes non dipolaires (environ 10%).

Principes de la mesure

Le magnétomètre à protons utilise le fait qu'une charge électrique en rotation, ici un proton, se comporte comme un petit aimant qui va s'orienter dans le champ magnétique terrestre. A l'intérieur du détecteur, les protons sont orientés dans le champ magnétique d'une bobine parcourue par un courant électrique. Pour effectuer une mesure, on coupe le courant dans la bobine : les protons vont se réaligner dans le champ magnétique terrestre. En changeant de direction pour se réaligner, les protons subissent un mouvement de précession produisant un champ alternatif dont la fréquence (fréquence de Larmor) est proportionnelle au champ magnétique terrestre. Les magnétomètres de type Overhauser utilisent une fréquence excitatrice élevée, ce qui permet de réaliser des mesures à haute fréquence (cinq par seconde ou plus).

Les mesures de champ total (T) ont été effectuées avec un magnétomètre à protons GEM GSM-19, utilisé en mode portable, avec une fréquence de mesures de 2 Hz (Fig. 3.44). La résolution propre du GSM-19 est de 0,01 nT.



Figure 3.44 : Réalisation des mesures sur le terrain (2012) à l'aide du GSM-19 portable.

Anomalies mesurées et traitement

En tout point de la surface du globe, on peut définir le champ principal \vec{B}_E et la contribution de sources locales \vec{B}_T . Le champ total mesuré correspond alors à $\vec{B}_{OBS} = \vec{B}_E + \vec{B}_T$. La différence entre le champ total mesuré et le champ principal calculé à partir d'un modèle IGRF permet donc de calculer des **anomalies magnétiques en champ total T**, définies par :

$$T = |\vec{B}_{OBS}| - F, \quad \text{avec } F = |\vec{B}_E|$$

Les variations du champ d'origine externe varient selon les lieux et les jours mais restent en général de l'ordre de quelques dizaines de nT. Dans notre cas, les anomalies mesurées étaient de l'ordre de plusieurs centaines à plusieurs milliers de nT. Nous avons donc négligé les variations du champ externe. Les anomalies obtenues peuvent donc être principalement associées à l'aimantation de la croûte. De plus, les mesures effectuées à plusieurs jours d'intervalle sur les mêmes secteurs géographiques donnent une bonne reproductibilité (elles confirment l'ordre de grandeur des variations d'origine externe).

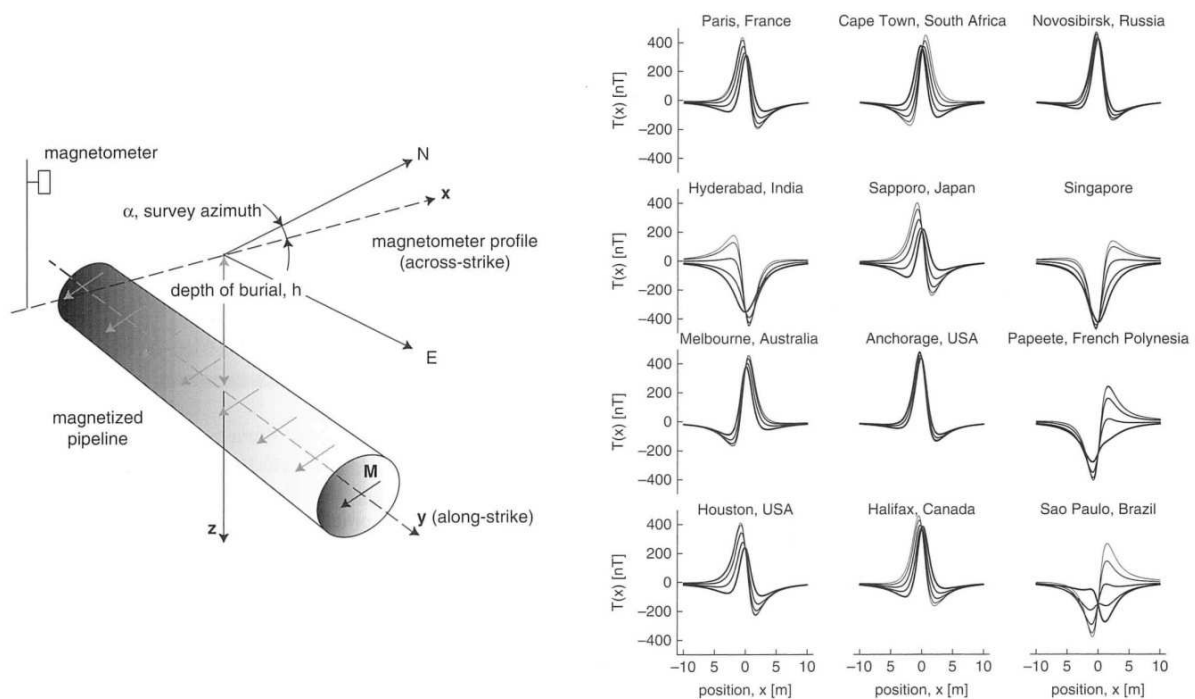


Figure 3.45 : Anomalie totale liée à une conduite magnétique enterrée en différents points du globe et selon différents azimuts, d'après Everett (2013).

F étant très grand devant $|\vec{B}_T|$, \vec{B}_{OBS} et \vec{B}_E sont généralement presque colinéaires. Sous cette condition, l'anomalie T peut être approximée par :

$$T = \vec{B}_T \cdot \hat{B}_E$$

\hat{B}_E est le vecteur unitaire dans la direction du champ principal. L'anomalie en champ total est donc simplement la projection du champ créé par les sources locales \vec{B}_T dans la direction du champ géomagnétique ambiant. Il apparaît donc clairement que l'anomalie en champ total liée à une source donnée dépend fortement du lieu géographique dans laquelle les mesures sont effectuées. La figure 3.45 montre l'anomalie magnétique théorique associée à la présence d'un pipeline enterré en différents points du globe, et mesurée selon plusieurs azimuts.

L'interprétation des anomalies magnétiques telles qu'elles sont mesurées (Fig. 3.46) est donc délicate car le signal résulte de sources multiples et la forme des anomalies associées à ces sources n'est pas triviale.

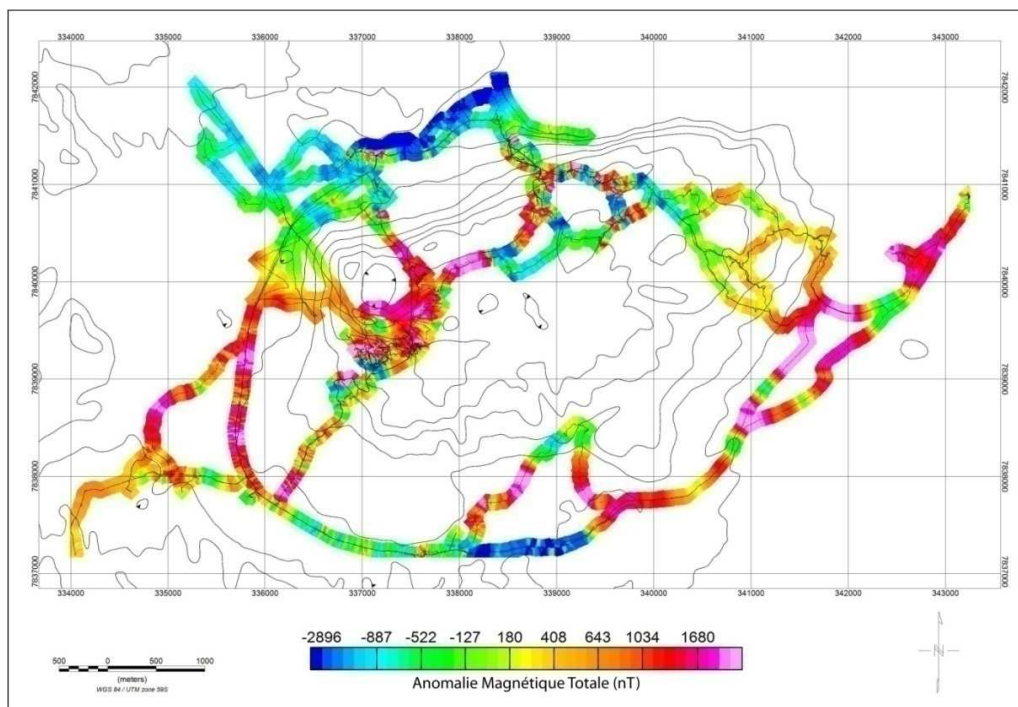


Figure 3.46 : Anomalies magnétiques totales mesurées dans la caldera de Siwi (champ total corrigé de l'IGRF) montrant le domaine couvert et l'amplitude des anomalies.

De nombreux outils existent pour aider à l'interprétation des données magnétiques. **La continuation vers le haut** transforme le champ potentiel mesuré sur une surface en ce même

champ tel qu'il serait mesuré sur une surface plus éloignée des sources. Cette transformation atténue les faibles longueurs d'ondes, elle accentue donc relativement la signature des structures les plus profondes.

La dualité positive-négative et l'asymétrie des anomalies sont liées à la nature dipolaire des sources magnétiques. **La réduction au pôle** (Reduction-to-pole, RTP) a été introduite par Baranov (1957) et Baranov et Naudy (1964) dans l'intention de « corriger » cette asymétrie. Basée sur des processus complexes de dérivations et d'intégrations, la transformation du signal "replaces" les anomalies à l'aplomb des sources de manière à pouvoir les corrélérer avec d'autres types d'informations géophysiques ou géologiques.

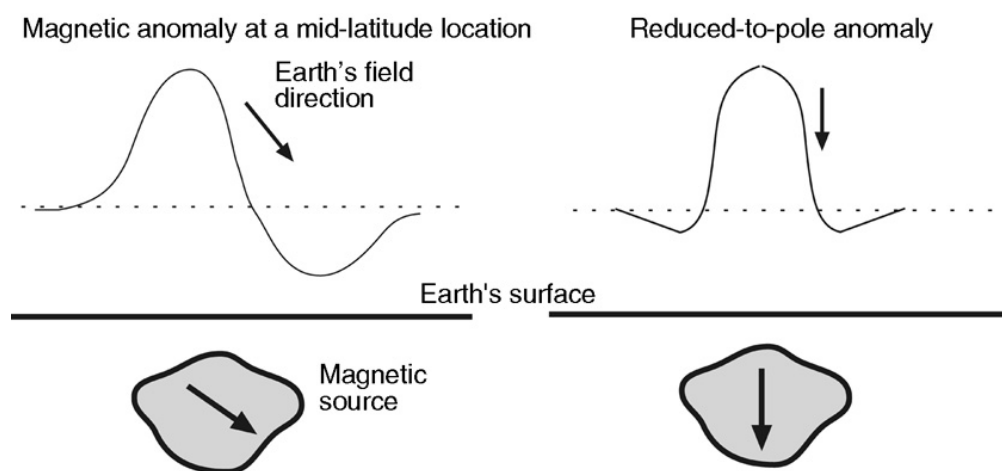


Figure 3.47 : d'après Gubbins et Herrero-Bervera (2007). Anomalie magnétique avant et après réduction au pôle.

La réduction au pôle montre la réponse qu'aurait une source équivalente aimantée verticalement et observée au pôle sud magnétique de la Terre (Fig. 3.47, Gubbins et Herrero-Bervera, 2007). La réduction au pôle fait l'hypothèse d'une aimantation induite, ou au moins colinéaire au champ terrestre actuel utilisé pour le calcul. Dans le cas de sources à aimantation rémanente, cette hypothèse est presque toujours considérée comme valable car, dans la mesure où les excursions des pôles magnétiques restent rares, les variations de la déclinaison et de l'inclinaison en un point du globe restent, au signe près, relativement limitées. Si le paléo-champ est connu, il peut également être utilisé pour la réduction au pôle, mais il est rare qu'il puisse être déterminé avec précision. Enfin la réduction au pôle est instable aux basses latitudes, elle ne peut pas être utilisée à moins de 15° de l'équateur magnétique (l'île de Tanna se trouve à environ 20° de l'équateur magnétique).

Enfin, plusieurs techniques de représentation de gradients peuvent être utilisées pour mettre en exergue le contour des anomalies. L'une d'entre elles est le calcul du signal analytique AS, grandeur définie par:

$$AS(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2}$$

où f représente l'anomalie en champ total. Le signal analytique est un signal dont la forme ne dépend pas de la direction d'aimantation de sources (Roest et Pilkington, 1993). D'ordinaire utilisé pour retrouver la profondeur des sources (Nabighian, 1972; 1974), le signal analytique revêt des intérêts divers. Dans notre cas, le signal analytique de l'anomalie totale mesurée est un indicateur du contenu en hautes fréquences des formations superficielles (Fig. 3.48). C'est donc une alternative au filtrage en fréquence pour la reconnaissance des champs de lave qui présentent une aimantation forte et très variable à l'échelle de quelques mètres (voir chapitre 6).

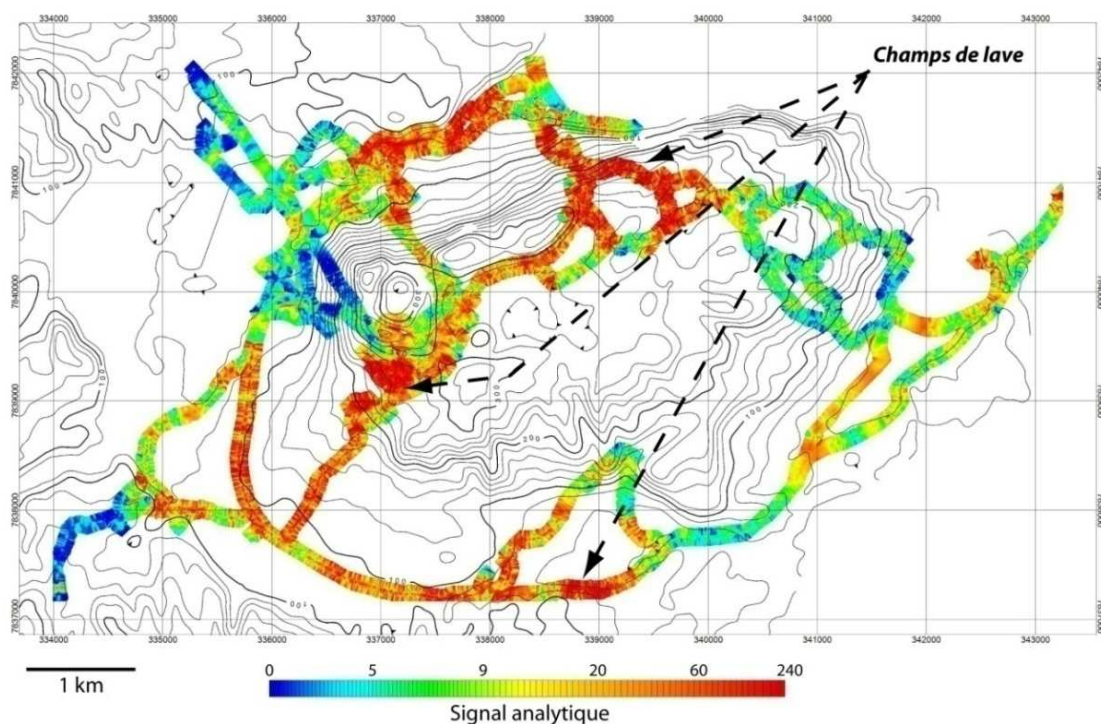


Figure 3.48 : Signal analytique de l'anomalie en champ total sur la zone étudiée. Un signal fort caractérise les champs de lave (souvent affleurants).

b) Tomographie de résistivité électrique

La tomographie de résistivité électrique est une technique permettant d'imager la distribution de la résistivité dans le sous-sol. Cette résistivité résulte de la nature des roches, de leur contenu en fluides, de leur niveau d'altération, etc. Des résistivités élevées (quelques milliers d'ohm.m) sont en général synonymes de formations géologiques saines et pauvres en fluides. Des valeurs intermédiaires (de l'ordre de quelques centaines d'ohm.m) caractérisent généralement les aquifères en milieu hydrogéologiques. Enfin, des valeurs très basses (quelques ohm.m à quelques dizaines d'ohm.m) sont typiques de roches affectées par de l'altération hydrothermale ou riches en fluides hydrothermaux.

Bases théoriques

Soit un conducteur. On définit **l'intensité i du courant** comme le flux de charges q à travers une section S de ce corps conducteur (Fig. 3.49).

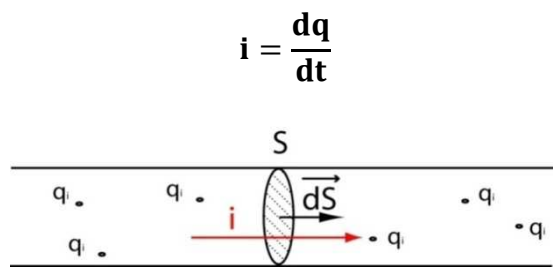


Figure 3.49 : Définition de l'intensité du courant.

On peut définir \vec{j} le vecteur **densité de courant** à l'échelle locale tel que :

$$di = \vec{j} \cdot \overrightarrow{dS} \quad \text{et} \quad i = \iint_S \vec{j} \cdot \overrightarrow{dS}$$

Si \vec{j} et \overrightarrow{dS} sont colinéaires, alors :

$$\vec{j} = \frac{1}{S} \frac{dq}{dt}$$

D'après la **loi d'Ohm locale**, \vec{j} est proportionnel au champ électrique \vec{E} . Le coefficient de proportionnalité est appelé la conductivité du matériau σ (en $S.m^{-1}$), ou son inverse la résistivité du matériau ρ (en $ohm.m$).

En état stationnaire (courant continu), il existe un potentiel scalaire V tel que $\vec{E} = -\overrightarrow{grad}(V)$.

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} = \frac{1}{\rho} \vec{E} = -\sigma \overrightarrow{grad}(V) = -\frac{1}{\rho} \overrightarrow{grad}(V)$$

$$\text{où } \sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{n q_i^2 t_c}{2 m_i}$$

n désigne la densité volumique de particules chargées, de charge individuelle q_i et de masse m_i , et t_c est le temps de parcours moyen de ces particules entre deux collisions.

En régime stationnaire en géométrie sphérique, la quantité de charges entre deux surfaces concentriques Σ_1 et Σ_2 est conservée (Fig. 3.50). On en déduit:

$$I_1 = I_2$$

D'une manière générale, I est constant et ne dépend pas du rayon r .

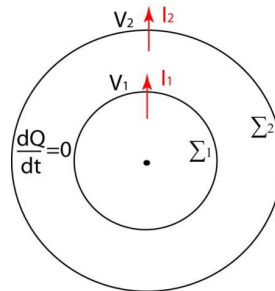


Figure 3.50 : Flux de charges constant en géométrie sphérique.

D'autre part, par définition de I en géométrie sphérique et d'après la loi d'Ohm locale :

$$I = \mathbf{j}(\mathbf{r}) 4 \pi r^2 = -\sigma 4 \pi r^2 \frac{dV}{dr}$$

On a donc :

$$-dV = \frac{\rho I dr}{4 \pi r^2}$$

En intégrant par rapport à r , on obtient l'expression du potentiel électrique:

$$V = \frac{\rho I}{2 \pi r} + C, \quad \text{avec } \lim_{r \rightarrow \infty} V = C = 0$$

Les équipotentiels sont donc sphériques et les lignes de courant sont radiales. On en déduit le **champ électrique moyen**:

$$E = \frac{-dV}{dr} = \frac{\rho I}{2 \pi r^2}$$

Champ de potentiels et résistivité apparente

Lorsque le courant est injecté à l'aide de deux électrodes d'émission A (+) et B (-) entre lesquelles circule un courant I (Fig. 3.51) et dans le cas d'un terrain homogène, le potentiel résultant en un point P peut être calculé en sommant l'influence des deux sources de courant I et $-I$:

$$V(P) = \frac{\rho I}{2 \pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$$

ρ est la résistivité du milieu, et r_1 et r_2 représentent respectivement les distances entre le point P et les électrodes A et B.

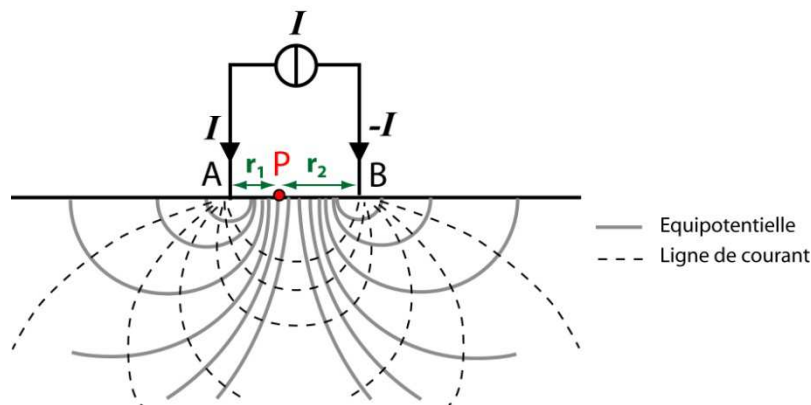


Figure 3.51 : Dispositif d'injection de courant et allure du champ électrique entre deux électrodes.

En pratique, les mesures de résistivité s'effectuent grâce à un quadripôle, comprenant deux électrodes de courant A et B (injection) et deux électrodes de mesure M et N (Fig. 3.52). En M et N, les potentiels électriques sont les suivants:

$$V(M) = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{[MA]} - \frac{1}{[MB]} \right) \text{ et } V(N) = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{[NA]} - \frac{1}{[NB]} \right)$$

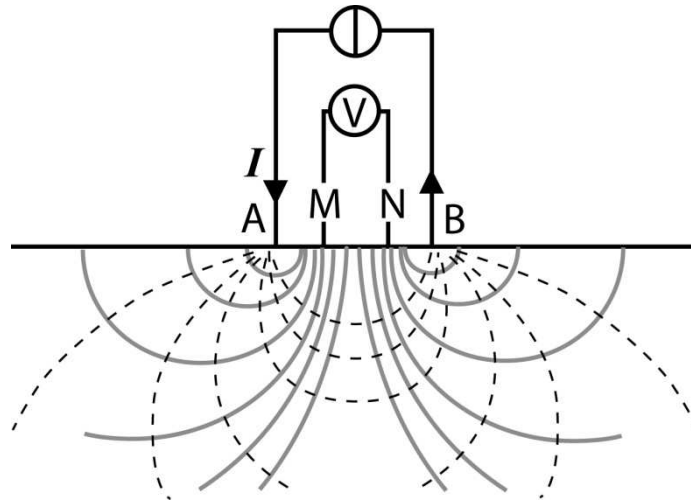


Figure 3.52 : Quadripôle montrant les couples d'électrodes d'injection (A, B) et de mesure (M,N).

On mesure donc la différence de potentiel:

$$\Delta V = V(M) - V(N) = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{[MA]} - \frac{1}{[NA]} - \frac{1}{[MB]} + \frac{1}{[NB]} \right) = \frac{\rho I}{K}$$

K est appelé facteur géométrique, et ne dépend que de la configuration du quadripôle.

Dans le cas d'une résistivité non homogène, les lignes de courant sont différentes, et cette relation n'est plus vraie (Fig. 3.53). On parle alors de résistivité apparente pour désigner la quantité mesurée ρ_α :

$$\rho_\alpha = K \left(\frac{\Delta V}{I} \right)$$

La résistivité apparente mesurée n'est donc égale à la résistivité vraie que dans le cas d'un milieu parfaitement homogène. Dans la plupart des cas, le milieu est hétérogène et ρ_α résulte de l'intégration de résistivités variables le long de lignes de courants complexes.

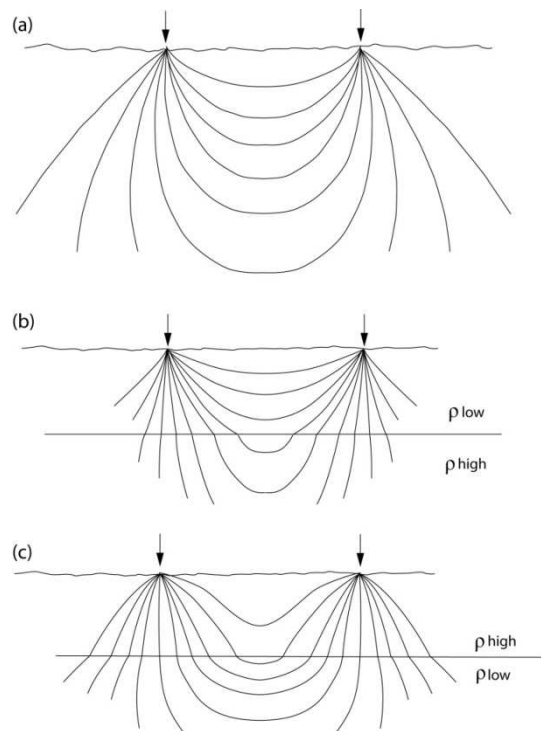


Figure 3.53 : (a) Lignes de courant dans un milieu homogène. (b) Déviation des lignes de champ dans le cas d'une augmentation ou (c) d'une diminution de la résistivité en profondeur. Figure d'après Milsom et Eriksen, 2007.

L'injection d'un courant électrique dans le sous-sol engendre un champ électrique dont la forme dépend donc de la distribution de la résistivité en profondeur. Il est facile de calculer la répartition du potentiel dans le cas d'un modèle à deux ou trois couches ou pour des objets de géométrie simple (il existe des solutions analytiques). Cependant, dans le cas de milieux fortement hétérogènes, le calcul du champ de potentiels requiert l'emploi de méthodes numériques (différences finies, éléments finis).

Acquisition des mesures

L'acquisition des données de tomographie électrique (ERT) consiste à mesurer des résistivités apparentes selon certaines configurations de quadripôles, dont trois exemples sont donnés en figure 3.54. Celles-ci donnent lieu à des facteurs géométriques différents, et doivent être choisies en fonction des contraintes de l'étude. Les configurations Wenner et Schlumberger, extrêmement classiques, sont des configurations plutôt utilisées dans le cas de prospections de surface. La configuration Wenner est recommandée pour la détection de structures horizontales (bonne résolution verticale) alors que la configuration Schlumberger est plus adaptée pour des structures verticales (bonne résolution horizontale). Le dispositif dipôle-

dipôle permet généralement d'atteindre des profondeurs d'investigation plus grandes, offrant une plus grande résolution en profondeur. Le signal mesuré étant très faible cependant, ce dispositif est extrêmement sensible au bruit.

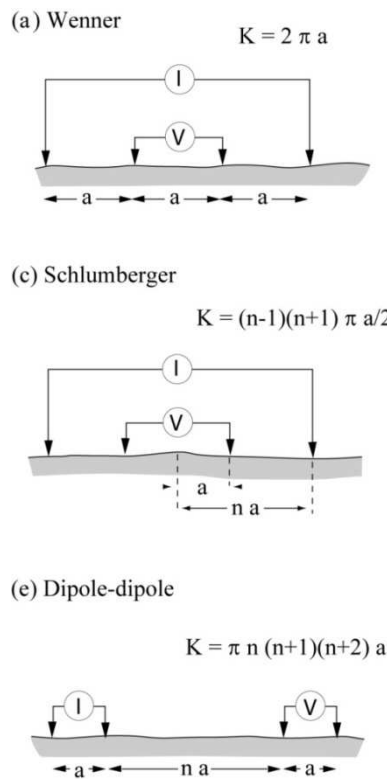


Figure 3.54 : Configurations classiques de quadripôles utilisées en tomographie de résistivité électrique, d'après Milsom et Eriksen, 2007.

En pratique, on effectue un très grand nombre de mesures grâce à un dispositif multi-électrodes (en respectant les contraintes géométriques d'une configuration) de façon à obtenir un panneau électrique en 2D (Fig. 3.55).

L'acquisition a mis en jeu, dans notre cas:

- un système d'acquisition: le Terrameter SAS 4000 (ABEM), muni d'un résistivimètre afin de mesurer la résistivité apparente du milieu,
- un multiplexeur ou sélecteur d'électrodes ABEM, permettant de changer de combinaison d'électrodes tout au long de la procédure,
- une batterie de 12V,
- 64 électrodes en acier inoxydable (avec leurs connecteurs),

- un câble multibrins avec des connexions (take out) tous les 40 m ou tous les 20 m, afin de relier indépendamment chaque électrode au multiplexeur. Ce câble est séparé en 16 bobines pour des questions de transportabilité.

Avant l'acquisition, une batterie de tests est menée pour tester la continuité du câble dans les bobines et mesurer les résistances entre deux électrodes consécutives. Cette résistance permet de déterminer si le contact entre le sol et les électrodes est bon. Si nécessaire, ce contact peut être amélioré en versant de l'eau salée ou de la bentonite au niveau de l'électrode.

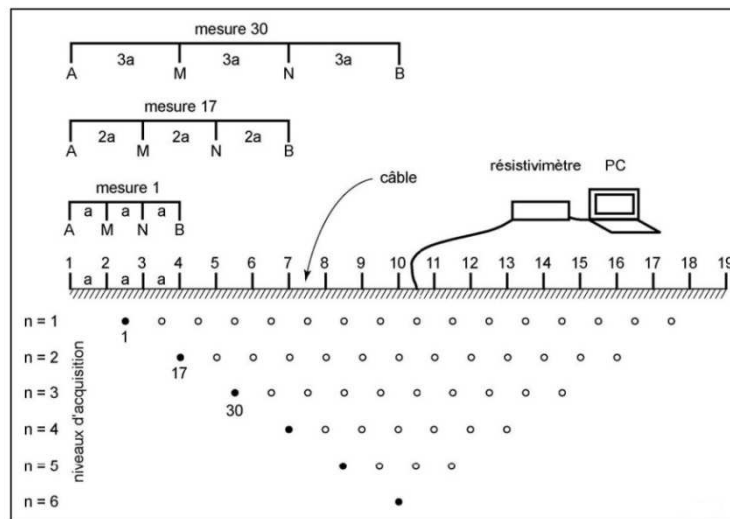


Figure 3.55 : Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesures pour un dispositif Wenner, d'après Marescot, 2008.

Pour chaque mesure, le système d'acquisition « choisit » selon le protocole un couple d'électrodes injectrices (C1, C2), et un couple d'électrodes de mesure (P1, P2). Une configuration de type Wenner a été utilisée pour l'acquisition. Si ce dispositif ne permet pas la meilleure sensibilité aux variations horizontales de résistivité, il permet cependant d'obtenir un très bon rapport signal sur bruit.

Chaque combinaison d'électrodes est mesurée plusieurs fois (stacking) jusqu'à ce que la médiane des valeurs définisse une déviation standard inférieure à une valeur seuil déterminée (ici 5%) ou que le nombre maximal de répétitions (stacks) défini préalablement soit atteint (ici 5). L'acquisition se poursuit jusqu'à ce que toutes les combinaisons d'électrodes possibles soient mesurées.

Avec des câbles de 40 m et 20 m d'espacement entre les électrodes, on dispose d'une longueur totale de 2520 m et 1260 m, respectivement. Pour les profils dont la longueur dépasse celle du câble, il est possible d'effectuer un ou plusieurs « roll-along » d'une partie du dispositif. Les bobines de câble situées en début de profil sont enlevées et transportées en fin de profil. Le système d'acquisition est déplacé pour se retrouver de nouveau en milieu de profil, et une nouvelle acquisition est lancée.

En juillet 2008, trois grands profils ERT (Fig. 3.56) ont été effectués sur le complexe du Yasur-Yenkahé à l'aide d'un dispositif multi-électrodes, de 64 électrodes espacées entre elles de 40 mètres (profils A et B) ou de 20 mètres (profil C) et réparties en 16 bobines :

- Profil A : d'une longueur totale de 3640 m, il a été effectué en trois acquisitions, avec un roll-along de 4 bobines (16 électrodes) puis un de 3 bobines (12 électrodes).
- Profil B : d'une longueur totale de 3800 m, il a été effectué en trois acquisitions, avec deux roll-along de 4 bobines (16 + 16 électrodes).
- Profil C : il a été effectué en une seule acquisition et mesure donc 1260 m.

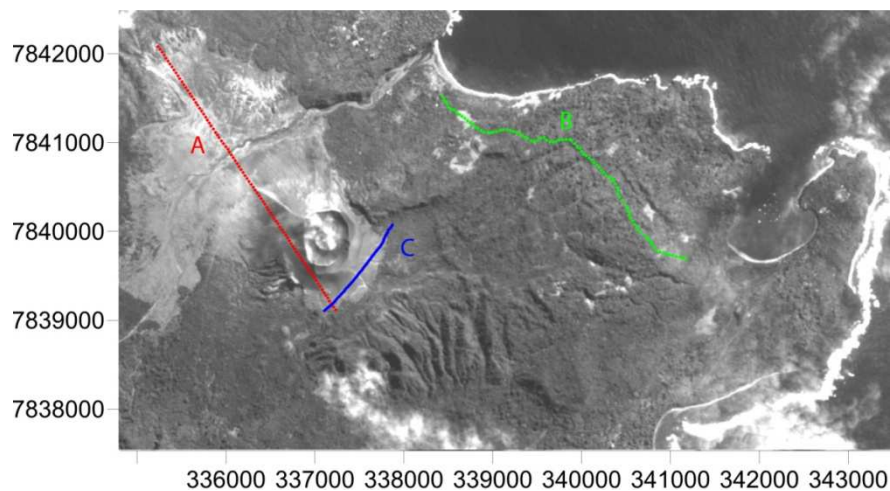


Figure 3.56 : Localisation des 3 profils de tomographie de résistivité électrique réalisés en 2008 (Coordonnées WGS84 –UTM59S –m).

Filtrage des données

La qualité de nombreuses mesures étant peu satisfaisante (nature du terrain et problèmes techniques), il a été nécessaire de filtrer les données avant de procéder à leur inversion. Ce filtrage s'est effectué en plusieurs étapes.

Une première étape de filtrage s'est appuyée sur l'utilisation du fichier .amp qui détaille un certain nombre de caractéristiques pour chaque mesure effectuée, et permet d'identifier des mesures de mauvaise qualité, voire des électrodes défectueuses. Deux critères ont été utilisés pour exclure les moins bonnes mesures :

- une erreur de plus de 5% sur les différents stacks. C'est le signe d'un bruit important sur la mesure.
- une tension mesurée de 0,1 mV. C'est le signe d'un signal mesuré très faible.

En second lieu, la comparaison de valeurs voisines (spatialement) permet d'identifier et de corriger, de façon raisonnée, des mesures aberrantes.

Troisièmement pour les profils A et B, la redondance des mesures communes aux différents roll-along, fournit une idée de la reproductibilité des mesures d'un jour à l'autre. La comparaison des portions communes a fait apparaître des différences, parfois significatives, entre les mesures acquises à des dates différentes.

La figure 3.57 illustre la redondance des données de résistivité apparentes acquises sur le même tronçon en roll-along pour le profil A. Outre les effets aléatoires du bruit, on observe, notamment pour les niveaux les plus superficiels l'existence d'une corrélation linéaire entre les mesures effectuées sur le même tronçon. Si les acquisitions 2 et 3 du profil A montrent des mesures très similaires (coefficient de corrélation d'environ 1), les acquisitions 1 et 2, en revanche, ont un coefficient de corrélation de 2. Ce travail de comparaison sur les données a permis d'identifier un problème instrumental qui s'est produit au cours de la première acquisition du profil A, et ne s'est pas reproduit par la suite.

Enfin, la présence de forts contrastes de résistivité aux alentours de la surface génère naturellement un certain nombre d'artéfacts dans le signal mesuré. Dans le cas d'un dispositif Wenner alpha, ces anomalies obliques sont désignées par le terme "C-effect". Ces artéfacts masquent une partie du signal de grande longueur d'onde permettant de caractériser les hétérogénéités plus grandes et plus profondes. Ces artéfacts ont pu être filtrés à l'aide du logiciel X2IPI (Fig. 3.58) afin d'obtenir une image plus claire de la structure profonde.

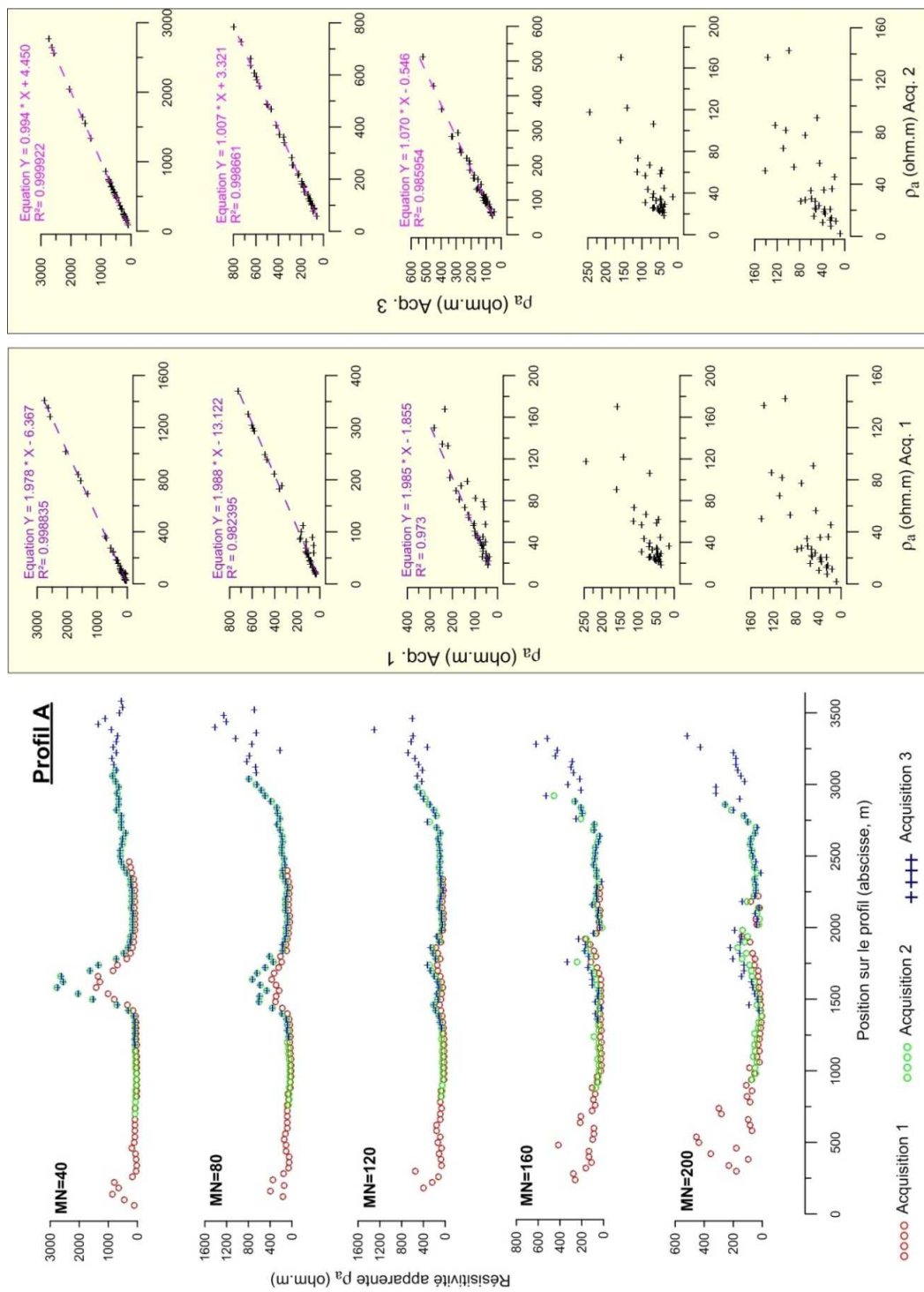


Figure 3.57 : Comparaison des données de résistivité apparente obtenues au cours des 3 acquisitions en roll-along du profil A. La partie gauche montre ces résistivités apparentes pour différentes profondeurs de mesures, identifiées via la distance entre les électrodes de mesure M et N (en m). La partie droite montre les corrélations linéaires qu'on peut établir sur les tronçons communs, entre les mesures faites au cours de deux acquisitions différentes.

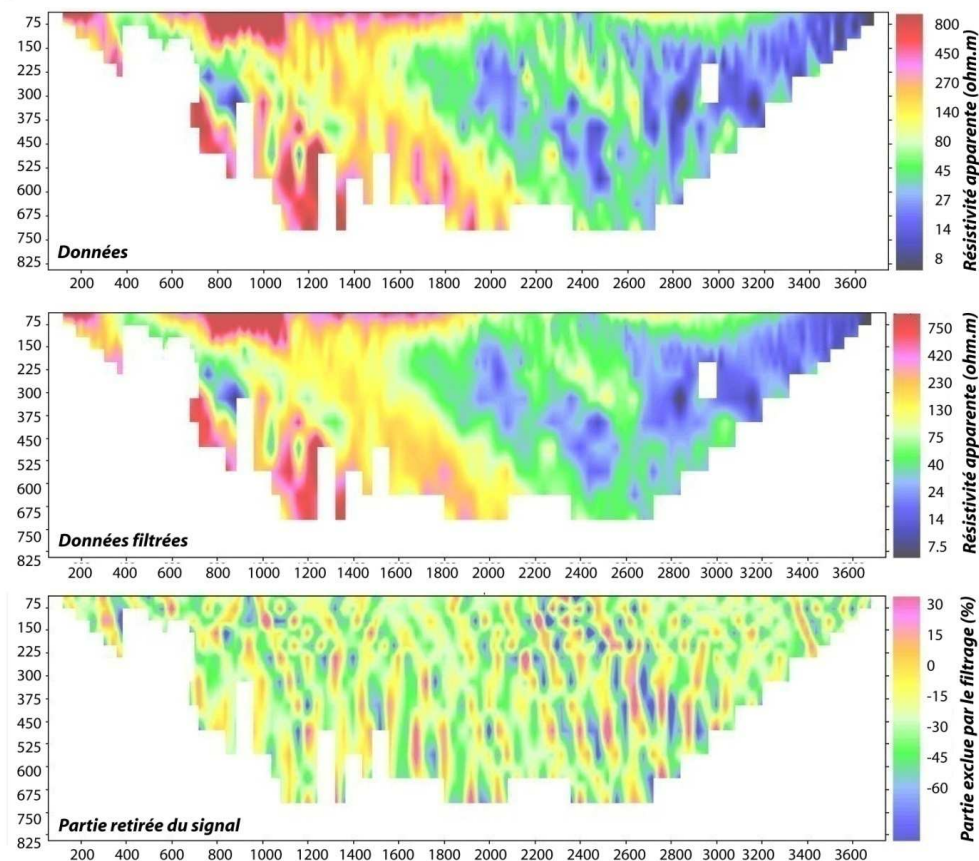


Figure 3.58 : Filtrage du profil B sous X2IPI. La partie supprimée au cours du filtrage correspond à des artéfacts liés aux forts contrastes de résistivité en surface.

Inversion des données

L'inversion consiste trouver le meilleur modèle permettant de rendre compte des données observées. Réalisée à l'aide du logiciel commercial RES2DINV, elle fonctionne sur un mode essai-erreur itératif et convergent. Ce mode de résolution itératif est imposé par la non-linéarité du problème électrique. Pour un groupe de paramètres donnés, le problème direct est résolu et les résultats calculés sont comparés aux mesures obtenues, ce qui permet d'en déduire une "erreur" relative du modèle (ou fonction coût). Dans l'optique de minimiser cette erreur, les paramètres du modèle sont modifiés, un nouveau modèle est calculé et le processus recommence, jusqu'à atteindre une erreur critique qu'on ne peut plus minimiser.

Le programme informatique part donc d'un modèle discrétisé en bloc avec une distribution initiale de résistivité, et il résout le **problème direct**. Dans un milieu isotrope hétérogène et en présence d'une source de courant, le vecteur densité de courant vérifie :

$$\vec{v} \cdot \vec{j} = \begin{cases} 0 & \text{dans le milieu} \\ I & \text{au point source} \end{cases}$$

D'après la loi d'Ohm,

$$\vec{v} \cdot (\sigma \overline{\nabla V}) = \begin{cases} 0 & \text{dans le milieu} \\ -I & \text{au point source} \end{cases}$$

La résolution du problème direct électrique revient donc à la résolution de l'équation de Poisson :

$$\vec{v} \cdot (\sigma \overline{\nabla V}) = -I \delta(r - r_s)$$

δ est la fonction de Dirac, r_s la position de la source et r la position d'un point quelconque dans l'espace. Cette équation est ensuite résolue par des méthodes de type différences finies ou éléments finis. La résolution en éléments finis est plus coûteuse en temps mais permet une plus grande liberté dans la définition du maillage. Elle est utilisée par le logiciel RES2DINV pour le calcul de pseudo-sections avec topographie.

Au terme de la résolution du problème direct, on calcule des résistivités apparentes en surface que l'on compare aux données réelles. L'erreur entre les résistivités réelles et celles prédites par le modèle, est calculée sous forme d'erreur moyenne quadratique (root mean square - RMS),

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_i (\rho_i^o - \rho_i^p)^2}$$

N est le nombre de données de résistivité comparées, les ρ_i^o et les ρ_i^p sont les résistivités apparentes respectivement observées et prédites par le modèle direct. C'est cette erreur RMS qui doit être minimisée à chaque itération.

Le logiciel RES2DINV utilise la méthode de Gauss-Newton pour résoudre le problème inverse (Loke et Barker, 1995). Les inversions ont été réalisées avec une contrainte de lissage, de manière à éviter les variations trop fortes de la résistivité à courte longueur d'onde. L'algorithme résout donc à chaque itération une équation du type:

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \alpha \mathbf{F}) \mathbf{d} = \mathbf{J}^T \mathbf{g} - \alpha \mathbf{F} \mathbf{r}$$

Dans cette équation, \mathbf{r} est un vecteur qui contient le logarithme des valeurs de résistivité vraies du modèle, et \mathbf{g} est le vecteur des erreurs (entre les résistivités apparentes observées et celles prédites par le modèle). \mathbf{F} est une matrice de lissage, α est un facteur d'amortissement, \mathbf{d} est le vecteur de perturbation du modèle entre deux itérations (celui qu'on cherche à déterminer), et \mathbf{J} est la matrice jacobienne des dérivées partielles.

La sensibilité est définie comme la variation sur la mesure de ΔV créée par une perturbation de la résistivité. Plus la sensibilité est élevée, plus une perturbation locale de la sensibilité aura d'incidence sur la résistivité apparente mesurée. Cette matrice jacobienne des dérivées partielles \mathbf{J} exprime la distribution de la sensibilité pour l'ensemble des quadripôles constituant la série de mesures:

$$\mathbf{J} = \begin{bmatrix} \frac{\partial V_1}{\partial \rho_1} & \dots & \frac{\partial V_1}{\partial \rho_M} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial V_N}{\partial \rho_1} & \dots & \frac{\partial V_N}{\partial \rho_M} \end{bmatrix}$$

Profondeur d'investigation et sensibilité

Le concept de profondeur d'investigation (Depth of Investigation - DOI) en prospection électrique fut introduit par les frères Schlumberger en 1932. Evjen (1938) la définit comme la profondeur dans le sous-sol à laquelle une couche de faible épaisseur exprime sa contribution maximale au signal total mesuré en surface.

En considérant un milieu homogène et isotrope séparé en couches de faible épaisseur, et en calculant la valeur de la contribution individuelle de chaque couche, Roy (1972) obtient la courbe de profondeur d'investigation caractéristique (NDIC) pour le dispositif Wenner α . La figure 3.59 montre la force du signal généré en surface en fonction du rapport z/L , z représentant la profondeur de la couche et L la distance entre les deux électrodes extrêmes du dispositif.

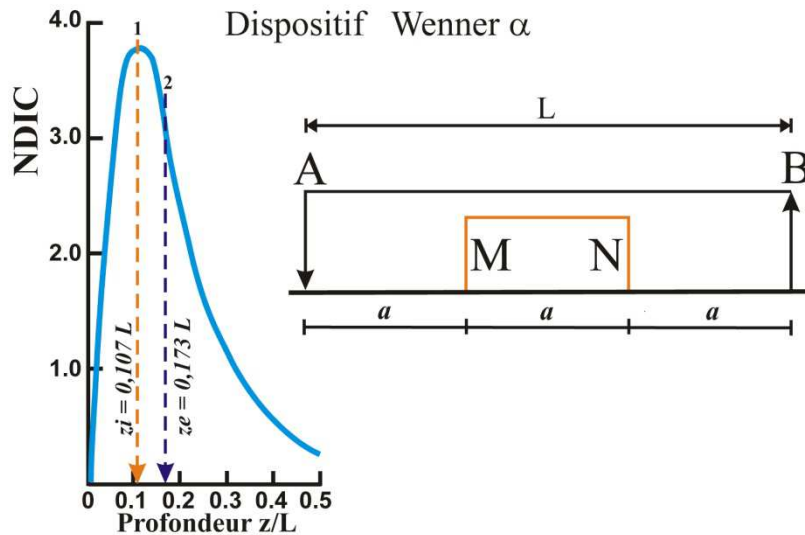


Figure 3.59 : Courbe de profondeur d'investigation caractéristique (NDIC, en 1D) pour le dispositif Wenner α , d'après Placencia (2004). La courbe représente la force du signal généré en surface en fonction du rapport z/L .

La profondeur d'investigation caractéristique z_i correspond au maximum de la courbe obtenue. Pour le dispositif Wenner α , Roy obtient la relation :

$$z_i = 0.107 L$$

Cependant, les investigations d'Edwards (1977) puis de Barker (1989) montrent que la profondeur effective d'investigation z_e , ou profondeur médiane, semble être la manière la plus robuste d'estimer une valeur de la profondeur d'investigation. Cette valeur correspond à la profondeur à laquelle l'influence du terrain situé au dessus est la même que celle située au dessous. Pour un dispositif Wenner, on obtient la relation :

$$z_e = 0.173 L$$

Cette profondeur est donc supérieure à celle proposée par Roy (1972). A titre d'exemple, pour un dispositif à 64 électrodes espacées de 40 m, on obtient des profondeurs maximales z_i et z_e de 270 et 430 m respectivement (toujours dans l'hypothèse d'un terrain homogène).

Dans le logiciel Res2Dinv, la pseudo-profondeur z des données de résistivité apparente ρ_{app} suit la définition d'Edwards (1977) pour la profondeur d'investigation z_e en 1D (considérant le panneau électrique 2D comme la juxtaposition de sondages 1D).

La fonction de sensibilité permet de savoir dans quelle mesure un changement de la résistivité dans une région du sous-sol influencera la mesure de la différence de potentiel en surface. Plus la valeur de la fonction de sensibilité est élevée, plus son influence sera grande. Les courbes NDIC représentent cette fonction en 1D. En 2D, une fonction de sensibilité est donnée par Loke et Barker, 1995. Mais ces sensibilités théoriques ne sont valables que pour des terrains homogènes. Or la sensibilité réelle dépend fortement de la répartition des résistivités dans le sous-sol.

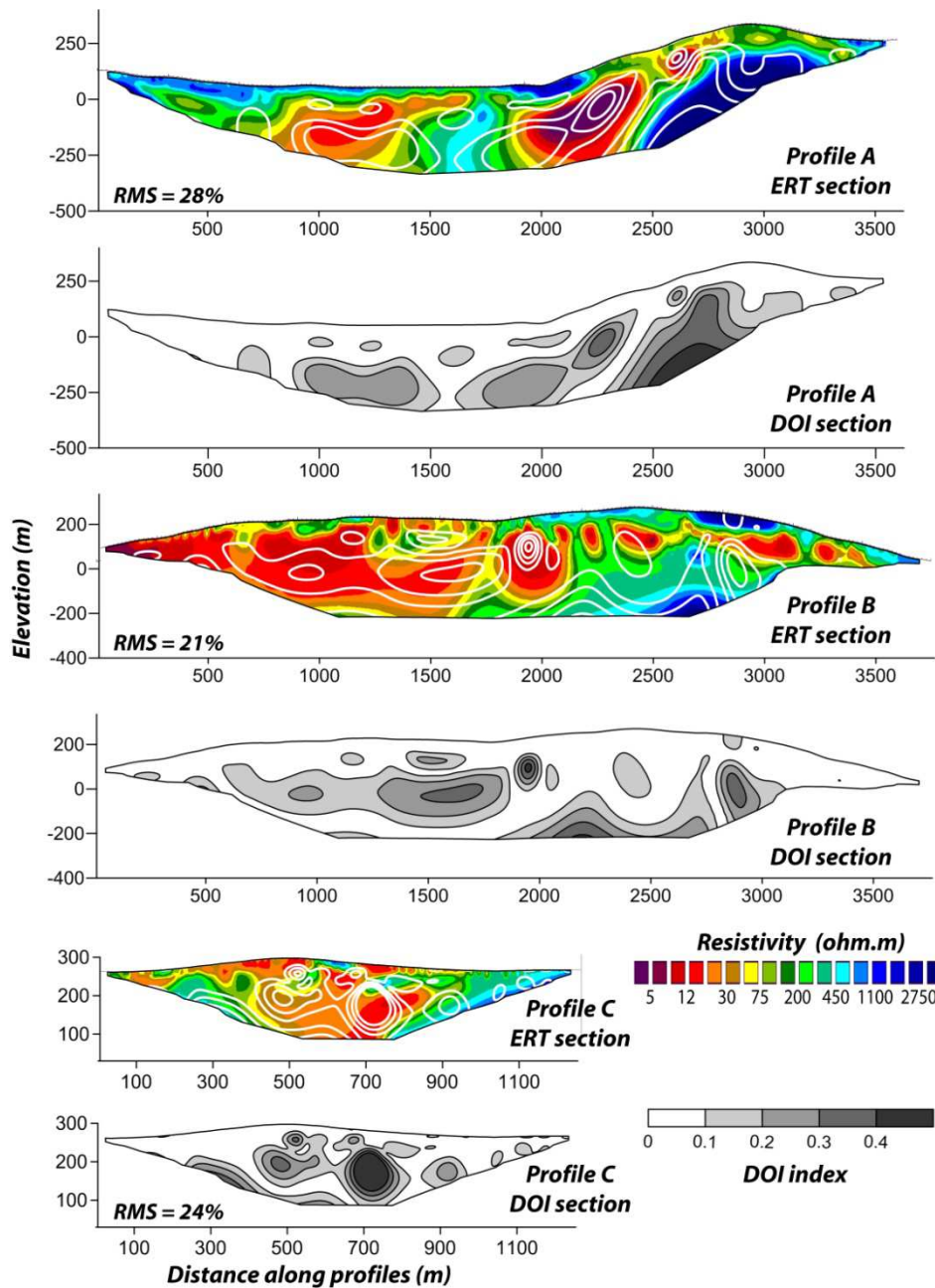


Figure 3.60 : Profils de tomographie de résistivité électrique et distribution de l'index DOI permettant d'estimer la sensibilité des modèles. Plus le DOI est bas, mieux le modèle est contraint par les données.

Oldenburg et Li (1999) et Marescot et Loke (2003) proposent une estimation de la sensibilité par une méthode dite des index DOI (Depth of Investigation), qui a été appliquée aux données ERT du Yasur-Yenkahé (Fig. 3.60). Cette méthode est basée sur la comparaison de modèles calculés par inversion des mêmes données mais à partir de modèles initiaux très différents. On désigne par q_A et q_B la résistivité de référence qui caractérise chacun des modèles initiaux homogènes. Typiquement, un facteur 100 est pris entre ces deux résistivités de départ. Si au terme de l'inversion, on retrouve les mêmes résistivités dans les modèles finaux, alors, le modèle final est bien contraint par les données. Si ce n'est pas le cas, cela signifie que les résistivités observées ne sont pas significatives.

On prend en général $q_A = 10 q_0$ et $q_B = 0,1 q_0$ où q_0 est la moyenne des résistivités apparentes mesurées en surface. On définit alors l'index DOI par :

$$DOI(x, z) = \frac{q_A(x, z) - q_B(x, z)}{q_A - q_B}$$

$q_A(x, y)$ et $q_B(x, y)$ sont les valeurs de résistivité obtenues dans chaque cellule au bout de 3 itérations. Dans les zones où le DOI est proche de zéro, les deux modèles ont donné les mêmes résistivités finales, le modèle est bien contraint par les données, la sensibilité est grande. Là où le DOI est proche de 1, la sensibilité est mauvaise.

c) Polarisation spontanée

La polarisation spontanée (PS) consiste à mesurer passivement les potentiels électriques existant à la surface de la Terre. Couplée à d'autres méthodes géophysiques, la PS est utilisée dans des domaines variés tels que l'étude des écoulements d'eau, l'estimation des propriétés hydrauliques des aquifères, la localisation et la quantification des panaches polluants, la prospection en contexte géothermal, et la caractérisation des systèmes hydrothermaux en volcanologie. L'interprétation des données PS peut se faire qualitativement en corrélant les gradients PS avec les flux d'eau (électrocinétique) ou les flux de sel (électrodifusion). Plus récemment, des interprétations quantitatives ont été proposées à partir de la modélisation, et l'inversion de l'équation de Poisson pour estimer les paramètres hydrauliques en termes de d'intensité de source de courant.

Origine du signal PS en contexte volcanique

En contexte volcanique, le couplage électrocinétique - ou électrofiltration - est considéré comme la principale source du signal PS : le courant électrique est généré par la circulation de fluides dans un milieu poreux.

Le phénomène réciproque, l'électro-osmose, fut découvert par Reuss en 1809. En faisant circuler un courant électrique dans un tube rempli de cristal de roche pulvérisé et saturé, ou au travers d'un parallélépipède d'argile saturé, Reuss observe un transfert de fluide vers la cathode. Suite aux premières mesures quantitatives de ce phénomène par Wiedemann (1852), Quincke (1861) établit la proportionnalité entre le courant électrique et la quantité de fluide transféré, que ce soit pour l'électro-osmose ou pour l'électrocinétisme. L'observation selon laquelle le sens du transfert hydrique dépend du matériau utilisé conduit Quincke à postuler l'existence d'une double couche électrique le long de l'interface entre la matrice solide et le fluide. En 1879, Helmholtz théorise ces deux phénomènes en considérant un capillaire solide rempli de liquide et placé dans un champ électrique, la double couche agissant comme un condensateur. La formulation de la loi fondamentale est due à Smoluchowski en 1903, elle établit sous certaines hypothèses la proportionnalité entre la différence de potentiel électrique ΔV et la différence de pression hydraulique ΔP aux bornes d'un capillaire.

Equation de Helmholtz-Smoluchowski :

$$\frac{\Delta V}{\Delta P} = \frac{\varepsilon \cdot \zeta}{\mu \cdot \sigma_f} = C$$

ε est la permittivité diélectrique du fluide ($C.V^{-1}.m^{-1}$), μ sa viscosité dynamique (Pa.s), σ_f sa conductivité électrique ($S.m^{-1}$), et ζ désigne le potentiel électrique de la surface sur laquelle la vitesse du fluide dans le capillaire s'annule. Ce coefficient de proportionnalité entre ΔV et ΔP est généralement noté C ($V.Pa^{-1}$), et appelé coefficient de couplage électrocinétique.

Le modèle couramment admis pour expliquer le phénomène électro-cinétique est celui de la double couche électrique (DCE) entre la matrice poreuse et le fluide électrolytique (Fig. 3.61). La surface des minéraux étant généralement chargée négativement, il se produit une interaction avec les ions de la solution (e.g. Overbeek, 1952). A la surface du minéral, dans la couche de Stern, des ions de signe opposé à la charge de surface des minéraux (généralement positifs donc) sont adsorbés et restent fixes. La couche de Stern peut être subdivisée en deux

sous-couches : la couche intérieure de Helmholtz (Inner Helmholtz Plane, ou IHP) dans laquelle les ions sont désolvatés et accolés à la surface du minéral, et la couche extérieure de Helmholtz (Outer Helmholtz Plane, ou OHP), dans laquelle les ions sont hydratés mais maintenus immobiles par l'attraction électrostatique de la surface du solide. La charge nette de la couche de surface et de la couche de Stern n'étant toujours pas neutre (elle est généralement négative), elle est compensée par un excès de contre-ions (généralement positifs) dans l'eau porale. Cet excès se traduit généralement par une modification locale de la concentration ionique de la solution dans une couche diffuse également appelée couche de Gouy-Chapman, dont l'épaisseur est fonction de la force ionique de la solution aqueuse (i.e. dépendante de la concentration et de la valence des ions).

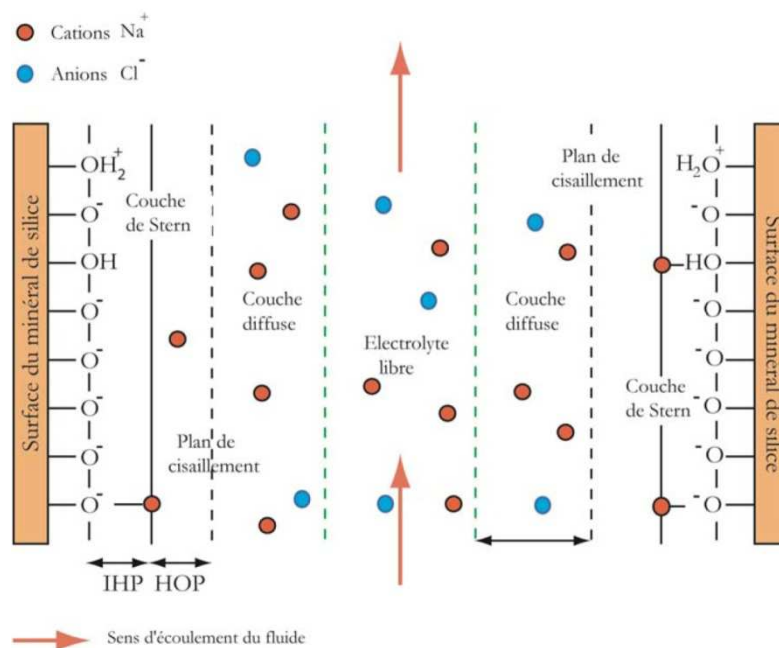


Figure 3.61 : Schéma de la distribution ionique de la double couche électrique, d'après Crespy, 2008.

L'épaisseur de la couche diffuse est caractérisée par la longueur de Debye X_D [m], qui correspond à la distance à partir de laquelle les perturbations associées à la surface d'un minéral deviennent négligeables. X_D est donc plus grande pour une eau douce que pour une eau salée; généralement elle est de l'ordre de l'Angström (Revil and Glover, 1997). Au delà de la couche diffuse, la solution n'est plus affectée par les effets d'interaction coulombienne avec la surface des minéraux, on l'appelle électrolyte libre. Le plan séparant la couche de Stern de la couche diffuse (séparant les ions immobiles et mobiles) est appelé plan de glissement ou de

cisaillement, et ζ désigne le potentiel électrique de ce plan (par définition, le potentiel nul est celui de l'électrolyte libre).

L'entraînement par le fluide des ions présents dans la couche diffuse engendre un courant d'advection I' . Le déséquilibre des charges causé par ce courant crée un champ électrique. On peut noter que plus la conductivité du fluide est faible, plus le champ électrique généré est important. On voit alors apparaître un courant de conduction I , lié à la migration des ions dans ce champ. En régime stationnaire, les deux phénomènes se compensent : I et I' sont égaux et de signe opposés. L'équation de Helmholtz-Smoluchowski traduit cette égalité.

Caractéristiques du signal PS en contexte volcanique

En hydrogéologie des terrains volcaniques (en l'absence de sources hydrothermales), deux modèles s'affrontent en ce qui concerne la source des potentiels qui peut être attribuée soit à la circulation de l'eau dans la zone saturée (e.g. Fournier, 1989) soit à la percolation de l'eau s'infiltrant dans la zone vadose (e.g. Jackson et Kauahikaua, 1987). Quoi qu'il en soit, les modèles issus de ces deux hypothèses donnent des résultats comparables.

Lorsque le milieu non saturé n'est pas tabulaire, il apparaît généralement des différences de potentiels mesurables en surface. D'après la comparaison des données PS et de forages, les travaux de Jackson et Kauahikaua (1987) ont mis en évidence une corrélation linéaire entre l'amplitude de l'anomalie négative PS et l'épaisseur de milieu non saturé à son aplomb. Pour un terrain poreux homogène et de résistivité plus élevée que le substratum, Aubert et Atangana (1996) définissent la surface SPS. La figure 3.62 représente un cas idéal où l'eau souterraine s'écoule le long du contact entre un substrat granitique et de la roche volcanique poreuse. On observe alors la relation suivante :

$$E(x, y) = \frac{-V(x, y)}{L} + E^\circ$$

$E(x, y)$ représente l'épaisseur de la zone insaturée [m], et $V(x, y)$ la valeur du potentiel électrique mesuré [V]. L est un coefficient de proportionnalité [$V \cdot m^{-1}$] qui dépend du milieu traversé. E° est l'épaisseur de la zone vadose sous la station de référence définie par $V=0$. Cette linéarité, qui évoque une généralisation de la relation de Helmholtz-Smoluchowski au cas des milieux non saturés, implique que l'interface C (Fig. 3.62) soit considérée comme une surface équipotentielle. Cette surface est appelée SPS.

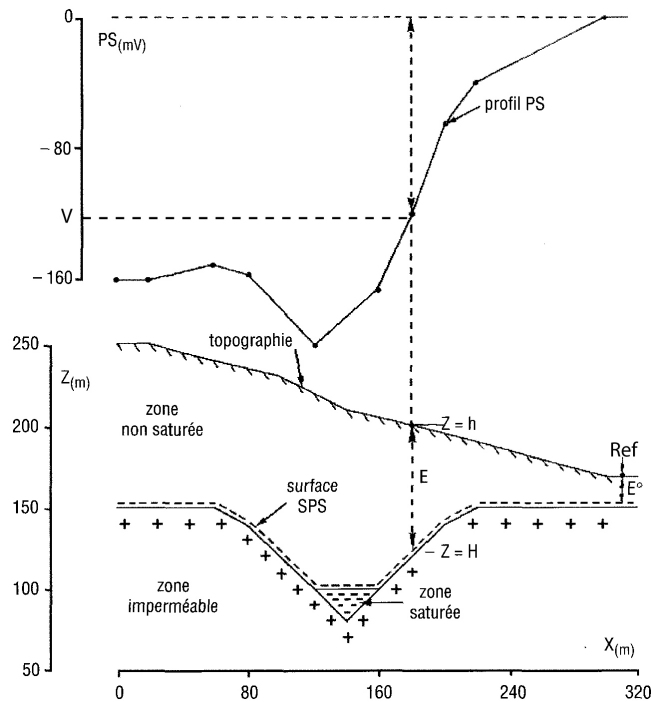


Figure 3.62 : Définition de la surface SPS, d'après Aubert et Atangana, 1996. Sous certaines conditions la surface SPS correspond à l'interface entre la zone insaturée (A) et la zone sous-jacente (B) incluant les zones imperméables et saturées. E est l'épaisseur de la zone vadose, et V le potentiel électrique. Ici, le coefficient L est de -2 mV.m^{-1} .

L'altitude H de la surface SPS peut alors être calculée, en fonction de l'altitude topographique h, de la façon suivante :

$$H(x, y) = h(x, y) - E(x, y) = h(x, y) - \frac{V(x, y)}{L} - E^{\circ}$$

La surface SPS correspond donc en théorie à la limite inférieure de la zone insaturée, au contact d'une zone imperméable ou saturée. Lorsque la surface SPS est subhorizontale, V décroît linéairement avec h, on parle alors d'**effet topographique**. L'estimation de L et E° nécessite des connaissances sur le milieu ou des données de forages. En terrains volcaniques, L est généralement compris entre -1 et -4 mV.m^{-1} (Aubert et Atangana, 1996) mais peut atteindre -10 mV.m^{-1} (Ishido, 1989).

Depuis plus de trente ans, **en volcanologie**, de nombreuses campagnes PS menées sur des édifices actifs ont rapporté la présence d'anomalies PS positives autour de cratères et d'événements

liés à de l'activité fumerollienne et à des anomalies de température. L'ascension de fluides hydrothermaux est considérée comme la cause primaire de ces anomalies, qui sont de l'ordre de quelques centaines à quelques milliers de mV.

Dans certains cas, les profils PS traversant un volcan de part en part prennent une forme en W (e.g. Ishido, 2004; Revil et al., 2008). Cette forme est interprétée comme le résultat de la présence d'un système hydrothermal centré sous le sommet (Fig. 3.63). Les courants de fluides ascendants seraient à l'origine d'un signal puissant et de faible longueur d'onde, inversant localement le gradient PS/altitude. Les minima PS permettent donc de localiser précisément les limites latérales d'extension du système hydrothermal.

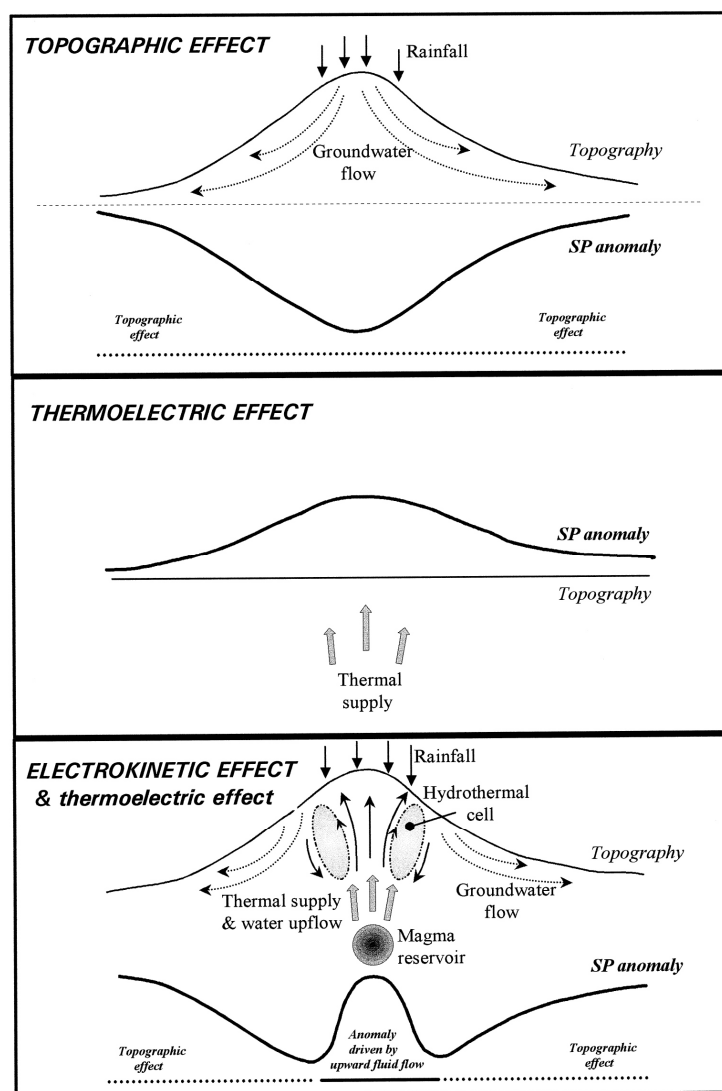


Figure 3.63 : Modèle idéalisé d'anomalies PS sur les volcans. Haut : anomalie négative électrocinétique liée à l'infiltration météorique à l'intérieur du massif (effet topographique). Centre : anomalie positive générée

par la remontée de fluides chauds, et dans une moindre mesure par le gradient thermique entre la chambre magmatique et l'édifice. *Bas* : anomalie totale. Figure d'après Zlotnicki et al., 1998.

Les anomalies positives s'expliquent donc à la fois par le couplage électrocinétique lié à l'ascension de fluides hydrothermaux, et par l'existence d'un gradient thermique (effet électrothermique). On estime cependant que ce dernier effet reste très mineur, en n'intervenant qu'à hauteur de quelques dizaines de millivolts. L'effet électrocinétique est donc le phénomène prédominant en ce qui concerne l'origine du signal PS en milieu volcanique.

La forme en W des profils PS résulte d'une géométrie simple et d'un milieu relativement homogène, ce qui n'est évidemment pas le cas pour tous les volcans. L'hétérogénéité des terrains et l'existence d'aquifères multiples peuvent aboutir à un signal très complexe. Cependant, d'une manière générale, les remontées hydrothermales modifient le gradient PS/altitude.

Sur certains volcans (e.g. Karthala, Lénat et al., 1998 ; Stromboli, Finizola, 2002), la prospection PS a montré un contrôle structural important des anomalies positives par les failles, les bordures de calderas et les limites d'effondrement. Il existe donc des remontées préférentielles de fluides hydrothermaux le long de ces structures.

Acquisition et traitements

La polarisation spontanée est une méthode simple à mettre en place, peu coûteuse, et nécessitant un matériel relativement léger (Fig. 3.64):

- (1) Un multimètre haute impédance afin d'effectuer les mesures de PS (mV) et de résistance (Ω). La vérification de la résistance permet en effet de s'affranchir de tout problème lié à un mauvais contact entre le sol et l'électrode.
- (2) Une bobine de câble en cuivre gainé, d'une longueur de 300 m et marqué tous les 5 m. Elle permet le déplacement de l'électrode mobile sur le profil au cours de la prospection.
- (3) Une paire d'électrodes impolarisables (une électrode fixe, de référence ; et une électrode mobile). Pour nos mesures, nous avons utilisé des électrodes de type Cu/CuSO₄ (un métal en équilibre chimique avec son sel en solution). Elles sont constituées d'un tube en PVC dans lequel se trouve une tige en cuivre baignant dans une solution saturée de CuSO₄ (Fig.3.65). L'extrémité supérieure du tube est fermée par un bouchon en

caoutchouc et permet le raccordement électrique de l'électrode au reste du dispositif. L'extrémité inférieure du tube est fermée par une membrane poreuse en bois de hêtre. Avant de commencer les mesures, il convient de vérifier que la solution a bien eu le temps de percoler au travers de cette membrane et assure bien le contact sol-électrode.

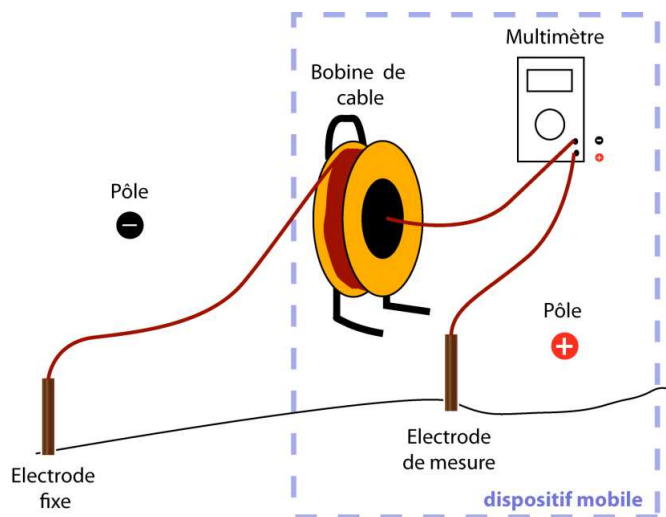


Figure 3.64 : Schéma du dispositif de mesure utilisé en polarisation spontanée

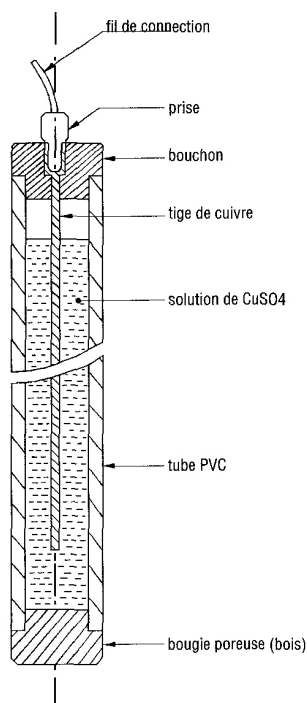


Figure 3.65 : Electrode PS impolarisable utilisée pour les mesures de terrain en PS, d'après Aubert (2003).

La différence de potentiel entre les deux électrodes doit être vérifiée tous les jours (valeur proche de 0 mV) afin d'éviter l'introduction d'erreurs lors des mesures PS. L'électrode fixe est placée en début de profil. En déroulant la bobine de câble, il est possible de déplacer l'électrode mobile et le multimètre afin d'effectuer des mesures selon un pas prédéfini. Le pas de mesure choisi est fonction de la largeur des anomalies à détecter. A chaque point de mesure, l'électrode est placée dans un petit trou (5 à 10 cm) afin d'obtenir un bon contact entre le sol et l'électrode. Chaque point de mesure est localisé précisément à l'aide d'un GPS. Lorsque la longueur du profil dépasse la longueur du câble, la dernière mesure est prise comme nouvelle référence, et le dispositif est redéployé à partir de celle-ci. Les valeurs sont donc des valeurs relatives, avec la mesure d'une différence de potentiel par rapport à une référence placée arbitrairement à 0 mV.

Deux campagnes de mesures PS ont été menées dans le contexte de notre étude (Fig. 3.66). En 2004, une première campagne de mesures s'est attachée à couvrir au mieux la caldera de Siwi, avec un pas d'échantillonnage de 50 m. En 2008, des mesures complémentaires ont été réalisées sur des zones plus spécifiques : le long des profils ERT, avec un espacement de 20 m et sur le cône du Yasur, avec un espacement de 10 m.

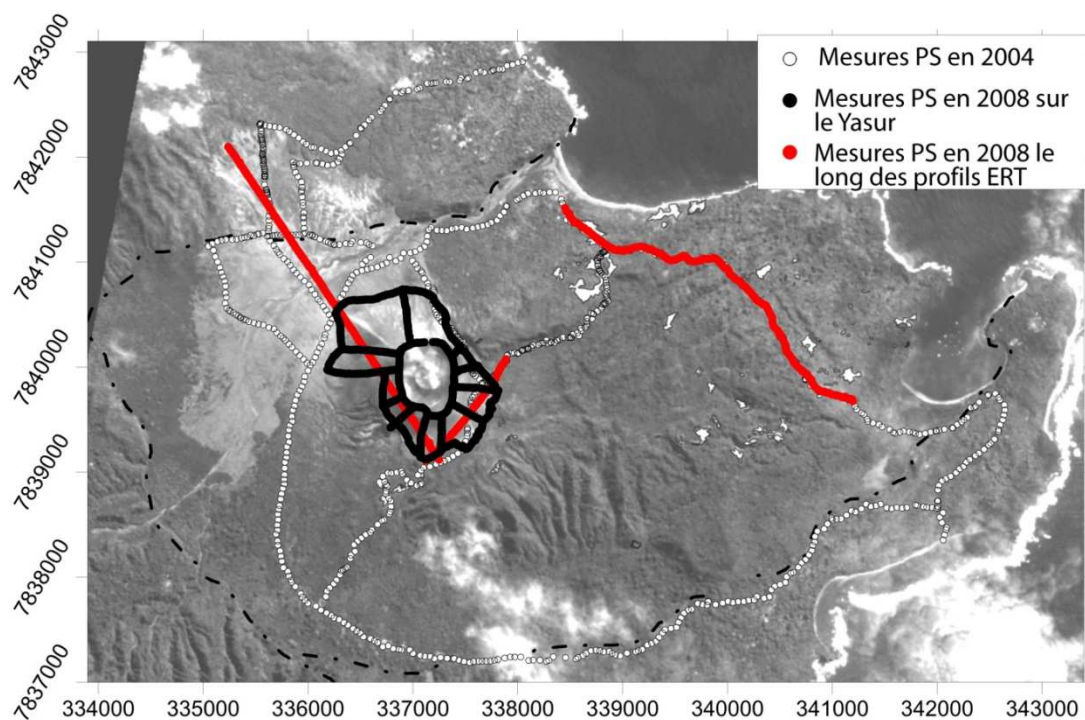


Figure 3.66 : Localisation des mesures PS effectuées en 2004 (couverture globale) et en 2008 (profils ERT et secteur du Yasur).

Une fois l'ensemble des données acquises, le premier traitement consiste à corriger toutes les valeurs afin qu'elles correspondent toutes à une seule et même référence : c'est la **correction de référence**. Afin de simplifier l'interprétation des données PS, il convient de choisir une référence loin du système hydrothermal (en dehors d'une potentielle anomalie). Si possible, la référence est prise à la base du terrain non saturé : bord d'une étendue d'eau, affleurement du socle, etc. Les deux campagnes PS ont donc été ramenées à un même potentiel de référence au niveau de la mer.

Il est souhaitable, au cours de l'acquisition, d'effectuer les mesures en boucle pour estimer l'erreur instrumentale. Dans le cas de profils fermés, le premier et le dernier point sont les mêmes, en théorie la valeur de PS mesurée devrait donc être la même. En pratique, on a souvent une dérive temporelle des mesures à l'origine d'une différence entre les deux valeurs mesurées. Cette dérive doit donc être corrigée, de manière répartie sur l'ensemble des mesures affectées, on parle alors de **correction de boucle**. Les mesures peuvent alors être présentées sous forme de profils ou de cartes. Cette correction a été menée de manière à rendre les données des deux campagnes comparables.

Les traitements ultérieurs possibles sont nombreux et dépendent à la fois de l'environnement et de la problématique à traiter. Sur la zone du Yasur, par exemple, qui peut être considérée comme un milieu homogène en termes de perméabilité, le gradient PS/altitude peut être retiré des données de façon à mieux mettre en valeur les anomalies locales.

Mesures associées : température, CO₂

Conjointement à la PS, des mesures de température et de concentrations en CO₂ dans les gaz du sol ont été réalisées en subsurface (le long des mêmes profils). La détection d'anomalies thermiques permet de localiser la présence d'un système hydrothermal en surface et les mesures de CO₂ ont pour objectif de détecter un éventuel dégazage magmatique.

Les températures ont été mesurées à 30 cm de profondeur, de manière à atténuer les variations thermiques diurnes dans le signal. Ces mesures ont été réalisées à l'aide de thermocouples de type K, placés dans des trous profonds (barre à mine) et rebouchés pour éviter la circulation d'air (Fig. 3.67). Les mesures de température ($\pm 0.1^\circ\text{C}$) ont été relevées à l'aide d'un thermomètre digital environ quinze minutes après le placement des thermocouples, un temps suffisant pour atteindre l'équilibre thermique.



Figure 3.67 : Matériel utilisé pour les mesures de température (*gauche*) et de concentration en CO₂ dans les gaz du sol (*droite*).

Les mesures thermiques de 2008, à basse résolution, ont été complétées en 2011 par une campagne de thermométrie extensive. Les résultats de cette campagne ont fait l'objet d'une publication par Peltier et al. (2012) consultable en Annexe B de ce manuscrit.

A la différence des sondages de température, les mesures de concentrations en CO₂ donnent des informations sur des sources plus profondes. En contexte volcanique, ces sources sont généralement des corps magmatiques en cours de dégazage. Dans ce cas, le flux de CO₂ est un paramètre très sensible aux variations de perméabilité du sol. Il permet donc de détecter des axes de faiblesse, parfois profonds, au sein des édifices. L'interprétation des anomalies en CO₂ est cependant beaucoup moins immédiate que pour la température. En particulier sur le dôme du Yenkahe, il faut considérer l'origine végétale et microbiologique possible de ce gaz.

Le gaz du sol est prélevé à 30 cm de profondeur à l'aide d'une seringue prolongée par un tube rigide (Fig. 3.67). Ce gaz est ensuite injecté dans un boîtier pour être analysé in situ par spectroscopie infrarouge. L'absence d'impuretés dans le spectromètre doit être vérifiée très régulièrement, en faisant notamment des mesures de concentration dans l'air. Une fois les concentrations obtenues, il est nécessaire de procéder à une analyse statistique du jeu de données. La méthode de Sinclair (1974) utilise les courbes de probabilité cumulée afin de déterminer les différentes populations gaussiennes qui composent une distribution et leurs proportions relatives. Nous pouvons faire l'hypothèse que ces différentes populations proviennent chacune de sources différentes. Ces populations peuvent également être déterminées numériquement, en utilisant des méthodes de type Monte-Carlo. La figure 3.68 montre la meilleure répartition à trois populations gaussiennes déterminée par ce moyen. La première population (49% des valeurs), centrée sur un valeur moyenne de 640 ppm est sans

doute liée au CO₂ atmosphérique auquel s'ajoute la contribution biologique. La dernière population (28%), centrée sur des concentrations de 1% et allant jusqu'à des valeurs de 9% à proximité du volcan reflète certainement la contribution directe du dégazage magmatique. Enfin la population intermédiaire (23%), centrée sur 0,2% reflète peut-être le piégeage des gaz magmatiques par le système hydrothermal.

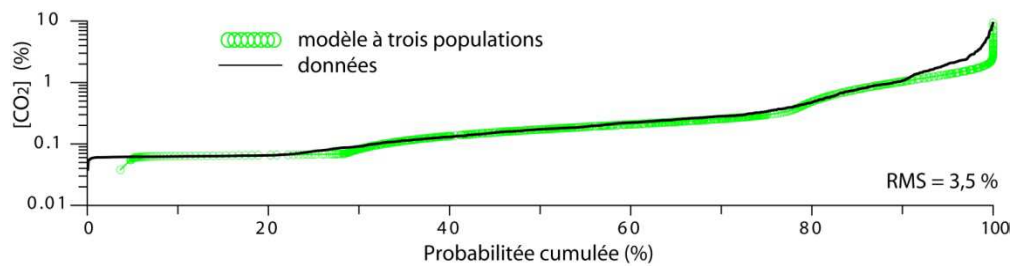


Figure 3.68 : Répartition en probabilité cumulée des données de concentrations en CO₂ mesurées sur le terrain, et distribution probabiliste du meilleur modèle à trois populations gaussiennes déterminées numériquement.

Chapitre 4

Analyse structurale du dôme du Yenkahe

1. Introduction

L'analyse structurale du Yenkahe s'est d'abord basée sur l'analyse d'images satellites de type Ali (2009 - 10 m de résolution en panchromatique, 30 m en multispectral), Landsat 1 et 2 (2009 - 40 m de résolution en panchromatique, 80 m en multispectral), Aster (2015 - 15 m de résolution dans le visible), Ikonos (2010 - 3,2 m en multispectral), et Spot-HGR (2009 - 5 m en panchromatique et 10 m en multispectral). Cette analyse a été complétée par l'exploitation des deux MNT SRTM et Aster (à 90 m et 30 m de résolution, respectivement) et par des observations de terrain réalisées en Juin 2012. Elle a abouti à la rédaction d'une première publication pour le *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (2013), menée par O. Merle et présentée en section 2 de ce chapitre. Cette publication met en avant les principaux traits structuraux observables sur le dôme : à savoir une petite caldera sur sa bordure ouest dans laquelle le Yasur s'est édifié, un graben particulièrement marqué dans sa partie centrale, et un système de failles transverses au graben. L'article discute de la chronologie relative de ces structures et propose un scénario de migration vers l'est de la source de déformation située sous le dôme du Yenkahe.

Le second volet de cette analyse structurale, plus quantitatif, s'est attaché à reconstruire la morphologie du dôme résurgent en 3D par photogrammétrie (Structure from Motion - Multiple-view Stereophotogrammetry) suite à une campagne de photographies aériennes mise en œuvre en 2011 (section 3 du présent chapitre, article soumis à *Journal of Volcanology and Geothermal Research* - version révisée). Le nouveau modèle numérique de surface offre un niveau de détails bien meilleur que les anciens MNT disponibles, et des altitudes plus proches de la réalité (390 m au point culminant du Yasur). Il permet de réaliser une cartographie structurale détaillée du dôme qui appuie les conclusions du précédent papier et met en avant un grand nombre de cicatrices d'effondrements. Ces effondrements, notamment localisés dans la partie est du dôme, soulignent l'instabilité d'une structure résurgente en croissance rapide. Des événements similaires pourraient être responsables de tsunamis dans l'avenir.

2. A structural outline of the Yenkahe volcanic resurgent dome (Tanna Island, Vanuatu Arc, South Pacific) (*published*)



A structural outline of the Yenkahe volcanic resurgent dome (Tanna Island, Vanuatu Arc, South Pacific)



O. Merle ^{a,*}, E. Brothelande ^a, J.-F. Lénat ^a, P. Bachèlery ^a, E. Garaébiti ^b

^a Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont Université, Université Blaise Pascal, BP 10448, 63000 Clermont-Ferrand, France

^b Vanuatu Meteorology and Geohazards Department, P.M.B 9054, Port Vila, Vanuatu

ARTICLE INFO

Article history:

Received 13 June 2013

Accepted 14 October 2013

Available online 29 October 2013

Keywords:

Volcanoes

Resurgent dome

Volcano-tectonics

Magma

ABSTRACT

A structural study has been conducted on the resurgent Yenkahe dome (5 km long by 3 km wide) located in the heart of the Siwi caldera of Tanna Island (Vanuatu arc, south Pacific). This spectacular resurgent dome hosts a small caldera and a very active strombolian cinder cone – the Yasur volcano – in the west and exhibits an intriguing graben in its central part. Detailed mapping and structural observations make it possible to unravel the volcano-tectonic history of the dome. It is shown that, following the early formation of a resurgent dome in the west, a complex collapse (caldera plus graben) occurred and this was associated with the recent uplift of the eastern part of the present dome. Eastward migration of the underlying magma related to regional tectonics is proposed to explain this evolution.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Resurgence is a common process in many calderas (Marsh, 1984; Newhall and Dzurisin, 1988). It corresponds to the uplift of the caldera floor (Smith and Bailey, 1968). The phenomenon has been recognized in active or recent calderas, such as Long valley, Valles caldera, Phlegrean Fields, Ischia, Iwo-jima (e.g. Dvorak and Berrino, 1991; Orsi et al., 1996; Langbein, 2003; Ukawa et al., 2006; Feng and Newman, 2009; Vezzoli et al., 2009) as well as in old, eroded calderas (e.g. Seager, 1973; Beavon, 1980; Krupp, 1984; Fridrich et al., 1991; Kawakami et al., 2007; John et al., 2008). Detailed dating (Phillips et al., 2007; Kennedy et al., 2012) suggests that resurgence starts soon after caldera collapse.

Two main modes of resurgence have been identified: block uplift and doming (e.g. Acocella et al., 2001). In a resurgent block, the layers are uplifted more or less uniformly, they may be tilted but they are virtually undeformed, the deformation being accommodated by faults at the block borders. A well described example of block resurgence is that of Ischia (Orsi et al., 1991; Molin et al., 2003; Paoletti et al., 2013). For resurgent domes, most of the deformation is elastic with faults observed in the apex and peripheral areas. The well-known resurgent domes of Valles and Long Valley calderas (Bailey et al., 1976; Hill and Bailey, 1985; Heiken et al., 1990; Phillips et al., 2007) are examples of this type.

The mechanism of resurgence has been studied using different approaches: modelling of the deformation at active sites (e.g. Dvorak and Berrino, 1991; Luongo et al., 1991; Wicks et al., 1998; Orsi et al., 1999; Newman et al., 2006; Feng and Newman, 2009; Chang et al., 2010; Aly and Cochran, 2011), numerical modelling (Marsh, 1984;

Chery et al., 1991), analogue modelling (Withjack and Scheiner, 1982; Marti et al., 1994; Acocella et al., 2001), and field observations of the inner parts of eroded systems (e.g. Smith and Bailey, 1968; Lipman, 1984; Fridrich et al., 1991; Kawakami et al., 2007). Several phenomena have been identified as potential triggers for resurgence: relaxation of the crust following caldera collapse (Chery et al., 1991), emplacement of intrusions (laccoliths, sills, plutons), and hydrothermal systems.

In presently active caldera resurgences, the vertical uplift ranges from a few centimetres per year (e.g. Long Valley) (Newman et al., 2006) to a few decimetres/meters per year (e.g. Phlegrean Fields, Iwo-jima) (Ukawa et al., 2006; Troise et al., 2007). The study of ancient systems shows that the amplitude of resurgence may reach hundreds to thousands of metres. As a result, it has been proposed that the resurgent structures may become gravitationally unstable and could generate landslides (Tibaldi and Vezzoli, 2004). Caldera resurgence can develop in different modes, from continuous, long-term growth to discrete, shorter episodes of uplift. In general, active resurgences in calderas are associated with hydrothermal and seismic activity and periodic eruptions.

Thus the phenomena of caldera resurgence are important processes in volcanism and they involve interactions between magma, tectonics and hydrothermal systems. It has often been stressed that, in spite of their importance, the causes of presently active resurgences are usually not well understood. Because of their significance in terms of volcanic hazards, they constitute a major research issue. This is the main reason why we have launched a project on one of the most spectacular caldera resurgences in the world, that of the Yenkahe dome in the caldera of Siwi (Tanna Island, Vanuatu). Yasur volcano, a permanently active volcano, is located on the edge of the Yenkahe structure.

We present here observations and preliminary interpretations of the tectonic features of the Yenkahe. Our results suggest that the evolution

* Corresponding author.

E-mail address: o.merle@opgc.fr (O. Merle).

of the resurgent structure is not a steady process, but that spatial displacements of the resurgence can be demonstrated. Their relationships with the active surface volcanism (collapse of a small caldera, construction of cinder cones, effusive activity) and internal processes (intrusions) are discussed.

2. Geological setting

The volcanism of the 1200 km long Vanuatu arc results from the subduction of the oceanic Indo-Australian plate beneath the oceanic Pacific plate to the east (Fig. 1A). The subduction rate is nearly 12 cm/yr at the latitude of Tanna Island located in the southern part of the arc (Pelletier et al., 1998; Calmant et al., 2003).

Tanna is a large construction, 60–80 km wide on the sea floor and about 2 km high (Robin et al., 1994) (Fig. 1B). The geology of Tanna Island (40 × 16 km) remains poorly known, in spite of a few pioneering works (Aubert de la Rüe, 1956; Carney and Macfarlane, 1979; Nairn et al., 1988; Robin et al., 1994; Chen et al., 1995; Neef et al., 2003; Allen, 2004; Peltier et al., 2012). In addition, only a few absolute ages are available to constrain the evolution of the island. The island is built up of volcanic products and coral reefs. Three volcanic complexes have been recognized by Carney and Macfarlane (1979): the Upper Pliocene to Pleistocene Green Hill to the north, the Pleistocene Tukosmeru to the south, and the Siwi Group Volcanic Centre (Upper Pleistocene to present) to the east (Fig. 1, insert). In addition, Robin et al. (1994) have proposed the existence of a Pliocene–Pleistocene volcano, named Eastern Tanna volcano, whose centre would be located offshore, to the east of the northern part of the island.

3. The Siwi–Yasur–Yenkahe complex

The Siwi caldera is located at the base of a huge amphitheatre-like depression on the eastern flank of Tukosmeru volcano (Fig. 2). Morphologically, it appears as a relatively flat area, dipping gently to the east, bounded by faults a few tens of meters to nearly 100 m high. The caldera is open to the sea and therefore its eastern extent is unknown. The shape of the caldera is more or less rectangular (9 × 4 km) (Fig. 2). The formation of this caldera has been associated with the deposition of a sequence of pyroclastite deposits (Nairn et al., 1988; Robin et al., 1994; Allen, 2004). The caldera collapse is still undated, but the freshness of the deposits and the morphology suggest to some authors a relatively young age (less than 20 ky for Nairn et al., 1988).

The Yenkahe dome is a spectacular feature, ~5 km long by ~3 km wide and ~200 m high, in the middle of Siwi caldera. It is elongated in the same direction as the caldera (Fig. 2). Although volcanic constructions exist on the Yenkahe, its main origin is attributed to resurgence processes. This is well illustrated by the presence of emerged corals and waterlain tuffs at its surface, up to 250 m above sea level (Carney and Macfarlane, 1979; Nairn et al., 1988; Chen et al., 1995; Neef et al., 2003). Chen et al. (1995) performed ²³⁰Th/²³⁴U dating on coral samples from terraces on the eastern part of the Yenkahe dome, at mean altitudes of 155 m and 15 m above sea level. Respective ages of AD 1002 ± 10 and AD 1868 ± 4 imply a mean uplift of 156 mm/yr for the eastern part of the Yenkahe dome in recent times. In addition, major deformation can be observed near its north-eastern and south-eastern borders where waterlain tuffs are tilted up to an angle of nearly 70° (Fig. 3D). The resurgence has been attributed to magma intrusion at depth (Carney and Macfarlane, 1979; Nairn et al., 1988; Chen et al., 1995; Metrich et al., 2011), and study of the emerged corals by Chen et al. (1995) suggests that the resurgence occurs mostly during discrete uplift events. This is well illustrated by the co-seismic uplift events of 6 and 4 m in 1878 (refs in Chen et al., 1995). The time averaged uplift rate of the dome over the last 1000 yr, as deduced from dating of the emerged corals (Chen et al., 1995), is 15.6 cm/yr. The Yenkahe resurgence is therefore one of the fastest of the presently active caldera resurgences (Geyer and Marti, 2010, and references therein). The morphology of the Yenkahe is not uniform and is described in detail in the following sections. Hydrothermally altered and warm ground spots are also frequent at the surface of the Yenkahe dome.

Two strombolian cones exist on the fringes of the Yenkahe dome. The Ombus cone (Fig. 2), located at the southern foot of the Yenkahe dome, is an extinct cone now heavily covered by vegetation. The Yasur cone is the present-day focus of magmatic activity in the Siwi Caldera (Figs. 2 and 3C), located at the north-western edge of the Yenkahe dome. It is 391 m above sea level, with a basal diameter of about 1000 m. The 100–150 m-deep crater at the summit is slightly elongated in a north-south direction and has an average diameter of 550 m. The three presently active vents at the bottom of the crater have frequent (every few minutes) strombolian explosions that expel ashes, scoriae, Pele's hair and centimetre-to-meter-sized bombs of basaltic–trachyandesitic composition (Metrich et al., 2011). The cone is built up of the accumulation of these products. To the north and west the deposits extend down to the Siwi caldera floor and the slopes of the cone are longer in these areas. Two historic landslides (1919 and 1975) occurred on these slopes (Carney and Macfarlane, 1979).

The Yasur's present cone is built on a former volcanic center from which the remnants of a pyroclastite cone and a caldera-like structure can be observed (Carney and Macfarlane, 1979). The remnants of the paleo-cone are located to the west-southwest of the present cone and

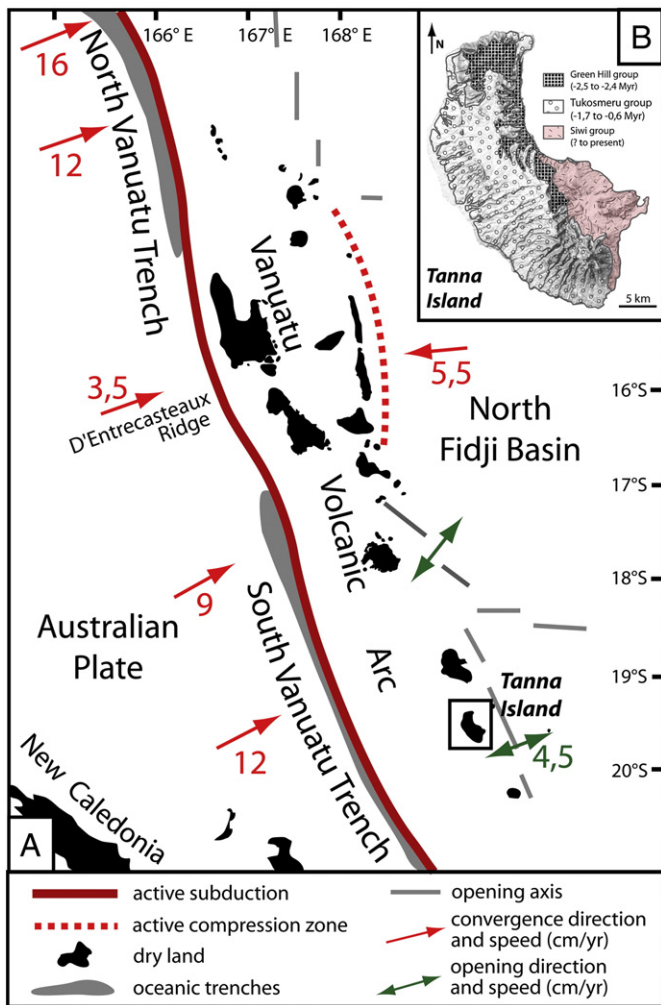


Fig. 1. A) The Vanuatu arc results from the subduction of the oceanic Indo-Australian plate beneath the oceanic Pacific plate to the east [after Pelletier et al. (1998) and Calmant et al. (2003)]. B) The volcanic island of Tanna belongs to the Vanuatu arc. Active volcanism and its emblematic Yasur volcano are located in the south-eastern part of the island [after Carney and Macfarlane (1979)].

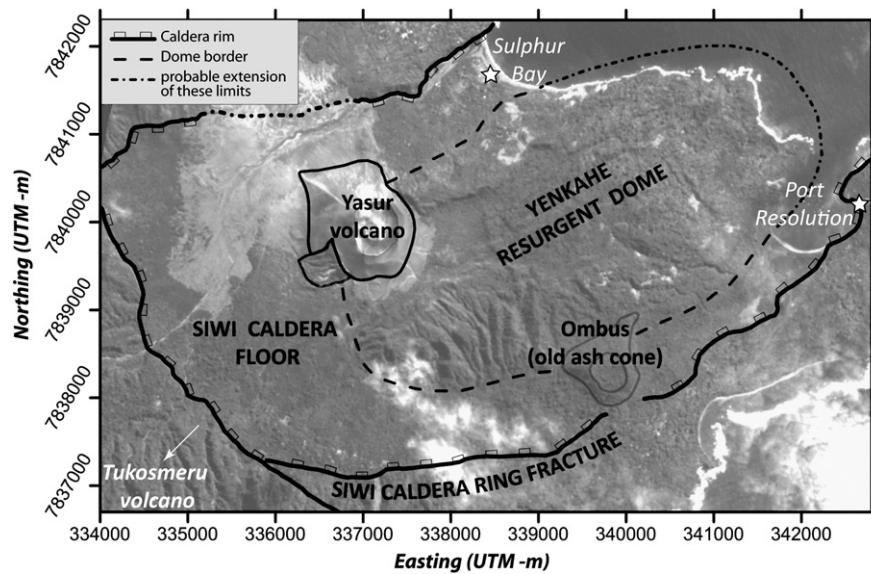


Fig. 2. The Yenkahe resurgent dome and the Yasur volcano are located within the Siwi Caldera.

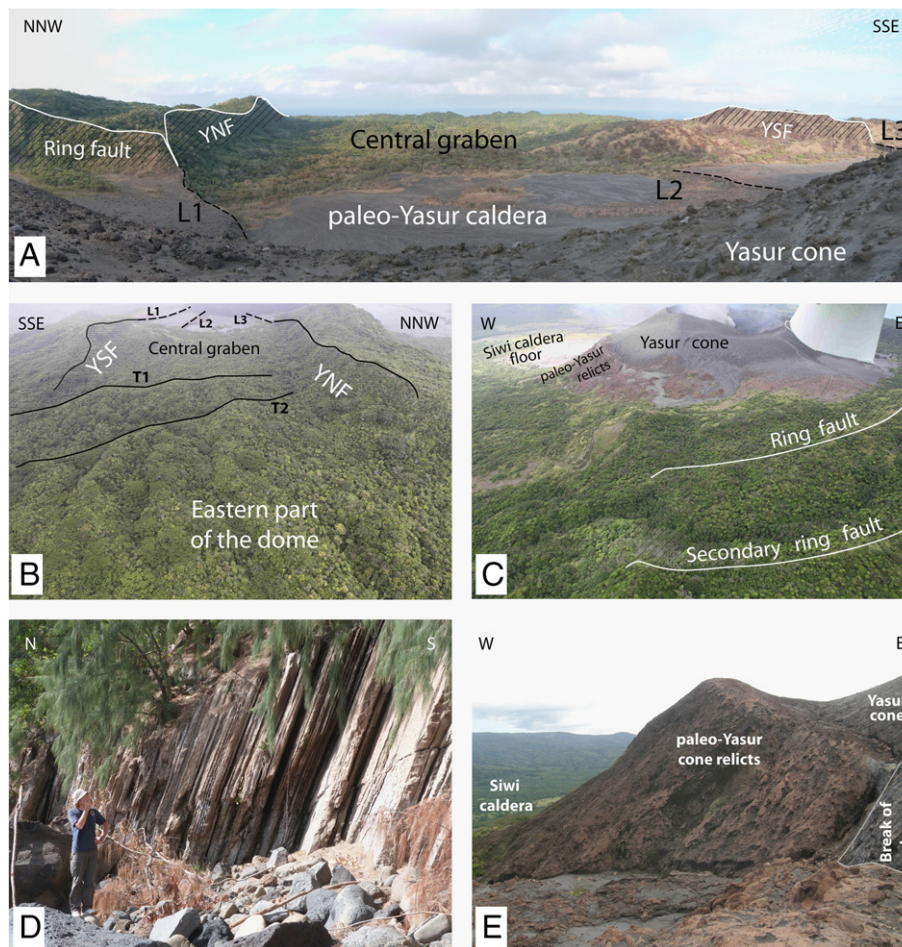


Fig. 3. A) The paleo-Yasur caldera and the central graben seen from the Yasur cone. The YNF and YSF delimit the central graben. The L1 and L3 faults within the paleo-Yasur caldera are exact extensions of the YNF and YSF but with different orientations. B) Aerial view of the central graben (photo courtesy of Adrien Normier and Clementine Bacri, ORA association). C) Aerial view showing the Yasur cone inside the paleo-Yasur caldera limited by the ring fault (photo courtesy of Adrien Normier and Clementine Bacri). D) Upturned marine formations along the north-eastern side of the Yenkahe dome in Sulphur Bay. E) Detail of the relict of the paleo-Yasur cone pasted onto the steeply dipping slope delimiting the paleo-Yasur caldera to the west (see photo C).

are progressively buried by the products of the recent cone (Fig. 3C and E).

Nairn et al. (1988) have proposed, on the base of the analysis and dating of two ash sequences to the northwest of Yasur, that the paleo-Yasur could have been active from 1400 to 800 yr ago, before the young Yasur started its activity.

4. Structural features of the Yenkahe dome

Three different structural domains can be identified on the Yenkahe dome:

- The western zone, which corresponds to the area occupied by the Yasur cone and remnants of the paleo-Yasur cone.
- The central zone, which is characterized by the presence of a well-defined axial graben
- The eastern zone, which is domed and extensively faulted

4.1. Western zone

The current boundary between the western and central zones is a semi-circular vertical fault (Ring fault on Fig. 4) (Fig. 3A and C). This fault, which cuts sharply and interrupts the central zone, is perpendicular to the main trend of the dome. It forms the eastern limit of the flat area in which the Yasur and paleo-Yasur cones have grown (Fig. 4).

Lava flows coming from the eruptive centres about the fault, which clearly demonstrates that the fault predates lava infill in the western, flat area. Lava flows bounded by the fault probably correspond to the infilling of the depression by effusive activity of the paleo-Yasur

subsequent to the fault movement. As noted by previous authors (Carney and Macfarlane, 1979), we consider this semi-circular vertical fault to be the eastern part of a ring fault, which surrounds a caldera-like structure. This caldera, located in the alignment of the axial graben, is nearly 4 km in diameter, which is noticeable. Yet, to our knowledge, no corresponding pyroclastite layers are associated with this caldera formation. We refer to this caldera as the paleo-Yasur caldera.

No ring fault is observed in the field along the western limit of the paleo-Yasur caldera. Instead, an abrupt change of the topographic surface, from flat to very steep, constitutes the end of the caldera floor (Fig. 4). This break in slope, which leads down to a hummocky-type topography in the floor of the Siwi caldera, may be interpreted as resulting from a landslide. It is important to note that the relict of the paleo-Yasur cone is pasted onto this steeply dipping slope (Fig. 4). This indicates that the steeply dipping slope that interrupts the paleo-Yasur caldera already existed prior to the formation of the paleo-Yasur cone.

However, these observations do not make it possible to determine whether landslides subsequently destroyed the western limit of the paleo-Yasur caldera or if the caldera was open to the west from its formation.

The northern and western limit of the paleo-Yasur caldera is hidden below the recent cone of the Yasur volcano. It is noteworthy that the Yasur cinder-cone is not circular in this sector and exhibits a strikingly straight line at the surface (Fig. 5). This geometric feature may result from the building of the Yasur cone onto pre-existing topography. Firstly, the northern slope of the Yasur cone mimics and extends the slope of the Yenkahe dome to the east. This suggests that the Yasur cone has been built on the preserved slope of the Yenkahe dome in this area. Secondly, the western slope of the Yasur cone straddles the western limit of the Paleo-Yasur caldera, i.e. the break in slope leading down to the floor of the Siwi caldera. Such pre-existing topography could explain the odd shape of the Yasur cone and the formation of the straight line in the cinder deposit at the junction of the northern and western slopes. This geometric feature (i.e. the straight line) is amplified by the building

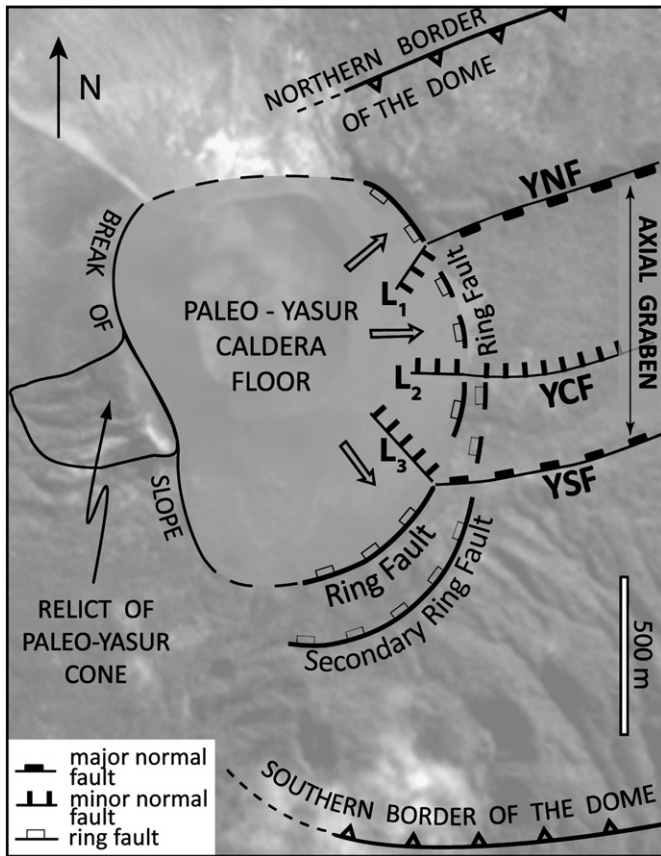


Fig. 4. The paleo-Yasur caldera is delimited to the east by a ring fault, which vanished in the west, being replaced by a break in slope leading down to the Siwi Caldera floor. A relic of the paleo-Yasur cone is pasted onto the break in slope at the western end of the paleo-Yasur caldera. Recent normal faults (L1, L2 and L3) converge towards the paleo-Yasur and the Yasur eruptive centres.

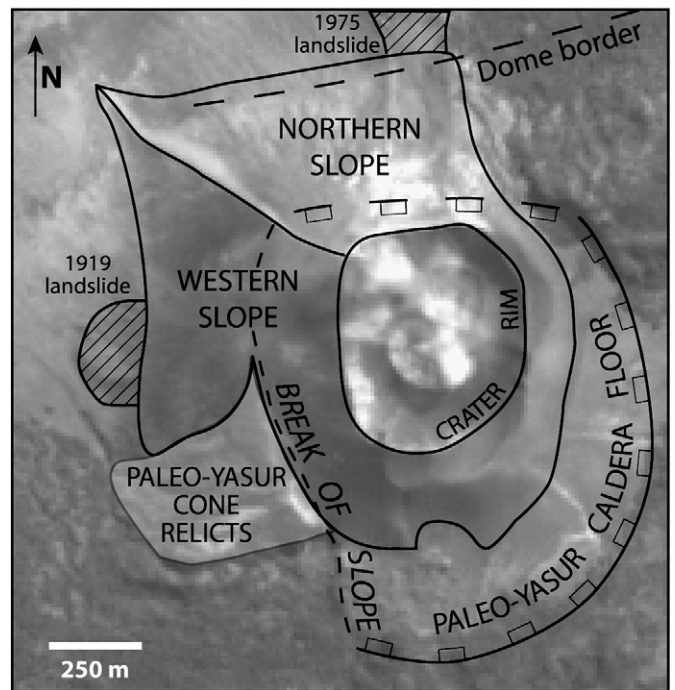


Fig. 5. The base of the Yasur cinder cone is roughly circular in the south-east but exhibits an odd extension to the northwest. Note the straight line dividing the north-western quadrant in two.

of a dune due to the dominant winds carrying the ashes to the northwest.

Lava infill within the paleo-Yasur caldera is cut by hydrothermally active normal faults (L1, L2 and L3 on Fig. 4) (Peltier et al., 2012), whose orientations converge towards the eruptive centre (Fig. 4). Strikingly, the two main faults (L1 and L3) observed in the lava infill are exact extension of the Yenkahe North Fault (YNF) and the Yenkahe South Fault (YSF), but with different orientations (Figs. 3A and 4).

To the south-east of the caldera ring fault, a secondary ring fault of limited offset can be identified, which follows exactly the same arc as the main ring fault (Figs. 3C and 4).

4.2. Central zone

The axial graben is limited to the north and south by two major normal faults (i.e. the YSF and the YNF, Figs. 3A,B and 6), both showing an offset, varying along strike from 40 to 60 m. Other normal faults of similar orientation and of a few-meters offset can be observed within the graben. One of them, however, the Yenkahe central fault (YCF), exhibits an offset of a few tens of meters to the west of the axial graben (Fig. 6).

The YNF is close to the northern border of the dome, which is narrow and exhibits a steep topographic slope (about 45°). In contrast, the YSF is far from the southern border and another striking normal fault can be observed to the south of it, in the generally flat area before the slope of the southern border. As a result, a simplified cross-section of the dome from north-west to south-east, including the central graben reveals an asymmetric structure (Fig. 7A).

Erosion and vegetation are very abundant in the axial central graben making the faults difficult to establish with certainty. The YNF is interrupted to the east by an oblique structure, which is interpreted as an erosional feature resulting from repeated landslides. The YSF can be traced eastward to a clear (offset to the order of a few tens of meters) curved transverse fault (T3 in Fig. 6), which marks the transition to another domain (see eastern zone section).

When approaching the paleo-Yasur caldera, the graben exhibits a perfectly flat floor resulting from the collapse of the axial zone by

about 60 m. The flat floor of the graben is at exactly the same elevation than that of the paleo-Yasur caldera and no escarpment is visible in this zone when crossing the ring fault of the caldera (Fig. 3A).

To the east, the flat floor of the graben is interrupted by two transverse faults (Fig. 6, T1 and T2), which raise the topography locally. Due to the dense vegetation, the chronology between transverse and longitudinal faults cannot be established in the field. However, satellite images favour the hypothesis that transverse faults postdate longitudinal faults in the axial central graben.

4.3. Eastern zone

The altitude decreases gradually eastwards along the flat floor of the axial central graben. However, the graben floor is cut by a succession of transverse faults (faults T1, T2, T3, etc on Fig. 6), which all reveal a downthrow to the west and/or an upthrow to the east. This indicates a downward movement of the western part relative to the eastern part. In other words, even if the current topography shows an overall downwards slope to the east, the roof of the dome is uplifted to the east whereas it collapses to the west. As a result, the YNF and the YSF are less visible in the east, exhibiting small offsets, and the whole topography in the east is that of a classic resurgent dome exhibiting steep flanks (30 – 40°) with a flat roof in between (Fig. 7B).

Two sets of longitudinal and transverse faults are visible in the eastern part of the dome (Fig. 8). Longitudinal faults are oriented in the axial direction of the dome whereas transverse faults are associated with the roof uplift. No clear-cut chronology can be established either in the field or from satellite images for the two sets of faults, which may be considered as an argument for coeval activity.

The up-tilting of strata along the border of the dome, especially at Sulphur Bay (up to 70°, Fig. 3D), is consistent with very recent marine formations observed on top of the dome at an elevation of about 200 m. It is noteworthy that thermal anomalies are higher in the eastern zone than in the western part of the dome, especially along the dome borders where several hydrothermal zones are visible. These hydrothermally active zones are associated with local gravity landslides of highly altered rocks, as seen on the northern flanks of the dome at Sulfur bay

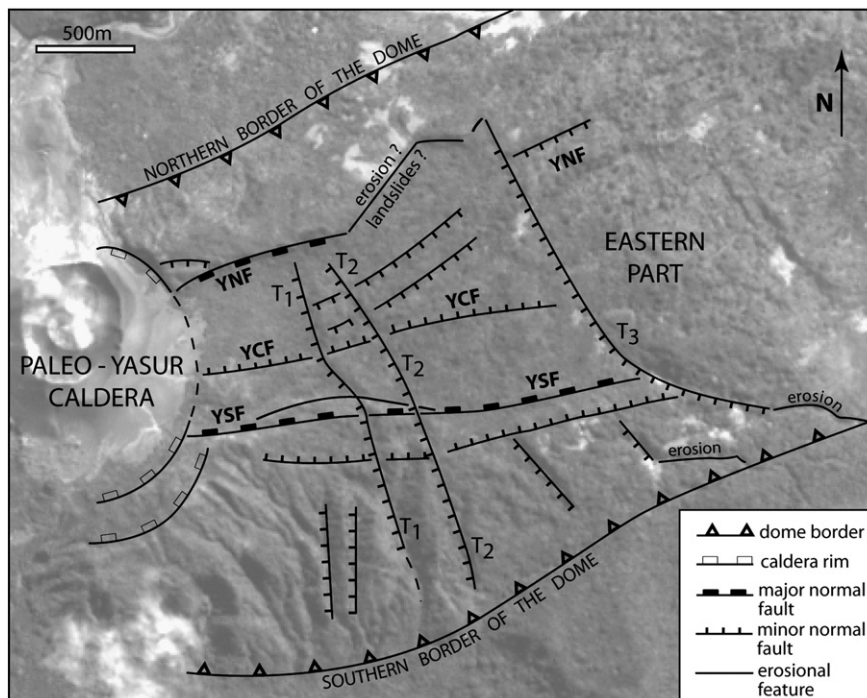


Fig. 6. The axial central graben is delimited by two major normal faults (YNF and YSF). Transverse faults (T1, T2 and T3) reveal an upthrow to the east associated with the late doming of the eastern part the Yenkahe dome.

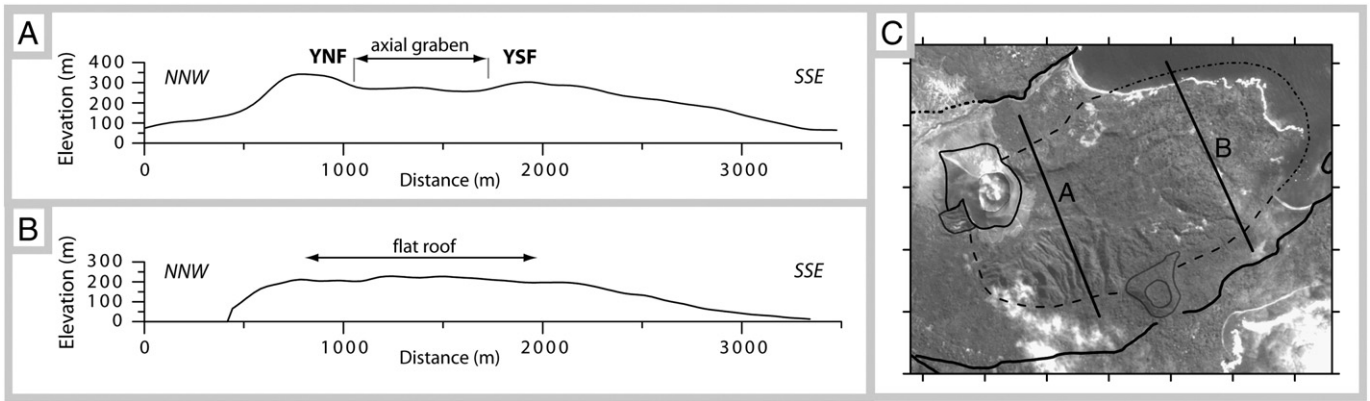


Fig. 7. Two cross-sections of the dome (see localisation in C) reveal the strong asymmetry of the Yenkahe dome with steep (40°) and gentle slopes (10°) to the north and south, respectively. A) To the west, the central part of the dome is collapsed between two main normal faults (YNF and YSF). B) In the east, the top of the dome is a flat zone bearing very recent marine deposits.

(Brothelande, PhD, in preparation). This suggests that the eastern part of the dome is active.

5. Discussion

5.1. Westward extension of the Yenkahe dome

The main structural observation in this area is that the dome is cut off by the ring fault of the paleo-Yasur caldera. This demonstrates that the formation of the dome occurred prior to that of the caldera and reveals that the western part of the Yenkahe dome collapsed during caldera formation.

The western extent of the dome is not clear. However, the abrupt break of slope to the west of the flat paleo-Yasur caldera floor is a clear limit beyond which, in the floor of the Siwi caldera, no relief corresponding to the initial extent of the dome can be identified. For this reason, we tentatively consider that the western part of the Yenkahe

dome was situated at the present-day location of the paleo-Yasur caldera and thus at the current Yasur eruptive centre.

This indicates that the magma source is located at depth beneath the western zone and that the Yenkahe dome probably originated from this zone. This western zone of the dome has been destroyed by the formation of the paleo-Yasur caldera, which has led to the formation of a paleo-cone whose relict is still visible on the western side of the paleo-Yasur caldera. This event reveals that the western zone of the Yenkahe dome was very active and unstable, and that the magma pierced the surface of the dome at this location.

5.2. Central zone of the Yenkahe dome

To the east of the paleo-Yasur caldera, the topography of the Yenkahe is not that of an active resurgent dome. Such a dome generally exhibits a flat roof with no axial graben. In this scenario, the flat top of the dome is affected by normal faults distributed all over the roof,

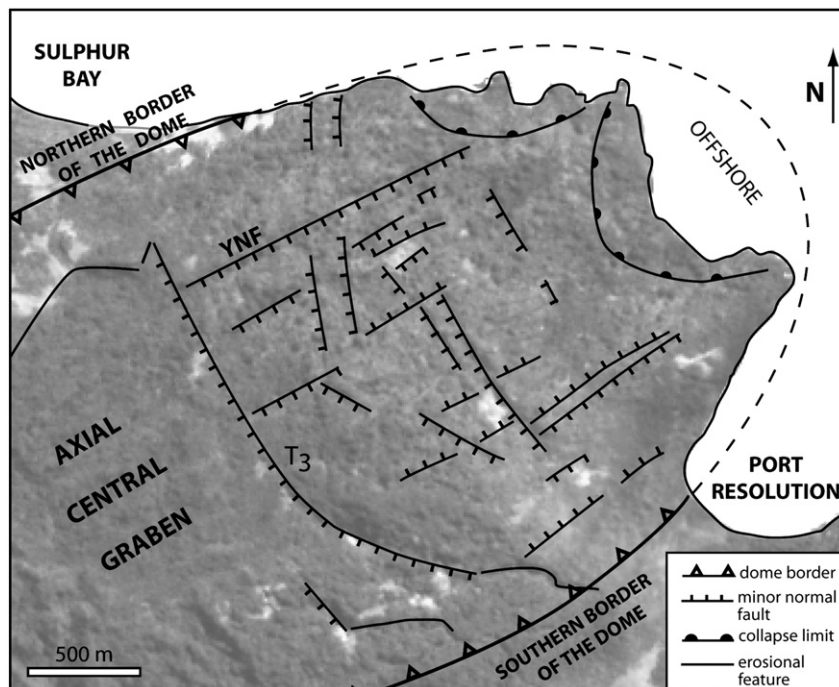


Fig. 8. The eastern zone of the dome is bounded by a large fault (offset of tens of meters, T3) indicating a relative downthrow of the western segment relative to the eastern segment. In the flat top-zone of the dome, a dense pattern of transverse and longitudinal faults is observed.

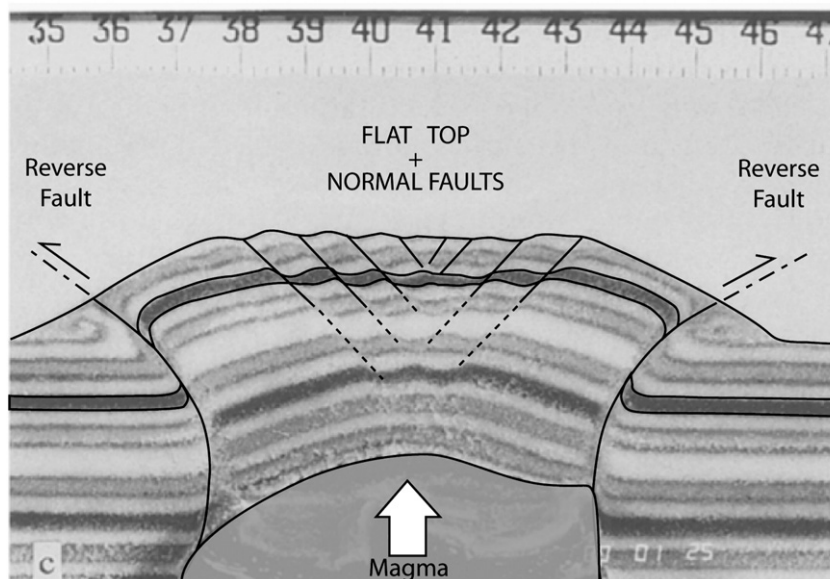


Fig. 9. Example of an analogue experiment on dome formation. The structure is limited at the base by two steeply-dipping reverse faults whereas the top of the dome is a flat zone where extension is accommodated by normal faulting (drawn from Fig. 4 in Merle and Vendeville, 1995).

which accommodate the extension generated by the uplift of the dome (Fig. 9) (Vendeville and Jackson, 1992; Schultz-Ela et al., 1993; Merle and Vendeville, 1995). As a result of this deformation, the topography of an active volcanic dome is that of an upside-down cauldron. In contrast, the topography of the Yenkahe looks like a dome whose central part (i.e. the axial graben) has collapsed between the YNF and the YSF. We conclude that the deformation in the central zone of the Yenkahe dome was two-fold: active resurgent doming followed by the collapse of its central part.

The chronology for the dome collapse and the paleo-Yasur caldera formation is difficult to establish, which we interpret as an argument that the two events are roughly coeval. This makes sense if we consider that the underlying magma may not have evolved independently on both sides of the limit between the caldera and the axial graben.

This interpretation makes it possible to reconcile the following data:

1. The ring fault is not visible between the YNF and the YSF and there is no escarpment between the flat caldera floor and the flat floor of the axial graben. This suggests that both the collapse of the caldera and that of the axial graben occurred together.
2. Normal faults in the caldera (L1, L2 and L3) converge towards the eruptive centre. According to van Wyk de Vries and Merle (1996), the local stress field due to the load of a volcano leads to the capture of normal faults that converge towards it. The changes in orientation between the YNF/YSF and the L1/L3 faults, as well as the limited offset (a few meters) of the L1/L3 faults, reveal that the YSF/YNF were already present when the L1/L3 were formed. For this reason, although L1 and L3 normal faults in the lava infill postdate the main formation of the caldera, they record the last increment of the global collapse (i.e. graben + caldera).

This indicates that the collapse process in the whole area took place over a long period of time. Thus, the collapse was a major event in the area which affected both the western and central zones of the Yenkahe dome more or less synchronously.

5.3. Eastern zone of the Yenkahe dome

The structural observations gathered in the Yenkahe dome point to the eastern zone being the only active uplift zone at the present-day. Evidence for this is: a) the flat roof, which is that of an active dome, b)

the dip of marine strata along the northern flank, which reaches up to 70°, c) the highest thermal anomalies, which are concentrated there, especially along the borders, and d) the impressive uplift (>150 m), which occurred rapidly at a very recent time (i.e. the last 1000 yr).

This allows us to put forward some hypotheses about the eastern extent of the dome. It is doubtful that the initial extent of the dome to the east corresponds to its present-day termination. Recent marine deposits now on top of the dome at an elevation of about 200 m, indicate that the eastern part of the dome was still underwater a few hundred years ago. Evidence for the presence of magma beneath (high temperatures, fumaroles, altered rock, landslides, etc) show that this zone is more active than the central zone of the dome. These observations strongly suggest that the eastern part of the current dome did not exist prior to the western collapse (paleo-Yasur caldera + central graben). Recent activity (hot fumaroles and alteration) and doming in the east may be attributed to eastward migration of the underlying magma.

5.4. A tectonic model

Considering that the formation of the paleo-Yasur caldera was apparently not associated with the emission of significant aerial or effusive products, we propose that the eastward migration of the magma underneath triggered the caldera and the axial graben collapse along the ring fault and the YNF/YSF, respectively. Further eastward, escape of the underlying magma generated doming in the eastern zone. Within the axial graben, the surface deformation has been accommodated by a succession of transverse faults that allowed the uplift of the eastern zone and the coeval collapse of the central zone (Fig. 10). Despite the eastward migration of the magma, the eruptive centre (Yasur and paleo-Yasur cinder cones) is still connected with a magma chamber at depth, from which the magma now located under the eastern part of the dome is also derived.

In this scenario, an elongated resurgent dome formed prior to the occurrence of a complex collapse, which included both a circular caldera in the west (i.e. the paleo-Yasur caldera) and a linear graben in the east (i.e. the axial graben). It is not clear as to why such different mechanisms of rupture occurred at the same time. The formation of a circular caldera probably resulted from its location above the deep source of the magma, as is indicated by the continued presence of the eruptive centre in this area (paleo-Yasur and Yasur cinder cones). After the initial

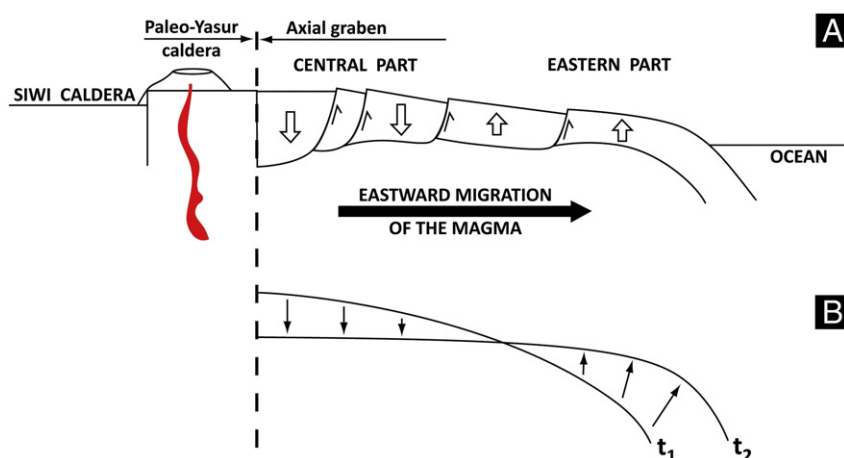


Fig. 10. A) The eastward migration of the underlying magma generates the collapse of a wide zone including the paleo-Yasur caldera and the axial central graben. B) This whole collapse to the west is coeval with the uplift of the eastern zone.

formation of an elongated resurgent dome (i.e. the Yenkahe dome), the shallow reservoir above the deep magma source may have changed its shape to become spherical, causing a circular caldera to form when the whole collapse took place.

5.5. Influence of regional tectonics

Most resurgent domes are sub-circular (Acocella et al., 2001). The structural explanation is that the ascent of the magma from a vertical cylindrical conduit generates a circular intrusion when approaching the Earth's surface. On the other hand, the formation of an elongated dome must be related to an elongated reservoir underneath. This raises the question as to how a vertical magma conduit could create an elongated reservoir near the surface.

It is tempting to relate the elongated shape of the reservoir to the regional tectonics resulting from the subduction of the Indo-Australian plate. We note that the Yenkahe dome is strongly elongated in the direction of the regional stretching, i.e. in the direction normal to the main trend of the subduction zone located to the west of the island, and normal to the back-arc basin of Futuna to the east. This cannot be purely coincidental.

The growth of an elongated reservoir could be related to a lateral unconfined boundary. This unconfined boundary could be due both to the steep eastward offshore topographic slope towards the deep North-Fiji back-arc basin and to the (regional) weak lateral confining stress in this direction. The magma rises vertically up to the point where the unconfined boundary causes it move horizontally in this direction. This creates an elongated dome at the surface. During a second phase, further lateral escape of the magma triggers collapse of this elongated structure and doming to the east, in the same unconfined direction.

The Siwi caldera also shows a clear elongation in the same direction suggesting that the whole volcano-tectonic history in this area is controlled by the regional tectonics related to the subduction zone.

6. Concluding remarks

The main conclusions of this structural study can be summarized as follows:

1. A resurgent dome in the heart of a large caldera has undergone a long and complex volcano-tectonic history, associated with eruptions, caldera formation and lateral migration of the underlying magma.
2. The elongated resurgent dome may have developed due to the ascending magma intruding laterally near to the surface as a result of a lateral unconfined boundary.

3. Further lateral escape of the magma may have triggered the collapse of the elongated resurgent dome.
4. The collapse of the elongated dome was complex and may have generated a sub-circular caldera above the deep source of the magma and a graben in the adjacent part of the dome.
5. In the Siwi caldera of Tanna Island, magma migration and the formation of an active dome at the coast present a real risk for inhabitants of nearby villages (Ipikel and Port Resolution). We consider this risk to be higher than that posed by to the current Yasur volcano activity.

Acknowledgments

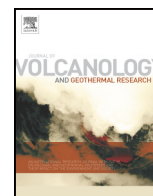
We wish to thank the inhabitants of the Yasur area for their friendly welcome and their help in the field. Jason Andrews, from the Vanuatu Meteorology and Geohazards Department has been of great help for our field work in 2012. We thank Adrien Normier and Clementine Bacri who provided aerial photographs from the project Wings for science. This work has been supported by ANR contracts ANR-06-CAT-02 Arc-Vanuatu, led by B. Pelletier and S. Vergnole, and the Laboratory of Excellence ClerVolc. This is Laboratory of Excellence ClerVolc contribution n° 75. We thank Valerio Acocella and Alessandro Tibaldi for useful reviews.

References

- Acocella, V., Cifelli, F., Funicello, R., 2001. The control of overburden thickness on resurgent domes: insights from analogue models. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 111 (1–4), 137–153.
- Allen, S.R., 2004. Complex spatter- and pumice-rich pyroclastic deposits from an andesitic caldera-forming eruption: the Siwi pyroclastic sequence, Tanna, Vanuatu. *Bull. Volcanol.* 67 (1), 27–41.
- Aly, M.H., Cochran, H.S., 2011. Spatio-temporal evolution of Yellowstone deformation between 1992 and 2009 from InSAR and GPS observations. *Bull. Volcanol.* 73, 1407–1419.
- Aubert de La Rüe, E., 1956. La géologie des Nouvelles-Hébrides. *J. Soc. Océan.* 12, 63–98.
- Bailey, R.A., Dalrymple, G.B., Lanphere, M.A., 1976. Volcanism, structure and geochronology of Long Valley caldera, Mono County, California. *J. Geophys. Res.* 81, 725–744.
- Beavon, R.V., 1980. Resurgent Cauldron in the Early Paleozoic of Wales, UK. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 7 (1–2), 157–174.
- Calmant, S., Pelletier, B., Lebellegard, P., Bevis, M., Taylor, F.W., Phillips, D.A., 2003. New insights on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results. *J. Geophys. Res.* 108 (B6), 2319–2339.
- Carney, J.N., Macfarlane, A., 1979. Geology of Tanna, Aneityum, Futana and Aniwa New Hebrides Government. *Geol. Surv. Rep.* 5–29.
- Chang, W.L., Smith, R.L., Farrell, J., Puskas, C.M., 2010. An extraordinary episode of Yellowstone caldera uplift, 2004–2010, from GPS and InSAR observations. *Geophys. Res. Lett.* 37, L23302.
- 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 (5), 577–590.
- Chery, J., Bonneville, A., Vilotte, J.P., Yuen, D., 1991. Numerical modelling of caldera dynamical behaviour. *Geophys. J. Int.* 105, 365–379.

- Dvorak, J.J., Berrino, G., 1991. Recent ground movement and seismic activity in Campi Flegrei, Southern Italy - episodic growth of a resurgent dome. *J. Geophys. Res. Solid Earth Planets* 96 (B2), 2309–2323.
- Feng, L., Newman, A.V., 2009. Constraints on continued episodic inflation at Long Valley Caldera, based on seismic and geodetic observations. *J. Geophys. Res.* 114, B06403.
- Fridrich, C.J., Smith, R.P., DeWitt, E.D., MacKee, E.H., 1991. Structural, eruptive, and intrusive evolution of the Grizzly Peak caldera, Sawatch Range, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 1160–1177.
- Geyer, A., Marti, J., 2010. The new worldwide collapse caldera database (CCDB): a tool for studying and understanding caldera processes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 175 (3), 334–354.
- Heiken, G., Goff, F., Gardner, J.N., Baldrige, W.S., 1990. The Valles/Toledo caldera complex, Jemez volcanic field, New Mexico. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 18, 27–53.
- Hill, D.P., Bailey, R.A., 1985. Active tectonic and magmatic processes beneath Long Valley Caldera, Eastern California: an overview. *J. Geophys. Res.* 90 (B13), 11,111–11,120.
- John, D.A., Henry, C.D., Colgan, J.P., 2008. Magmatic and tectonic evolution of the Caetano caldera, north-central Nevada—a tilted mid-Tertiary eruptive center and source of the Caetano Tuff. *Geosphere* 4 (1), 75–106.
- Kawakami, Y., Hoshi, H., Yamaguchi, Y., 2007. Mechanism of caldera collapse and resurgence: observations from the northern part of the Kumano Acidic Rocks, Kii peninsula, southwest Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 167 (1–4), 263–281.
- Kennedy, B., Wilcock, J., Stix, J., 2012. Caldera resurgence during magma replenishment and rejuvenation at Valles and Lake City calderas. *Bull. Volcanol.* 74 (8), 1833–1847.
- Krupp, R., 1984. The Nahe Caldera - a Resurgent Caldera in the Permocarboiferous Saar Nahe Basin, Sw-Germany. *Geol. Rundsch.* 73 (3), 981–1005.
- Langbein, J.O., 2003. Deformation of the Long Valley Caldera, California: inferences from measurements from 1988 and 2001. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 127, 247–267.
- Lipman, P.W., 1984. The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.* 89 (B10), 8801–8841.
- Luongo, G., Cubellis, E., Obrizzo, F., Petrazzuoli, S.M., 1991. The mechanics of the Campi-Flegrei Resurgent Caldera - a model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 45 (3–4), 161–172.
- Marsh, B.D., 1984. On the mechanics of caldera resurgence. *J. Geophys. Res.* 89 (NB10), 8245–8251.
- Marti, J., Ablay, G.J., Redshaw, L.T., Sparks, R.S.J., 1994. Experimental studies of collapse calderas. *J. Geol. Soc. London* 151, 919–929.
- Merle, O., Vendeville, B., 1995. Experimental modelling of thin-skinned shortening around magmatic intrusions. *Bull. Volcanol.* 57, 33–43.
- Metrich, N., et al., 2011. Magma and volatile supply to post-collapse volcanism and block resurgence in Siwi Caldera (Tanna Island, Vanuatu Arc). *J. Petrol.* 52 (6), 1077–1105.
- Molin, P., Acocella, V., Funicello, R., 2003. Structural, seismic and hydrothermal features at the border of an active intermittent resurgent block: Ischia island (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 121, 65–81.
- Nairn, I.A., Scott, B.J., Giggenbach, W.F., 1988. Yasur volcanic investigations, Vanuatu September 1988. *N. Z. Geol. Surv. Rep.* G136.
- Neef, G., Zhao, J.X., Collerson, K.D., Zhang, F.S., 2003. Late Quaternary uplift and subsidence of the west coast of Tanna, south Vanuatu, southwest Pacific: U-Th ages of raised coral reefs in the Median Sedimentary Basin. *Aust. J. Earth Sci.* 50 (1), 39–48.
- Newhall, C.G., Dzurisin, D., 1988. Historical unrest at large calderas of the world. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1108.
- Newman, A.V., Dixon, T.H., Gourmelen, N., 2006. A four-dimensional viscoelastic deformation model for Long Valley Caldera, California, between 1995 and 2000. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 150, 244–269.
- Orsi, G., Gallo, G., Zanchi, Z., 1991. Simple-shearing block resurgence in caldera depressions - a model from Pantelleria and Ischia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 47 (1–2), 1–11.
- Orsi, G., DeVita, S., diVito, M., 1996. The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 74 (3–4), 179–214.
- Orsi, G., et al., 1999. Short-term ground deformations and seismicity in the resurgent Campi Flegrei caldera (Italy): an example of active block-resurgence in a densely populated area. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 91 (2–4), 415–451.
- Paoletti, V., D'Antonio, M., Rapolla, A., 2013. The structural setting of the Ischia Island (Phlegrean Volcanic District, Southern Italy): inferences from geophysics and geochemistry. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 249, 155–173.
- Pelletier, B., Calmant, S., Pillet, R., 1998. Current tectonic of the Tonga-New Hebrides region. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 263–276.
- Peltier, A., Finizola, A., Douillet, G.A., Brothelande, E., Garaebiti, E., 2012. Structure of an active volcano associated with a resurgent block inferred from thermal mapping: the Yasur-Yenkahe volcanic complex (Vanuatu). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 243–244, 59–68.
- Phillips, E.H., et al., 2007. The Ar-40/Ar-39 age constraints on the duration of resurgence at the Valles caldera, New Mexico. *J. Geophys. Res.* 112 (B8).
- Robin, C., Eissen, J.P., Monzier, M., 1994. Ignimbrites of Basaltic Andesite and Andesite Compositions from Tanna, New-Hebrides Arc. *Bull. Volcanol.* 56 (1), 10–22.
- Schultz-Ela, D.D., Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C., 1993. Mechanics of active salt diapirism. *Tectonophysics* 228, 275–312.
- Seager, W.R., 1973. Resurgent volcano-tectonic depression of Oligocene-age, South-Central New-Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84 (11), 3611.
- Smith, R.L., Bailey, R.A., 1968. Resurgent cauldrons. In: Coats, R.R., Hay, R.L., Anderson, C.A. (Eds.), *Studies in volcanology*. *Geol. Soc. Am. Mem.* pp. 613–662.
- Tibaldi, A., Vezzoli, L., 2004. A new type of volcano flank failure: the resurgent caldera sector collapse, Ischia, Italy. *Geophys. Res. Lett.* 31 (14).
- Troise, C., et al., 2007. Renewed ground uplift at Campi Flegrei caldera (Italy): new insight on magmatic processes and forecast. *Geophys. Res. Lett.* 34, L03301.
- Ukawa, M., et al., 2006. Long-term geodetic measurements of large scale deformation at Iwo-jima caldera, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 150 (1–3), 98–118.
- van Wyk de Vries, B., Merle, O., 1996. The effect of volcanic construct on rift fault patterns. *Geology* 24, 643–646.
- Vendeville, B.C., Jackson, M.P.A., 1992. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.* 9, 331–353.
- Vezzoli, L., et al., 2009. Modes and times of caldera resurgence: the < 10 ka evolution of Ischia Caldera, Italy, from high-precision archaeomagnetic dating. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 186 (3–4), 305–319.
- Wicks, C.J., Thatcher, W., Dzurisin, D., 1998. Migration of fluids beneath Yellowstone caldera inferred from satellite radar interferometry. *Science* 282, 458–462.
- Withjack, M.O., Scheiner, C., 1982. Fault patterns associated with domes: an experimental and analytical study. *AAPG Bull.* 66, 302–316.

3. Insights into the evolution of the Yenkahe resurgent dome (Siwi caldera, Tanna Island, Vanuatu) inferred from aerial high-resolution photogrammetry (*published*)



Insights into the evolution of the Yenkahe resurgent dome (Siwi caldera, Tanna Island, Vanuatu) inferred from aerial high-resolution photogrammetry



E. Brothelande^{a,b,*}, J.-F. Lénat^a, A. Normier^c, C. Bacri^c, A. Peltier^d, R. Paris^a, K. Kelfoun^a, O. Merle^a, A. Finizola^e, E. Garaebiti^f

^a Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal – CNRS – IRD, OPGC, 5 rue Kessler, 63038 Clermont Ferrand, France

^b Université de Nantes, Nantes Atlantique Universités, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes, UMR CNRS 6112, 2 rue de la Houssinière, 44322 Nantes, France

^c O.R.A. (Observer Relever Analyser) association – “Wings for science” project, Maison des associations, 38 boulevard Henri IV, 75004 Paris, France

^d Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF), Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, CNRS, UMR 7154, Géologie des Systèmes Volcaniques, 14 RN3, le 27ème km, 97418, La Plaine des Cafres, La Réunion, France

^e Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de la Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, CNRS UMR 7154, 15 avenue René Cassin, CS 92003, 97744 Saint Denis, cedex 9, La Réunion, France

^f Vanuatu Meteorology and Geohazards Department, P.M.B. 9054, Port Vila, Vanuatu

ARTICLE INFO

Article history:

Received 5 September 2014

Accepted 12 April 2015

Available online 23 April 2015

Keywords:

Photogrammetry

Resurgent dome

Yenkahe

Yasur

Flank collapse

Tsunami

ABSTRACT

The Yenkahe dome (Tanna Island, Vanuatu) is one of the most spectacular examples of presently active post-caldera resurgence, exhibiting a very high uplift rate over the past 1000 years (156 mm/year on average). Although numerous inhabited areas are scattered around the dome, the dynamics of this structure and associated hazards remain poorly studied because of its remote location and dense vegetation cover. A high-resolution photogrammetric campaign was carried out in November 2011 over the dome. Georeferenced photographs were treated by “Structure from Motion” and “Multiple-view Stereophotogrammetry” methods to produce a 3D-digital surface model (DSM) of the area and its associated orthophotograph. This DSM is much more accurate than previously available SRTM and Aster digital elevation models (DEMs), particularly at minimal (coastline) and maximal altitudes (Yasur culmination point, ~390 m). While previous mapping relied mostly on low resolution DEMs and satellite images, the high precision of the DSM allows for a detailed structural analysis of the Yenkahe dome, notably based on the quantification of fault displacements. The new structural map, inferred from the 3D reconstruction and morphological analysis of the dome, reveals a complex pattern of faults and destabilization scars reflecting a succession of constructive and destructive events. Numerous landslide scars directed toward the sea highlight the probable occurrence of a tsunami event affecting the south-eastern coast of Tanna. Simulations of landslide-triggered tsunamis show the short time propagation of such a wave (1–2 min), which could affect coastal localities even following relatively small destabilized volumes (a few million cubic meters).

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Vanuatu is a 1200 km-long volcanic arc located in the south-west Pacific, resulting from the eastward subduction of the Australian plate beneath the Pacific plate. In the southern segment of the arc, at the latitude of Tanna, the convergence rate reaches ~12 cm/year (direction N69) and the associated back-arc extension rate of the North-Fiji basin, to the east, is ~4 cm/year (Pelletier et al., 1998; Calmant et al., 2003). Tanna Island is approximately 2.5 Ma old (oldest rocks are from late Pliocene; Carney and Macfarlane, 1979) and was constructed by

successive phases of volcanism and reef limestone growth. The Siwi Group, to the southeast of the island (Fig. 1A), dated from upper Pleistocene to present, is composed of pyroclastic deposits and associated lavas, mainly andesites to basaltic andesites. A moderate volume eruption (1–2 km³), still undated but estimated to be as young as a few tens of ka, formed the Siwi caldera and the associated ignimbrite (Nairn et al., 1988; Allen, 2005). The Siwi caldera (>24 km²) is defined on land by a more or less rectangular ring fracture (Carney and Macfarlane, 1979) and extends offshore between Ipikel (also named Sulphur Bay) and Port Resolution (Fig. 1B).

The Siwi caldera is a remarkable example of caldera unrest as it hosts the rare association between one of the most active volcanoes of the archipelago, Mount Yasur, and the impressive Yenkahe resurgent dome. Given the small amount of lava emitted by the Yasur volcano,

* Corresponding author at: Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal – CNRS – IRD, OPGC, 5 rue Kessler, 63038 Clermont Ferrand, France.
E-mail address: elodie_brothelande@yahoo.fr (E. Brothelande).

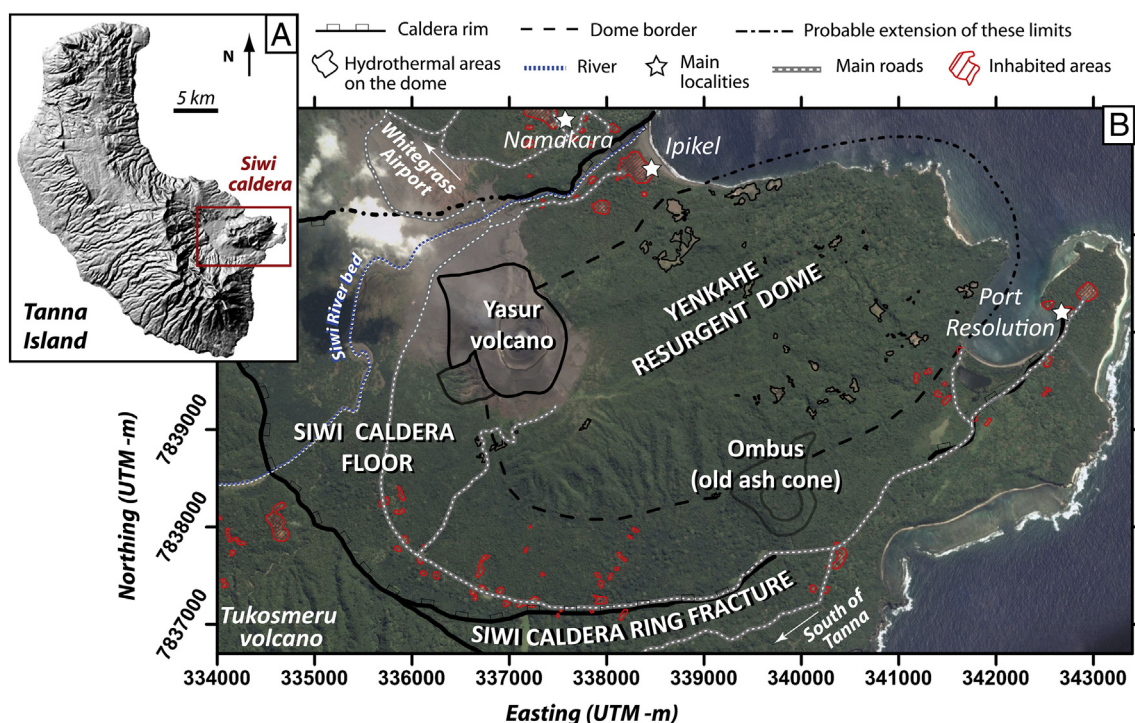


Fig. 1. (A) The volcanic island of Tanna and the location of the active Siwi caldera (SRTM DEM). (B) Map of the Siwi caldera, on a Google Earth Pro orthoimage, showing the caldera rim, the volcanic edifices, the Yenkahe dome and notable visible features. Structural limits are inferred from the SRTM DEM. Coordinates: UTM 59S–WGS84.

Metrich et al. (2011) proposed that the high SO_2 degassing rates (630 t/day on average over the past 5 years, Bani et al., 2012) could be associated with an intrusion rate of $5.10^7 \text{ m}^3/\text{year}$ of basaltic magma in the Siwi area. Located in the middle of the caldera, and elongated in the same direction ($\sim\text{N}67$), the Yenkahe dome is about 5 km long, 3 km wide, and 200–300 m high (Fig. 1B). The Yenkahe dome represents one of the most spectacular examples of presently active post-caldera resurgence. The last uplift occurred during two strong local earthquakes in 1878 (not felt 20 km away, Paton and Paton, 1894), resulting in a 10-meter elevation of the bay of Port Resolution. $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating performed on coral samples from terraces on the eastern part of the Yenkahe dome revealed a mean uplift of 156 mm/year over the last 1000 years (Chen et al., 1995). Like other examples of resurgent domes (e.g. Long Valley, Battaglia et al., 2003; Yellowstone, Miller and Smith, 1999; Husen et al., 2004), Yenkahe is probably related to shallow magma intrusion processes generating rapid surface deformation and possible destabilization of the edifice, as observed for instance at Ischia (Tibaldi and Vezzoli, 2004).

The latest structural analysis of the Yenkahe dome was carried out by Merle et al. (2013). Their study principally relied on field observations, relatively limited by the dense vegetation, satellite images, and existing low-resolution digital elevation models (DEMs) such as SRTM (90-m resolution) and Aster 2nd generation (30-m resolution). They made a clear distinction between the western and eastern parts of the dome. The western dome (Fig. 2A) exhibits a 1-km wide graben delimited by 40 to 60 m-high normal faults in the field (the Yenkahe North Fault, YNF, and the Yenkahe South Fault, YSF). The graben position is asymmetrical, with the northern flank of the dome being shorter and steeper than its southern counterpart. The graben is interrupted to the west by the semi-circular ring faults of a small caldera (Paleo-Yasur caldera, ~ 4 km in diameter; Fig. 2A) in which the Yasur cone is now established. Finally, in this western part of the dome, the graben is affected by a few westward-dipping transverse normal faults (T_1 , T_2 and T_3). The vertical displacement of these faults, probably posterior to the graben, is not mentioned. The eastern part of the dome, to the east

of T_3 , exhibits a different pattern. The graben is replaced by a network of perpendicular longitudinal and transverse normal faults on a relatively flat dome roof (Fig. 2B). Transverse faults are still dipping westward. These differences between the eastern and western fault patterns and the geometry of transverse normal faults led Merle et al. (2013) to propose a recent uplift of the eastern dome relative to the western dome. Such a process may be explained by the eastward migration of a magmatic body at depth. Finally, the presence of landslide scars is mentioned by these authors above Ipikel and coarsely defined on the eastern side of the dome (Fig. 2B).

Recent advances in publicly available high-resolution Google imagery allow the mapping of interesting visible features within the caldera (Fig. 1B). Unvegetated areas on the Yenkahe dome itself may be mapped as hydrothermal areas; most of them were visited during a field campaign in 2012 and correspond to hydrothermally altered ground affected by high temperatures (40–100 °C). The density of these areas on the eastern side of the dome reflects a higher hydrothermal activity level in comparison to the western side.

Other features, such as populated areas in and around the caldera were also mapped, based on the identification of individual and collective buildings (churches, schools). These populated areas (and tourist lodges) are scattered around the dome and along the coast, which makes them vulnerable to direct and indirect consequences of potential landslides. Roads between the airport and the volcano or the south of the island, used by both locals and a great number of tourists each day may also be affected by this type of event. In spite of its relevance in terms of resurgence processes and associated hazards, the Yenkahe dome remains poorly studied because of its remote location and difficult field work conditions (lack of infrastructures, density of vegetation). Unfortunately, further structural research in the area has been limited by currently available digital elevation models (DEMs).

Photogrammetry is a method based on image processing that produces 2D and 3D reconstructions, digital terrain models (DTM), digital surface models (DSM), orthoimages and classification of objects, at relatively low cost in comparison to other methods (Terrestrial Laser

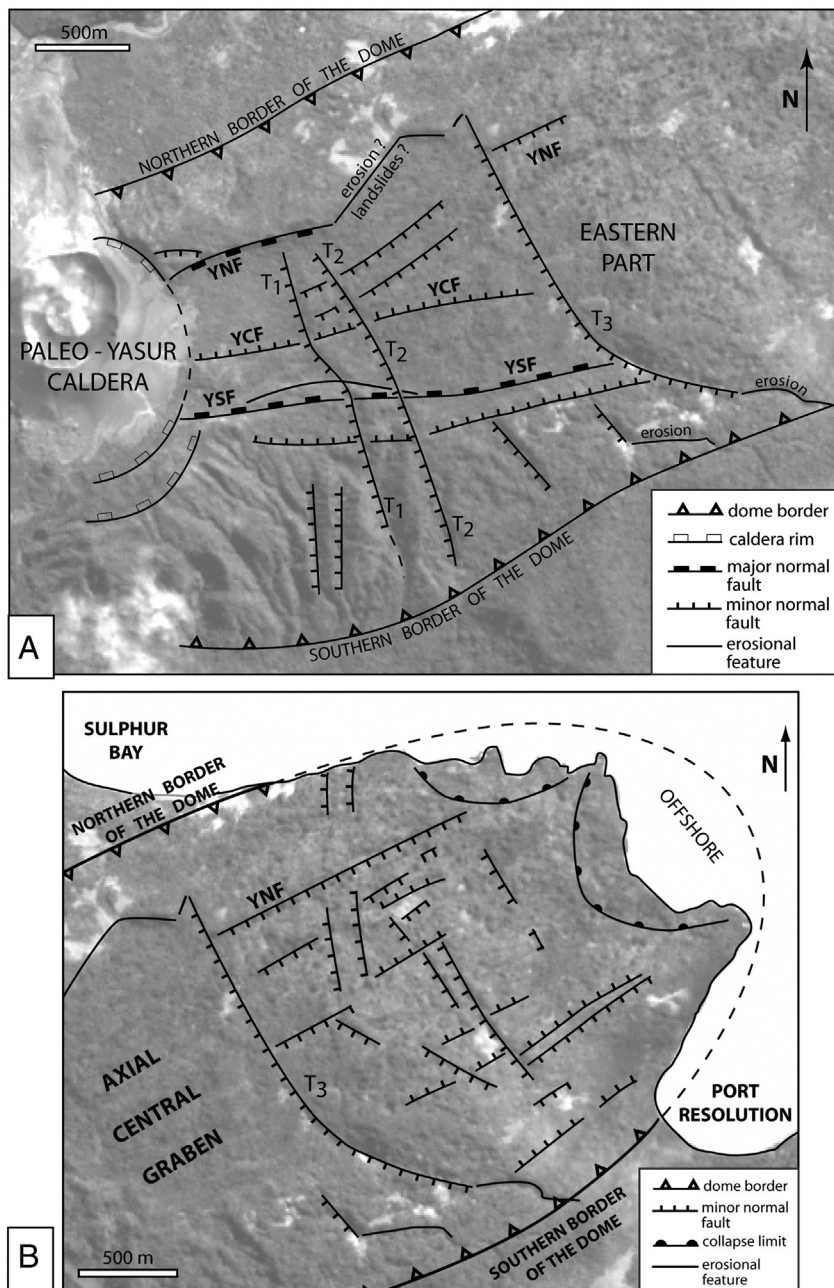


Fig. 2. Structural sketch maps of (A) the western and (B) eastern parts of the dome established by Merle et al. (2013).

Scanner, LIDAR, etc.). This technique is used in a great variety of disciplinary fields (geography, geology, biology, archeology, mining activities, etc.) for mapping, conducting morphological studies or monitoring displacements. Though the “Structure from Motion and Multiple-view Stereophotogrammetry” method (SfM-MVS) is not new, applications to geosciences, and particularly volcanology, are relatively recent (e.g. James and Robson, 2012; James and Varley, 2012; Gomez, 2014). This paper presents another useful contribution of this photogrammetric method, that of the 3D reconstruction of the Yenkahe resurgent dome, within the Siwi caldera. Mapping of the topographic variations on the dome can be interpreted in terms of tectonic and collapse structures. Volume estimations for the dome itself, as well as for recognized sector collapses were also carried out, as critical parameters to better constrain the growth process and the related hazards in the area.

2. Method

2.1. Aerial photography and ground control points

A high resolution photographic campaign was carried out in November 2011 over the Yenkahe dome. More than 7000 photographs were taken within a week using a Canon EOS 5D on board a Lake Buccaneer aircraft flying 100–200 m above the topography (Fig. 3A). Different focal depths were used (24–70 mm), but most photographs were taken using a wide angle lens. Each photograph corresponds to 21 million pixels, generally resulting in a ground resolution of a few tens of centimeters. Camera positions were referenced using a camera-synchronized standard GPS (handheld Garmin Etrex 30) for purposes of 3D reconstruction. Aircraft tracks were chosen in order to photograph structures under very variable view angles, in a strategy of “Structure

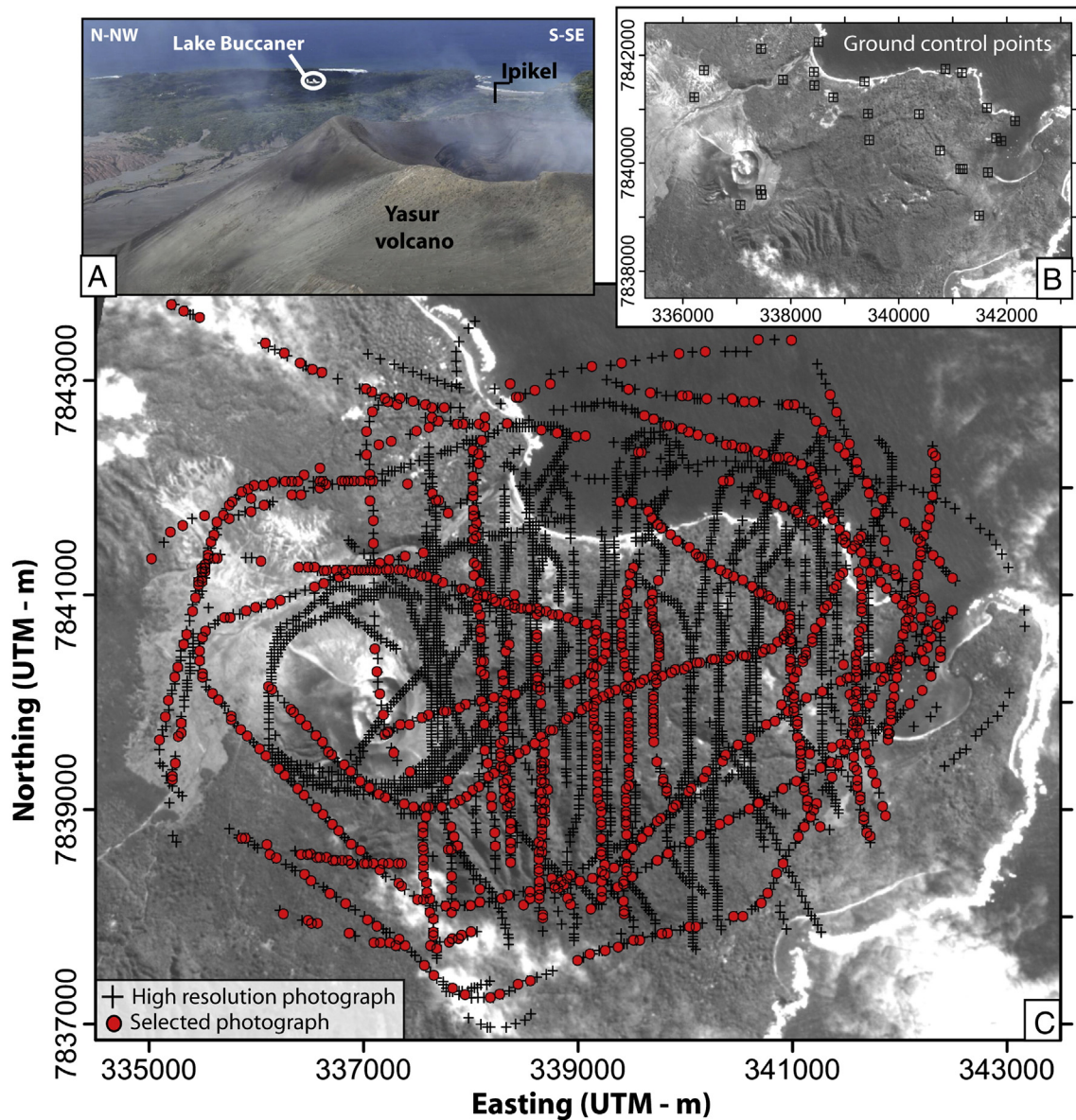


Fig. 3. (A) Picture of the Lake Buccaner aircraft during high resolution photography acquisition in November 2011. (B) Ground control points used to calibrate the elevation of the model. (C) Camera locations of the 7000 photographs taken during the campaign, and the 1007 photographs selected for the calculus of the 3D model. Coordinates: UTM 59S–WGS84.

from Motion” photogrammetric processing (James and Robson, 2012; Westoby et al., 2012; Gomez, 2014). In order to calibrate the model elevation, the standard GPS position of 23 visible ground control points were acquired in July 2012, and 4 additional points were chosen on the shoreline with an elevation set to zero (relying on satellite images). The validity of the ground control points measured in 2012 (Fig. 3B) may be questioned, as significant deformation may have occurred on the Yenkahe dome within the intervening eight months. However, an independent differential GPS campaign, involving the repetition of measurements on Yasur and the Yenkahe dome (vegetation-free areas) in August 2011 and July 2012, has shown that displacements were in the order of magnitude of a few centimeters between the two periods. This deformation has no significant influence on the reconstruction of the structure analyzed here.

2.2. Photogrammetry

Photographs were sorted in order to dismiss the ones acquired under bad weather or low-angle oblique light conditions. A hierarchy of relevance was assigned to the rest of the set to favor continuous series

of overlapping photographs offering a broad coverage of the Yenkahe dome under stable and favorable light conditions. About one thousand georeferenced photographs were chosen to cover the area, favoring a regular mesh and different view angles (Fig. 3C).

3D reconstruction was performed by a “Structure from Motion and Multiple-view Stereophotogrammetry” method (e.g. Fonstad et al., 2013) using the commercial software Agisoft Photoscan 1.0.4© following a 4-step procedure. First, a great number of points (between 35,000 and 40,000) were identified from the pixel pattern of each photograph. Then, during the alignment phase, the relative geometries of the points were compared on overlapping views in order to adjust the position and view angle for every photograph. The bundle adjustment algorithm used in the Structure-from-Motion method resolves both the 3D geometry of the scene and the camera positions and orientations at the same time. For this purpose, geometrical deformation on the periphery of the photographs was automatically corrected and camera GPS positions facilitated the computation. Initial resolution of tiff photographs (120 Mo) was kept without any degradation, in spite of long computation time, in order to preserve the quality of picture alignment.

From this, a cloud of points was generated, and densified by the multiple-view algorithm. Point scattering, generally linked to remaining peripheral deformations on photographs, was identified on the criterion of low density of homologous points and filtered. Finally, a 3D model mesh was computed from the dense point cloud, converted to a grid, and textured from a mosaic of pictures. A one-meter resolution orthophotograph and a two-meter resolution digital surface model (DSM) were produced from the selected set of one thousand high-resolution photographs, offering a 3D reconstruction of the Yenkahe dome and the Siwi caldera, together with georeferencing of visible features.

The point cloud and subsequent 3D model were georeferenced by both camera positions and ground control points. After obtaining the best fitting spatial referencing by tilting the model and applying homogeneous deformations, the algorithm returns position errors (several meters to a few tens of meters); low standard-GPS accuracy is, to some extent, compensated by the great number of points (see Fig. 4). The accuracy of the DSM (referred to as Uncorrected Photogrammetric DSM) was assessed by comparing the elevation values of 35 GPS stations located in unvegetated areas of the dome and the Yasur volcano to the elevation given by the independent differential GPS (DGPS) campaign carried out in 2011 (Section 2.1). DGPS elevation values were obtained by measuring ellipsoidal heights (WGS84) with a 5-cm precision and correcting these values from the geoid height based on the UNAVCO model (<http://sps.unavco.org/geoid>). Such a comparison was carried out for SRTM and Aster DEMs as well (Fig. 4). The precision of the different models was estimated through a root mean square error (RMS; Fig. 4).

The linear relationship between uncorrected photogrammetric DSM elevations and DGPS elevations were used to apply a secondary correction leading to a final photogrammetric DSM with a maximized accuracy. Accuracy and precision are of course lower and much more heterogeneous outside the dome area, as a consequence of the photograph set geometry.

2.3. Volume estimations and tsunami modeling

Volume estimations were performed by calculating the volume difference between the final photogrammetric DSM and the DSM obtained by erasing the dome (for dome volume calculation) or filling the collapse scars artificially (for the collapse volume calculations). Lateral limits of these structures were defined by structural analysis. These volume calculations relied on numerical integration (trapezoidal rule) performed with Surfer 10© (Golden software). Considering that vegetation generates a constant elevation offset over the area, no related correction was applied.

The presence of small collapse scars directed toward the sea suggests the possibility of a tsunami generated from the eastern side of the Yenkahe dome. Unfortunately, very little is known about the bathymetry around the south-east coast of Tanna, as no high-resolution survey has been carried out yet. Such bathymetry data would provide better constraints on the geometry and volume of these collapses offshore and would help in devising well-constrained tsunami scenarios. However, a rough estimate of the propagation time and the wave run-up along the coast can be made based on our current state of knowledge. For this purpose, the low-resolution bathymetry obtained by the EVA (Evolution des Arcs Insulaires) program (Monzier et al., 1984) was linked to the photogrammetric DSM, by a simple kriging and smoothing process. Constraints on the area of Port-Resolution bay were deduced from current boat anchorage at a maximum depth of 5 to 7 m. In order to estimate the wave amplitudes and the propagation of a tsunami generated by a potential collapse, simulations were performed using the two-fluid numerical model Volflow. This code simulates both landslide motion and water surface displacement using the general shallow water equations of mass conservation and momentum balance. Debris and water are treated as two separate fluids (no-mixing) with a constant density over time (2000 and 1000 kg/m³, respectively). Debris density is reduced when the landslide is in the water. Details about the Volflow code and other application examples may be found in Kelfoun et al. (2010) and Giachetti et al. (2011).

3. Results and interpretation

Fig. 4 compares the elevation given by the uncorrected photogrammetric DSM (see Section 2.2) and the two regional DEMs (90-m resolution SRTM and 30-m resolution Aster) to the elevation given by a DGPS campaign in 35 stations. These stations are located in areas free of vegetation on the Yenkahe dome (hydrothermal areas) and on the Yasur volcano; their locations are given in Fig. 5A. The linear correlations between DSM/DEMs and DGPS elevations gives an idea of the accuracy of the models (perfect accuracy being represented by a linear fit equation $y = x$). The precision of models may be estimated qualitatively from point scattering relative to the linear fit, and quantitatively by a root mean square error (RMS) calculated between real values and the fit. On both accuracy and precision aspects, the uncorrected photogrammetric DSM appears to be the best model (Fig. 4), with typical errors of 2–3 m compared to DGPS.

The uncorrected DSM was then corrected from the linear fit equation to obtain a final photogrammetric DSM. This DSM is compared to SRTM and ASTER DEMs on Figs. 5A–C. Culminating points are indicated on the three models (392 m, 373 m and 371 m, respectively). All models agree on the (x, y) location of the point but the DSM and DEMs exhibit a

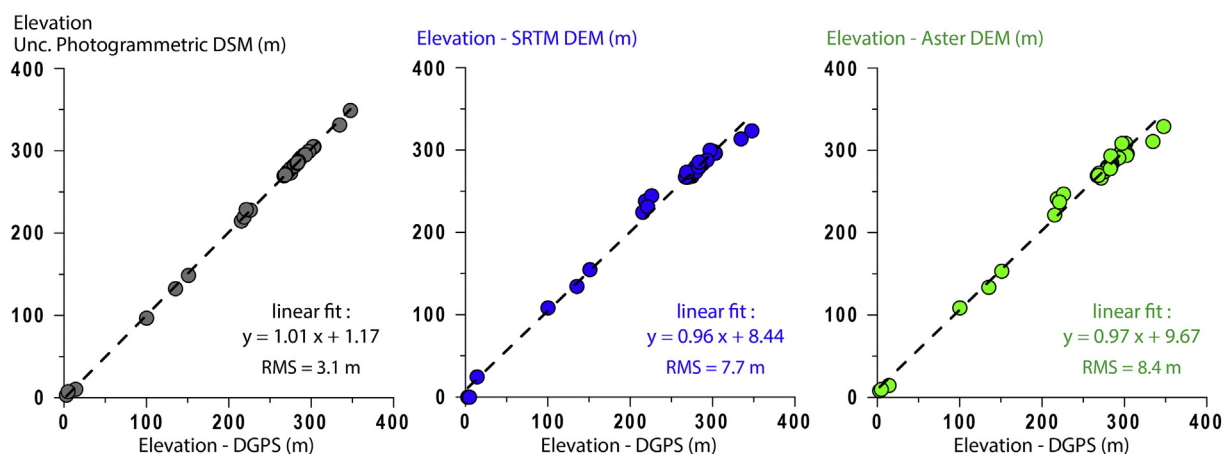


Fig. 4. Comparison of elevations given by models (uncorrected photogrammetric DSM, SRTM and Aster DTM) to elevations acquired by DGPS at 35 stations (see Fig. 5A for locations). The best linear fit and the root mean square error (RMS) characterizing scattering from this fit are given in each case.

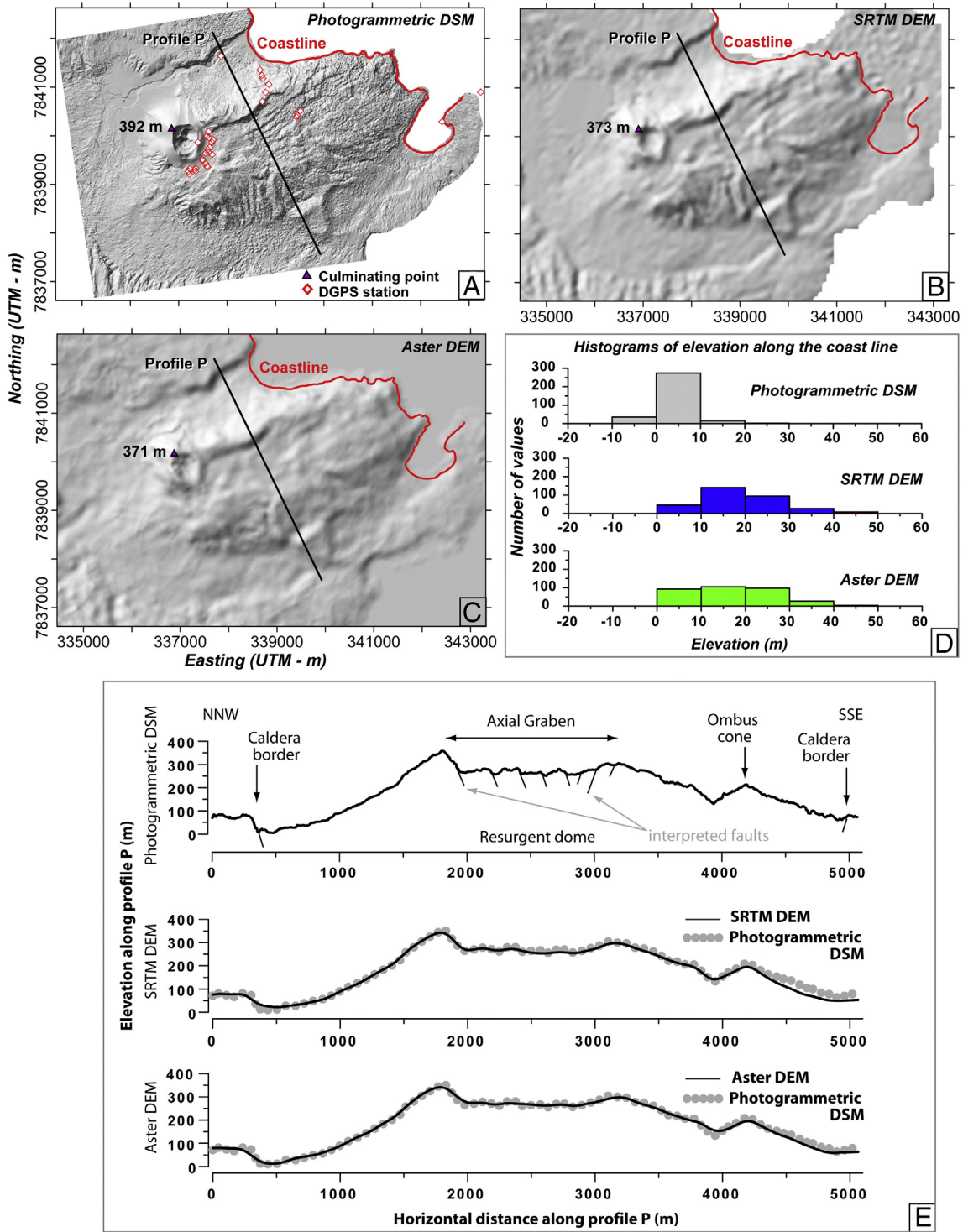


Fig. 5. (A) Final photogrammetric DSM (corrected from linear fit). (B) SRTM DEM. (C) Aster DEM. Lighting from N315, tilt 45°. Coordinates: UTM 59S–WGS84. The coast line (inferred from orthoimages) and a transverse profile P are indicated in red and black, respectively. DGPS stations are indicated in figure A. (D) Histograms of elevations along the coastline for the three models. (E) Surface elevation variations along profile P for the three models. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

20-m elevation discrepancy. However, the Photogrammetric DSM is consistent with the maximum elevation given by the latest topographic survey of the area, which is 391 m (Vanuatu, 1:50000, 2007 – Topographic map of Port Resolution, Vanuatu – 1916911 – X721 – Edition 1-VDLS). Elevations along the coastline (Fig. 5A–C), defined from orthoimages (photogrammetric and Google imagery), were extracted from the three models for comparison. These elevations should be close to zero in an ideal model, but steep topographic slopes along

the shore may generate errors. The three histograms of elevation values are given in Fig. 5D, showing that errors are much lower (< 10 m) in the photogrammetric DSM. We may conclude that this DSM is much better constrained and more reliable for minimal and maximal elevations in comparison to SRTM and Aster DEMs.

Elevation variations were compared along a transverse profile P for the three models (Fig. 5E). While being consistent with smooth topographic variations given by SRTM and Aster DEMs, the Photogrammetric

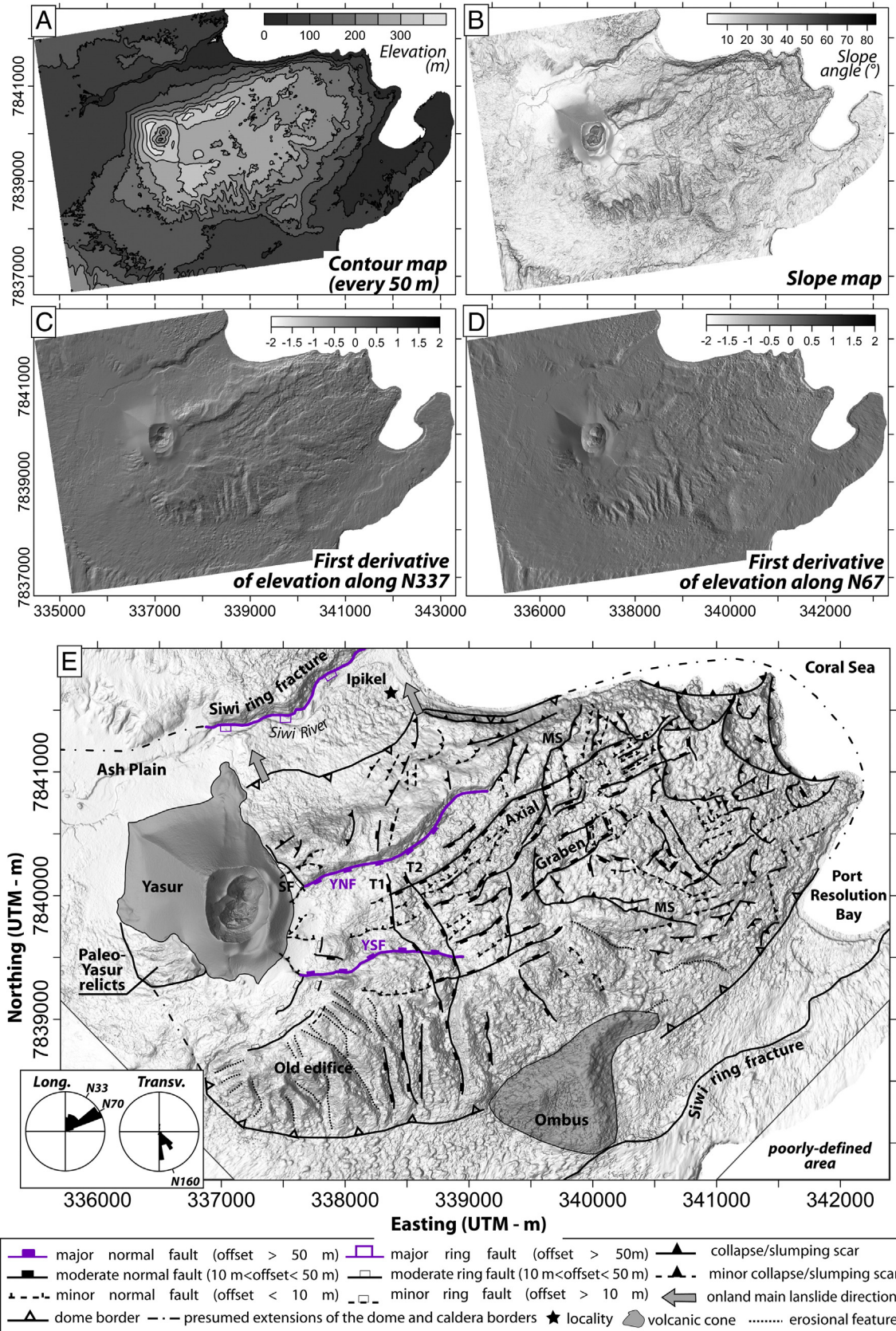


Fig. 6. (A) Contour map, (B) slope map, and maps of first derivatives along (C) the longitudinal direction N67 and (D) the transverse direction N137 (D). (E) Structural sketch map of the Yenkahe dome. Unbroken line with open triangular teeth indicates the dome. Block symbols indicate the downthrown side for normal and ring faults, filled triangular teeth indicate the downthrown side of collapse and slumping scars. YNF: Yenkahe North Fault. YSF: Yenkahe South Fault. SF: Somma Fault. MS: Major slumping. T1 and T2: major transversal faults. Inset: Rose diagrams representing the orientation of longitudinal and transverse normal faults. Coordinates: UTM 59S–WGS84.

DSM profile exhibits a much better precision. The complete elevation map of the DSM can be found in Fig. A.1 (Appendix A – Supplementary online material). Apart from < 15 m-irregularities, surface variations of the DSM reflect real topographic variations. Such an approximation is based on the hypothesis of a globally homogeneous thickness of the vegetation cover. Such an assumption appears reasonable given our observations from aerial photographs and in the field (concerning both vegetation cover and topographic variations).

Topographic steps characterized by asymmetrical steep slopes may then be interpreted in terms of faults or collapse scars (Figs. 5E, 6), especially when they represent continuous lineaments over several hundreds to thousands of meters on the map. Such lineaments may be demonstrated by the slope map of the area and apparent dip directions may be inferred from longitudinal (N67, dome direction) and transversal (N337, perpendicular) surface derivatives of elevation in the area (Fig. 6B–D). Below, the vertical displacement along interpreted faults will be estimated from the geomorphological vertical separation of faulted blocks. This apparent displacement does not take into account the possible effect of events subsequent to faulting (erosion, etc.).

Analogue models of resurgent domes show the development of a depression on top of the dome along the growth, which generally takes the form of a longitudinal graben in nature (Accella et al., 2001; Brothelande and Merle, 2015). Linear longitudinal features affecting the dome were thus interpreted in terms of normal faults forming a longitudinal graben (Fig. 6E). Three categories were distinguished as a function of fault offset determined from the DSM. The Yenkahe North fault (YNF) and Yenkahe South fault (YSF) qualify as major faults with an apparent vertical displacement of 50 m over a significant portion of their length. The displacement actually reaches 93 m for the YNF, and 57 m for the YSF. The majority of faults on the dome fall into the category of moderate faults, with an apparent vertical displacement of between 10 and 50 m. Lastly, minor faults indicated in dashed lines on Fig. 6E

are characterized by vertical displacements of less than 10 m. As noted by Merle et al. (2013), the graben is not symmetrical, which is confirmed by the fact that the vertical displacement of southward dipping faults (YNF and others) is generally greater than that exhibited by northward dipping faults (Figs. 5E, 6E). The master faults of the graben vanish toward the east, adopting a curved shape, resulting in a flared shape for the central part of the graben. However, the graben itself does not vanish as it is still defined by moderate longitudinal faults until the eastern dome end. This graben continuity is notably easier to observe on 3D views, such as Fig. 7. Though most longitudinal faults exhibit a N70 trend, some segments are oriented ~N33, so that the graben seems slightly bent in its central part (Figs. 6E, 7).

A second set of linear faults, with apparent normal kinematics, developed perpendicularly to the dome axis (Fig. 6E). This transversal extension affects the top of the dome, resulting in a perpendicular fault pattern within the graben, as well as on the dome flanks. In contrast to the longitudinal extension, this extension is highly asymmetrical, with 80% of the transverse faults dipping toward the WSW. In terms of chronology, the longitudinal faults tend to exhibit a smaller vertical displacement, or even disappear when crossing transversal faults, especially on the western part of the dome (around T1 and T2, see Fig. 6E). Therefore, the transverse faults appear to be more recent. However, this chronology is not perfectly clear and the two sets of faults may have been activated alternately.

Ring faults can be identified (curved shape, delimiting a flat area) on the border of the Siwi caldera, and on the western part of the dome, curved around the Yasur cone (Figs. 6E, 8). A classification of ring faults based on the offset was adopted in a similar way to linear normal faults. In spite of the lower precision characterizing the periphery of the dome, the Siwi caldera ring fault is well identified on the photogrammetric DSM, and its location shows a perfect consistency with the previous mapping inferred from the low resolution SRTM DEM and satellite

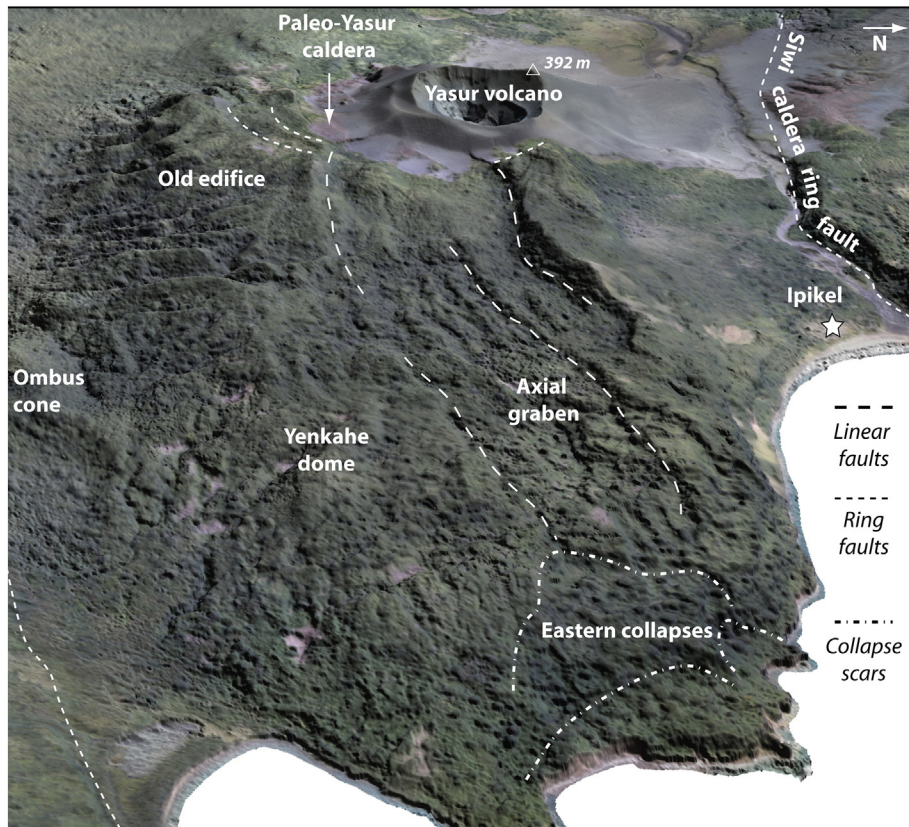


Fig. 7. View of the 'landscape' of the Yenkahe dome and Yasur volcano (photogrammetric orthophotograph wrapped on the photogrammetric DSM). View from the ENE (N80, 30° tilt), Z factor = 1. Some of the dome striking features are indicated in white.

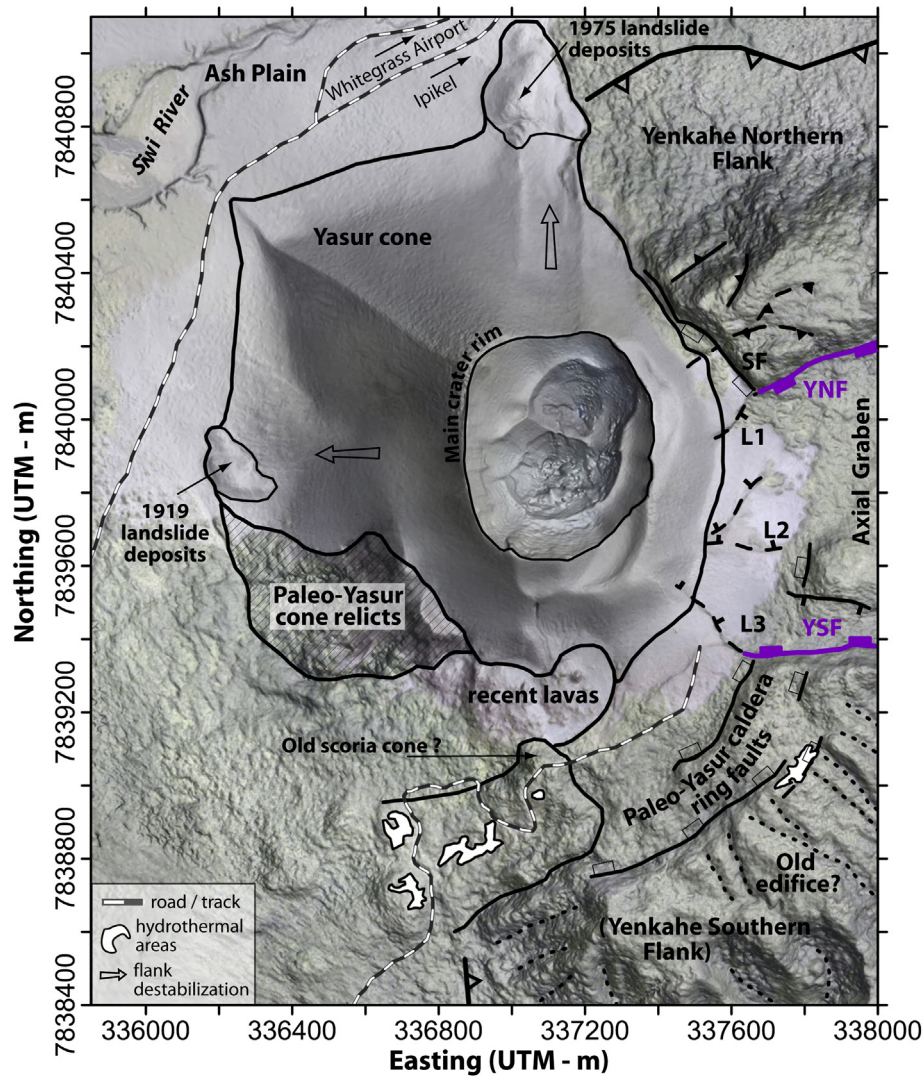


Fig. 8. Structural sketch map of the Yasur area. Fault symbols are similar to the ones used in Fig. 6. YNF: Yenkahe North Fault. YSF: Yenkahe South Fault. SF: Somma Fault. L1, L2 and L3: minor faults in the continuation of the Yenkahe graben. Coordinates: UTM 59S–WGS84.

images shown in Fig. 1. The north-eastern portion of the Siwi ring fracture is very well defined, and the apparent vertical displacement reaches 80 m. Since the lower part of the fault is occupied by the Siwi River, the contribution of vegetation should be removed, and the maximum vertical displacement is reduced to approximately 70 m. In contrast, in the southern portion of the fault, the vertical displacement remains around 10–20 m. Nonetheless, part of the southern displacement might be hidden by eruptive products from the Ombus cone. Around the Yasur cone, ring faults have been identified since the pioneering work by Carney and Macfarlane (1979), defining the small Paleo-Yasur caldera (less than 2 km in diameter). The collapse of the southern portion was accommodated by two concentric faults of approximately 20 m and 10 m in vertical displacement (Figs. 6E and 8). The outer ring fault is bordered by a hydrothermal area, suggesting that this fault may be a guide for hydrothermal circulation. This fault interrupts a more or less radial system of erosional gullies that can be identified by symmetrical slopes (Fig. 6B) characterizing an old edifice. This old edifice (Figs. 6E, 7, 8) is associated with high elevations (>300 m; Fig. 6A; Fig. A.1 of Appendix A – Supplementary online material). To the north-east, the collapse has been accommodated by the single Somma fault, with a vertical displacement reaching 40 m. Minor linear normal faults (a few meters displacement; Fig. 8) are observed within the Paleo-Yasur caldera, in the extension of the resurgent dome graben, as noted by Peltier et al. (2012).

The eastern border of the dome reveals the presence of numerous horseshoe-shaped structures, interpreted as collapse scars (Figs. 6E, 7). These scars intersect one another, indicating multiple small amplitude destabilization episodes toward the east, the north-east and the south-east. The shape of the coast itself, indented with small bays, suggests that it has probably been affected by several even larger collapses. Additionally, a large scar (MS; Fig. 6E) seems to affect nearly a third of the dome. Almost continuously defined, and locally highlighted by parallel scars, this structure is characterized by a relative drop of the eastern block by up to 20–30 m. This scar most probably represents large-scale, maybe slowly ongoing, destabilization. Other destabilization scars are present on the northern flank of the dome where they tend to be more linear (and parallel to the graben and flank systems). Their identification as scars (and not faults) is based on their location on potentially unstable slopes (higher portion of the flank) and the northward-directed sluggish shape of the dome flank below (Fig. 6E). The precision of structural mapping over the dome is naturally limited by <10 m irregularities in the canopy surface. In contrast, high-resolution photogrammetry provides a much higher precision in the Yasur area (apart from the inside of the crater). Deposits from repeated instabilities (1975 and 1919 landslides; Fig. 8) can be observed, characterizing ash cone landslides toward the north and west over the Siwi caldera floor. To the south and the east, the Yasur cone lies on the Yenkahe dome (affected by the Paleo-Yasur caldera) and on the relicts of an old tephra cone named the Paleo-Yasur

cone. The south of the cone is indented by a field of recent lavas probably emplaced from a basal fracture or vent (proposed by Nairn et al., 1988). To the south of this lava field, a morphological unit located inside the Paleo-Yasur caldera, concentrates hydrothermal areas (Fig. 8). Outcrops along the pathway up to the volcano suggest that this unit may be a very altered scoria cone, perhaps similar to the Paleo-Yasur cone. Recent lavas were emplaced between these two relicts.

4. Discussion

The high-resolution DSM draws a large panel of information that can be used for a variety of purposes, including a better understanding of the dome formation mechanisms and a clearer assessment of the related risks.

4.1. Fault patterns and dome dynamics

Unlike satellite images, 3D-reconstitutions allow for an unambiguous determination of relative movements of blocks, and the quantification of fault displacements. With a northern offset approximately six times greater than the southern one, the morphology of the Siwi caldera ring fault exhibits a strong north–south asymmetry (Fig. 6E). This asymmetry evokes a trapdoor forming process (Lipman, 1997). The caldera fault delimits a relatively flat caldera floor. The dome rises from this flat floor with slopes of up to 40–50° to the north and 15–30° to the south. The confined nature of deformation within the caldera suggests the implication of faults in the resurgent process. Indeed, the study of old eroded systems (e.g. Grizzly Peak caldera, Fridrich et al., 1991; Chegem caldera, Gazis et al., 1995) as well as analogue models (e.g. Acocella et al., 2001) show that resurgent domes are limited by reverse faults. The intersection of such faults with the topographic surface probably constitutes the dome borders defined on Fig. 6E.

The top of the dome is occupied by linear longitudinal faults forming a slightly curved axial graben (Fig. 6E). This graben most probably reflects the surface extension related to the dome formation. It can be considered as a primary structure but may continue to extend while dome growth is ongoing. Contrary to the first observations carried out by Merle et al. (2013), we argue that the graben may be considered as almost longitudinally continuous (Fig. 7), as observed in analogue models of doming related to elongated intrusions (Brothelande and Merle, 2015). As noted by Merle et al. (2013), this graben, as well as the whole dome, is affected by a NS asymmetry, which may reflect a trapdoor growing process.

Transverse normal faults present all along the dome are most likely subsequent to the graben formation, or operate alternately. The great majority of westward dipping faults (80%) confirms the observation of Merle et al. (2013), and subsequent hypotheses of a relatively recent uplift of the eastern dome side relative to the western side. Hydrothermal areas on top of the dome mapped from orthoimages are much more numerous on the eastern dome showing its high level of activity (Fig. 1). Precise mapping and quantification inferred from photogrammetry thus confirm most of their general observations. Yet, the history of the dome should also take into account the numerous collapses newly demonstrated by the photogrammetric DSM (see Section 4.3). Related collapse scars notably render the eastern dome's structural pattern very complex.

Even if the nature of the deformation source is not known (probably magmatic; Nairn et al., 1988), its total volume may be approximated, based on the assumption that it corresponds more or less to the volume of the dome raised above the Siwi caldera floor. An estimation made from the digital surface model gives a volume of ca. 2.2 km³ for the whole subaerial edifice constituted by the Yenkahe dome and the adventive ash cones (Yasur and Ombus). Removing the contribution of

both cones, this estimation can be refined to ca. 2.1 km³, although this value does not take into account the quantity of material lost during collapse events.

4.2. Morphology of the Yasur and former edifices

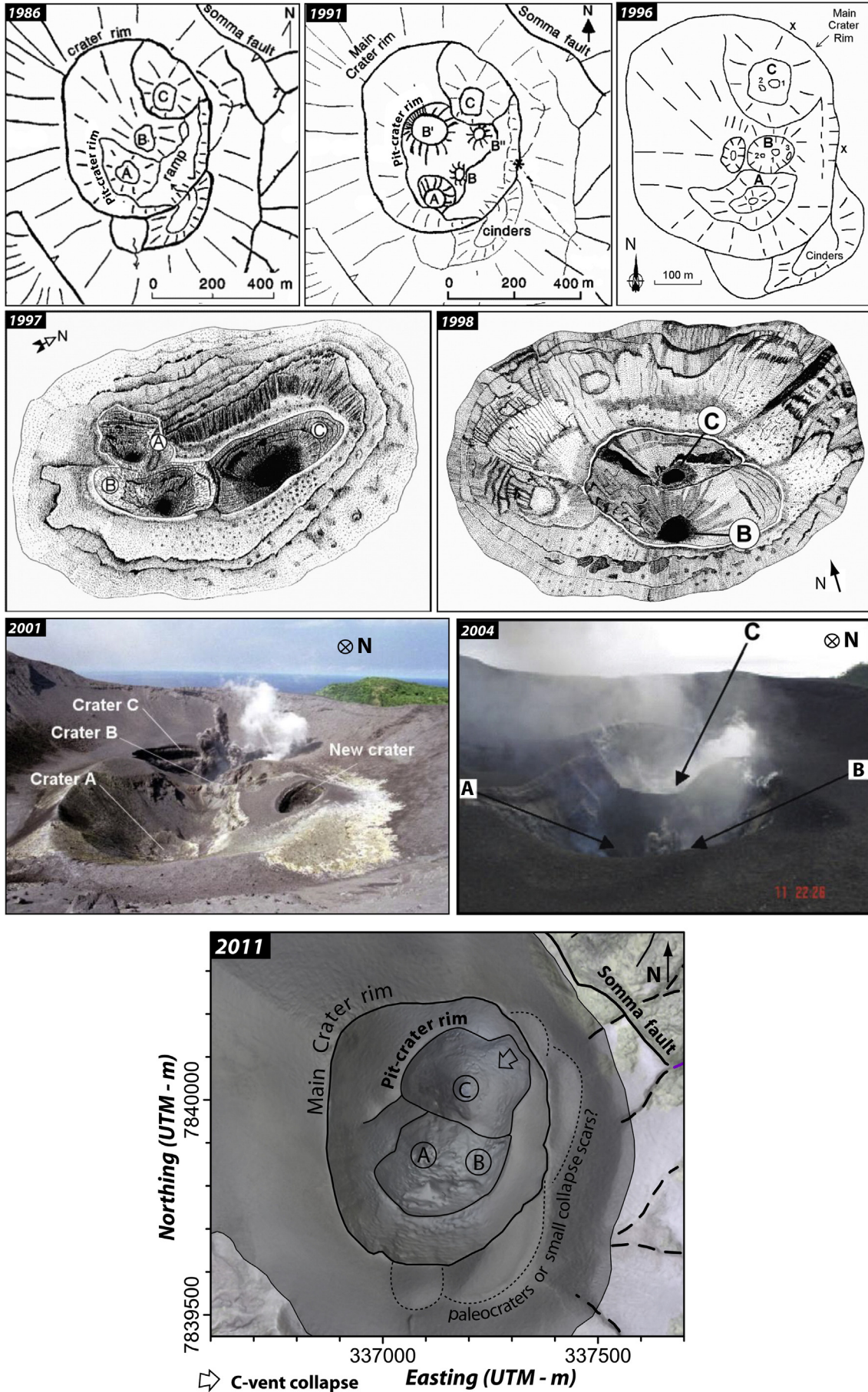
The Yasur cone is built from the ash expelled during explosions currently occurring every few minutes. Its asymmetric edification (Fig. 8) is due to both its location on the western edge of the dome and to the north–westward direction of the dominant winds carrying the ash. Such a construction becomes unstable when it reaches a critical slope of approximately 30°. Landslide scars and deposits on the northern (1975) and the western (1919) flanks of the cone suggest that these small events may occur every few decades, if the ash emission rate remains comparable to the current one. The northern flank, with slopes of more than 30° (31–32°), appears to be the most unstable, threatening road users passing close to the volcano. Indeed, the lower parts of the northern and western slopes host the route for the vehicles carrying the tourists from the airport to the volcano every day (Fig. 8).

On the summit area, the presence of ash clouds on many photographs, and the deviation of light rays by high temperatures make the 3D reconstitution of the crater rather delicate. However, we believe that the general geometry remains valid, as it is consistent with observations from the 2012 field campaign. Comparison with the Yasur crater morphology records shows that the shape of the main crater rim has been stable over the past decades (Fig. 9). Inside the crater, the vent configuration is relevant in terms of dynamics and orientation of the explosions, and should be taken into account for the protection of tourists enjoying the Yasur explosions from the crater rim every night. Multiple vents, in different pit-craters, have always existed, and their morphology has continued to change rapidly (Fig. 9). In 1986, Nairn et al. (1988) reported the presence of three aligned vents (A, B, C), two of which (A and C) were located in two pit-craters. In 1991, five vents were identified (A, B, B', C), located in two large pit-craters (GVN, 1991). Between 1996 and 1998, the number of vents changed from four to two as the sub-crater geometry was reorganized. Significant changes even happened on much shorter timescales. In 1997, S. O'Meara and R. Benward reported the merging of the two central vents of the southern crater into a single one within 24 h (GVN, 1997a). In 2011, three vents were active: A and B located in the southern pit-crater, and C centered in the northern one (Fig. 9). A small lineament, going from the northern pit-crater toward the south–west, is probably inherited from former pit-crater geometry. The shape of the northern pit-crater shows a collapse scar, highlighting the possibility of inward collapses affecting the rim. Outside the crater rim, scars can be observed, and were pointed out by Peltier et al. (2012) as being hydrothermally active. The northern one might have formed very recently as it is not present in the 1986, 1991, and 1996 sketch maps. The origin of these scars is unclear; they might result from explosive or from collapse events.

The DSM of the Yasur volcano has demonstrated the possibility of collapses affecting both the cone slopes and the crater rim. These destabilizations are small in volume, but they might constitute a real threat for the tens to hundreds of tourists visiting the volcano every day, in addition to the risks directly related to explosions.

To the south and east, the Yasur volcano lies on pre-existing edifices (Figs. 7, 8). Around the cone, ring faults delimit the Paleo-Yasur caldera, less than 2 km in diameter, and with a 30 to 40 m total offset. This caldera affects an old edifice, inferred from erosional features, and is interrupted to the west. The reason for this interruption is unclear, such as the nature (resurgent or eruptive) of the old edifice. The western border of the caldera is occupied by two morphological units identified as being tephra

Fig. 9. Sketch maps and photographs showing the Yasur crater and subcrater morphology in 1986 (sketch map Nairn et al., 1988), 1991 (sketch map G. Granger GVN, 1991), 1996 (sketch map H. Gaudru GVN, 1996), 1997 (sketch A. Mabonlala GVN, 1997b), 1998 (sketch A. Mabonlala GVN, 1999), 2001 (photograph M. Lardy GVN, 2002), 2004 (photograph M. Lardy GVN, 2004) and 2011. Coordinates: UTM 59S–WGS84.



cone relicts (Fig. 8). These two relicts might be inherited from the same cone and might have been separated later by a destabilization event. In any case, recent lavas erupted from the base of the Yasur would cover such destabilization deposits. The complex morphology around the Yasur volcano reveals that the recent cone lies on top of a composite edifice that most probably resulted from a succession of constructive and destructive phases.

4.3. Instabilities of the Yenkahe dome

A great number of collapse scars have been identified on the dome (Fig. 6E). Scars can be observed up on the northern flank of the dome, and related to slug-shaped features at the base. The high level of hydrothermal circulation within the flanks (Fig. 1) are likely to favor destabilization processes. Potential landslides therefore constitute a major threat for the Ipike locality and for the scattered inhabitants along the Siwi River (Fig. 1). The absence of similar structures on the southern flank may be attributed to less steep slopes, and to the buttressing effect of the Ombus edifice.

At the eastern termination of the dome, the DSM reveals multiple intersecting collapse scars represented by more or less horseshoe-shaped structures oriented toward the sea (Fig. 6E). These small collapses are recent, as they affect the recently emerged eastern parts of the dome (Chen et al., 1995; Merle et al., 2013). Almost no faults are visible inside these collapses. Curiously, these scars exhibit a strongly curved geometry resulting in a more or less flat floor (instead of dipping toward the east). This might be a consequence of the recent uplift of the eastern dome (tilting structures). Up on the dome, a much larger-scale scar (MS, Fig. 6E) seems to be related to a destabilization of almost one-third of the dome toward the east. Whereas small recent landslides are favored by steep slopes and high erosion rates on the coast, large-scale gravitational instabilities are more commonly attributed to low-

competency altered material. Such slow destabilization might have taken place from the beginning of dome formation. Indeed, this might explain the curved-shaped of the graben master faults in the central part of the graben.

Volume estimations of collapses related to small eastern scars give orders of magnitudes of a few millions of cubic meters for each event. The direction of the small collapses towards the sea suggests the possibility of a tsunami generated from the east of the Yenkahe dome. Such a tsunami would constitute a major threat to the main localities and the numerous tourist lodges located along the coast.

In order to get a rough estimate of the time propagation and wave run-up associated with one of these landslides, we conducted Volflow simulations. For instance, the landslide considered in Fig. 10 corresponds to a volume of $8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. To counter the effect of the flat floor of these small collapses, and obtain the collapse of the entire volume, a low frictional retarding stress (20 kPa) was applied. Simulation results reveal that such a collapse event would generate a tsunami reaching the coast facing Port Resolution and Ipike in 75 and 90 s, respectively (Fig. 10). The maximum run up of 4 m would not affect the center of Port Resolution, which is located more than 10 m above sea level, but the impact on coastal activities would not be negligible, notably in the frequented Port-Resolution bay. In contrast, a 3 m-high wave could have serious consequences on the coastal part of Ipike, which is located only 1 to 2 m above sea level. Indeed, traditional housing, mainly made of local materials (wood and leaves) supplemented by cheap constructing materials (sheet metal, etc.), appears to be relatively vulnerable to any kind of natural disaster. Other touristic structures further along the coast may be affected as well. Even the smallest landslides affecting the east of the dome may have dramatic consequences for the inhabitants and the tourist activity developing all along the coast.

We want to stress the point that this result should not be regarded as a plausible scenario, but as a possible order of magnitude for such an event.

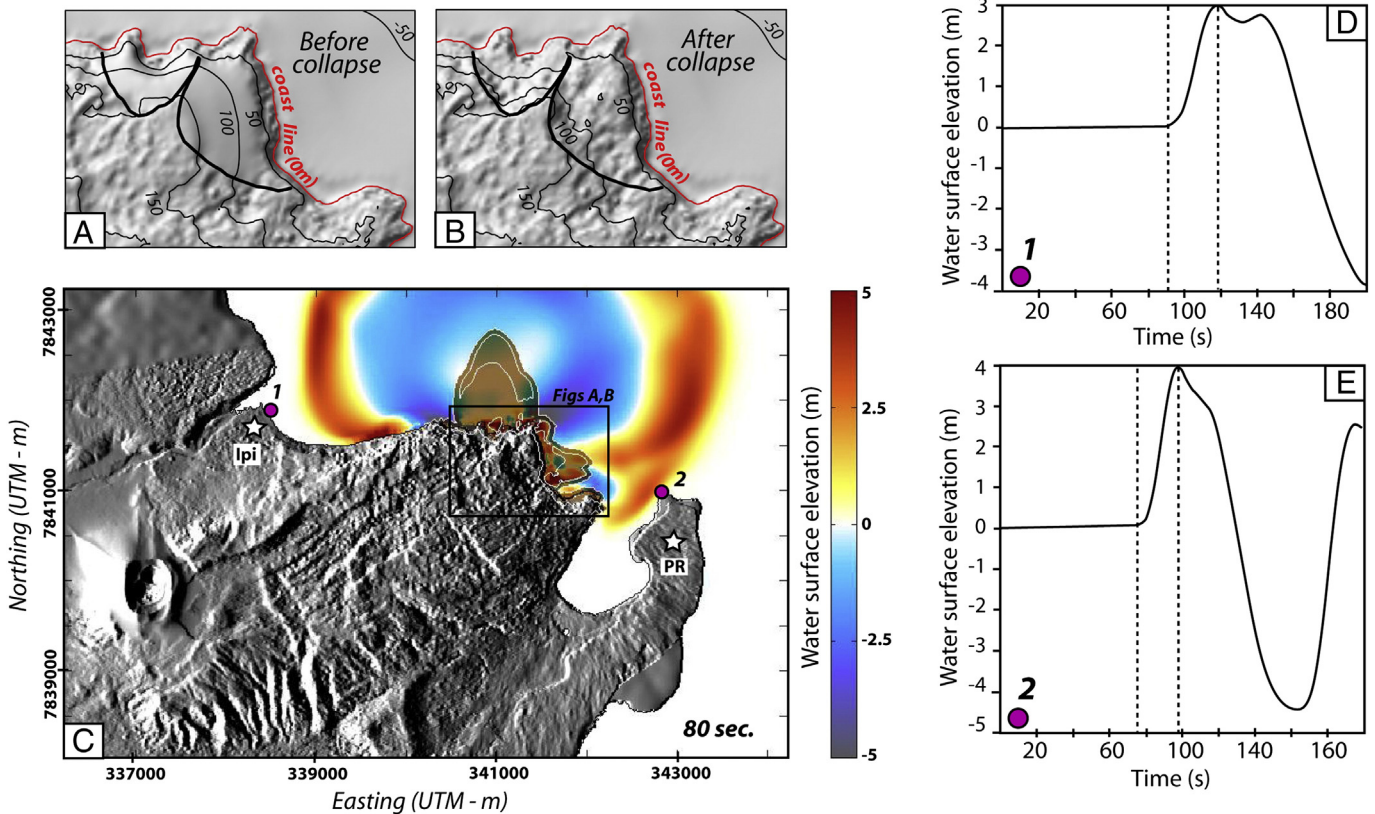


Fig. 10. Simulation of a landslide-generated tsunami on the eastern part of the Yenkahe dome. (A) and (B) Reconstructed topography before (simulated) and after (current) a collapse of about $8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. (C) Wave amplitudes at $t = 80 \text{ s}$. The shaded area represents the submarine deposits and the internal white contours indicate deposits thicker than 10 m. Coordinates: UTM 59S–WGS84. (D) and (E) Wave profiles at locations 1, near Ipike (Ipi on C), and 2, near Port Resolution, respectively.

To compare with recent events, the 2002 landslide in Stromboli was in the order of magnitude of ten million cubic meters in volume and caused a run up of 10 m along the coast of the island (Bonaccorso et al., 2003). In 1999, 2- to 5-m high sea waves striking the shore of Omoa Bay (Marquesas Islands, French Polynesia) were the probable result of the collapse of 2.4 million cubic meters of material 5 km away, whose effect was amplified by local bathymetry (Hébert et al., 2002). Improved bathymetric resolution along the south-east shore of Tanna is necessary for increasing our understanding of these collapse features, and thus initiating hazard assessment of collapse-related tsunamis in the area.

5. Conclusions

Through 3D reconstruction of topography, high-resolution photogrammetry provides very useful information (quantitative, accurate and precise) for the structural analysis of volcanic edifices at a relatively low capital and logistical cost. North–south asymmetry of the caldera and the dome suggests an asymmetric source, and a trapdoor process for both the caldera collapse and the dome resurgence. The pattern resulting from the high-resolution mapping of faults and landslide scars reveals a complex history. The two perpendicular sets of linear faults probably reflect a two-phase history for the deformation at depth, involving the growth of an elongated dome followed by an eastward migration of the deformation source as suggested by previous authors. On the western side of the dome, the Yasur volcano lies on a composite volcanic edifice. Lastly, the present study highlights a great number of recent collapses, affecting the fast growing dome and the active volcano area. These events, which appear to be relatively frequent, directly or indirectly (via tsunamis) threaten the population of the Siwi caldera, the tourists and consequently the economy of the whole island.

Supplementary data to this article can be found online at <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.04.006>.

Acknowledgments

We thank the inhabitants of the Yasur area for their help in the field. Morris Harrison, Jason Andrews, David Nakedau and Sandrine Cevuard from the Vanuatu Meteorology and Geohazards Department have been of great help in field work organization and carrying out in 2011 and 2012. We are grateful to the anonymous reviewers who helped improve this manuscript. This research was financed by the French Government Laboratory of Excellence initiative no. ANR-10-LABX-0006, the Région Auvergne, the European Regional Development Fund and O.R.A. association. This is Laboratory of Excellence Clervolc contribution no. 145 and ICPG contribution no. 3629.

References

Acocella, V., Fucile, F., Funicello, R., 2001. The control of overburden thickness on resurgent domes: insights from analogue models. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 111, 137–153. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00224-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00224-4).

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. <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-004-0358-6>.

Bani, P., Oppenheimer, C., Allard, P., Shinohara, H., Tsanev, V., Carn, S., Lardy, M., Garaebiti, E., 2012. First estimate of volcanic SO₂ budget for Vanuatu island arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 211–212, 36–46. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.10.005>.

Battaglia, M., Segall, P., Roberts, C., 2003. The mechanics of unrest at Long Valley caldera, California. 2. Constraining the nature of the source using geodetic and micro-gravity data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 127, 219–245. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00171-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00171-9).

Bonaccorso, A., Calvari, S., Garfi, G., Lodato, L., Patané, D., 2003. Dynamics of the December 2002 flank failure and tsunami at Stromboli volcano inferred by volcanological and geophysical observations. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1941. <http://dx.doi.org/10.1029/2003GL017702>.

Brothelande, E., Merle, O., 2015. Estimation of magma depth for resurgent domes: an experimental approach. *Earth Planet. Sci. Lett.* 412, 143–151.

Calmant, S., Pelletier, B., Lebellegard, P., Bevis, M., Taylor, F.W., Phillips, D.A., 2003. New insights on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results. *J. Geophys. Res.* 108, 1–22. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000644>.

Carney, J., Macfarlane, A., 1979. *Geology of Tanna, Aneityum, Futuna and Aniwa*. New Hebrides Gov. Geol. Surv. Rep. 5–29.

Chen, J.K., Taylor, F.W., Edwards, R., Cheng, H., Burr, G., 1995. Recent emerged reef terraces of the Yenkahe resurgent block, Tanna, Vanuatu — implications for volcanic landslide and tsunami hazards. *J. Geol.* 103, 577–590.

Fonstad, M.A., Dietrich, J.T., Courville, B.C., Jensen, J.L., Carbonneau, P.E., 2013. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surf. Process. Landf.* 38, 421–430. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3366>.

Fridrich, C.J., Smith, R.P., Dewitt, E., Mckee, E.H., 1991. Structural, eruptive, and intrusive evolution of the Grizzly Peak caldera, Sawatch Range, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 1160–1177. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103).

Gazis, C.A., Lanphere, M., Taylor, H.P., Gurbanov, A., 1995. 40Ar/39Ar and 180/160 studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjorta granite: cooling of two late Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 377–391. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00141-X](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(95)00141-X).

Giachetti, T., Paris, R., Kelfoun, K., Pérez-Torrado, F.J., 2011. Numerical modelling of the tsunami triggered by the Güimar debris avalanche, Tenerife (Canary Islands): comparison with field-based data. *Mar. Geol.* 284, 189–202. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2011.03.018>.

Gomez, C., 2014. Digital photogrammetry and GIS-based analysis of the biogeomorphological evolution of Sakurajima Volcano, diachronic analysis from 1947 to 2006. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 280, 1–13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.04.015>.

GVN, 1991. *Bulletin of the Global Volcanism Network*. vol. 16, No 11. Smithsonian Institution, Washington D.C.

GVN, 1996. *Bulletin of the Global Volcanism Network*. vol. 21, No 9. Smithsonian Institution, Washington D.C.

GVN, 1997a. *Bulletin of the Global Volcanism Network*. vol. 22, No 11. Smithsonian Institution, Washington D.C.

GVN, 1997b. *Bulletin of the Global Volcanism Network*. vol. 22, No 8. Smithsonian Institution, Washington D.C.

GVN, 1999. *Bulletin of the Global Volcanism Network*. vol. 24, No 4. Smithsonian Institution, Washington D.C.

GVN, 2002. *Bulletin of the Global Volcanism Network*. vol. 27, No 1. Smithsonian Institution, Washington D.C.

GVN, 2004. *Bulletin of the Global Volcanism Network*. vol. 29, No 7. Smithsonian Institution, Washington D.C.

Hébert, H., Piatanesi, A., Heinrich, P., Schindel, F., Okal, E.a., 2002. Numerical modeling of the September 13, 1999 landslide and tsunami on Fatu Hiva Island (French Polynesia). *Geophys. Res. Lett.* 29, 1221–1224. <http://dx.doi.org/10.1029/2001GL013774>.

Husen, S., Smith, R.B., Waite, G.P., 2004. Evidence for gas and magmatic sources beneath the Yellowstone volcanic field from seismic tomographic imaging. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 131, 397–410. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00416-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00416-5).

James, M.R., Robson, S., 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: accuracy and geoscience application. *J. Geophys. Res.* 117, F03017. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JF002289>.

James, M.R., Varley, N., 2012. Identification of structural controls in an active lava dome with high resolution DEMs: Volcán de Colima, Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 39 (22). <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL054245>.

Kelfoun, K., Giachetti, T., Labazuy, P., 2010. Landslide-generated tsunamis at Réunion Island. *J. Geophys. Res.* 115, F04012. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JF001381>.

Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.* 59, 198–218. <http://dx.doi.org/10.1007/s004450050186>.

Merle, O., Brothelande, E., Lénat, J.-F., Bachèry, P., Garaebiti, E., 2013. A structural outline of the Yenkahe volcanic resurgent dome (Tanna Island, Vanuatu Arc, South Pacific). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 268, 64–72. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.10.009>.

Metrich, N., Allard, P., Aiuppa, A., Bani, P., Bertagnini, A., Shinohara, H., Parello, F., Di Muro, A., Garaebiti, E., Belhadji, O., Massare, D., 2011. Magma and volatile supply to post-collapse volcanism and block resurgence in Siwi Caldera (Tanna Island, Vanuatu Arc). *J. Petrol.* 52, 1077–1105. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egr019>.

Miller, D.S., Smith, R.B., 1999. P and S velocity structure of the Yellowstone volcanic field from local earthquake and controlled-source tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 104, 15105–15121.

Monzier, M., Collot, J.Y., Daniel, J., 1984. Carte bathymétrique des parties centrale et méridionale de l'arc insulaire des Nouvelles Hébrides. Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM), Paris.

Nairn, A., Scott, B.J., Giggenbach, W.F., 1988. Yasur volcano investigations, Vanuatu, September 1988. *New Zeal. Geol. Surv. Rep.* G136 (74 pp).

Paton, M.W., Paton, J., 1894. *Letters and Sketches From the New Hebrides*. London Hodder and Stoughton.

Pelletier, B., Calmant, S., Pillet, R., 1998. Current tectonics of the Tonga–New Hebrides region. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 263–276.

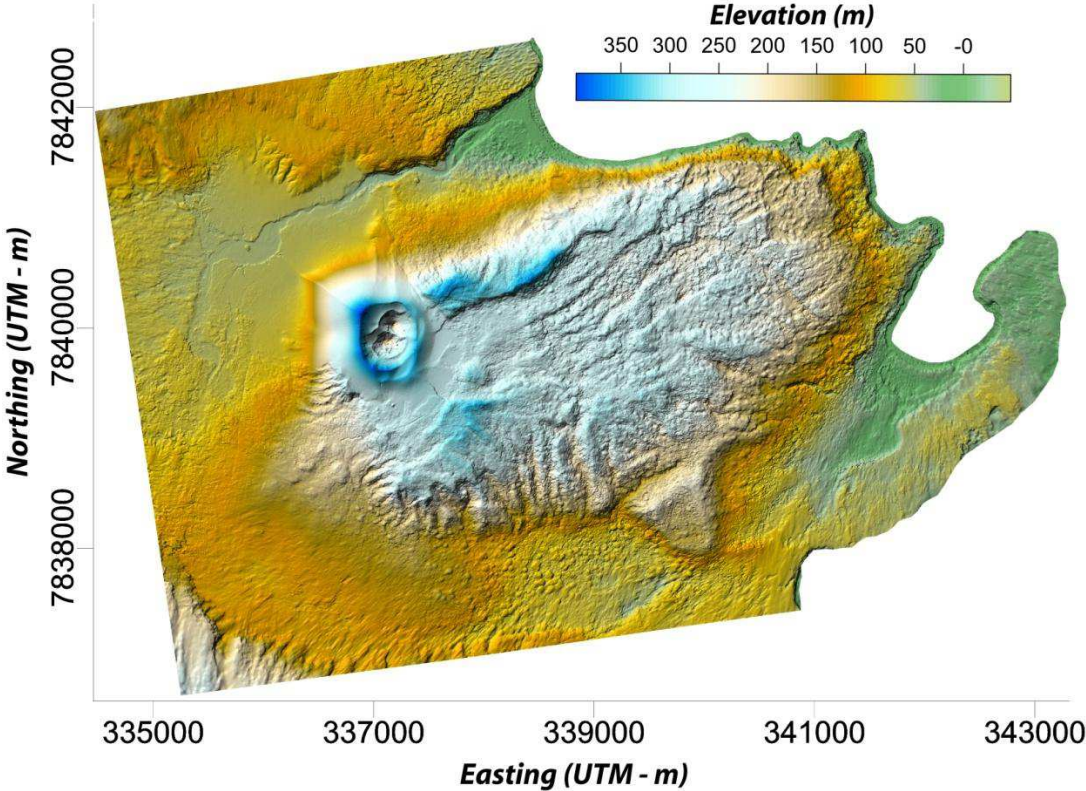
Peltier, A., Finizola, A., Douillet, G.A., Brothelande, E., Garaebiti, E., 2012. Structure of an active volcano associated with a resurgent block inferred from thermal mapping: the Yasur–Yenkahe volcanic complex (Vanuatu). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 243–244, 59–68. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.06.022>.

Tibaldi, A., Vezzoli, L., 2004. A new type of volcano flank failure: the resurgent caldera sector collapse, Ischia, Italy. *Geophys. Res. Lett.* 31 (14). <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL020419>.

Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M., 2012. “Structure-from-Motion” photogrammetry: a low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179, 300–314. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>.

Appendix A - Supplementary Online Material

Figure A.1 : Elevation map of the Photogrammetric DSM - Coordinates: UTM 59S - WGS84.



Chapitre 5

Modélisation de la formation du dôme du Yenkahe

1. Introduction

Les dômes résurgents sont caractérisés par des déformations largement dépendantes des échelles de temps étudiées. On s'intéresse ici à la déformation à long terme, considérée comme le produit d'une intrusion magmatique en profondeur.

La modélisation analogique considère l'intrusion verticale d'un fluide visqueux dans un mélange sec de sable-plâtre. Elle a fait l'objet d'une publication dans *Earth and Planetary Science Letters* (2015) présentée en section 2 de ce chapitre. Les modèles montrent la formation de grabens linéaires associée à la croissance des dômes allongés, toujours orientés de manière longitudinale, comme observé dans la nature. En profondeur, ces grabens montrent une géométrie simple, avec deux failles bordières s'intersectant au sommet de la source de déformation. Cette géométrie permet l'estimation directe de la profondeur de la source intrusive d'après la largeur du graben mesurée en surface, moyennant une approximation du pendage des failles normales. Ainsi, on estime à environ 1 km la profondeur de la source sous le Yenkahe.

Des modèles numériques ont également été réalisés, considérant cette fois le déplacement vertical d'un indenteur rigide dans un milieu élastoplastique. Ces modèles sont présentés sous forme d'une publication à soumettre dans *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (section 3 de ce chapitre). Ils mettent en avant une géométrie de failles normales en profondeur différente de celle obtenue précédemment. Cependant, on obtient au terme de cette étude un ordre de grandeur similaire (1-2 km) pour la profondeur de la source intrusive sous le Yenkahe. La plausibilité d'une connexion directe entre ce réservoir de magma à faible profondeur et le Yasur est ensuite discutée. L'activité explosive de ce volcan pourrait résulter du dégazage progressif d'une telle source. Si tel est le cas, l'activité régulière du Yasur et la rareté de ses épisodes effusifs s'oppose à l'idée du maintien de surpressions importantes dans le réservoir magmatique sur de longues périodes de temps.

2. Estimation of magma depth for resurgent domes: An experimental approach (*published*)



Estimation of magma depth for resurgent domes: An experimental approach



Elodie Brothelande*, Olivier Merle

Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal – CNRS – IRD, OPGC, 5 rue Kessler, 63038 Clermont Ferrand, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 23 April 2014

Received in revised form 1 December 2014

Accepted 4 December 2014

Available online xxxx

Editor: T. Elliott

Keywords:

caldera

resurgent dome

graben

magma intrusion

analogue modelling

ABSTRACT

Post-collapse resurgence is a phenomenon affecting many calderas. Attributed to a renewed magma rise, the process is still poorly understood and the associated source parameters remain poorly constrained. A set of experiments has been conducted to gain insight into the structural evolution of caldera resurgent domes. A sand–plaster mixture was chosen as an analogue for the brittle pile of volcanic rocks, and silicone putty simulates the ductile behavior of the intruding magma. Resurgence is driven by the vertical uplift of the silicone, with variable shape and depth. Similarity conditions are achieved through eight dimensionless numbers, which are of the same order of magnitude in both nature and experiments. Results show that extension due to doming is, in many cases, accommodated by one axial graben. Opposite master faults of this graben intersect at depth at the junction with the rising viscous silicone. The simplicity of the geometry of the whole analogue system provides equations which allow the estimation of the silicone depth from surface parameters. These equations are then used in some field examples to assess the magma depth beneath natural resurgent domes.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Calderas are large elliptical depressions of volcanic origin considered as the result of the collapse of a magma chamber roof at depth (Williams, 1941; Lipman, 1984). Post-collapse resurgence, defined as the long-term structural uplift of the caldera floor, is a classical key step of the caldera cycle and has been described within many calderas (Smith and Bailey, 1968; Lipman, 1984; Elston, 1984). Several causes have been proposed to explain this process (Smith and Bailey, 1968), of which pressure changes in a magma chamber is the most probable (Marsh, 1984). This renewed rise of magma is also expressed by post-collapse volcanism commonly associated with resurgence. Additionally, it has been pointed out that resurgent structures in old eroded calderas are generally associated with shallow intrusions bordered by vertical faults as in piston-like processes (Grizzly Peak caldera, Fridrich and Mahood, 1984; Fridrich et al., 1991; Chegem caldera, Gazis et al., 1995).

Resurgence occurs on different spatial scales, from the doming of individual calderas to broad regional uplift of caldera fields (Lipman, 1984). The shape of intracaldera resurgence is variable, sometimes involving the reactivation of preexisting faults such as

the caldera ring fault (e.g. Cinque Denti, Pantelleria, Mahood and Hildreth, 1986; Lake city caldera, Lipman, 1997; Hon, 1987), or regional faults crossing the caldera (e.g. Ischia, Acocella and Funiello, 1999). Yet, one of the most documented forms of resurgence remains the symmetrical doming of caldera cores, exemplified by the Redondo dome in Valles caldera (Smith and Bailey, 1968).

The sources characteristics of resurgent uplift (nature, depth, and shape) are still poorly constrained, as well as deformation mechanisms. A few estimations are available on the uplift velocity, which generally occurs at rates of a few centimeters per year (Hill et al., 2003; Phillips et al., 2007) to tens of centimeters per year (Ukawa et al., 2006; Chen et al., 1995). In a few well-studied calderas, the presence of partial melt under resurgent domes has been evidenced by geophysical methods (e.g. Long Valley, Battaglia et al., 2003; Yellowstone, Miller and Smith, 1999). But in most cases, no constraints are available on the depth of the magma and the volume of the reservoir, though these are key parameters to appraise the risks of magmatic or magmato-phreatic eruptions associated with these structures. The combination of a shallow intrusion and a relatively unstable growing dome raises the threats of water–magma interactions and lateral collapse-related decompression of the magma reservoir.

In order to investigate the effect of the size and depth of shallow intrusions on the structural evolution of resurgent domes, we conducted a series of laboratory scaled experiments. Whereas most

* Corresponding author.

E-mail address: e.brothelande@opgc.univ-bpclermont.fr (E. Brothelande).

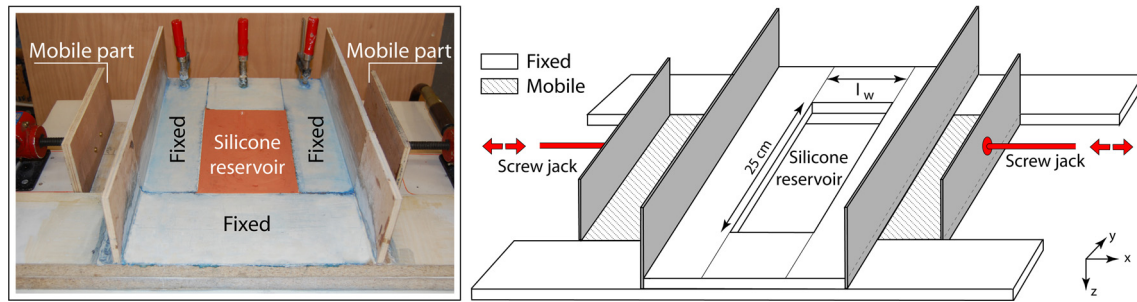


Fig. 1. Photograph (left) and sketch (right) of the experimental device. The lateral compression of the silicone reservoir results in its upward intrusion into overlying brittle strata (explanations in the text).

Table 1

Average geometric and mechanical parameters in nature and the experiments (references in the text).

Variable	Definition	Nature	Model
R_L	Resurgent dome length	9×10^3 m	30×10^{-2} m
R_W	Resurgent dome width	$3.9\text{--}8.4 \times 10^3$ m	$13\text{--}28 \times 10^{-2}$ m
R_H	Resurgent dome height	0–600 m	$0\text{--}2 \times 10^{-2}$ m
h	Brittle layer thickness	$0.3\text{--}2.4 \times 10^3$ m	$1\text{--}8 \times 10^{-2}$ m
ϕ	Angle of internal friction	$25\text{--}40^\circ$	35°
ρ_e	Density of brittle layer	2800 kg m^{-3}	1550 kg m^{-3}
ρ_i	Density of intrusive material	2500 kg m^{-3}	1150 kg m^{-3}
g	Gravity acceleration	9.81 m s^{-2}	9.81 m s^{-2}
μ	Viscosity of intrusive material	$10^{15} \text{ Pa s (kg m}^{-1} \text{ s}^{-1})$	$10^4 \text{ Pa s (kg m}^{-1} \text{ s}^{-1})$
t	Time span for deformation	3000 yrs (94×10^9 s)	5 h (18×10^3 s)
τ_0	Cohesion (brittle material)	$10^6 \text{ Pa (kg m}^{-1} \text{ s}^{-2})$	$40 \text{ Pa (kg m}^{-1} \text{ s}^{-2})$

analogue models account for circular doming (Acocella et al., 2001; Galland et al., 2009), deviation from a circular shape is common in natural calderas and associated domes, reflecting the influence of regional structures (Lipman, 1984; Sparks et al., 1985; Self et al., 1986; Gardeweg and Ramirez, 1987; Morán-Zenteno et al., 2004; Chesner, 2012). In this paper, we explore the deformation generated by variably elongated sources. In our experiments as in nature (e.g. Aldiss and Ghazali, 1984; Merle et al., 2013), one or several grabens commonly develop on top of these elongated domes during their formation. Experimental results show that the magma depth may be calculated from the geometry of grabens associated with the dome formation.

2. Experiments

The experimental device consists of a viscous fluid reservoir overlain by brittle strata. The reservoir is rectangular in cross section, 25-cm long by 5.6-cm high with a variable width between 10 and 20 cm (Fig. 1). The rectangular form allows the width-to-length ratio of the intrusion to be changed easily. Upward intrusion of the viscous fluid into the brittle overburden, driving the resurgence process, is achieved by a symmetrical lateral shortening of the reservoir. This shortening is performed by two mobile rims that move horizontally with the mean of two screw jacks governed by a computer-controlled stepper motor. The intrusion length I_L is defined by the reservoir length and is set to 25 cm for all experiments. The intrusion width I_W , defined by the reservoir width, is a variable which remains constant during each experiment. The intrusion thickness I_T is defined as the mean height of viscous fluid over the initial level. The intrusion rate is constant, meaning I_T is proportional to time, and this rate is set to the same value for all experiments. Each experiment is stopped for the same intrusion thickness (maximum $I_T = 1.6$ cm) so that the experimental results may be compared with each other. Structural artifacts generated above the rectangular intrusion corners, such as the division of a graben into two grabens near the dome ends, are not considered as relevant features and will not be discussed.

For the scale model to be geometrically, kinematically and dynamically similar to resurgent domes in nature, we used the standard similarity conditions as explained, for instance, by Hubbert (1937) and Ramberg (1981). Principal geometric variables of the system are the resurgent dome length (R_L) and width (R_W) measured between reverse faults at the surface, the dome height (R_H) and the thickness (h) of the brittle overburden (Table 1). (R_L , R_W , R_H) are in the same order of magnitude as (I_L , I_W , I_T) and therefore give redundant information. As (R_L , R_W , R_H) can be easily measured in experiments as well as on the field, they were chosen as relevant parameters for scaling (Table 1). Material property variables are the density (ρ_e), the cohesion (τ_0) and the angle of internal friction (ϕ) of the brittle overburden, the density (ρ_i) and the viscosity (μ) of the viscous fluid. The time span in which the deformation takes place is t and the gravity acceleration is g . Therefore, there are 11 variables in the process under consideration but only three dimensions (Table 1) which are length (m), mass (kg) and time (s). Parameter values for nature are mean estimations for volcanic crust and magma in the process under consideration. Resurgent dome length and width typically range from a few kilometers to a few tens of kilometers and the height is between a few hundred meters and one kilometer (e.g. Smith and Bailey, 1968; Lipman, 1984). Magma viscosity may be the most delicate parameter to estimate as it is highly dependent on temperature and crystal content (Pinkerton and Stevenson, 1992; Talbot, 1999). The value of 10^{15} is representative of a magma with a high crystal content (Murase et al., 1985; Nicolas and Ildefonse, 1996) as it is probably the case in long-lived magma chambers below resurgent domes. The estimation of time span for deformation in nature relied on the case of a documented active resurgent dome, the 300 m-high Yenkahe dome with an uplift rate of 15.6 cm/yr over the past 1000 yrs (Chen et al., 1995).

According to the Buckingham Pi theorem, 11 variables minus 3 dimensions yield 8 independent dimensionless numbers (Table 2) that need to maintain the same value in nature and models to guarantee similarity (see Tibaldi, 1995; Merle and Borgia, 1996). Of these, three numbers are obviously the geometric ratios of the system:

Table 2
Average Π dimensionless numbers in nature and the experiments.

Definition	Calculation	Nature	Model
Geometric ratio 1	$\pi_1 = \frac{R_L}{R_W}$	1.07–2.3	1.07–2.3
Geometric ratio 2	$\pi_2 = \frac{h}{R_W}$	0.04–0.62	0.04–0.62
Geometric ratio 3	$\pi_3 = \frac{R_H}{R_W}$	0–0.17	0–0.17
Angle of internal friction	$\pi_4 = \phi$	25–40°	35°
Gravitational stress/cohesion	$\pi_5 = \frac{\rho_e g h}{\tau_0}$	8.24	3.80
Density ratio	$\pi_6 = \frac{\rho_e}{\rho_i}$	1.1	1.3
Gravitational force/viscous force	$\pi_7 = \frac{\rho_i g R_H t}{\mu}$	6.9×10^2	2.03×10^2
Inertial force/viscous force	$\pi_8 = \frac{\rho_i R_H^2}{\mu t}$	2.38×10^{-18}	6.4×10^{-10}

$$\Pi_1 = \frac{\text{Resurgent dome length}}{\text{Resurgent dome width}} = \frac{R_L}{R_W}$$

$$\Pi_2 = \frac{\text{Brittle layer thickness}}{\text{Resurgent dome width}} = \frac{h}{R_W}$$

$$\Pi_3 = \frac{\text{Resurgent dome height}}{\text{Resurgent dome width}} = \frac{R_H}{R_W}$$

Concerning the scaling of the brittle material, the angle of internal friction is by definition a dimensionless number, which must be the same in nature and experiments.

$$\Pi_4 = \phi$$

The second dimensionless number to scale brittle material is given by the ratio of gravitational stress to cohesion.

$$\Pi_5 = \frac{\text{Gravitational stress}}{\text{Cohesion}} = \frac{\rho_e g h}{\tau_0}$$

One other dimensionless number must be related to the difference in density between the viscous fluid and the brittle material.

$$\Pi_6 = \frac{\text{Density of the brittle material}}{\text{Density of the viscous fluid}} = \frac{\rho_e}{\rho_i}$$

To scale the viscous fluid, the principal dimensionless number is the ratio between the gravity force and the viscous force.

$$\Pi_7 = \frac{\text{Gravity force}}{\text{Viscous force}} = \frac{\rho_i g R_H t}{\mu}$$

The last dimensionless number is related to the role of inertial forces in the system, which can be appreciated by the Reynolds number, which is given by the ratio between the inertial and the viscous forces in the system.

$$\Pi_8 = \frac{\text{Inertial forces}}{\text{Viscous forces}} = \frac{\rho_i R_H^2}{\mu t}$$

In the experiments, a dry quartz sand–plaster mixture (92 wt% sand–8 wt% plaster) was chosen as the analogue for the brittle pile of volcanic rocks. The sand–plaster mixture has a Mohr–Coulomb behavior with a bulk density of 1550 kg m^{-3} , an angle of internal friction $\phi = 35^\circ \pm 1.5$ and a cohesion $\tau_0 = 39 \pm 2 \text{ Pa}$. The angle of friction was obtained from the critical angle of repose of the material, and the cohesion was deduced from the method proposed in Appendix A of Merle et al. (2001) (~20 measurements in both cases). Silicone putty simulates the ductile behavior of the intruding magma. Silicone putty is a newtonian fluid with a density of 1150 kg m^{-3} and a viscosity of about $2.4 \times 10^4 \text{ Pa s}$. Using these analogue materials, dimensionless numbers in experiments were similar to those in nature when the duration of experiments was

set to 5 h (Table 2). The very small values of the Reynolds number (Π_8) indicate that inertial forces are negligible with respect to viscous forces both in nature and experiments.

A set of 21 experiments has been conducted varying the thickness of the brittle overburden ($h = 2, 3, 4, 5$ and 6 cm) and the width of the silicone intrusion ($I_W = 10, 14, 16$ and 20 cm ; Fig. 1). Model deformation was recorded by overhead time-lapse photography (every 15 min) using a programmable camera. At the end of each experiment, black sand was poured onto the model to preserve surface structures. Then the model was hardened by spraying water and serially sectioned, each section being recorded through photographs.

3. Results

At the end of the experiments, elongated domes are formed and mimic the shape of the underlying reservoir. These domes are laterally delimited by inward-dipping reverse faults that, at depth, initiate along the two borders of the rising silicone (Fig. 2), and tend to flatten out near the surface. In a way similar to observations made by Roche et al. (2000) on ring faults in calderas, the thickest overburdens are associated with very strongly curved faults exhibiting inward and outward dips from top to bottom (Fig. 2D). As observed on the cross sections of Figs. 2C and 2D, the reverse fault can divide locally into two reverse faults. On top of the dome, extension is accommodated by normal faults. Normal and reverse faults formed in the models generally strike parallel to the reservoir long axis, except for experiments with very thick brittle overburdens (Fig. 2).

Several types of extensional patterns associated with doming are observed (Fig. 2), depending on initial parameters such as the overburden thickness (h) and the intrusion width (I_W). For a given intrusion width ($I_W = 14 \text{ cm}$ in Figs. 2A, 2B and 2C), extension is accommodated by two linear lateral grabens for very small overburden thicknesses ($h/I_W \sim 0.1$; Fig. 2A) and a single axial linear graben for intermediate thicknesses ($0.14 \leq h/I_W \leq 0.40$; Fig. 2B). When the h/I_W ratio becomes high (approaching 0.5 for $I_W = 14 \text{ cm}$), linear normal faults disappear, and are replaced by a set of elliptical faults associated with a set of radial fractures (Fig. 2C). Extension is still accommodated by normal faults forming a depression that looks like a graben in cross section but, given its shape in plan view, the collapse cannot be qualified as a linear graben. Apparition of radial fractures may be considered as a clear sign for separating the “one linear graben” from the “no linear graben” domain. When h/I_W ratios become even higher, as shown in Fig. 2D for instance (0.8), elliptical normal faults evolve towards a more circular shape, still associated with radial fractures. As the overburden thickness increases relatively to the intrusion width, the surface extensional pattern is more and more similar to patterns resulting from the intrusion of circular sources (Acocella et al., 2001; Walter and Troll, 2001). Additionally, we can note that for very thick overburdens, the vertical throw of normal faults becomes negligible (block-type resurgence), which ties in with the conclusions of Acocella et al. (2001). Finally, Fig. 2E shows that the type of extensional pattern is also influenced by the elongation coefficient of the source represented by the ratio I_W/I_L . The development of one linear graben is favored by small ratios representing significantly elongated sources. The “single axial graben” extension type, on which the rest of this study focuses, therefore corresponds to elongated sources intruding intermediate-thickness brittle layers. This type is largely dominant among experiments, and frequently observed on the resurgent domes of natural calderas (e.g. Valles, Long Valley, Yellowstone, Creede, Timber Mountain, La Pacana, Bennett Lake).

Time-lapse photography during experiments helps understanding the influence of the intrusions thickness I_T on the deformation

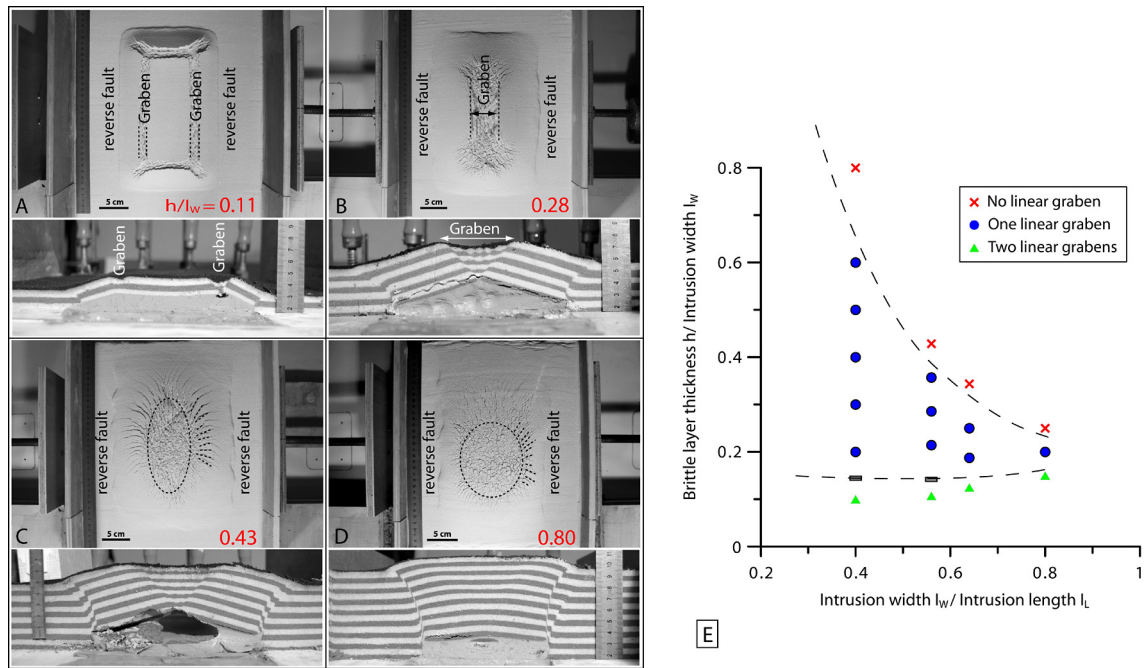


Fig. 2. (A), (B), (C), (D): Plan views (top) and cross-sections (bottom) showing the different extensional patterns associated with doming, highlighted in dashed lines. (A) Two linear lateral grabens – (overburden thicknesses h , intrusion widths l_w) = (1.5, 14), (B) One linear longitudinal graben – (h, l_w) = (4, 14), (C) Elliptical depression – (h, l_w) = (6, 14), (D) Rounded-shape depression – (h, l_w) = (8, 10). The ratio h/l_w is indicated in red in each case. The scale is given in centimeters. E: Distribution of the different extensional types as a function of geometric ratios. The single-graben domain (blue spots) corresponds to elongated sources and intermediate brittle layer thicknesses. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

pattern observed at the surface. This intrusion thickness increases proportionally with time since the intrusion rate is constant. As the silicone intrudes the sand-plaster mixture, faults accommodating the deformation appear at the surface. Following a slight doming of the brittle overburden, the first structures observed at the free surface are normal faults associated with extension. They form within the first two hours of the experiment generally developing from the center toward the periphery (Fig. 3). Reverse faults are observed at the surface later than normal faults, suggesting they may initiate at depth and propagate upward. In its early history, i.e. for a small intrusion thickness, the structure of the dome can be qualified as immature (phase 1 in Fig. 3). Indeed, the dome is not clearly delimited, the graben is narrow and generally not continuous. Even if the final geometric pattern is already determined from initial parameters (l_L, l_w, h), faults are still forming all along phase 1. Once the graben master faults formed, the dome can be considered as mature (phase 2 in Fig. 3). On phase 2 (mature dome), the graben and dome widths vary linearly with the intrusion thickness (or with time), reflecting the evolution of a globally stable geometry at depth. The dome widening is rather tenuous, when that of the graben appears to be more significant. As the intrusion progresses upward, the flank dips progressively increase and the normal faults dip decrease, explaining why the graben widens. Further results of the dome and graben widths all refer to measurements of mature structures.

For the experiments within the “single axial linear graben” domain, the dome width (measured as the distance between the two reverse faults at the surface) is compared with both the intrusion width and the overburden thickness. This shows that the dome width is dependent upon both parameters (Fig. 4A). Fig. 4B presents the graben width versus the overburden thickness for different intrusion widths. We observe that the graben width is strongly dependent on the overburden thickness whereas the intrusion width is of limited importance. Indeed, the different straight lines corresponding to the different intrusion widths all indicate the same tendency. Whatever the intrusion size, the graben

width shows an almost perfect linear dependence upon the brittle overburden thickness (Fig. 4B). This results from the fact that the two graben master faults intersect at depth at the junction with the underlying silicone (Fig. 2).

4. Discussion

Analogue models show that elongated intrusive sources at shallow depth generate domes elongated in the same direction at the surface. This direction is highlighted by doming-related extension structures, in the form of linear grabens or elliptical ring faults. In nature, the directions of resurgent domes, generally coincident with caldera elongation directions, follow regional tectonic orientations (Lipman, 1984). At Valles caldera, one of the best examples of well-studied resurgent caldera, the elongation of the Redondo dome and the direction of its axial graben match the proterozoic Jemez lineament (Self et al., 1986; Fig. 5A). The Mallard lake dome and its associated graben, in Yellowstone, follow the direction of the Basin and Range extension system (Fig. 6A, B). This direction is also highlighted by alignments of seismic epicenters and post-collapse vents in the Yellowstone caldera (Farrell et al., 2009; Girard and Stix, 2010). At Long Valley, normal faults on top of the dome follow the orientation of the Owens Valley, or more generally that of the Eastern California shear zone (Hill, 2006). At Toba, the caldera, the resurgent dome and the two main grabens on top of it developed along the general orientation of the subduction zone (Sunda trench) and the Sumatran fault (Chesner, 2012). These diverse examples strongly suggest a major influence of regional structures or dynamics on the emplacement of intrusions in the shallow crust.

The general geometry of resurgent domes scale models observed in plan views (Figs. 2, 3) appears as relatively similar to natural examples of symmetrical resurgence of caldera cores (e.g. Figs. 5A, 6B). As seen in the model cross sections, the whole geometry of the analogue system at depth is quite simple (Fig. 2). The dome lateral extension is limited by two reverse faults, as

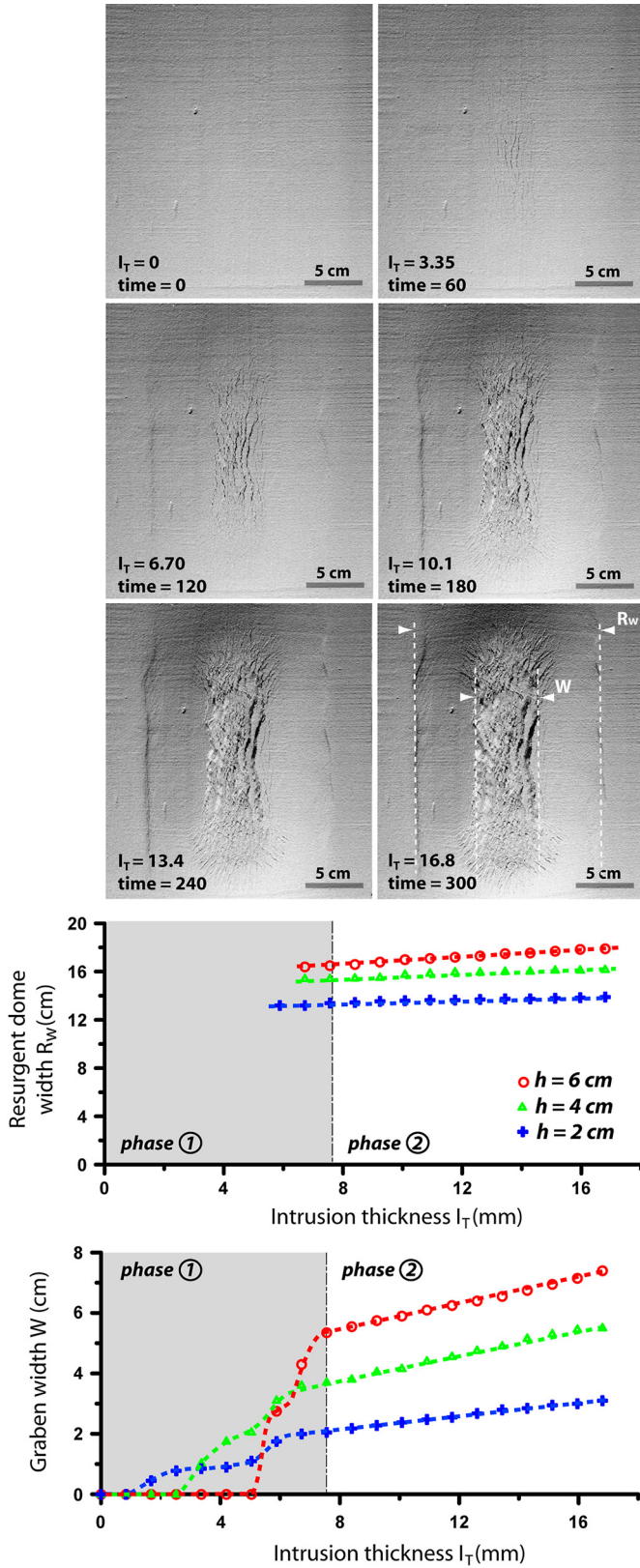


Fig. 3. Top: Time lapse plan view images of an intrusion experiment, with an intrusion width $I_W = 10$ cm and an overburden thickness $h = 4$ cm. The equivalent intrusion thickness I_T , proportional to time, is indicated on each image. Bottom: Evolution of the dome width (R_W) and the graben width (W) as functions of the intrusion thickness I_T for 10-cm wide intrusions and overburden thicknesses h of 2, 4, and 6 cm. A first phase, during which faults progressively appear at the surface, can be distinguished from a second phase, during which the whole geometry is stable.

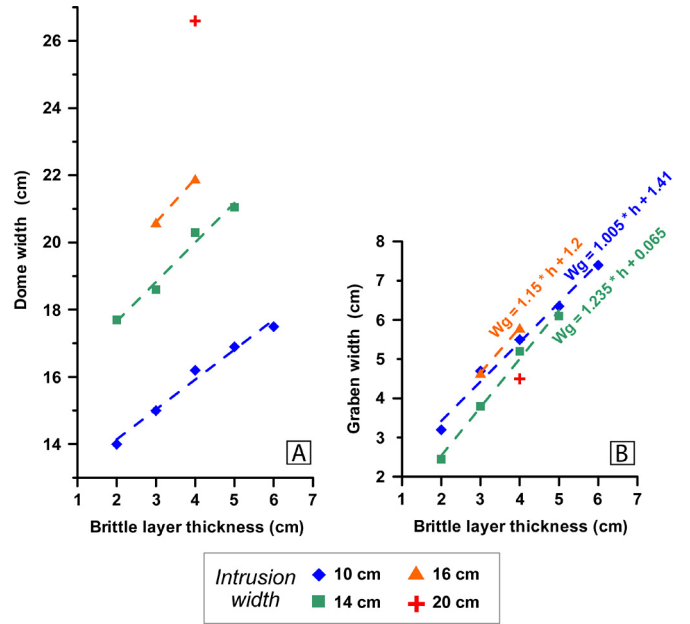


Fig. 4. Variations of the dome width (A) and the graben width (B) as functions of the brittle overburden for various intrusion widths. The dome width is dependent on both parameters, whereas the graben width seems independent from the intrusion width.

in other intrusions analogue models (Merle and Vendeville, 1995; Accocella et al., 2001). These faults explain why natural resurgent domes are generally well-defined and surrounded by a relatively flat floor. Experimental results show that the dome width varies with both the depth and the width of the rising material (Fig. 4A). Consequently, the dome width does not appear as the most accurate parameter from which sources characteristics can be inferred. Moreover, curvature of reverse faults towards the surface might favor gravitational instabilities of natural domes and make the dome limits ambiguous. On the contrary, grabens are unequivocally defined by normal faults at the surface in nature and experiments (Fig. 2). Accommodation of doming-related extension by a single axial graben is common in many examples of symmetrical doming of caldera cores in nature. For this reason, the geometry observed in such experiments may provide very useful information about the depth of the magma triggering these resurgent domes. Indeed, the graben width appears as independent of the width of the source and shows a linear correlation to the source depth (Fig. 4B). This can be interpreted as a simple geometrical model in which graben master faults systematically intersect just above the rising material (Fig. 7). From experiments, geometric constants, or near constants, such as the surface slope of the dome flank (α) and the dip (θ) of the graben master faults, may be used to estimate the thickness of the overburden in areas outside the central graben. This yields Eq. (1), where W is the graben width (measured between the tops of the two master faults), and h is the initial silicone depth (Fig. 7):

$$h = \frac{1}{2} W \frac{\sin(\theta + \alpha)}{\cos \theta} \quad (1)$$

In experiments, mean values for the dip of the master faults and the surface slope of the flank are 57° and 20° , respectively. This makes it possible to construct a theoretical straight line of overburden thickness versus dome width. This line, with a slope of 0.89, shows a very good correlation with experimental data (Fig. 7). As a result, we believe that this equation can be used in nature as a good approximation to calculate the depth of the magma responsible for resurgent doming.

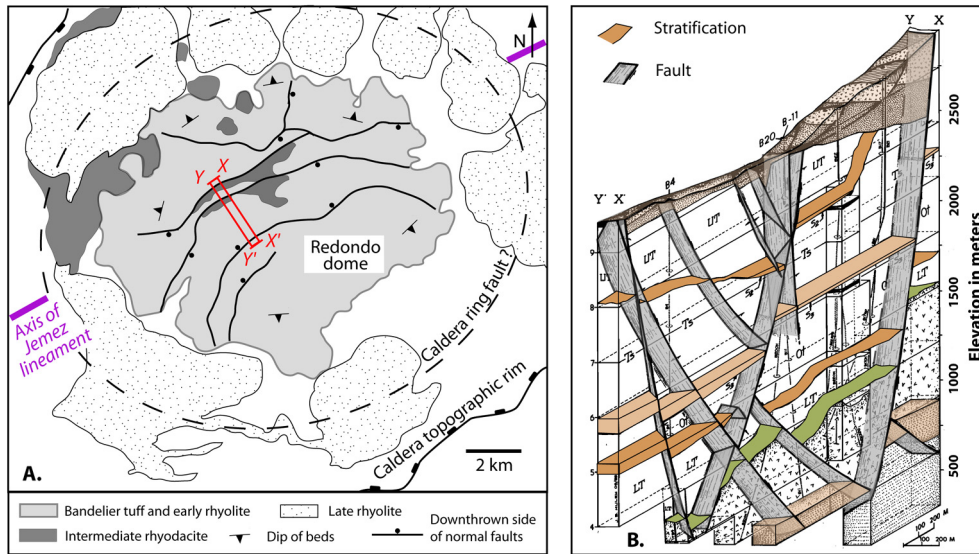


Fig. 5. (A) Structural map of the Redondo resurgent dome in Valles caldera (modified after Smith and Bailey, 1968). (B) 3D-structure of the axial graben along XX'Y'Y inferred from geothermal drilling program (modified after Nielson and Hulen, 1984).

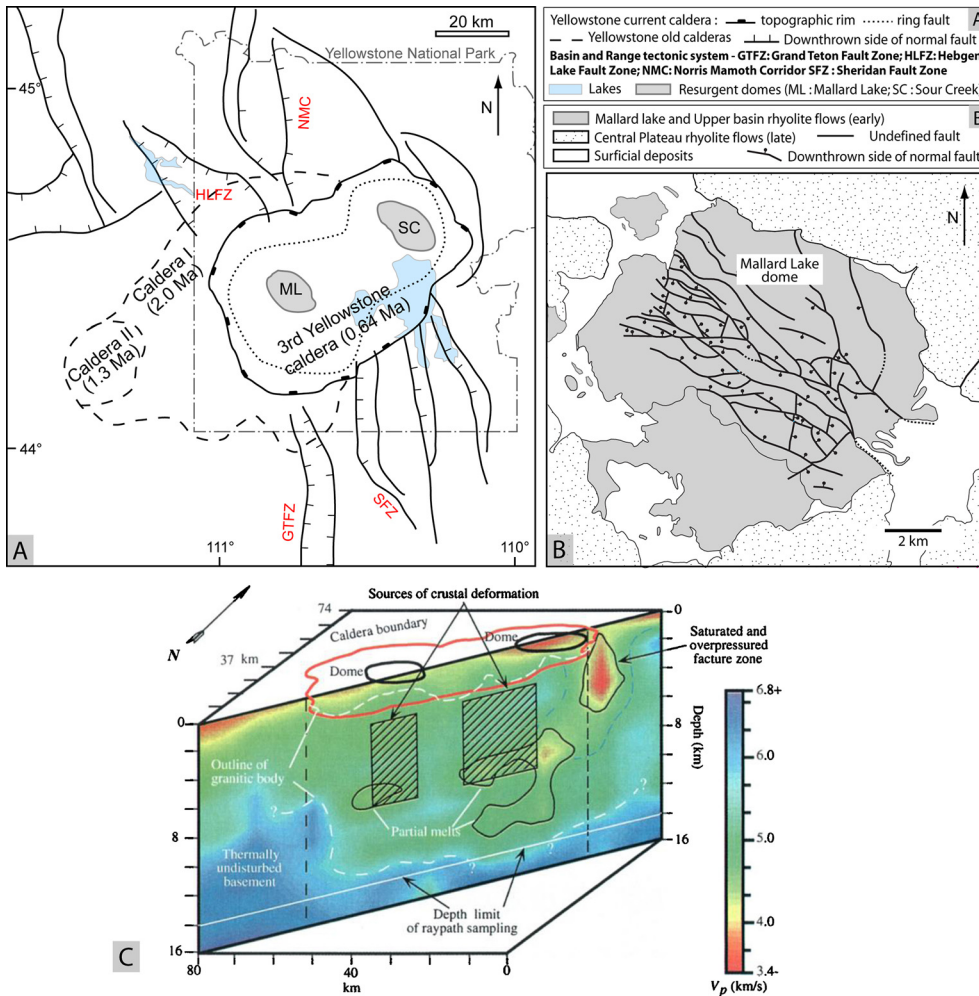
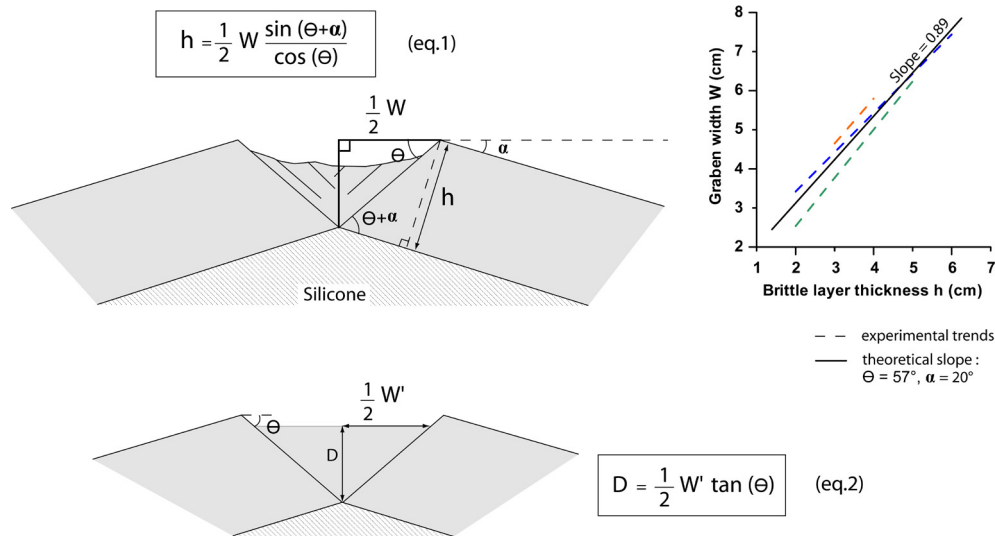


Fig. 6. (A) Structural map of the Yellowstone area, modified after Smith et al. (2009) and Girard and Stix (2010). (B) Detailed structure of the Mallard Lake resurgent dome (after Christiansen, 2001). (C) Interpretative geologic cross section from P wave model of Yellowstone caldera (Miller and Smith, 1999).

Table 3

Estimation of magma depth in natural resurgent domes using Eq. (2) (references in the text).

Name	Valles caldera graben width (km)	Estimated magma depth (km) for $\theta = 60^\circ$	Estimated magma depth (km) for $\theta = 55^\circ$	Estimated magma depth (km) for $\theta = 65^\circ$
Valles caldera (Redondo dome)	3.9	3.4	2.8	4.2
Yellowstone caldera (Mallard lake dome)	4.0	3.5	2.9	4.3
Timber Mountain	3.5	3.0	2.5	3.8
Valles caldera (Redondo dome)	1.8	1.6	1.3	1.9
Siwi caldera (Yenkahe dome)	1.0	0.9	0.7	1.1

**Fig. 7.** Idealized geometric model showing the relationship between the graben width (W or W') and the intrusion depth (D). The theoretical slope compared to experimental ones refers to mean fault and flank dips (57° , 20°) measured in the experiments.

In addition, we can assume that the minimum depth to the magma is located within the graben area. An even simpler relation (Eq. (2)) giving the magma depth (D) can be deduced from the graben width W' (measured on the graben floor) and the average dip of the graben master faults θ (Fig. 7):

$$D = \frac{1}{2} W' \tan \theta \quad (2)$$

As each graben of the “two lateral grabens” type exhibits the same geometry as that described in the “single axial graben” type, this relation may also be used for doming where two lateral grabens develop.

Using this simple equation, estimations of magma depth can be proposed for natural examples of elongated domes with a single summit graben (Table 3). With an approximate 60° dip for normal faults in most natural environments (i.e. considering that rocks have a 30° angle of internal friction, and that the extension is symmetrical), the graben width to depth ratio should be close to 0.9. Maximum graben widths were taken from key structural studies in each area (Smith et al., 1970; Christiansen, 2001; Byers et al., 1976; Christiansen et al., 1977 and references therein; Steven and Lipman, 1976; Carney and Macfarlane, 1979; Merle et al., 2013). Eq. (2) then provides an estimation of the minimum depth of the magma body in these areas. As fault dips may vary in nature, and as the estimated magma depth varies significantly upon this dip, the provided depth should be considered as first orders approximation. A depth range corresponding to a dip range of [55° – 65°] is proposed in Table 3.

At Valles caldera, rhyodacite emitted during resurgence, preferentially located along the dome border and the graben faults

(Smith and Bailey, 1968; Fig. 5A), argue for a great vertical extension of these structures observed at the surface and a possible connection to the magma body. In the early 80's, the structure of the dome has been extensively explored in the context of a deep geothermal drilling program (Nielson and Hulen, 1984; Fig. 5B). The survey revealed that strata that are inclined on the flanks lay horizontally within the graben. The graben is composed of numerous parallel and conjugate normal faults intersecting at depth, which is consistent with experimental results. The survey did not reach the crystallized magma body as initially expected, though the deepest borehole was 3250 m-deep, but drillings did not reach the intersection of the graben faults either (Fig. 5B). The estimated minimum depth, from the method we propose is 3400 m (Table 3) indicating that the deepest borehole may have been relatively close to the magma body. However, the cross section presented by Nielson and Hulen (1984; Fig. 5B) suggests that the dip of normal faults may be superior to 60° , and consequently, the depth of the crystallized magma body possibly approaches 4–5 km. Seismic tomography presented by Steck et al. (1998) shows the existence of a low velocity zone between 5 and 15 km depth under the caldera. Yet, it is difficult to say whether this zone might correspond to the uncrystallized remnants of the intrusion that caused the resurgence, dated at 1.2 Ma (Phillips et al., 2007).

In the case of Yellowstone caldera, seismic tomography surveys indicated the presence a low P-velocity body under the caldera, with an estimated depth of 6 to 8 km (Miller and Smith, 1999; Husen et al., 2004) (Fig. 6C), in coincidence with sources of deformation inferred from GPS measurements. Recent progresses in tomography and shallow-depth resolution has revealed a bump

located beneath the Mallard Lake dome, with a depth of the presumed magma body reassessed to 5 km (Farrell et al., 2014). These depth values are higher than the minimum depth given by analogue modelling (3.5 km; Table 3). This mismatch may be due to an actual normal fault dip greater than 60°, or may be due to the fact that, especially in old calderas such as Valles or Yellowstone, the magma body responsible for the doming is possibly different than the one responsible for present-day geodetic movement or seismic anomalies.

For the other domes mentioned in Table 3, no estimations have been made for the magma depth in the related areas, and this study is the first to provide assessments for this key parameter. Some natural examples were not considered, such as Long valley (U.S.) or La Pacana (Chile). In the case of Long Valley, the structure of the dome is unclear because partly hidden beneath posterior volcanic and sedimentary products. Consequently, scale models may not qualify as good analogues for this dome. La Pacana resurgent dome is elongated and exhibits a longitudinal graben. However, the graben is described as narrow and discontinuous by Gardeweg and Ramirez (1987). Therefore the dome may not be considered as mature (corresponding to phase 1 in Fig. 3) and the use of Eq. (2) may not be appropriate in this case either.

The application of the method proposed here may go beyond the scope of resurgence within calderas. Indeed, the geometry for experimental resurgent domes shows certain similarities with structures that have been observed in other cases of intrusion. Dome and graben-like structures have been identified for instance on the Petit Puy de Dôme (Chaîne des Puys, France) and on Alid volcano (Afar, Eritrea), and possibly relate to endogenous growth (Van Wyk de Vries et al., 2014). Large scale doming has been related to the formation of large linear grabens in different volcanic fields (e.g. Eureka graben in San Juan volcanic field, Steven and Lipman, 1976; Ngakuru graben crossing the Maroa-Okainata volcanic field, Healy, 1963; Smith and Bailey, 1968). Salt domes, as major hydrocarbon traps, have been extensively studied by petroleum exploration campaigns. On land and offshore, graben-type structures with master faults intersecting on top of rising diapirs have been documented (Jackson and Seni, 1984; Vendeville and Jackson, 1992; Fig. A.1 in Appendix A – Electronic Supplementary Material). Models of elongated salt domes have been proposed by Withjack and Scheiner (1982) and Schultz-Ela et al. (1993), showing graben structures as in our experimental results. The graben widths may then be used to assess diapir depths in certain cases, however, several causes render the method difficult most of the time. Seismic profiles have evidenced a broad variety of geometries, fault dips and intrusion shapes that differ significantly from the scale models explored here. For instance, whereas confined deformation of resurgent caldera cores suggests it is probably laterally confined by reverse faults, salt domes are generally not associated with such structures. For salt domes as for other examples of intrusions, the whole geometry may be different and surface parameters may relate to source parameters in a more complex manner. Additionally, in the case of salt domes, important erosion and sedimentation episodes may alter tectonic structures concurrently with the rise of salt domes, or afterwards.

5. Conclusion

Scale models of resurgent domes show that ascending elongated magma sources generate elongated domes at the surface. Doming in the experiments is laterally delimited by reverse faults that can account for the confined nature of resurgent doming of caldera cores. The deformation of the free surface generates extensive structures on top of the dome, parallel to the dome elongation direction. This extension is accommodated by a single axial graben for elongated sources intruding moderately thick overburdens. Ex-

periments strongly suggest that graben master faults intersect at depth at the junction with the rising viscous magma. This graben geometry provides an estimation for the magma depth, that can be deduced from measurable parameters at the surface (graben width, flank and faults dips). This result provides a useful tool to evaluate the magma depth and potential hazards for many domes in the world, when a graben has formed at the summit. The method of magma depth estimation presented in this paper may be applied with caution to other geological processes related to intrusions, such as salt diapirism.

Acknowledgements

We acknowledge the Volcanology team and the “Experimental Volcanology Laboratory” of Laboratoire Magmas et Volcans for material support. We thank Eoghan Holohan and Angelo Castruccio for reviewing this work, and for improving this manuscript through constructive comments. This research was financed by the French Government Laboratory of Excellence initiative n° ANR-10-LABX-0006, the Région Auvergne and the European Regional Development Fund. This is Laboratory of Excellence ClerVolc contribution number 132.

Appendix A. Supplementary material

Supplementary material related to this article can be found online at <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.011>.

References

- Acocella, V., Funicello, R., 1999. The interaction between regional and local tectonics during resurgent doming: the case of the island of Ischia, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 109–123. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00109-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00109-7).
- Acocella, V., Cifelli, F., Funicello, R., 2001. The control of overburden thickness on resurgent domes: insights from analogue models. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 111, 137–153.
- Aldiss, D.T., Ghazali, S.A., 1984. The regional geology and evolution of the Toba volcano-tectonic depression, Indonesia. *J. Geol. Soc. Lond.* 141, 487–500.
- Battaglia, M., Segall, P., Roberts, C., 2003. The mechanics of unrest at Long Valley caldera, California. 2. Constraining the nature of the source using geodetic and micro-gravity data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 127, 219–245. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00171-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00171-9).
- Byers, B.F.M., Carr, W.J., Orxild, P.P., Quinlivan, W.D., Sargent, K.A., 1976. Volcanic suites and related cauldrons of Timber Mountain-Oasis Valley caldera complex, Southern Nevada. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, vol. 919, pp. 1–70.
- Carney, J.N., Macfarlane, A., 1979. *Geology of Tanna, Aneityum, Futuna and Aniwa*. New Hebrides Gov. Geol. Surv. Rep. 5–29.
- Chen, J.K., Taylor, F.W., Edwards, R., Cheng, H., Burr, G., 1995. Recent emerged reef terraces of the Yenkahe resurgent block, Tanna, Vanuatu – implications for volcanic landslide and tsunami hazards. *J. Geol.* 103, 577–590.
- Chesner, C.A., 2012. The Toba caldera complex. *Quat. Int.* 258, 5–18.
- Christiansen, R.L., 2001. The Quaternary and Pliocene Yellowstone Plateau Volcanic Field of Wyoming, Idaho, and Montana. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, vol. 729-G, pp. 1–145.
- Christiansen, R.L., Lipman, P.W., Carr, W.J., Byers, F.M., Sargent, K.A., 1977. Timber Mountain-Oasis Valley caldera complex of southern Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 943–959.
- Elston, W., 1984. Mid-Tertiary ash flow tuff cauldrons, southwestern New Mexico. *J. Geophys. Res.* 89, 8733–8750.
- Farrell, J., Husen, S., Smith, R.B., 2009. Earthquake swarm and b-value characterization of the Yellowstone volcano-tectonic system. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 188, 260–276. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.008>.
- Farrell, J., Smith, R.B., Husen, S., Diehl, T., 2014. Tomography from 26 years of seismicity revealing that the spatial extent of the Yellowstone crustal magma reservoir extends well beyond the Yellowstone caldera. *Geophys. Res. Lett.* 41, 3068–3073. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GL059588>.
- Fridrich, C., Mahood, G., 1984. Reverse zoning in the resurgent intrusions of the Grizzly Peak cauldron, Sawatch Range, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.* 95, 779–787.
- Fridrich, C.J., Smith, R.P., Dewitt, E., Mckee, E.H., 1991. Structural, eruptive, and intrusive evolution of the Grizzly Peak caldera, Sawatch Range, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 1160–1177.
- Galland, O., Planke, S., Neumann, E.-R., Malthe-Sørenssen, A., 2009. Experimental modelling of shallow magma emplacement: application to saucer-shaped intrusions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 277, 373–383.

- Gardeweg, M., Ramirez, C.F., 1987. La Pacana caldera and the Atana Ignimbrite – a major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. *Bull. Volcanol.* 49, 547–566.
- Gazis, C.A., Lanphere, M., Taylor, H.P., Gurbanov, A., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurta Granite: cooling of two late Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 377–391.
- Girard, G., Stix, J., 2010. Rapid extraction of discrete magma batches from a large differentiating magma chamber: the Central Plateau Member rhyolites, Yellowstone Caldera, Wyoming. *Contrib. Mineral. Petrol.* 160, 441–465. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-009-0487-1>.
- Healy, J., 1963. Geology of the Rotorua district. *Proc. - New Zealand Ecol. Soc.* 10, 53–58.
- Hill, D.P., Langbein, J.O., Prejahn, S., 2003. Relations between seismicity and deformation during unrest in Long Valley Caldera, California, from 1995 through 1999. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 127, 175–193.
- Hill, D.P., 2006. Unrest in Long Valley Caldera, California, 1978–2004. In: Troise, C., De Natale, G., Kilburn, C.R.J. (Eds.), *Mechanisms of activity and unrest at large calderas*. *Geol. Soc. (Lond.) Spec. Publ.*, 1–24.
- Hon, K.A., 1987. Geologic and petrologic evolution of the Lake city caldera, San Juan Mountains, Colorado. PhD thesis, 244 pp.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.* 48, 1459–1520. <http://dx.doi.org/10.1130/GSAB-48-1459>.
- Husen, S., Smith, R.B., Waite, G.P., 2004. Evidence for gas and magmatic sources beneath the Yellowstone volcanic field from seismic tomographic imaging. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 131, 397–410.
- Jackson, M.P.A., Seni, S.J., 1984. Atlas of salt domes in the East Texas basin. *Univ. Tex. Austin Bur. Econ. Geol. Rep. Invest.* 140, 102 pp.
- Lipman, P.W., 1984. The roots of Ash flow calderas in Western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.* 89, 8801–8841.
- Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.* 59, 198–218. <http://dx.doi.org/10.1007/s004450050186>.
- Mahood, G., Hildreth, W., 1986. Geology of the peralkaline volcano at Pantelleria, Strait of Sicily. *Bull. Volcanol.* 48, 143–172.
- Marsh, B.D., 1984. On the mechanics of caldera resurgence. *J. Geophys. Res.* 89, 8245–8251.
- Merle, O., Borgia, A., 1996. Scaled experiments of volcanic spreading. *J. Geophys. Res.* 101, 13805.
- Merle, O., Vendeville, B., 1995. Experimental modelling of thin-skinned shortening around magmatic intrusions. *Bull. Volcanol.* 33–43.
- Merle, O., Vidal, N., Van Wyk de Vries, B., 2001. Experiments on vertical basement fault reactivation below volcanoes. *J. Geophys. Res.* 106, 2153–2162.
- Merle, O., Brothelande, E., Lénat, J.-F., Bachèlery, P., Garaébiti, E., 2013. A structural outline of the Yenkahe volcanic resurgent dome (Tanna Island, Vanuatu Arc, South Pacific). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 268, 64–72.
- Miller, D., Smith, R., 1999. P and S velocity structure of the Yellowstone volcanic field from local earthquake and controlled-source tomography. *J. Geophys. Res., Solid Earth* 104, 15105–15121.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., Iriondo, A., 2004. A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tizapotal ignimbrite. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 136, 97–119.
- Murase, T., McBirney, A.R., Melson, W.G., 1985. Viscosity of the dome of Mount St. Helens. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 24, 193–204.
- Nicolas, A., Ildefonse, B., 1996. Flow mechanism and viscosity in basaltic magma chambers. *Geophys. Res. Lett.* 23, 2013–2016. <http://dx.doi.org/10.1029/96GL02073>.
- Nielson, D., Hulen, J., 1984. Internal geology and evolution of the Redondo dome, Valles caldera, New Mexico. *J. Geophys. Res.* 89, 8695–8711.
- Phillips, E.H., Goff, F., Kyle, P.R., McIntosh, W.C., Dunbar, N.W., Gardner, J.N., 2007. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the duration of resurgence at the Valles caldera, New Mexico. *J. Geophys. Res.* 112, B08201.
- Pinkerton, H., Stevenson, R.J., 1992. Methods of determining the rheological properties of magmas at sub-liquidus temperatures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 53, 47–66. [http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90073-M](http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(92)90073-M).
- Ramberg, H., 1981. Gravity, Deformation and the Earth's Crust: in Theory, Experiments and Geological Application, 2nd ed. Academic Press.
- Roche, O., Druitt, T.H., Merle, O., 2000. Experimental study of caldera formation. *J. Geophys. Res.* 105, 395–416.
- Schultz-Ela, D.D., Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C., 1993. Mechanics of active salt diapirism. *Tectonophysics* 228, 275–312.
- Self, S., Goff, F., Gardner, J.N., Wright, J.V., Kite, W.M., 1986. Explosive rhyolitic volcanism in the Jemez Mountains: vent locations, caldera development and relation to regional structure. *J. Geophys. Res.* 91, 1779–1798.
- Smith, R.L., Bailey, R.A., 1968. Resurgent cauldrons. *Mem. Geol. Soc. Amer.* 116, 613–662.
- Smith, R.L., Bailey, R.A., Ross, C.S., 1970. Geologic map of the Jemez Mountains, New Mexico. *U.S. Geol. Surv. Misc. Investig. Map* I-571.
- Smith, R.B., Jordan, M., Steinberger, B., Puskas, C.M., Farrell, J., Waite, G.P., Husen, S., Chang, W.-L., O'Connell, R., 2009. Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 188, 26–56. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.020>.
- Sparks, R.S.J., Francis, P.W., Hamer, R.D., Pankhurst, R.J., O'Callaghan, L.O., Thorpe, R.S., Page, R., 1985. Ignimbrites of the Cerro Galan caldera, NW Argentina. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 24, 205–248.
- Steck, L.K., Thurber, C.H., Fehler, M.C., Lutter, W.J., Roberts, P.M., Balbridge, W.S., Stafford, D.G., Sessions, R., 1998. Crust and upper mantle P wave velocity structure beneath Valles caldera, New Mexico: results from the Jemez teleseismic tomography experiment. *J. Geophys. Res., Solid Earth* 103, 24301–24320.
- Steven, T.A., Lipman, P.W., 1976. Calderas of the San Juan Volcanic Field, Southwestern Colorado. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, vol. 958, pp. 1–35.
- Talbot, C.J., 1999. Can field data constrain rock viscosities? *J. Struct. Geol.* 21, 949–957.
- Tibaldi, A., 1995. Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *J. Geophys. Res.* 100, 24521–24524.
- Ukawa, M., Fujita, E., Ueda, H., Kumagai, T., Nakajima, H., Morita, H., 2006. Long-term geodetic measurements of large scale deformation at Iwo-jima caldera, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 150, 98–118.
- Van Wyk de Vries, B., Márquez, A., Herrera, R., Bruña, J.L.G., Llanes, P., Delcamp, A., 2014. Craters of elevation revisited: forced-folds, bulging and uplift of volcanoes. *Bull. Volcanol.* 76, 875. <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-014-0875-x>.
- Vendeville, B.C., Jackson, M.P.A., 1992. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Pet. Geol.* 9, 331–354. [http://dx.doi.org/10.1016/0264-8172\(92\)90047-I](http://dx.doi.org/10.1016/0264-8172(92)90047-I).
- Walter, T., Troll, V., 2001. Formation of caldera periphery faults: an experimental study. *Bull. Volcanol.* 63, 191–203.
- Williams, H., 1941. Calderas and Their Origin. *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, vol. 21, pp. 51–146.
- Withjack, M.O., Scheiner, C., 1982. Fault patterns associated with domes – an experimental and analytical study. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 66, 302–316.

3. Constraints on the source of resurgent doming inferred from analogue and numerical modeling: implications for the Yenkahe dome - Yasur volcano complex (Vanuatu) (submitted on April 30th 2015, JVGR)

Brothelande E.^{1,2*}, Peltier A.³, Got J.-L.⁴, Merle O.¹, Lardy M.⁵, Garaebiti E.⁶

¹ *Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal - CNRS - IRD, OPGC, 5 rue Kessler, 63038 Clermont Ferrand, France.*

² *Université de Nantes, Nantes Atlantique Universités, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes, UMR CNRS 6112, 2 rue de la Houssinière, 44322 Nantes, France*

³ *Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Univ. Paris Diderot, CNRS, F-97418, La Plaine des Cafres, La Réunion, France.*

⁴ *ISTerre, CNRS, Université de Savoie, Le Bourget-du-Lac, France*

⁵ *Institut de Recherche pour le Développement, Université de la Nouvelle-Calédonie BPR4-98851 Nouméa Cedex, France.*

⁶ *Vanuatu Meteorological and Geohazards Department, Port-Vila, Vanuatu.*

**corresponding author: Elodie Brothelande – elodie_brothelande@yahoo.fr*

Abstract

Resurgence, defined as the post-collapse long-term uplift of a caldera floor, is commonly attributed to a renewed rise of magma. The Yenkahe dome (Vanuatu) exhibits a common morphology – elongated with a graben on top - among resurgent domes, and is also one of the most active structures of the kind. In this study, we performed a joint analysis based on analogue and finite element numerical models to (1) constrain the width and depth of the long-term deformation intrusive source of the Yenkahe dome and (2) discuss the close association between the Yenkahe dome and the active Yasur cone. We consider the resurgent deformation at the surface to be driven by the uplift of a magma reservoir roof in depth. As the edifice deformation response depends on the medium and the source properties, the mechanical behavior of the upper crust and the nature of the source are approximated by two end-members. Analogue modeling uses silicone putty, as an analogue for a large viscous magma body, intruding a sand-plaster mixture reproducing a Mohr-Coulomb behavior for the crust. Numerical models consider the vertical displacement of a rigid indenter, allowing the

conservation of a flat-shaped roof, into an elastoplastic material. Numerical and analogue models show different resurgent dome structures at depth but similar dome and graben morphologies in surface. Inverse faults - or equivalent shearing zones - delimiting the dome provide an explanation for the confined nature of resurgent doming and the persistent volcanic activity on the dome border represented by the Yasur volcano. Analogue and numerical models together provide an estimation range of 1-1.8 km for the intrusive deformation source depth, and 1.3-2 km for its width. The proposed association between the Yenkahe and the Yasur volcano is compatible with such a shallow depth of the magma reservoir, and argues for a discontinuous resurgence process.

1. Introduction

Given their explosivity, ash flow calderas are considered to be among the most dangerous volcanoes in the world. Indeed, the link between these collapse calderas and large pyroclastic eruptions has been recognized and widely illustrated for more than seventy years (e.g. Williams 1941; Matumoto, 1943; Bond and Sparks, 1976; Lipman, 1984; Wilson, 1985; Orsi et al., 1996). The recurrence of the phenomenon in well-studied regions (e.g. Valles caldera, Smith and Bailey, 1966; San Juan volcanic field, Steven and Lipman, 1976) led Lipman (1984) to propose the idea of a general caldera cycle composed of pre-collapse volcanism, followed by large ash flow eruptions and concurrent caldera collapse, and then, post-collapse activity. The latter commonly includes post-caldera volcanism, tectonic resurgence, sedimentation within the caldera basin and hydrothermal activity. Geophysical signatures of persistent magmatic and hydrothermal activities, such as seismicity and ground deformation, have been monitored in a few currently active calderas over the last decades (e.g. Long Valley, Hill et al., 2006; Campi Flegrei, De Natale et al., 2006; Yellowstone, Chang et al., 2007). Yet, mechanisms and potential hazards related to this unrest remain poorly appraised, as we probably lack sufficient hindsight on the matter.

Resurgence is defined as the long-term uplift of a caldera floor following the collapse. Several studies agree on the idea that resurgence is a relatively early process in the post-collapse history of calderas, with a peak of uplift occurring typically a few tens to a few hundred thousand years after the caldera formation (Smith and Bailey, 1968; Lipman, 1984; Phillips, 2007). A few constraints are available on the average speed of uplift processes, which generally range from a few cm/year (e.g. Philips et al., 2007; Tibaldi and Vezzoli, 1998) to a few tens of cm/year (Chen et al., 1995; Ukawa et al., 2006). Eroded analogues of resurgent

calderas (e.g. Grizzly Peak caldera, Fridrich et al, 1991; Chegem caldera, Gazis et al., 1995; Turkey Creek, Du Bray and Pallister, 1999; Ishizuchi, Yoshida, 1984; Okueyama, Takahashi, 1986) tend to show that resurgence is associated with the emplacement of shallow magmatic intrusions. In several cases of active calderas, the presence of an intrusion under resurgent structures is strongly suspected on the basis of geophysical prospects (e.g. Ischia, Paoletti et al., 2013; Toba, Masturyono et al., 2001). This renewed rise of magma within the caldera is supported by additional evidence, such as thermal modeling of heat flow around young calderas, requiring stages of replenishment by additional hot magma (Lipman, 2000), or the common association between post-collapse volcanism and resurgence (Smith and Bailey, 1968). Post-collapse volcanic products are typically less silicic than the associated ash flow, reflecting the injection of a more primitive magma (Moran-Zenteno et al., 2004; Kennedy et al., 2012).

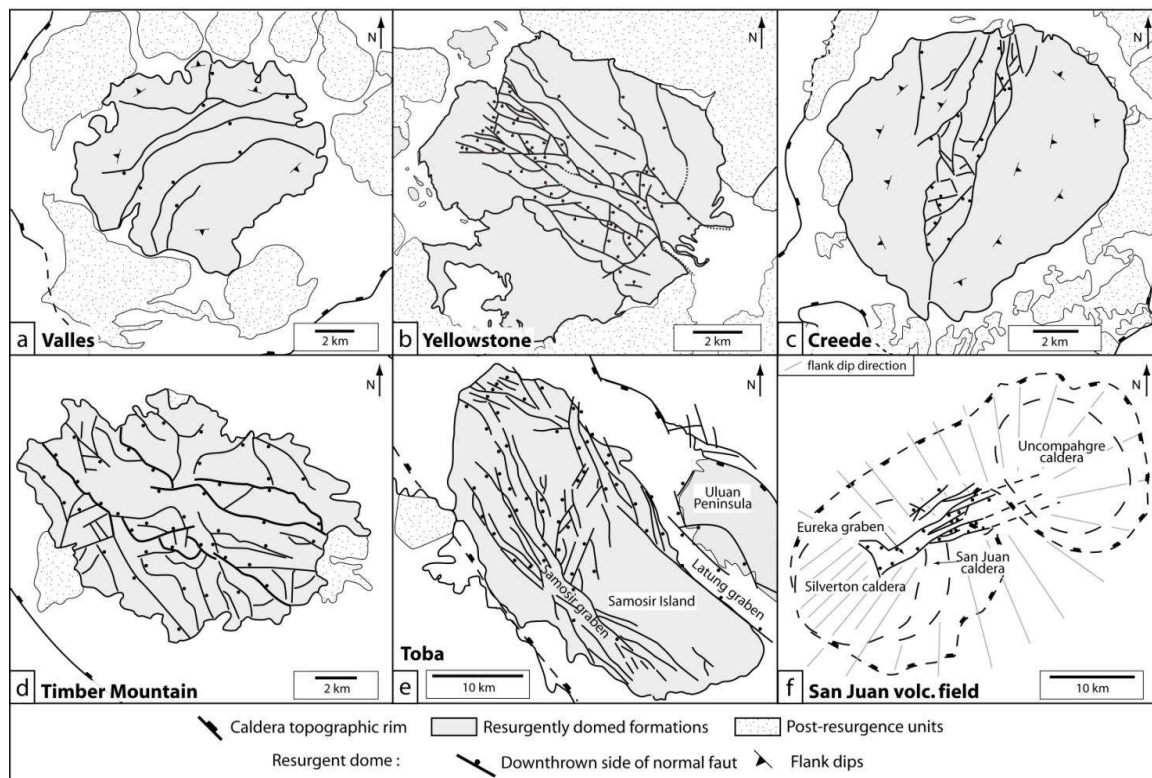


Figure 1: Structural sketch map of resurgent domes showing longitudinal grabens. (a) Redondo dome, Valles caldera (after Smith and Bailey, 1968); (b) Mallard Lake dome, Yellowstone (after Christiansen, 2001); (c) Snowshoe Mountain, Creede caldera (after Limpan, 2006); (d) Resurgent dome, Timber Mountain caldera (after Christiansen et al., 1977); (e) Samosir Island and Uluan Peninsula, Toba caldera (after Aldiss and Ghazali, 1984); (f) Resurgent dome representing the joint resurgence of San Juan and Uncompahgre calderas, Western San Juan caldera field (after Steven and Lipman, 1976).

Among the great diversity of resurgence shapes, the doming of a caldera floor portion remains one of the best documented (e.g. Valles, Creede, Timber Mountain, Yellowstone, Long valley, La Pacana, Turkey Creek, Cerro Galan, Bennett Lake, Campi Flegrei, Toba). Like calderas, resurgent domes commonly deviate from circular shapes, under the influence of regional structures or tectonics. As illustrated on figure 1, many of these elongated domes exhibit a longitudinal graben on top (e.g. in Valles, Yellowstone, Timber Mountain and Creede calderas). Variations of this morphology, notably the presence of multiple longitudinal grabens, are observed in the case of Toba (Fig. 1e) and Long Valley. It is also interesting to note that this type of dome with an associated graben may also form at a larger scale, as it is observed in San Juan volcanic field (U.S.A) or in the Rotorua region (New-Zealand), probably in response to the emplacement of very large intrusions (Fig. 1f; Smith and Bailey, 1968). The Yenkahe tectonic dome (Tanna Island, Vanuatu) can be considered as one of the most relevant examples of that resurgence morphological type, with an elongated shape and a clear longitudinal graben on top (Fig. 2c). Located in the very active Siwi caldera, the dome is affected by a very high average uplift rate of 15 cm/year over the last 1000 years (Chen et al., 1995). As a recent fast-growing resurgent structure, the morphology of the Yenkahe is probably well preserved and may be studied by resurgence modeling.

Numerous models have been developed to understand and locate the source of observed short-term deformation in active calderas, pointing out a variety of sources such as sill/dike opening, hydrothermal system pressurization, magma reservoir pressurization or magma degassing, often acting together (e.g. Amelung et al., 2000; Hill 2006; Hurwitz et al., 2007; Aly et al., 2011). However, measured deformation patterns are highly dependent on the considered timescale (Troise et al., 2007; Wicks et al., 1998; Vezzoli et al., 2009), and therefore the current observed deformation does not necessarily reflect the processes at stake in long-term deformation. Surface deformation associated to resurgence has been analyzed by a more limited number of authors. Acocella et al. (2001) presented models of vertical intrusions of a circular-shaped viscous source into a brittle material. The results of their experiments highlighted the importance of the ratio of the brittle overburden thickness to the diameter of the intrusive source, as a determining factor of the resurgent structure morphology. For thick overburdens in comparison to the intrusion diameter (i.e. for ratios around 1), resurgence is expressed by the uplift of an almost undeformed block. For relatively thin overburdens (i.e. for ratios around 0.4), resurgence takes the form of a dome with a central depression accommodating surface extension. This work provides an explanation for

the two principal modes of resurgence: blocks and domes. Yet, extensional patterns on top of circular-shaped domes do not reproduce the grabens observed in nature. Brothelande and Merle (2015) have been using the same kind of analogue modeling but with elongated sources to produce elongated domes, and associated linear grabens. They propose a way to assess the intrusion depth from the graben width, resulting in an order of magnitude of 900 m in the case of the Yenkahe dome.

In this study, we focus on the Yenkahe dome. Our aim is to better understand its resurgence process and its close association with ash cones located on its border (the active Yasur, and the extinct Ombus). For this purpose, the questions of the size and depth of the deformation source beneath the Yenkahe dome, and of the location of the associated tectonic structures as well, appear to be fundamental. These parameters are also relevant for hazards assessment, as a shallow source would for instance raise the threat of magma and water table interactions. Long-term surface deformation in response to a deep intrusion depends on the shape and location of the intrusive source and on the rheology properties of the intrusion and the crust. A set of rheology properties has been tested through analogue modeling by Brothelande and Merle (2015). In order to reach more complete estimation ranges for the intrusion width and depth associated to the Yenkahe dome, we carried out numerical models of resurgence to test different hypotheses on the mechanical behavior of the upper crust and the source geometry and confront them to analogue models. The whole system geometry is then discussed, as well as the close association between the Yenkahe dome and the active Yasur cone located on its border.

2. Geological setting

Vanuatu is a 1200 km-long volcanic arc located in the south-west Pacific, between Santa Cruz Islands to the north and Matthew and Hunter islands to the south, resulting from the eastward subduction of the Australian plate beneath the Pacific plate. Tanna Island is located 150 km east from the Vanuatu trench (Figs. 2a,b) and approximately 130 km above the Benioff zone (Louat et al., 1988). In this complex tectonic region, convergence rates are very high, reaching 12 cm/year in the N69 direction (perpendicular to the trench) at the latitude of Tanna (Fig. 2a). To the east, back-arc extension occurs and Tanna Island moves away from the North-Fiji basin at a rate of 3.5 cm/year in the N218 direction (Pelletier et al., 1998; Calmant et al., 2003).

Tanna Island was constructed by successive phases of active volcanism and reef limestone growth. Three volcanic complexes were recognized by Carney and McFarlane (1979): the Upper Pliocene to Pleistocene Green Hill to the north, the Pleistocene Tukošmeru volcano to the south and the Siwi Group Volcanic Centre (Upper Pleistocene to present) to the east. The Siwi group is composed of pyroclastic deposits and associated lavas, mainly andesite to basaltic andesite. A moderate volume eruption ($1-2 \text{ km}^3$), still undated but probably less than 20 ka old, formed the Siwi caldera and the associated ignimbrite (Nairn et al., 1988). The Siwi caldera ($>24 \text{ km}^2$) is elongated in a N70 direction; it is defined on land by a more or less rectangular ring fracture (Carney and Macfarlane, 1979) and extends offshore between Sulfur Bay and Port Resolution.

In the center of the Siwi caldera, the Yenkahe resurgent dome is approximately 3 km wide by 5 km long, and 300 m high (Fig. 2c; culmination point at $\sim 350 \text{ m}$). Two ash cones lie on the borders of the dome: Mount Ombus to the south, which is extinct, and Mount Yasur to the north-west, which is one of the most active volcanoes of the archipelago. The dome borders are well defined as the dome rises from a relatively flat floor. The nature of these borders is unknown but the confined nature of the dome deformation and its kinematics (see below) suggest the dome is limited by faults. The dome is elongated in the caldera direction (N70). Given the regional tectonic context of back-arc extension (Fig. 2a), this direction is probably determined by the minimum horizontal regional compressive stress. Evidence for the resurgent nature of Yenkahe includes emerged waterlain tuff and marine sediments observed on the dome, and tilted beds of ignimbrite on its flanks, up to 30° to the south and 70° to the north (Merle et al., 2013). Emerged coral terraces on its eastern part demonstrate the dome is mostly constructed by vertical deformation, with a mean uplift rate of 15.6 cm/year over the last 1000 years (Carney and Macfarlane, 1979; Chen et al., 1995). This rate is more than ten times higher than the general uplift of Tanna Island resulting from plate convergence. The presence of coral terraces argues for a discontinuous growth process (stable periods are necessary for coral growth), though continuous and discontinuous phases may have occurred. The last significant uplift step was recorded at the end of the 19th century, when several episodes resulted in more than 15 meters of uplift of Port Resolution bay, concurrently with strong local seismic events (not felt 20 km away; Paton and Paton, 1894; Louat and Baldassari, 1989).

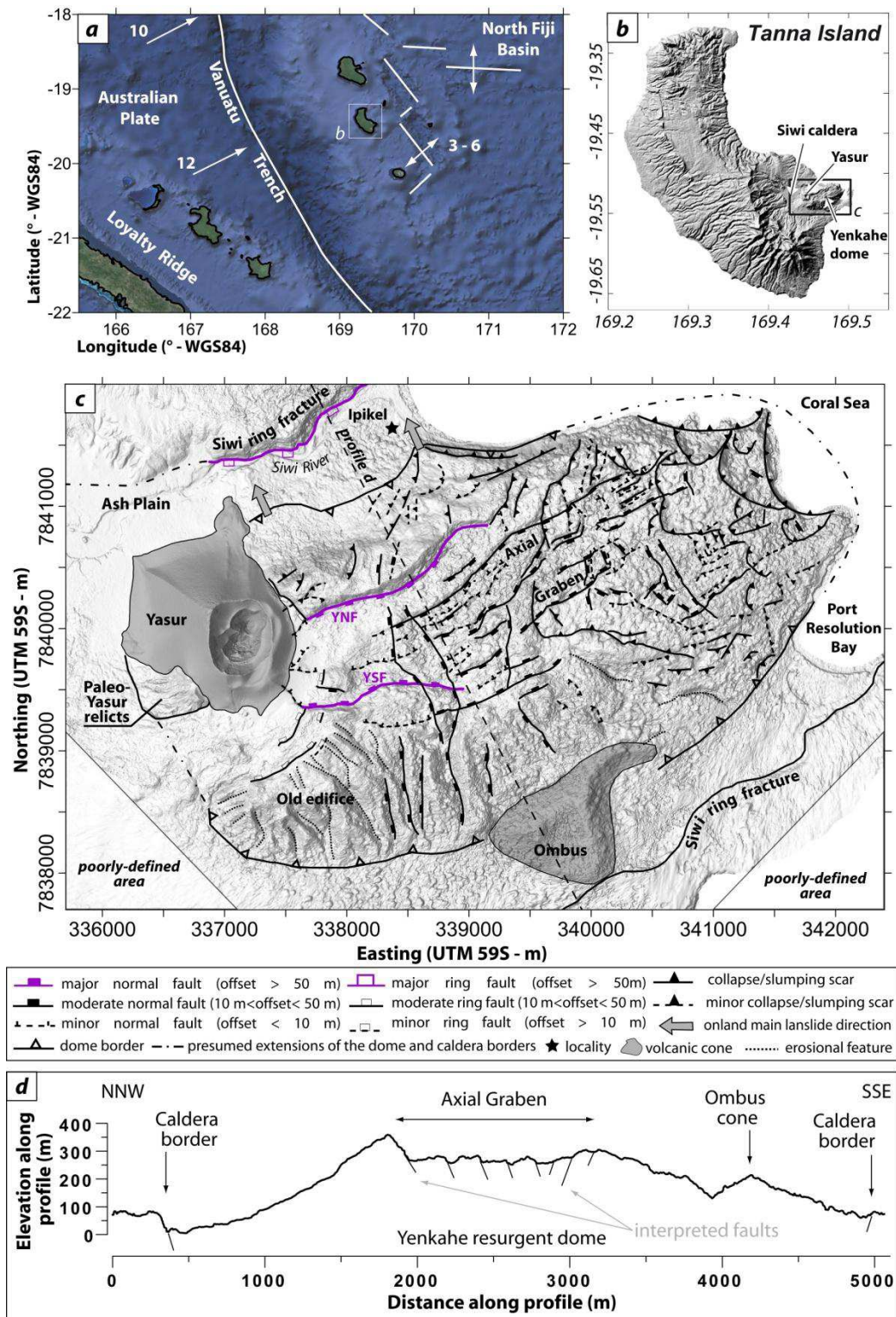


Figure 2: (a) General tectonic context of the Vanuatu arc southern segment. White solid lines indicate active plate boundaries. Directions of relative motions are given by arrows, and rates are indicated in cm/yr after Pelletier et al., 1998. (b) Location of the Siwi caldera and the Yenkahe dome at the south-east of Tanna Island. (c) Structural map of the Yenkahe resurgent dome plotted on a high-resolution photogrammetric digital surface model, after Brothelande et al. (this issue a). YNF: Yenkahe North Fault, YSF: Yenkahe South Fault. (d) Cross section along the profile shown on (c) (dotted line) displaying the main structures associated with the dome. Elevation refers to the photogrammetric DSM.

As many other examples of elongated resurgent domes, Yenkahe is affected by a longitudinal graben (Fig. 2c). This dome and graben system is slightly asymmetrical in the NNW-SSE direction (Fig. 2d; Merle et al., 2013). The graben is well-defined in the central part of the dome, where it is approximately 1 km wide (Figs. 2c, 2d): it is bounded by two master faults, the Yenkahe North fault and the Yenkahe South fault, which exhibit vertical displacements several tens of meters. The Yenkahe North fault is more or less continuous up to the eastern end of the dome but its apparent vertical displacement decreases significantly. The Yenkahe South fault vanishes rapidly towards the east, but the southern bound of the graben is still defined by minor faults. The complex structural pattern of the Yenkahe dome is the result of transverse normal faults (perpendicular to the graben direction) and landslide scars, interpreted as secondary structures. Transverse faults are attributed to a recent migration of the deformation source towards the east by Merle et al. (2013). Landslide scars reflect the instability of the resurgent dome (Brothelande et al., this issue a). The latest landslide recorded was coincident with the latest resurgence uplift event at the end of the 19th century.

At the western end of the graben, ring faults define a small caldera, named Paleo-Yasur caldera in which the Yasur volcano was edified (Fig. 2a). The Yasur volcano has been permanently active since its first description in 1774. Dating suggests an age between 800 and 1400 yrs (Nairn et al., 1988; Firth et al., 2014). It is characterized by a strombolian to vulcanian activity, with an explosion every few minutes and a mean SO₂ emission rate of 630 t.d⁻¹ measured between 2004 and 2011 (Bani et al., 2012). Given the small amount of lava emitted at the surface, Metrich et al. (2011) proposed the degassing associated to the volcano could be associated to an important intrusion of magma in depth below the Siwi caldera. Geological and geophysical observations suggest a lava infill of the small Paleo-Yasur caldera (Brothelande et al., this issue b). These lava piles are cut by normal faults extending from the graben system, and converging towards the Yasur edifice (Peltier et al., 2012). These faults indicate the dome and graben system has been active after the caldera formation, reflecting concomitant or alternate volcanic and tectonic activities.

Little is known about the current deformation of the Yenkahe dome. GPS measurement campaigns, carried out between 2002 and 2005, provide information of the short-term deformation pattern of the Yenkahe-Yasur area, and show successive periods of inflation and deflation of the dome (Erre, 2005; Fig. 3). In detail, during the peak of eruptive activity observed on Yasur in 2002, the northern part of the dome subsided (about 11 cm in 7 months) while the area close to Yasur recorded in the same period an uplift of about 12.1 cm. These

measurements suggest, for 2002, an initial pressure source located in the northern area of the dome (subsidence) that migrated in a few months to the Yasur (uplift), distant of about 2 km. Following this huge activity and until 2005, mainly subsidence was recorded on the dome and close to Yasur (6.5 to 8.5 cm/year to the south-east of Yasur; Fig. 3), and the horizontal GPS displacement vectors show antagonist pattern in comparison to 2002. The convergence of the borders of the dome shows a relaxation of Yenkahe following the 2002 major episode of activity. For the July 2004-July 2005 period, the horizontal displacement vectors converged toward the same area as observed in 2002 (Fig. 3).

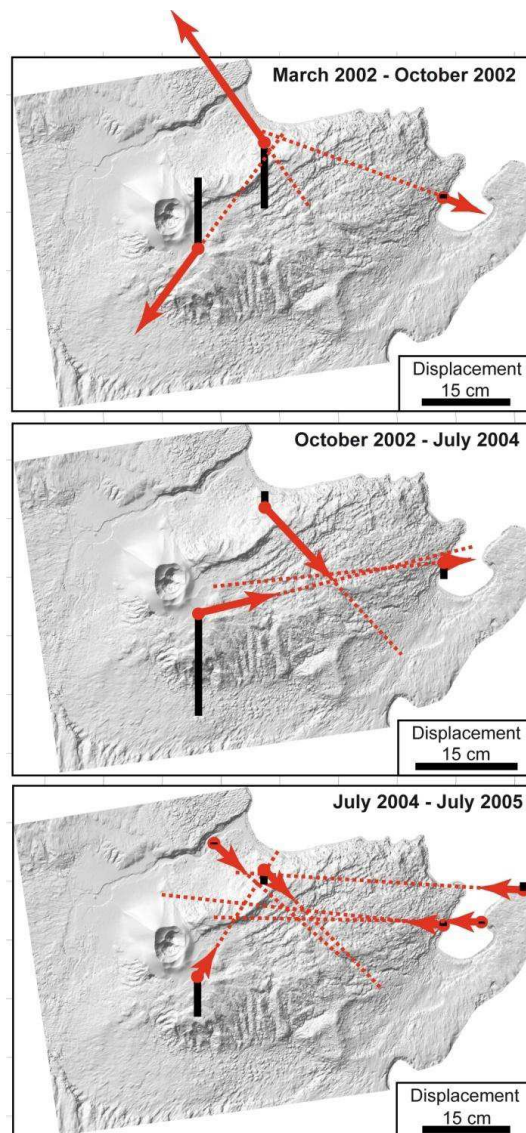


Figure 3: GPS displacements recorded in the Siwi caldera between 2002 and 2005 during three successive field surveys (after Erre, 2005). Red arrows and black lines represent horizontal and vertical displacements, respectively.

3. Methods

The models proposed here are based on the assumption that resurgence is due to the emplacement of shallow intrusions, as observed in several examples of eroded resurgent calderas (Lipman et al., 1973; Takahashi 1986; McConnell et al., 1995). Although little is known about resurgence processes, resurgence-related intrusions generally exhibit flat roofs and steep borders (Yoshida 1984; Takahashi 1986; Kennedy et al., 2012). The resurgent intrusions of Chegem and Grizzly Peak calderas are notably bordered by piston-like faults, and were emplaced by forcible uplift of the intrusion roof (Lipman et al., 1993; Fridrich et al., 1991). Resurgence models were therefore based on the piston-like emplacement of magma intrusions.

According to the presence of a graben on top of the dome, and to local seismic events associated to the latest major dome uplift episodes recorded at the end of the 19th century (Chen et al., 1995; Louat and Baldassari, 1989), resurgence appears intimately linked to faulting. The mechanical behavior of the upper crust is approximated by a plastic-fragile rheology in analogue experiments and by an elastic-plastic rheology in the numerical models. Brittle failure of the upper crust is represented by the localization of the ductile deformation in both types of models. Analogue modeling relies on physical processes, but the legitimacy of transposing experimental results to real cases is dependent on good scaling and choice of materials. Numerical modeling allows emancipating from scaling matters and the reproduction of a large number of models in a relatively short time, but the validity of the results requires a perfect identification, comprehension and formalization of the key physical processes at stake. Both approaches are thus complementary for providing a range of probable values for the Yenkahe intrusive source parameters according to field observations and the medium rheology taken into consideration.

3.1. Analogue modeling

Twenty-one experiments were initially conducted and presented by Brothelande and Merle (2015) to reproduce the growth of resurgent domes. Seven complementary experiments were added to this initial set for the purposes of methodological comparisons in the specific case of the Yenkahe dome. A sand-plaster mixture is used as an analogue for the pile of volcanic rocks, and silicone putty, simulating the viscous behavior of magma, is intruded vertically into the sandpack. The intrusion is rectangular, so that the intrusion width (I_w) may be changed easily. More details on the experimental dispositive are given in Brothelande and Merle (2015). The sand-plaster mixture mostly exhibits plastic deformation composed of thin

shear bands that resemble faults in nature. It can be described by a Mohr-Coulomb behavior with a bulk density of 1550 kg.m^{-3} , an internal friction angle of $\phi = 35^\circ \pm 1.5$ and a cohesion C of $39 \pm 2 \text{ Pa}$. Silicone putty is a Newtonian fluid with a density of 1150 kg.m^{-3} and a viscosity of about $2.4 \times 10^4 \text{ Pa.s}$. As in Brothelande and Merle (2015), the model can be described through 11 variables and 3 dimensions, then similarity conditions are achieved through a set of 8 dimensionless numbers (Buckingham Pi theorem), which must be of the same order of magnitude in nature and the experiments. These variables and dimensionless numbers, from π_1 to π_8 , are given in table A.1 and A.2 of appendix A (Supplementary Online Material). Parameters were slightly modified from original ones given in Brothelande and Merle (2015), to better fit the specific case of the Yenkahe dome (one centimeter in the experiments resembles 200 m in nature, whereas it was 300 m in the original scaling of Brothelande and Merle, 2015). Dimensionless numbers π_1 to π_7 are still of the same order of magnitude and, as for the Reynolds number (π_8), very small values indicate that inertial forces are negligible with respect to viscous forces, both in nature and the experiments. As explained in Brothelande and Merle (2015), the aim of experiments is to explore how resurgent dome geometries observed at the surface relate to initial variables describing the intrusion, such as the intrusion horizontal width (I_w) and length (I_L) and the depth of its top (h). Vertical intrusion rate was set to a constant value for all experiments, 0.34 cm/hour (equivalent to the 15 cm/year in nature given by Chen et al., 1995), and all experiments were stopped for the same vertical intrusion (1.7 cm , equivalent to 340 m in nature which is about the maximum dome elevation given in Brothelande et al., this issue a). Model deformation was recorded by overhead time-lapse photography using a programmable camera. At the end of each experiment, the model is serially sectioned, with each section being recorded photographically. The dome and graben widths are estimated by the surface distance separating reverse and normal master faults, respectively.

3.2. Numerical modeling

Most numerical models of volcano deformation have been performed with a purely elastic rheology (e.g. Cayol and Cornet, 1997; Gudmundsson, 2002; Rivalta and Dahm, 2004), whereas this choice should be limited to small strains. In very active volcanoes, the continuous action of magmatic pressure sources at depth leads to large deformation and finally controls the volcano structure and topography. Large deformation on volcano edifices would involve huge unphysical stresses if the rocks were actually purely elastic; large deformation therefore mostly occurs as plastic deformation. Moreover, rock mechanics

experiments show that rock strength is not infinite and in situ geological observations show that volcanic edifices are highly fractured. Significant improvement has recently been made by taking into account the plastic component in many cases where permanent non-reversible deformation cannot be neglected in volcanic areas (e.g. Davis et al., 1974; Currenti et al., 2010; Got et al., 2013). As resurgent doming involves accumulation of stress and brittle failure, we chose to approximate rock rheology by an elastoplastic behavior. We modeled the plasticity threshold by using a Drucker-Prager yield criterion (Drucker and Prager, 1952), which increases with the mean stress, without having the yield surface singularities of the Mohr-Coulomb criterion. While both criteria remain very close, especially for low internal friction angles (Desrues, 2002), the lack of singularities makes the Drucker-Prager yield criterion better to stabilize numerical models. It is given by:

$$\sqrt{J_2} = \alpha I_1 + K \quad [1]$$

where I_1 is the first invariant of the stress tensor (i.e. three times the lithostatic pressure) and J_2 the deviatoric part of the stress tensor. Parameters α and K are material constants that can be expressed as functions of the internal friction angle ϕ and the cohesion C , in plane strain formulation:

$$\alpha = \frac{\tan \phi}{\sqrt{9 + 12 \tan^2 \phi}} \quad [2] \quad \text{and} \quad K = \frac{3C}{\sqrt{9 + 12 \tan^2 \phi}} \quad [3]$$

We used the COMSOL finite element application generator software to model first-order topography: dome height and width and graben width. We performed 2D parametric studies by varying, on the one hand, the depth and the semi-axis of the intrusive source and, on the other hand, the medium properties. As the Drucker-Prager yield criterion depends on the pressure at depth, our models took gravity into consideration.

The medium was modeled as a 2D block (20-km wide, 10-km m high), large enough to avoid side effects. The boundary conditions were free to slip vertically (roller) at the edges, fixed at the base and free to move in all directions at the surface. Mesh is composed of 50 m size triangular cells, a good compromise allowing enough precision and model convergence. As resurgence-related intrusions in eroded calderas exhibit flat roofs, we modeled the intrusion at depth by a rectangle whose roof underwent prescribed displacements. The shape of this roof remains identical during the resurgent uplift. Regarding the current shape of the Yenkahe dome, we had some *a priori* knowledge on possible ranges for the width and depth of the

intrusion. The intrusion is certainly as wide as the resurgent dome in surface or narrower (i.e. the faults limiting the dome are certainly vertical or inward-dipping; e.g. Acocella et al., 2001, Walter and Troll, 2001). The intrusion depth given by analogue models of Brothelande and Merle (2015) is approximately 1 km. As a consequence we chose to limit our study to intrusion widths comprised between 500 and 2500 m and to intrusion depths comprised between 1000 and 2500 m. The validity of these ranges was verified *a posteriori*.

According to the study of Marsh (1984), resurgence characteristics are most likely controlled by crustal properties, which are defined in our elastoplastic models by the Young's modulus, the Poisson ratio, the density, the internal friction angle and the cohesion. For simplicity we chose to fix values of the Poisson ratio (0.25), density (2200 kg/m^3 , Brothelande et al., this issue b) and cohesion (0.5 MPa). For a given intrusion, we showed that the cohesion (C) neither significantly changes the dome width nor the graben width, as exemplified in figure 4; we thus chose to use a value of 0.5 MPa according to the estimation of Schultz et al. (1993) for a damaged basaltic edifice. Preliminary computations show that the graben width is highly variable upon the internal friction angle but not the dome width (Figure 5). We then fixed the internal friction angle at 30° for the first set of modeling (estimation of the dome width) and we varied the internal friction angle between 25° and 35° for the second set of modeling (estimation of the graben width; see below and section 4.3). The chosen range of values for the internal friction angle (25° and 35°) corresponds to typical values estimated in various volcanic areas (e.g. Watters et al., 2000; Thomas et al., 2004; Apuani et al., 2005). Concerning the Young's modulus, we varied it from 0.5 GPa for the smallest displacements (first set of modeling) to 0.1 GPa for the largest ones (second set of modeling; see below). Preliminary computations show that Young's modulus does not constrain the geometry of the shear zones that appear when stress reaches the plasticity threshold, but it constrains the amplitudes of the elastic and plastic strain and the amplitude of the stress in the model. Therefore its actual value is of limited importance concerning the results of our intrusion depth, graben and dome width modeling. However, the values we used have to be understood. At the scale of a sample, the Young's modulus of intact basalt ranges from 20 to 100 GPa at ambient temperature (e.g. Schultz et al., 1993), and this value decreases with temperature. At the scale of a volcano edifice, the effective Young's modulus is an estimation that takes fractures into consideration, and may be as low as 5 GPa (Schultz et al., 1993). Moreover, in the case of the Yenkahe, the caldera is composed of a granular infilling (i.e. mostly pyroclastic deposits), that drastically lowers the Young's modulus and the elastic limit,

especially in tension. Typical Young’s modulus values for pyroclastic deposits are around 0.5 GPa (e.g. Apuani et al., 2005). Thus, a value of 0.5 GPa for Young’s modulus is compatible with the nature of the caldera infilling and the strong hydrothermal activity observed on the Yenkahe (e.g., Peltier et al., 2012; Brothelande et al., this issue b). In addition, we may consider that most of the deformation that contribute to build Yenkahe dome arise from strain crises similar to the one occurred in 1878 when the dome gained a ~10m vertical displacement in one day. In that case, strong damage progressively occurs and Young’s modulus strongly decreases, during a short transient process responsible for a large total strain. We considered a low value of 0.5 GPa for the Young’s modulus in the initial set of modeling, and lowered it to 0.1 GPa for the final set of modeling, as a proxy of the damage increase in the medium with time (or during transient deformation crises).

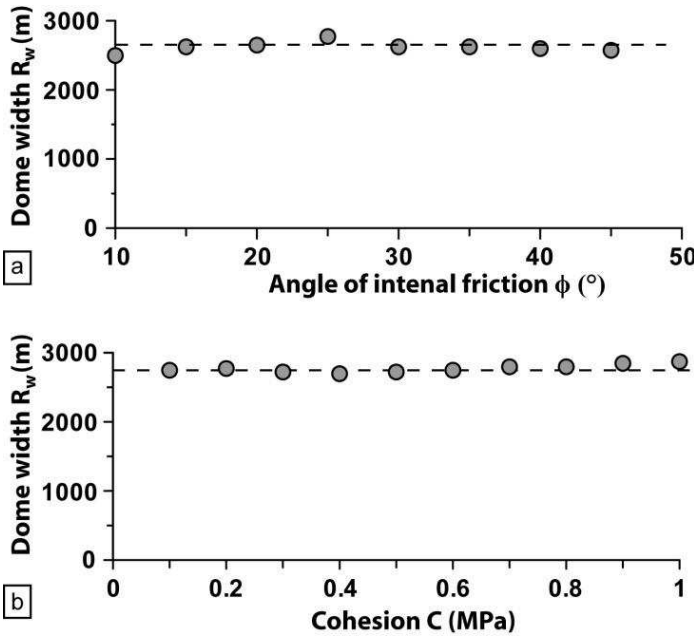


Figure 4: Variations of the resurgent dome width upon (a) the angle of internal friction and (b) the cohesion, for a 1.5 km-wide intrusion at 1.5 km depth, with a 70-m prescribed vertical displacement at the roof of the intrusion. Models were calculated with Young’s modulus=0.5 GPa, and $C=0.5$ MPa in (a) and $\phi=30^\circ$ in (b).

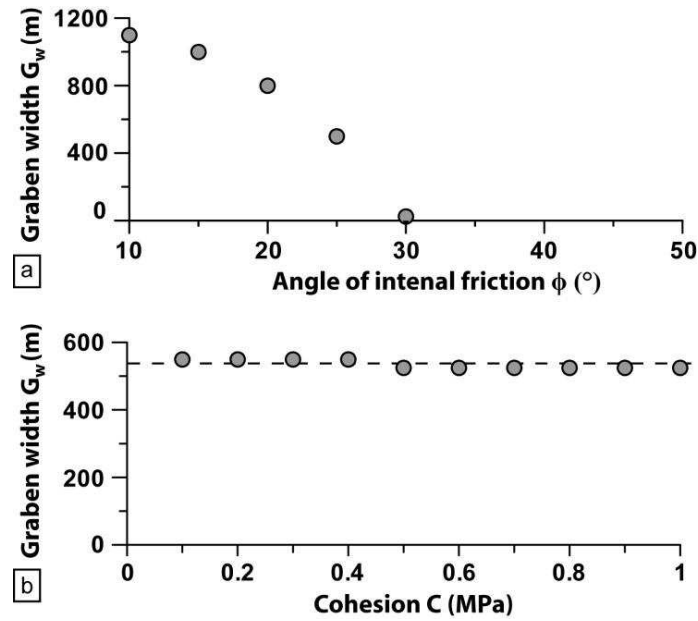


Figure 5: Variations of the graben width upon (a) the angle of internal friction and (b) the cohesion, for a 1.5 km-wide intrusion at 1.5 km depth, with a 400-m prescribed vertical displacement at the roof of the intrusion. Models were calculated with Young’s modulus of 0.1 GPa, and $C=0.5$ MPa in (a) and $\phi=30^{\circ}$ in (b).

Dome resurgence is the result of a long-lived process leading to large plastic strain. As a consequence the medium properties evolve with time as stress accumulates and fractures develop. Two sets of parametric models (with variable intrusion width and depth) were carried out to reproduce both (1) initial and (2) final surface deformation and structures.

Analogue experiments show that dome-delimiting reverse faults appear at the surface at least one hour after the beginning of the experiment, which corresponds to a vertical displacement of ~ 70 m for the source in nature-size equivalent. Thus, for the first set of models (1), we applied a 70-m prescribed upward displacement on the roof of the intrusion. At this stage, the dome width was evaluated using the x and z component of the stress tensor at the surface ($\sigma_x = \sigma_{xx}$ and $\sigma_z = \sigma_{zz}$, respectively). Reverse faults are not found as plastic shear bands in numerical modeling. However we can estimate their position by using the transition from horizontal extension to horizontal compression zone (x component of the stress tensor; Fig. 6a) and the transition from vertical compression to vertical extension (z component of the stress tensor; Fig. 6b). It corresponds to the area where the sign of the deviatoric stress changes (Fig. 6d) and to the limit of the plastified zone (Fig. 6c). The resurgent dome width R_w is then defined as the width of the surface under positive horizontal stress in numerical models.

For a 70 m displacement, grabens are present on top of the dome but they have not reached their final size. Indeed, analogue models show that the graben width evolves all along the

intrusion process. For the second set of models (2), we thus applied a 400 m displacement to the intrusion roof leading to the current height of the dome (~300 m). The graben is then well visible from the surface distribution of ground displacements and its width can be measured between the two peaks of vertical displacement bordering a subsident zone. Due to the mesh scaling, we have 100-m uncertainties on the estimation of the graben and dome widths.

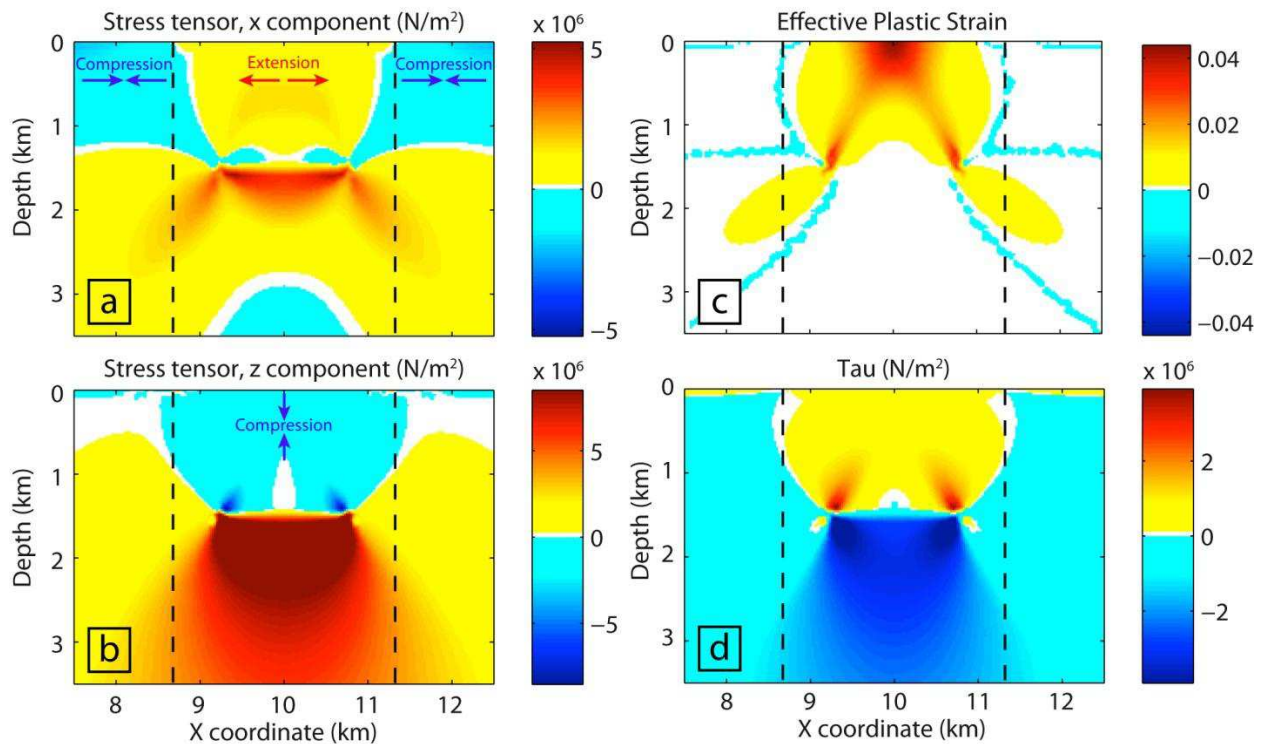


Figure 6: Results for a 70 m vertical displacement of a 1.5-km wide intrusion located at 1.5 km depth. (a) Horizontal component x of the stress tensor. (b) Vertical component z of the stress tensor. (c) Effective plastic strain. (d) Deviatoric stress (Tau). Dashed lines locate the position of the dome borders at the surface.

4. Results

4.1. Extension modes in surface

Analogue models show that extension on top of the dome is accommodated from early stages by normal faults, which form grabens as the resurgence proceeds (Fig. 7). The graben master faults intersect on top of the silicone. One or two grabens may be formed as a function of the intrusion geometry (h/I_w ratio; Brothelande and Merle, 2015).

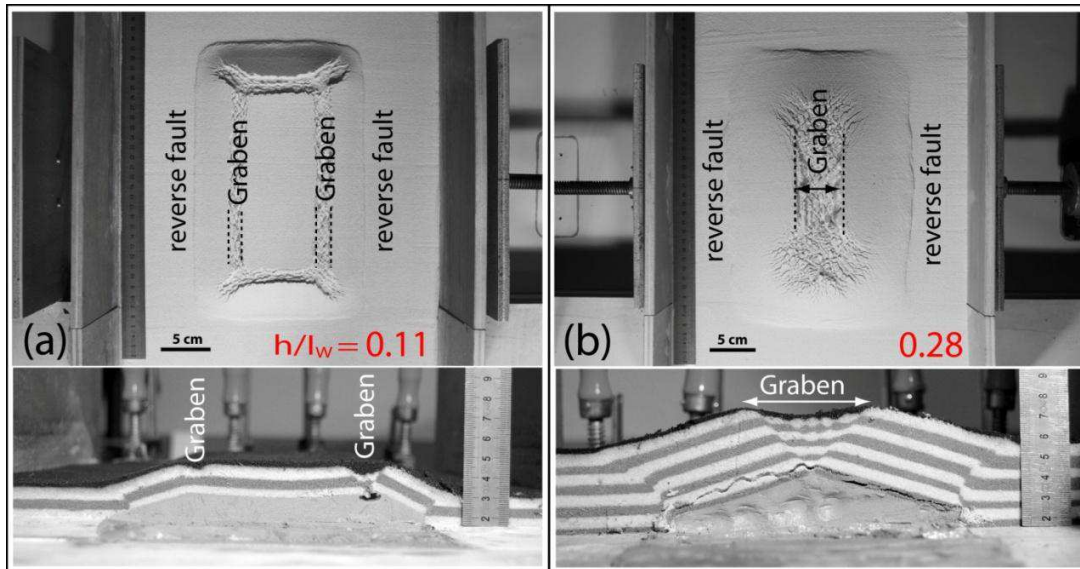


Figure 7: Plan views (*top*) and cross-sections (*bottom*) showing extensional patterns associated with doming in analogue models, for different source parameters (after Brothelande and Merle, 2015). Overburden thicknesses h , intrusion width I_w in (a) and (b) equal 1.5 cm, 14 cm and 4 cm, 14 cm, respectively. The apparition of two lateral grabens is associated with small h/I_w ratios. A unique axial graben is obtained for higher h/I_w ratios.

In the same way in numerical models, shear zones develop in the elastoplastic medium, on top of the intrusive source, even for very small displacements. These shear zones act as outward-dipping normal faults. At the surface, these shear zones delimit subsident portions that become more and more pronounced as the displacement of the intrusive source increases. This subsidence may form one graben when shear zones intersect at depth (Figs. 8b, d), or they may form two half-grabens when they do not (Figs. 8a, c). The graben width is easily determined from the two peaks of the surface vertical displacement curve (Fig. 8b).

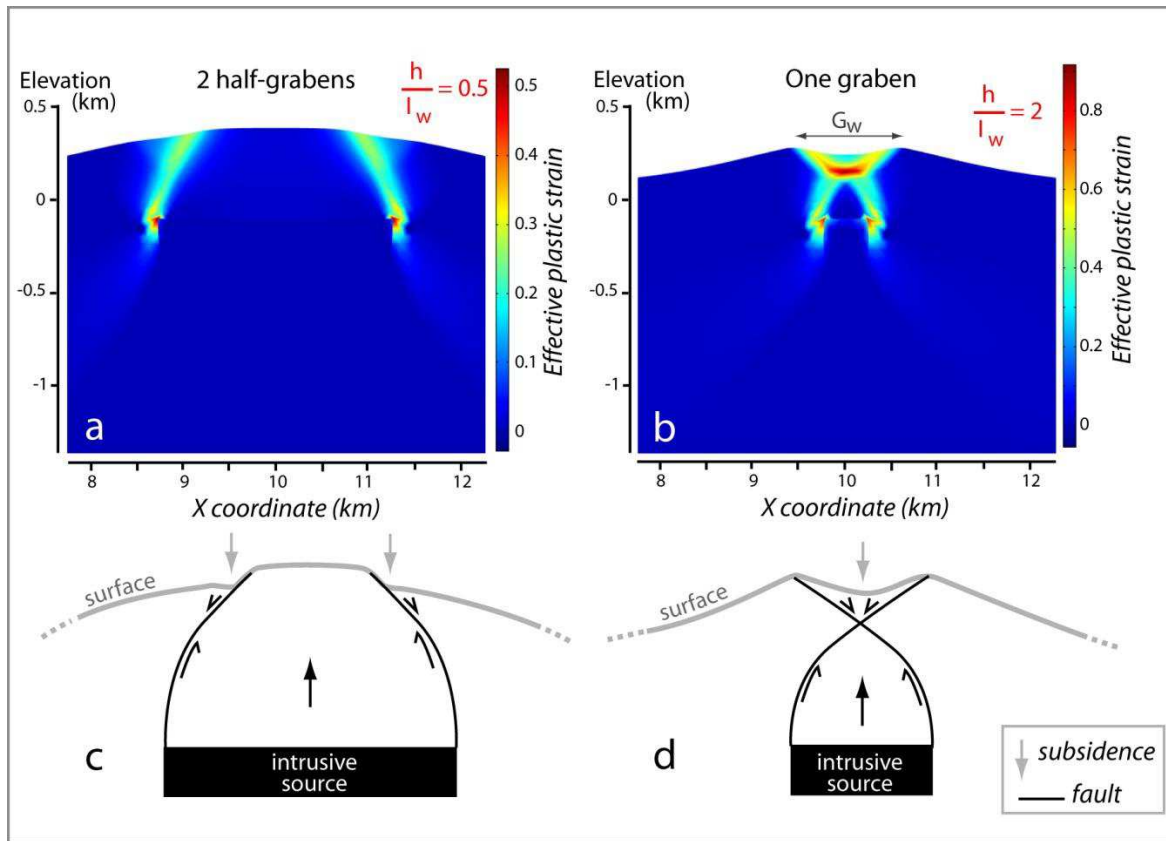


Figure 8: Comparison of the results of 2-D elastoplastic numerical models for the case of (a) a 2.5-km wide and (b) 0.5-km wide intrusion located 1 km beneath the surface after 400 m of vertical displacement (Cohesion=0.5 MPa, angle of internal friction=30°, Young's modulus=0.1 GPa, Poisson ratio=0.25). (c) and (d) Interpreted sections of (a) and (b), respectively.

In analogue and numerical approaches, the relative distribution of the "one-graben" extension mode, on the one hand, and the "two-graben" or "two-half-graben" extension mode, on the other hand, is qualitatively similar. The "one-graben" pattern (Figs. 7b, 8b) is favored by deeper and narrower sources, i.e. by higher h/I_w ratios. The distribution of extension modes may be compared quantitatively between both approaches (Fig. 9), as a function of the overburden thickness (h) and the intrusion width (I_w).

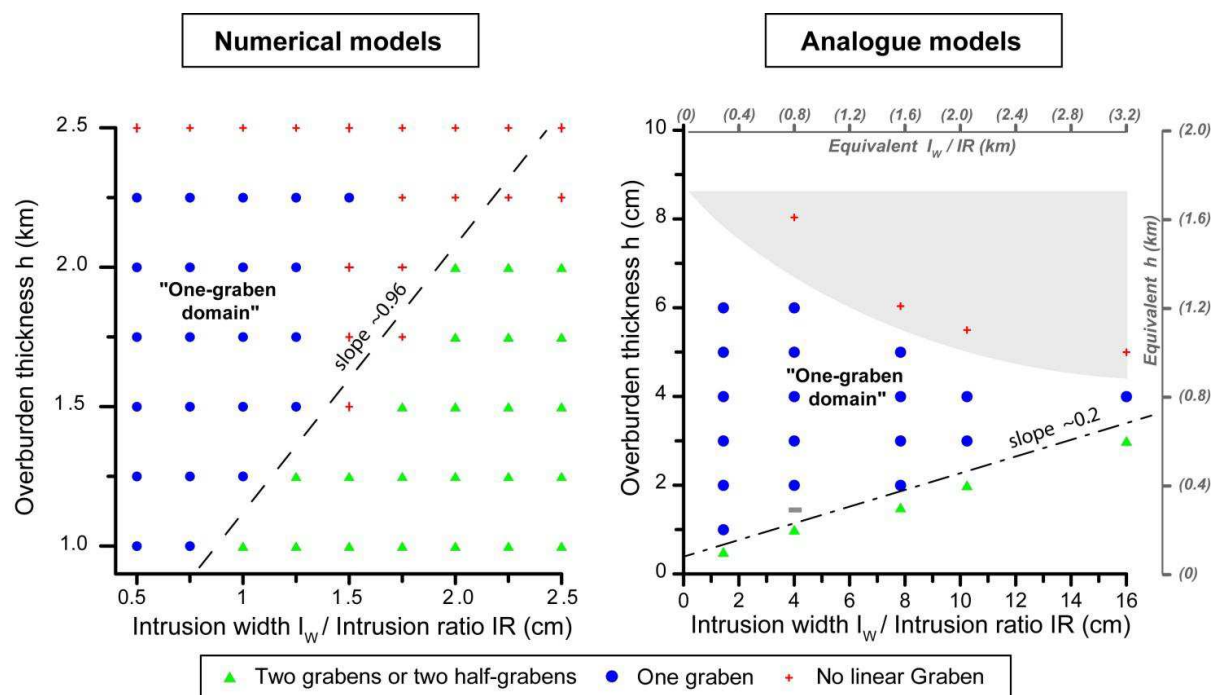


Figure 9: Distribution of doming-related extensional modes in numerical (left) and analogue approaches (right), as a function of the overburden thickness (i.e. the initial intrusion depth) h , the intrusion width I_w and the intrusion elongation ratio $IR (= I_L / I_w)$. Patterns ("two grabens", "one-graben" and "no linear graben") are explained in the text. The limit between the "one-graben" and "two-grabens" domains is represented in dashed line.

In order to compare the results of both modeling methods, equivalent real sizes corresponding to analogue models were indicated. As analogue modeling is performed in 3D, it allows the observation of additional effects that are not visible on 2D numerical simulations. The first effect is that, for very large overburdens (i.e. for very large h/I_w), elliptical to circular-shaped depressions with small vertical displacements develop instead of linear grabens (a pattern designated as "No linear graben" on Figure 9). This is not commonly observed on natural resurgent domes. The second effect is that threshold values of h/I_w separating the different domains ("one-graben", "two grabens" and "no linear graben") actually depend on the intrusion length to width ratio ($IR = I_L / I_w$). For analogue and numerical models to be comparable, intrusions widths were normalized using this ratio ($IR = I_L / I_w$). It ranges from ~ 1 to 2.5 in analogue models (IR is approximately equivalent to the first geometric ratio π_1 in Table A.2 in appendix A - Supplementary Material), and equals 1 in numerical models.

The relative distribution of the "one-graben" and "two-grabens" domains and the linear shape of the limit in between are consistent in both approaches. Nonetheless, the slopes of these limits are very different from one another (Fig. 9). The apparition of two lateral grabens during doming may correspond to deeper and thinner intrusions in an elastoplastic continuous

overburden (numerical models) than in a granular overburden in which deformation is mostly plastic (analogue models).

As doming-related extension occurs as a unique graben in the case of the Yenkahe, we further explored the variations of the dome and the graben widths within the “one-graben” domain.

4.2. Determination of the intrusive source characteristics by analogue modeling

The conclusions drawn from analogue models are presented in Brothelande and Merle (2015) and recalled here in Figure 10 (with additional 6-cm intrusion width experiments). The dome width is dependent on both the intrusion width and the overburden thickness (Fig. 10a). By contrast, the graben width is mainly dependent on the overburden thickness, which approximates the final intrusion depth with a limited dependence on the intrusion width (Fig. 10b). The graben width is a linear function of the intrusion depth, with the same slope for all intrusion widths, leading Brothelande and Merle (2015) to propose a relatively simple geometric model for resurgent domes. This geometric model provides a simple equation to estimate the approximate intrusion depth (h) from the graben width (G_w), the mean dip of dome flanks (γ) and the mean dip of graben master faults (θ):

$$h = \frac{1}{2} G_w \frac{\sin (\theta + \gamma)}{\cos (\theta)} \quad [4]$$

For a one-km wide graben (equivalent to the Yenkahe axial graben), with dips of 30° for dome flanks and 60° for normal faults, h is estimated to one kilometer. Intrusion depth is not strongly dependent on the flank dip, whereas it is very dependent on the dip of graben master faults. Examples like the resurgent dome in Valles caldera show that graben fault dip may be greater than 60° (Nielson and Hulen, 1984). With a fault dip varying between 50° and 70° , all other parameters remaining constant, equation 4 gives a range of values comprised between 0.77 and 1.44 km for the approximate intrusive source depth. For a depth of 1 km and a dome width of ~ 3 km at the surface (i.e. the Yenkahe dome width), Fig. 10a indicates the intrusion is probably around 2-km wide.

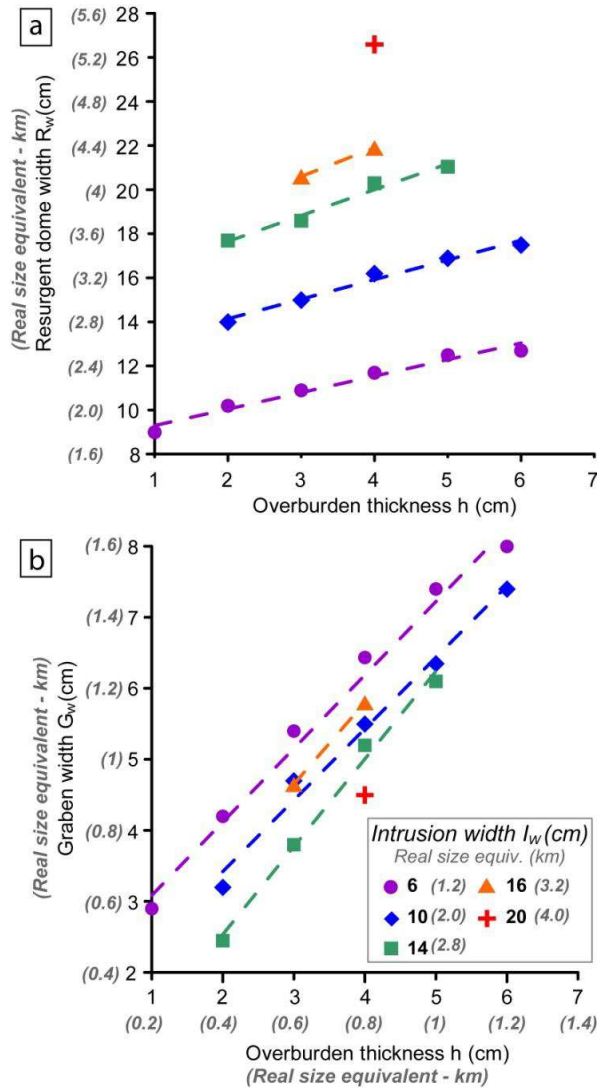


Figure 10: Variations of (a) the dome and (b) graben widths as functions of the overburden thickness h , for various intrusion widths I_w in analogue models (modified after Brothelande and Merle, 2015).

4.3. Determination of the intrusive source characteristics by numerical modeling

In our sets of elastoplastic numerical models, the determination of the intrusive source depth cannot be performed as easily as in analogue models because graben widths depend on both the intrusion width and depth (Fig. 11). So our approach here is distinct. Figure 12a shows the variations of the dome width as a function of the intrusion width for different intrusion depths. As for analogue models (Brothelande and Merle, 2015), the dome width varies upon both parameters. Every series, corresponding to a given intrusion depth, may be approximated by a linear fit.

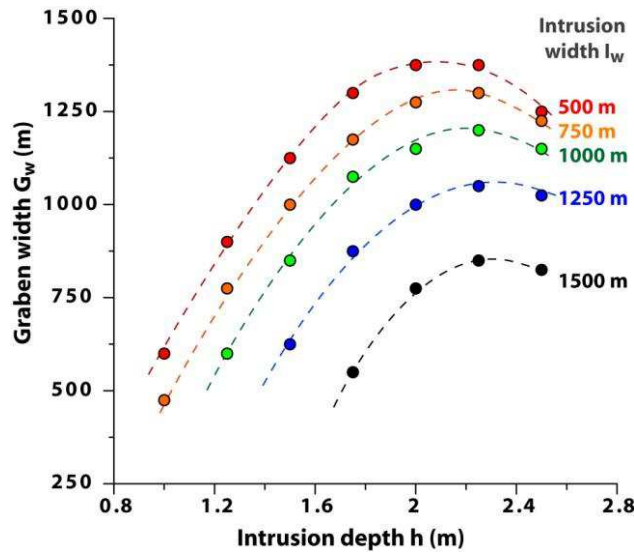


Figure 11: Variations of the graben width G_w as a function of the intrusion depth h , for various intrusion widths I_w in numerical models.

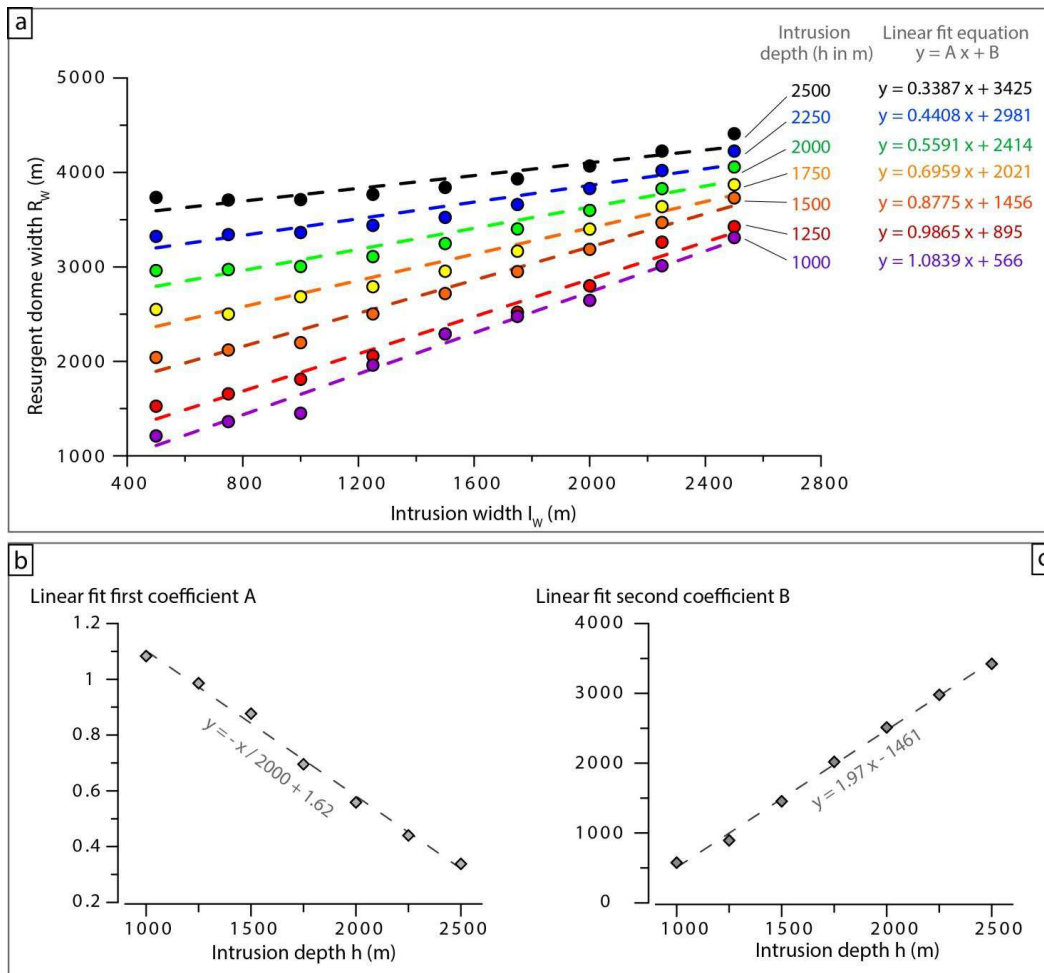


Figure 12: (a) Variations of the dome width R_w as a function of the intrusion width I_w for various intrusion depths (h series) in numerical models. Every series (corresponding to one intrusion depth) may be represented by a linear fit. These coefficients are plotted against the intrusion depth h (b, c).

The resurgent dome width R_W may then be approximated by a linear function of the intrusion width I_W for every series (each series corresponding to an intrusion depth). The linear fit coefficients are different for every series but they vary linearly with the intrusion depth (Figs. 12b, c): they can be expressed as linear function of the intrusion depth h . Consequently, a simple empirical trade-off relation can be deduced from this analysis, between the intrusion depth (h in m), the intrusion width (I_W in m) and the resurgent dome width (in m) (equation [5]).

$$R_W = \left(1.62 - \frac{h}{2000}\right) \times I_W + 1.97 h - 1461 \quad [5]$$

Therefore a given R_W observed at the surface can be obtained from a large number of combinations of h and I_W . In the case of the Yenkahe dome, $R_W = 3000$ m so that these combinations respect equation [6].

$$I_W = \frac{1.97 h - 4461}{\frac{h}{2000} - 1.62} \quad [6]$$

We may now consider a range of probable values for the intrusion depth h , and deduce adequate values for I_W (in order to obtain $R_W=3000$ m). We recall that the cohesion and the angle of internal friction have a limited effect on the resulting dome width, ± 150 m (Fig. 4), a value corresponding to the uncertainties of our dome and graben width estimations. The potential values h and associated I_W (derived from equation [6]) are reported in Table 1. Cases of h values beyond 2300 m are excluded. Indeed, in those cases, equation [6] gives a negative value for I_W : any intrusion with vertical displacement at this depth would produce a dome wider than 3000 m.

Graben width values can be then determined for these couples of intrusion parameters (h , I_W). However, as exemplified in Figure 5a, the graben width clearly decreases with the angle of internal friction, and not with cohesion. Graben values were then determined considering an interval of $[25^\circ-35^\circ]$ for ϕ . As the graben on top of the Yenkahe dome is approximately 1-km wide, numerical models give an intrusion depth comprised between 1700 and 2100 m and an intrusion width comprised between 600 and 1400 m (Table 1). Considering the angle of internal friction is probably low in a long-lived deformed edifice, values of 1700-1800 and 1300-1400 m for the intrusion depth and the intrusion width, respectively, appear more probable.

Intrusion depth (m)	Trade-off derived intrusions width (m)	Graben width (m) for phi=25°	Graben width (m) for phi=30°	Graben width (m) for phi=35°
1000	2224.11	-	-	-
1100	2143.93	-	-	-
1200	2055.88	-	-	-
1300	1958.76	-	-	-
1400	1851.09	-	-	-
1500	1731.03	-	-	-
1600	1596.34	525	-	-
1700	1444.16	900	600	-
1800	1270.83	1150	875	550
1900	1071.64	1350	1075	775
2000	840.32	1550	1250	925
2100	568.42	1725	1375	975
2200	244.23	1875	1425	875
> 2300	not possible	not possible	not possible	not possible

Table 1: Characteristics of resurgence models deriving from an intrusion depth comprised between 1 and 2.5 km, with a resurgent dome width of 3000 m, and a Young's modulus of 0.1 GPa. Best fit graben values (closest to 1 km) are indicated in red bold.

5. Discussion

5.1. Models agreements and dissents

Only a few studies have directly compared analogue and numerical models (e.g. Smart and Couzens-Schultz, 2001; Ellis et al., 2004). Qualitative agreements between these alternative approaches are encouraging, providing several conclusions that may be transposed with confidence to natural examples.

As the intrusion (rigid or viscous) moves upward, the medium above is vertically compressed and the surface is uplifted. In both plastic analogue and elastoplastic numerical models, early visible deformation at the surface is related to doming-related extension, and expressed as two lateral grabens or a single axial one. Early stages of large scale deep intrusions may then be detected at the surface by the formation of graben structures. Such a mechanism was proposed by Smith and Bailey (1968) for the Ngakuru graben in the Rotorua region in New Zealand, and may be relevant for the Elephant Back Fault Zone, a large graben formed between the two resurgent domes in Yellowstone caldera (Christiansen, 2001).

The extension mode (i.e. two lateral grabens or a single axial graben), in both analogue and numerical approaches, appears to depend on the intrusions depth and size. However, significant variations are observed between the two modeling approaches. The main difference concerns the threshold of the intrusion depth to width ratio defining the limit between the “two grabens” and the “one graben” domains. As far as the Yenkahe dome is concerned, the two methods give different estimations of source parameters. For the intrusion depth, analogue and numerical models return values around 1 km and 1.8 km, respectively. For the intrusion width, analogue and numerical models return values around 2.0 and 1.3 km, respectively. In general, for a given surface geometry (dome and graben widths), numerical models suggest a deeper and narrower intrusive source than analogue models.

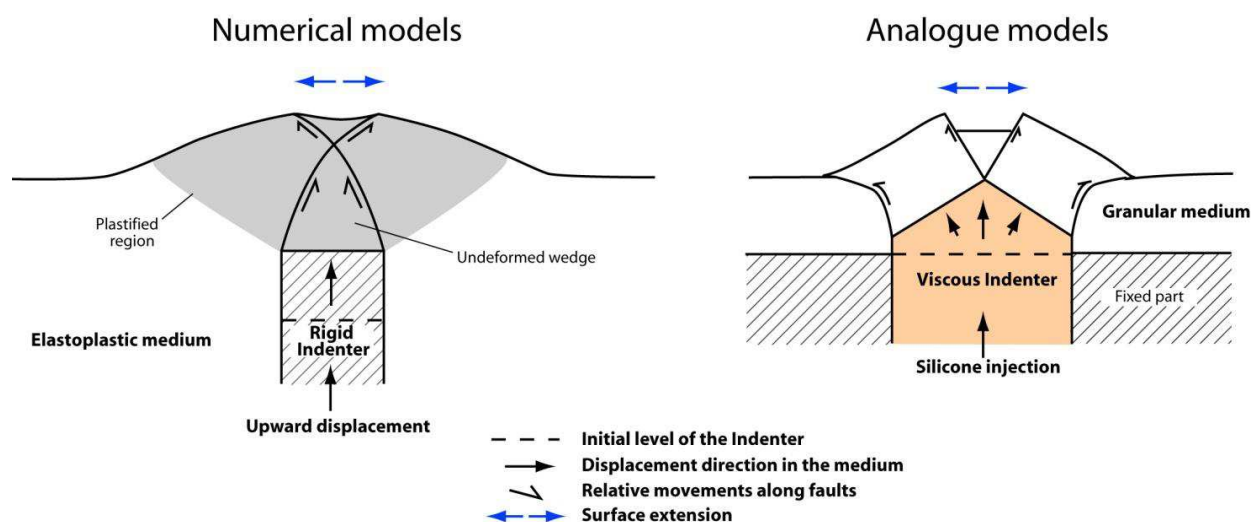


Figure 13: Simplified sketch of the internal structure of resurgent dome models.

The different results obtained by the analogue and numerical approaches are directly linked to the different hypotheses made for crustal and source rheology (Fig. 13). Analogue modeling uses a viscous indenter that seems appropriate to simulate the behavior of a large magma body. This viscous indenter produces large deformations of the intrusion roof shape. Numerical models use a rigid indenter that allows keeping a flat intrusion roof all along the resurgence process, which seems to better correspond to natural observations. For this reason, the rigid indenter is probably more appropriate than the viscous one to reproduce the incremental deformation resulting from successive sill injection (the top of the pile remaining flat). In addition, the two modeling approaches use different strategies to reproduce the behavior of the upper crust. Analogue and numerical models both provoke plastic strain along shear bands, which mimics the natural brittle creep and large-scale faulting. Numerical models allow various rates of elastic strain, which is not the case in analogue models. On the

other hand, the elasto-plastic behavior of the sand-plaster mixture appears to be more representative of real deformation processes in a large-scale rock mass in comparison to the perfectly elastic – perfectly plastic rheology used in numerical models for two reasons. Firstly, the ideal elasto-plastic behavior used in numerical models does not reflect the smooth and non-linear evolution of the medium parameters as deformation increases (Young's modulus, cohesion, angle of internal friction). For this reason, two sets of numerical models had to be carried out with different medium parameters. Secondly, real materials generally have different tensile, compressive and shear strengths; for rock samples tensile strength is generally about ten times lower than the compressive strength, a ratio that is probably far larger at large scale. In our numerical models we use a simple Drücker-Prager yield criterion. Plastic deformation is therefore underestimated in tension.

As a consequence of their different hypotheses, analogue and numerical approaches lead to different internal dome structures while surface structures look very much alike (Fig. 13).. During resurgence, the shape of the intrusion roof in analogue models rapidly becomes triangular (or quadrangular). This is not the case in the numerical approach, where the intrusion roof remains flat, however we observe the formation of an undeformed triangular wedge in the intruded medium on top of the indenter. In both approaches, a triangular wedge develops during resurgence either in the indenter or in the intruded medium and the graben master faults intersect on top of it. Whether this triangular wedge develops entirely in the intrusion as in analogue models or entirely in the crust as in numerical models, a given graben width will correspond to a shallower or deeper magma source, respectively (the source depth referring to the top of the intrusive body). Analogue and numerical models probably constitute here two end-members for the faults geometry and the associated source parameters. Intermediate geometry cases probably exist in nature, and intermediate parameters can therefore be expected.

5.2. Long-term deformation source characteristics under Yenkahe

Both analog and numerical approaches suggest similar orders of magnitude in terms of intrusion depth and width. According to these results, the intrusion depth below the Yenkahe dome is most probably comprised between 1 and 1.8 km, and its width between 1.3 and 2 km. These numbers should not be considered as precise estimations as any kind of modeling has its limits. Firstly, both methods here consider a homogeneous medium (unique rheology) while the reality is most probably different (Brothelande et al, this issue b). Secondly, the NS

and EW asymmetry of the dome morphology is not taken into account here (Figs. 2c, d). This asymmetry may be induced by the deformation source at depth or may reflect the influence of the medium properties. Finally, resurgence is approximated by a steady uplift, whereas it is probably not a continuous process as suggested by Chen et al. (1995) and observed with the most recent GPS campaigns (see section 2).

The presence or nature of this intrusive source cannot be unambiguously determined by geophysical prospects performed at this stage (Brothelande et al., this issue b). However, gravimetry results indicate an average density of 2200 kg/m^3 beneath the Siwi area, and direct models show that the Bouguer anomaly measured across the caldera is compatible with the presence of a 1-km deep 2600-kg/m^3 dense intrusion (Brothelande et al., this issue b). The magmatic nature of the deformation intrusive source is supported by the association between the resurgent dome and active volcanism, which is probably a long-lived association (Brothelande et al., this issue b). In addition, the long-term (1000 years) and large-scale (up to 350 m uplift) deformation corresponding to resurgence must result from a significant input material at depth. The shallow location of such a magmatic intrusion is compatible with what is observed in other calderas. Outcropping intrusions responsible for resurgence in Okueyama and Lake City calderas were estimated to be 3 and 1 km-deep, respectively (Takahashi, 1986; Lipman et al., 1973). Drillings on the Long Valley resurgent dome have evidenced the presence of multiple magmatic intrusions related to resurgence inside the Bishop Tuff, between 0.7 and 1.5 km depths (McConnell et al., 1995). Long-term shallow magma storage implies low eruptibility in most of the magmatic reservoir, which may be explained by a high viscosity due to high silica content, important crystal proportion, and a degassed state of the magma. The shallow location of this reservoir explains the strong deformation observed at the surface (ignimbrite beds tilted up to 70° on the Yenkahe northern flank; Merle et al., 2013) and the presence of a very active hydrothermal system associated to the dome (Brothelande et al., this issue b). Explosivity of the resurgent dome may not be nil though, as interactions between the magma and infiltrated sea water or the hydrothermal system remain possible at shallow depth. The presence of hydrothermal fluids has been evidenced in the first few hundred meters of the dome by combined geophysical data (Brothelande et al., this issue b) and may extend deeper.

The contribution of the deepest parts of this hydrothermal system to the long-term deformation cannot be excluded. However, this kind of source is generally involved in shorter-time scale cyclic deformation, such as in Campi Flegrei (e.g. Bonafede, 1991;

Chiodini et al., 2015). On the Yenkahe, GPS measurements during the high activity of 2002-2005 show a rapid uplift followed by a deflation motion spreading on a longer time period (Fig. 3). Uplift and subsidence cycles observed in other restless calderas (e.g. Troise et al., 2007; Chang et al., 2007) may be explained by either an incremental intrusion emplacement process (with uplift and subsidence phases corresponding to magma injections and system relaxations, respectively), pressure variations in the magmatic or the hydrothermal system, or a combination of them.

5.3. The Yenkahe dome - Yasur cone system

As observed in previous studies (e.g. Acocella et al., 2001), analogue resurgence models show interesting features, such as reverse faults starting from the shallow magma source and bordering the dome (Figs. 7), to discuss and explain the close relation between Yenkahe and Yasur. The Yenkahe dome and the Yasur cone are two superficial expressions of magmatic systems beneath the Siwi caldera. These systems may be common, correlated or independent. A possible connection between the Yenkahe dome and the Yasur cone has already been questioned by several authors (Blot and Tazieff, 1961; Metrich et al., 2011; Peltier et al., 2012).

Both the active Yasur and the extinct Ombus cones are located on the edge of the Yenkahe resurgent dome, suggesting a connection between these edifices at depth. The Yasur and Yenkahe active systems have co-existed for a long time period. Indeed, on the one hand, stratigraphy data presented by Firth et al. (2014) suggests that Yasur permanent strombolian activity, described since 1774, may have persisted for 800 years. On the other hand, the uplift of the Yenkahe has been ongoing for at least 1000 years (Chen et al., 1995) and the latest uplift events were recorded at the end of the 19th century. Secondly, the few data available on the eruptive and tectonic records seems to show a correlation between the activities of the two edifices. In 1905, Sir D. Mawson writes "In 1888 severe earthquake shocks and increased activity of Yasowa (Yasur) were again accompanied by an upheaval of the land to a height of at least 30 ft" (Mawson, 1905; Louat and Baldassari, 1989). Uncertainties on the date of these events exist (which may rather be 1878; Aubert de la Rüe, 1960; Chen et al., 1995) but not on the temporal correlation between the dome uplift and the effusive activity of the Yasur. Recent GPS measurements have shown that in 2002, the subsidence of the northern part of the dome was correlated to a peak of eruptive activity of the Yasur and an inflation of the adjacent area. These events may be interpreted in terms of magma migration towards the

Yasur volcano. Thirdly, while the amount of lava emitted at the surface by the Yasur is very small, the volcano is associated to very high degassing rates (~ 630 t/d, Bani et al., 2012) that is probably related to an important rate of magma intrusion at depth (0.025 km³/year, Metrich et al., 2011).

These diverse aspects suggest the Yasur and the Yenkahe edifices are probably related to a common magma reservoir. Given the resurgent dome models, this common magma reservoir may be the intrusive body beneath the resurgence dome: reverse faults bordering the dome would then constitute preferential pathways for magma extrusion and the formation of volcanic edifices. A cone sheet intrusion evidenced in what probably constitutes the northern bordering fault of the Dagbelen resurgent dome in Bodrum (Turkey; Ulusoy et al., 2004) shows it is a plausible mechanism. The same process is suspected for other resurgent domes and blocks showing lava extrusion along the borders such as Valles caldera, Long Valley caldera, Ischia, or La Pacana.

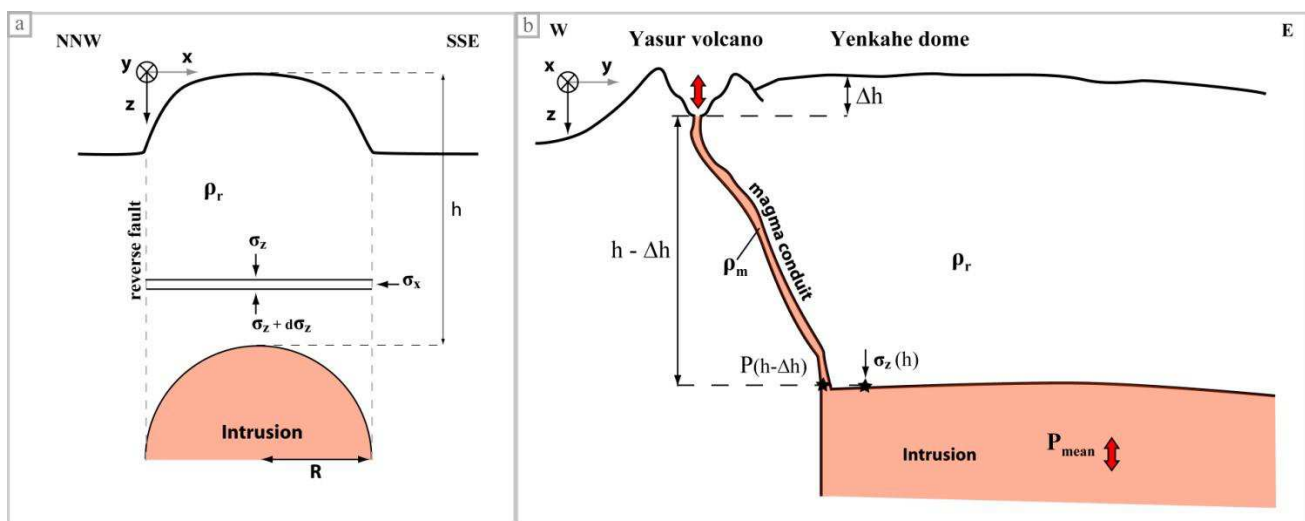


Figure 14: Sketches illustrating the calculation of stresses and pressures in case of a common magma reservoir for the Yasur volcano and the Yenkahe resurgent dome seen in (a) transversal and (b) longitudinal sections. Parameters are explained in the text.

The current eruptive style of the Yasur volcano is characterized by an open conduit degassing activity. The persistence of this open conduit activity over several hundred years (Firth et al., 2014) implies some stability in the system. This stability is supported by a constant bulk composition of eruptive products over the past 1400 years (Metrich et al., 2011). If we consider the hypothesis that the Yasur volcano activity may represent degassing in a magma

conduit connected to the intrusive magma body causing the Yenkahe resurgence, we might question the compatibility of such a system with the intrusion depth inferred from resurgence models.

In this perspective, we calculated the vertical stress on top of the magma reservoir. Therefore, we considered the 2D vertical equilibrium of a horizontal slice of intruded medium between the two reverse faults (Fig. 14a). Reverse faults are considered vertical and the reservoir roof of circular shape. The weight of the slice and that of the overlying medium are compensated by both the reaction of the underlying medium and the friction along the reverse faults:

$$2RL \sigma_z + 2RL \rho_r g dz = (\sigma_z + d\sigma_z) 2RL + 2 (\sigma_x \tan \phi + C) L dz \quad [7]$$

σ_z ($= \sigma_{zz}$) and σ_x ($= \sigma_{xx}$) are the vertical and horizontal components of the stress tensor, respectively, R is the radius of the 2D circular magma reservoir roof, L and dz are the length (y direction) and thickness (z direction) of the considered medium portion, respectively, ϕ and C are the angle of internal friction and the cohesion of the medium, respectively; ρ_r is the density of the medium and g is gravity acceleration. Simplification of equation [7] leads to differential equation [8]:

$$\frac{d\sigma_z}{dz} + \frac{\lambda}{R} \tan \phi \sigma_z = \rho_r g - \frac{C}{R} \quad \text{with } \lambda = \frac{\sigma_x}{\sigma_z} \quad [8]$$

$\lambda=1$ is equivalent to an isotropic stress state. In the case of Yenkahe, the λ ratio is unknown. However the back-arc extension (Fig. 2a) leads to consider $0 \leq \lambda \leq 1$. Considering the equation coefficients as constants, the resolution of equation [8] yields the following expression for σ_z :

$$\sigma_z = \frac{\rho_r g R - C}{\lambda \tan \phi} \left(1 - e^{-\frac{\lambda}{R} \tan \phi z} \right) \quad [9]$$

Now, if the Yasur volcano is connected to this reservoir, the vertical stress on top of the reservoir $\sigma_z(h)$, where h is the reservoir depth, equals the fluid pressure in the magma conduit at the same elevation $P(h-\Delta h)$ where Δh is the elevation difference between the top of the resurgent dome and the top of the magma in the volcanic conduit (Fig. 14b). Considering the magma as a static fluid in a continuous conduit we can write the following equilibrium:

$$P(h - \Delta h) = \rho_m g (h - \Delta h) = \sigma_z(h) \quad [10]$$

where ρ_m is the density of the magma. The shape of the magma conduit represented on figure 14b does not intend to be exact, though it is inspired from the geometry of reverse faults limiting scale resurgent domes (Fig. 7). We can note that the real conduit shape may differ significantly from what is presented without altering the column height and then equation [10]. Together, equations [9] and [10] lead to the following equation on h (considered as the only variable):

$$\rho_m g h + \frac{\rho_r g R - C}{\lambda \tan \phi} e^{-\frac{\lambda}{R} \tan \phi h} - \left(\frac{\rho_r g R - C}{\lambda \tan \phi} + \rho_m g \Delta h \right) = 0 \quad [11]$$

The maximum elevation of the dome in the vicinity of the volcano can be estimated to ~350 m from a digital elevation surface inferred from photogrammetry (Brothelande et al., this issue a). The elevation of the top of the magma column, approximately located at the bottom of the craters (observations on the field in 2012) can be estimated to ~180 m from the same source. Uncertainties on these values can be attributed to vegetation on the dome, and ash and hot gases that render 2D reconstruction difficult for the crater. Yet, the value of 170 m for Δh seems reasonable, and compatible with estimations of Aubert de la Rüe (1960). Gravimetric models performed by Brothelande et al. (this issue b) give approximate values of 2200 and 2600 kg/m³ for ρ_r and ρ_m , respectively. With a radius $R = 1500$ m (half dome width), a cohesion $C = 0.5$ MPa and an angle of internal friction $\phi = 30^\circ$ (see section 3.2), a gravity acceleration $g = 9.8$ m/s and a ratio $\lambda=1$ (isotropic stress), equation [11] gives a reservoir depth $h = 650$ m. Taking into account stress anisotropy with a ratio $\lambda=0.1$, all other parameters being unchanged, leads to $h = 950$ m. Taking angles of internal friction ranging between 15° and 45° only slightly modifies these values (± 100 m at most). These approximate estimations, in the order of magnitude of 1-km depth, show that the hypothesis of a common reservoir is compatible with the results of our deformation models.

Regular explosions at the Yasur volcano are categorized into two groups: minor frequent explosions that reflect the constant degassing of the upper part of the conduit, and scarcer high-amplitude explosions that are attributed to slugs originating from a deep reservoir. Data recorded by a dense seismic network in 2008 revealed long period events (LP) may correspond to the formation of slugs (Perrier, 2011). These LP are at least partly temporally correlated to explosions at the surface (7% of the recorded seismicity shows a LP signal occurring 10 to 20 seconds before an explosion). The sources of these signals are located southeast of the volcano center, with depths ranging from 700 m to 1000 m below the surface, which is again in the order of magnitude as the top of the presumed intrusive reservoir

beneath the resurgent dome. During an older seismic campaign, Blot and Tazieff (1961) had also identified, besides the seismic source related to the explosions, a second and deeper source of volcanic origin located to the south-east of the volcano. These results appear compatible with the proposed common reservoir geometry. Geochemical analyses and subsequent estimations of pressure and temperature equilibrium in Yasur eruptive products led Metrich et al. (2011) to conclude that proximal scoria erupted by standard Yasur activity derives from the crystallization and degassing of a magmatic source between 1.8 and 0.37 km depth. The magmatic source presumably contains high crystal (~32%) and low bulk H₂O (0.2-0.3 wt %) contents. These depths and the state of the source seem to be in agreement with an eventual Yasur-Yenkahe association.

Such a reservoir linked to a long-lived open conduit implies that the reservoir pressure would be roughly stable most of the time. Transient strain increase episodes as observed at the end of the 19th century may merely arise from magma pressure reaching the yield stress of the surrounding rocks, provoking the acceleration of the dome vertical displacement. Non-linear increase of the magma reservoir volume and subsequent decrease of reservoir pressure induce a pressure gradient in the magma conduit leading to a new magma flow and the replenishment of the reservoir (see, e.g., Carrier et al., 2015). This simple, non-linear, mechanism would explain discrete dome uplift events and their concomitance with effusive volcano activity. Such a discrete uplift process is supported by the conclusions of Chen et al. (1995), as stable periods are necessary for reef limestone growth. Between major uplift events, we can expect slow dome growth to induce slight pressure changes inside the reservoir. These pressure changes are revealed by changes in the magma height inside the Yasur conduit. This height has been changing over the past decades, a phenomenon notably illustrated by the observation of intermittent lava lakes formed inside the crater in 1956 (Aubert de la Rüe, 1960), 1988, 1990, 1991, and 1996 (GVN 1988; 1990; 1991; 1996).

6. Conclusions

Plastic analogue models and elastoplastic numerical models propose a more realistic distribution of surface deformation in comparison to elastic models, as both approaches account for the limited strength of rocks and irreversible nature of resurgent deformation. Analogue models are delimited by inward-dipping reverse faults that may provide a preferential pathway for magma and magmatic fluids extrusion observed at the Yasur

volcano, on the border of the Yenkahe dome. Both analogue and numerical models show that surface extension is fundamentally associated to the doming process. The extensional pattern and its dimensions are directly related to the characteristics of the deformation source and the medium rheology that led to distinct internal structures. Therefore, analogue and numerical models differ quantitatively in the relationships linking intrusion and surface geometrical parameters. However they indicate comparable orders of magnitude for the parameters characterizing the deformation source of the Yenkahe dome. The intrusive source responsible for resurgence ranges probably between 1.3 and 2 km in width, and between 1 and 1.8 km in depth depending on the considered medium properties. It may be interpreted in terms of a shallow magmatic reservoir below the Yenkahe dome, to which the Yasur volcano is probably connected. This connection would be compatible with the shallow location of the reservoir, and the steady-state open conduit degassing activity of the volcano argues for a discrete dome growth process.

Acknowledgments

We thank Claude Smuteck (Laboratoire Géosciences Réunion, Université de la Réunion) for fruitful discussions on physical considerations. This is IPGP contribution number XXXX and Clervolc contribution number XXX.

References

- Acocella, V., Funiciello, F., 2010. Kinematic setting and structural control of arc volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 289, 43–53. doi:10.1016/j.epsl.2009.10.027
- Aly, M.H., Cochran, E.S., 2011. Spatio-temporal evolution of Yellowstone deformation between 1992 and 2009 from InSAR and GPS observations. *Bull. Volcanol.* 73, 1407–1419. doi:10.1007/s00445-011-0483-y
- Amelung, F., Jónsson, S., Zebker, H., Segall, P., 2000. Widespread uplift and “trapdoor” faulting on Galapagos volcanoes observed with radar interferometry. *Nature* 407, 993–996.
- Apuani, T., Corazzato, C., Cancelli, A., Tibaldi, A., 2005. Physical and mechanical properties of rock masses at Stromboli : a dataset for volcano instability evaluation, *Bull. Eng. Geol. Env.*, 64, 419-431.
- Aubert de la Rüe, E., 1960. Les manifestations actuelles du volcanisme aux Nouvelles Hébrides (Mélanésie). *Bull. Volcanol.* 23, 197–205. doi:10.1007/BF02596645
- Bani, P., Oppenheimer, C., Allard, P., Shinohara, H., Tsanev, V., Carn, S., Lardy, M., Garaebiti, E., 2012. First estimate of volcanic SO₂ budget for Vanuatu island arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 211-212, 36–46. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.10.005

- Blot, C., Tazieff, H., 1961. Quelques résultats de séismologie volcanique au volcan Yahue, dans l'île de Tanna. (Nouvelles-Hébrides). Bull. des séances l'Académie R. des Sci. d'Outre-Mer 7, 270–279.
- Bonafede, M., 1991. Hot fluid migration: an efficient source of ground deformation: application to the 1982–1985 crisis at CampiFlegrei (Italy). J. Volcanol. Geotherm. Res. 48, 187–198.
- Bond, A., Sparks, R.S.J., 1976. The Minoan eruption of Santorini, Greece. J. Geol. Soc. London. 132, 1–16.
- Brothelande, E., Merle, O., 2015. Estimation of magma depth for resurgent domes: An experimental approach. Earth and Planetary Science Letters, 412, 143-151.
- Brothelande, E., Lénat, J.-F., Normier, A., Bacri, C., Peltier, A., Paris, R., Kelfoun, K., Merle, O., Finizola, A. and Garaebiti, E., this issue a, accepted. Insights into the evolution of the Yenkahe resurgent dome (Siwi caldera, Vanuatu) inferred from aerial high-resolution photogrammetry. J. Volcano. Geotherm. Res.
- Brothelande, E., Lénat, J.-F., Chaput, M., Gailler, L., Finizola, A., et al., this issue b, submitted. Structure and evolution of an active resurgent dome evidenced by geophysical investigations: the Yenkahe dome-Yasur volcano system (Siwi caldera, Vanuatu). J. Volcano. Geotherm. Res.
- Calmant, S., Pelletier, B., Lebellegard, P., Bevis, M., Taylor, F.W., Philips, D.A., 2003. New insights on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results. J. Geophys. Res. 108, 1–22. doi:10.1029/2001JB000644
- Carney, J., Macfarlane, A., 1979. Geology of Tanna, Aneityum, Futuna and Aniwa. New Hebrides Gov. Geol. Surv. Rep. 5–29.
- Carrier, A., Got, J. L., Peltier, A., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Kowalski, P., Boissier, P. (2015). A damage model for volcanic edifices: Implications for edifice strength, magma pressure, and eruptive processes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth.
- Cayol, V., Cornet, F.-H., 1997. 3D mixed boundary elements for elastostatic deformation field analysis, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 34, 275– 287.
- Chang, W.-L., Smith, R.B., Wicks, C., Farrell, J.M., Puskas, C.M., 2007. Accelerated uplift and magmatic intrusion of the Yellowstone caldera, 2004 to 2006. Science, 318 (5852), 952–956.
- 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.
- Chiodini, G., Vandemeulebrouck, J., Caliro, S., D'Auria, L., De Martino, P., Mangiacapra, A., Petrillo, Z., 2015. Evidence of thermal-driven processes triggering the 2005–2014 unrest at Campi Flegrei caldera. Earth and Planetary Science Letters, 414, 58-67.

- Christinansen, R.L., 2001. The Quaternary and Pliocene Yellowstone Plateau Volcanic Field of Wyoming, Idaho, and Montana, and Geologic Map of the Yellowstone plateau area. United States Geol. Soc. Prof. Pap.729-G. 145 pp.
- Currenti, G., A. Bonaccorso, C. Del Negro, D. Scandura, E. Boschi, 2010. Elasto-plastic modeling of volcano ground deformation, *Earth and Planetary Science Letters*, 296, 311–318.
- Davis, P.M., L.M. Hastie, F.D. Stacey, 1974. Stresses within an active volcano - with particular reference to Kilauea, *Tectonophysics*, 22, 355–362.
- De Natale, G., Troise, C., Pingue, F., Mastrolorenzo, G., Pappalardo, L., Battaglia, M., Boschi, E., 2006. The CampiFlegrei caldera: unrest mechanisms and hazards, in *Mechanisms of Activity and Unrest at Large Calderas*, edited by Troise, C., De Natale, G., Kilburn, C.R.J, Geol. Soc. London Spec. Publ., vol 269, 25–45.
- Desrues, J., 2002. Limitations du choix de l'angle de frottement pour le critère de plasticité de Drucker-Prager. *Revue française de génie civil*, 6(5), 853-862.
- Du Bray, E.A., Pallister, J.S., 1999. Recrystallization and anatexis along the plutonic-volcanic contact of the Turkey Creek caldera, Arizona. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111, 143–153.
- Drücker, D. C., Prager, W., 1952. Soilmechanics and plastic analysis or limit design, *Q. Appl. Math.*, 10, 157–165.
- Ellis, S., Schreurs, G., Panien, M., 2004. Comparisons between analogue and numerical models of thrust wedge development. *J. Struct. Geol.* 26, 1659–1675. doi:10.1016/j.jsg.2004.02.012
- Erre, C., 2005. GPS characterization of vertical movements at Yasur and Lopevi active volcanoes in Vanuatu arc. Real-time RTK-GPS measurements, INSA report, Strasbourg, 210 pp. (in French) <http://www.insa-strasbourg.fr/fr/gilbert-ferhat/index.html>.
- Firth, C.W., Handley, H.K., Cronin, S.J., Turner, S.P., 2014. The eruptive history and chemical stratigraphy of a post-caldera, steady-state volcano: Yasur, Vanuatu. *Bull. Volcanol.* 76, 837. doi:10.1007/s00445-014-0837-3
- Fridrich, C.J., Smith, R.P., Dewitt, E., Mckee, E.H., 1991. Structural, eruptive, and intrusive evolution of the Grizzly Peak caldera, Sawatch Range, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 1160–1177.
- Gazis, C.A., Lanphere, M., Taylor, H.P., Gurbanov, A., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurta Granite: Cooling of two late Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 377–391.
- Got, J.-L., Peltier, A., Staudacher, T., Kowalski, P., Boissier, P., 2013. Edifice strength and magma transfer modulation at Piton de la Fournaise volcano, *Journal of Geophysical Research : solid earth*, 118, 1-18, doi:10.1002/jgrb.50350.

- Gudmundsson, A., 2002. Emplacement and arrest of dykes in central volcanoes, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 255, 279-298.
- GVN, 1988. Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, Washington D.C., Vol. 13, No 12.
- GVN, 1990. Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, Washington D.C., Vol. 15, No 11.
- GVN, 1991. Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, Washington D.C., Vol. 16, No 11.
- GVN, 1996. Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, Washington D.C., Vol. 21, No 09.
- Hill, D., 2006. Unrest in Long Valley Caldera, California, 1978–2004, in *Mechanisms of Activity and Unrest at Large Calderas*, edited by Troise, C., De Natale, G., Kilburn, C.R.J, Geol. Soc. London Spec. Publ., vol 269, 1-24.
- Hurwitz, S., Christiansen, L.B., Hsieh, P.A., 2007. Hydrothermal fluid flow and deformation in large calderas : Inferences from numerical simulations. *J. Geophys. Res.* 112, 1–16. doi:10.1029/2006JB004689
- Kennedy, B., Wilcock, J., Stix, J., 2012. Caldera resurgence during magma replenishment and rejuvenation at Valles and Lake City calderas. *Bull. Volcanol.* 74, 1833–1847. doi:10.1007/s00445-012-0641-x
- Lipman, P.W., Steven, T.A., Luedke, R.G., Burbank, W.S., 1973. Revised volcanic history of the San Juan, Uncompahgre, Silverton, and Lake City calderas in the western San Juan Mountains, Colorado. *J. Res. U. S. Geol. Surv.* 1, 627–642.
- Lipman, P.W., 1984. The Roots of Ash Flow Calderas in Western North America : Windows Into the Tops of Granitic Batholiths. *J. Geophys. Res.* 89, 8801–8841.
- Lipman, P.W., Bogatkov, O.A., Tsvetkov, A.A., Gazis, C., Gurbanov, A.G., Hon, K., Koronovsky, N. V., Kovalenko, V.I., Marchev, P., 1993. 2.8-Ma ash-flow caldera at Chegem River in the northern Caucasus Mountains (Russia), contemporaneous granites, and associated ore deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 57, 85–124.
- Lipman, P., 2000. Calderas. In : Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., Stix, J., 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*.
- Louat, R., Hamburger, M., Monzier, M., 1988. Shallow and intermediate-depth seismicity in the New Hebrides arc: constraints on the subduction process, in: Greene, H.G., Wong, F.L. (Eds.), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs, Vanuatu Region.* : Earth Sci. Ser., 8. Circum-Pac. Counc. Energy Miner.Resour., Houston, Tex. pp. 329–356.
- Louat, R., Baldassari, C., 1989. Chronologie des séismes et des tsunamis ressentis dans la région Vanuatu Nouvelle Calédonie (1729-1989). *Rapp. Sci. Tech. l'IRD - Sci. la Terre, Geophys.* 1, 52 pp.

- Marsh, B.D., 1984. On the mechanics of caldera resurgence. *J. Geophys. Res.* 89, 8245–8251. doi:10.1029/JB089iB10p08245
- Masturyono, McCaffrey, R., Wark, D.A., Roecker, S.W., Fauzi, Ibrahim, G., Sukhyar, 2001. Distribution of magma beneath the Toba caldera complex, north Sumatra, Indonesia, constrained by three-dimensional P wave velocities, seismicity, and gravity data. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 2. doi:10.1029/2000GC000096
- Matumoto, T., 1943. The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu. *Japan J. Geol. Geogr.* 19, 57 pp.
- Mawson, D., 1905. The geology of the New Hebrides. *Proc. Linn. Soc. New Wales* 30, 400–485.
- McConnell, V. S., Shearer, C. K., Eichelberger, J. C., Keskinen, M. J., Layer, P. W., Papike, J. J., 1995. Rhyolite intrusions in the intracaldera Bishop Tuff, Long Valley Caldera, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 67(1-3), 41–60. doi:10.1016/0377-0273(94)00099-3
- Merle, O., Brothelande, E., Lénat, J.-F., Bachèlery, P., Garaébiti, E., 2013. A structural outline of the Yenkahe volcanic resurgent dome (Tanna Island, Vanuatu Arc, South Pacific). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 268, 64–72. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.10.009
- Metrich, N., Allard, P., Aiuppa, A., Bani, P., Bertagnini, A., Shinohara, H., Parello, F., Di Muro, A., Garaébiti, E., Belhadj, O., Massare, D., 2011. Magma and Volatile Supply to Post-collapse Volcanism and Block Resurgence in Siwi Caldera (Tanna Island, Vanuatu Arc). *J. Petrol.* 52, 1077–1105. doi:10.1093/petrology/egr019
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., Iriondo, A., 2004. A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 136, 97–119.
- Nairn, A., Scott, B.J., Giggenbach, W.F., 1988. Yasur volcano investigations, Vanuatu, September 1988. *New Zeal. Geol. Surv. Rep.* G136, 74 pp.
- Nielson, D., Hulen, J., 1984. Internal geology and evolution of the Redondo dome, Valles caldera, New Mexico. *J. Geophys. Res.* 89, 8695–8711.
- Orsi, G., De Vita, S., di Vito, M., 1996. The restless, resurgent CampiFlegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 74, 179–214.
- Paoletti, V., D'Antonio, M., Rapolla, A., 2013. The structural setting of the Ischia Island (Phlegrean Volcanic District, Southern Italy): Inferences from geophysics and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 249, 155–173. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.10.002
- Paton, M.W., Paton, J., 1894. Letters and sketches from the New Hebrides. London Hodder and Stoughton.

- Pelletier, B., Calmant, S., Pillet, R., 1998. Current tectonics of the Tonga – New Hebrides region. *EarthPlanet. Sci. Lett.* 164, 263–276.
- Peltier, A., Finizola, A., Douillet, G.A., Brothelande, E., Garaebiti, E., 2012. Structure of an active volcano associated with a resurgent block inferred from thermal mapping: The Yasur–Yenkahe volcanic complex (Vanuatu), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 243-244, 59-68.
- Perrier, L., 2011. Apport de l'Etude des Sources Sismo-Volcaniques à la Connaissance des Processus Eruptifs du Volcan Yasur, Vanuatu. PhD Thesis, Université de Grenoble.
- Perrier, L., Métaxian, J.-P., Battaglia, J., Garaebiti, E., 2012. Estimation of the near-surface velocity structure of the Yasur-Yenkahe volcanic complex, Vanuatu. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 227-228, 50–60. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.12.006
- Phillips, E.H., Goff, F., Kyle, P.R., McIntosh, W.C., Dunbar, N.W., Gardner, J.N., 2007. The 40 Ar/ 39 Ar age constraints on the duration of resurgence at the Valles caldera, New Mexico. *J. Geophys. Res.* 112, B08201.
- Rivalta, E., Dahm, T., 2004. Acceleration of buoyancy-driven fractures and magmatic dikes beneath the free surface, *Geophys. Res. Int.*, 166(3), 1424-1439.
- Schultz, A., 1993. Brittle Strength of Basaltic Rock Masses with Applications to Venus, *J. Geophys. Res.*, 98, n° E6, 10883-10895.
- Smart, K.J., Couzens-Schultz, B.A., 2001. Mechanics of blind thrusting: comparison of numerical and physical modeling. *J. Geol.* 109, 771–779.
- Smith, R.L., Bailey, R.A., 1966. The Bandelier Tuff: A study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chambers. *Bull. Volcanol.* 29, 83–103.
- Smith, R.L., Bailey, R.A., 1968. Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Am. Mem.*, Geological Society of America Memoirs 116, 613–662.
- Steven, T.A., Lipman, P.W., 1976. Calderas of the San Juan Volcanic Field, Southwestern Colorado. *USGS Prof. Pap.* 958, 1–35.
- Takahashi, M., 1986. Anatomy of a middle Miocene Valles-type caldera cluster: Geology of the Okueyama volcano-plutonic complex, southwest Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1), 33–70.
- Thomas, M.E., Petford, N., Bromhead, E.N., 2004. Volcanic rock-mass properties from Snowdonia and Tenerife: implications for volcano edifice strength, *Journal of the Geological Society*, London, vol. 161, 939-946.
- Tibaldi, A., Vezzoli, L., 2004. A new type of volcano flank failure: the resurgent caldera sector collapse, Ischia, Italy. *Geophys. Res. Lett.*

- Troise, C., De Natale, G., Pingue, F., Obrizzo, F., De Martino, P., Tammaro, U., Boschi, E., 2007. Renewed ground uplift at Campi Flegrei caldera (Italy): New insight on magmatic processes and forecast. *Geophys. Res. Lett.* 34. doi:10.1029/2006GL028545
- Ukawa, M., Fujita, E., Ueda, H., Kumagai, T., Nakajima, H., Morita, H., 2006. Long-term geodetic measurements of large scale deformation at Iwo-jima caldera, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 150, 98–118.
- Ulusoy, I., Cubukcu, E., Aydar, E., Labazuy, P., Gourgaud, A., Vincent, P.M., 2004. Volcanic and deformation history of the Bodrum resurgent caldera system (southwestern Turkey). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 136, 71–96. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.03.016
- Vezzoli, L., Principe, C., Malfatti, J., Arrighi, S., Tanguy, J.-C., Le Goff, M., 2009. Modes and times of caldera resurgence: The <10 ka evolution of Ischia Caldera, Italy, from high-precision archaeomagnetic dating. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 186, 305–319. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.07.008
- Walter, T.R., Troll, V.R., 2001. Formation of caldera periphery faults: an experimental study. *Bull. Volcanol.* 63, 191–203.
- Watters, R.J., Zimbelman, D.R., Bowman, S.D., Crowley, J.K., 2000. Rock mass strength assessment and significance to edifice stability, Mount Rainier and Mount Hood, Cascade Range volcanoes, *Pure appl. Geophys.* 157, 957-976.
- Wicks, J.C., Thatcher, W., Dzurisin, D., 1998. Migration of Fluids Beneath Yellowstone Caldera Inferred from Satellite Radar Interferometry. *Science* (80-.). 282, 458–462. doi:10.1126/science.282.5388.458
- Williams, H., 1941. Calderas and their origin. *Bull. Dept. Geol. Sci. Univ. Calif. Publ.*, 25, 239-346.
- Wilson, C., 1985. The Taupo eruption, New Zealand II. The Taupo ignimbrite. *Philos. Trans. R. Soc. London Series A*, , 229–310.
- Yoshida, T., 1984. Tertiary Ishizuchi cauldron, southwestern Japan arc: Formation by ring fracture subsidence. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 89, 8502–8510.

Appendix A - Supplementary Online Material

Variable	Definition	Nature	Model
R_L	Resurgent dome length	6×10^3 m	30×10^{-2} m
R_W	Resurgent dome width	$2.6 - 5.6 \times 10^3$ m	$13 - 28 \times 10^{-2}$ m
R_H	Resurgent dome height	0 - 400 m	$0 - 2 \times 10^{-2}$ m
h	Initial intrusion depth	$0.2 - 1.6 \times 10^3$ m	$1-8 \times 10^{-2}$ m
ϕ	Angle of internal friction	25-40°	35°
ρ_e	Density of intruded material	2200 kg.m ⁻³	1550 kg.m ⁻³
ρ_i	Density of intrusive material	2600 kg.m ⁻³	1150 kg.m ⁻³
g	Gravity acceleration	9.81 m.s ⁻²	9.81 m.s ⁻²
μ	Viscosity of intrusive material	10^{15} Pa.s (kg.m ⁻¹ .s ⁻¹)	10^4 Pa.s (kg.m ⁻¹ .s ⁻¹)
t	Time span for deformation	2000 yrs (63×10^9 s)	5 hours (18×10^3 s)
C	Cohesion (intruded material)	10^6 Pa (kg.m ⁻¹ .s ⁻²)	40 Pa (kg.m ⁻¹ .s ⁻²)

Table A.1: Average geometric and mechanical parameters in nature and the experiments. References for natural parameters may be found in Brothelande and Merle (2015), except for densities explained in section 5.2.

Definition	Calculation	Nature	Model
Geometric ratio 1	$\pi_1 = \frac{R_L}{R_W}$	1.07 - 2.3	1.07 - 2.3
Geometric ratio 2	$\pi_2 = \frac{h}{R_W}$	0.04 - 0.62	0.04 - 0.62
Geometric ratio 3	$\pi_3 = \frac{R_H}{R_W}$	0 - 0.17	0 - 0.17
Angle of internal friction	$\pi_4 = \phi$	25-40°	35°
Gravitational stress/cohesion	$\pi_5 = \frac{\rho_e g h}{C}$	4.31	3.80
Density ratio	$\pi_6 = \frac{\rho_e}{\rho_i}$	0.85	1.3
Gravitational force/viscous force	$\pi_7 = \frac{\rho_i g R_H t}{\mu}$	3.22×10^2	$2,03 \times 10^2$
Inertial force/viscous force	$\pi_8 = \frac{\rho_i R_H^2}{\mu t}$	1.63×10^{-18}	6.4×10^{-10}

Table A.2 : Average π dimensionless numbers in nature and analogue experiments.

Chapitre 6

Caractérisation de la structure du système Siwi-Yenkahe-Yasur par les méthodes géophysiques

1. Introduction

Dans l'objectif de déterminer la structure interne du système Siwi-Yenkahe-Yasur, un grand nombre de méthodes géophysiques ont été mises en œuvre au cours de trois missions entre 2004 et 2012, incluant de la gravimétrie, des mesures magnétiques, et des méthodes électriques d'imagerie menées sur des zones plus localisées (time-domain electro-magnetics - TDEM, tomographie de résistivité électrique - ERT). Ces méthodes, qui permettent de caractériser la densité, l'aimantation et la résistivité du sous-sol, ont été complétées par des méthodes indicatives des circulations fluides au sein de la caldera: la polarisation spontanée (PS), les mesures de température (thermométrie infrarouge et mesures directes), et les mesures de concentration en CO₂ dans les gaz du sol (spectroscopie infrarouge). L'ensemble de ces résultats est présenté en deuxième section de ce chapitre sous forme d'un article à soumettre dans *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Alors que la caldera est bien caractérisée par un contraste de densité (gravimétrie), elle n'est que très peu visible par les autres méthodes. L'ERT permet localement de constater une altération hydrothermale accrue le long de la bordure nord-ouest de la caldera, et les mesures de température permettent d'imager des circulations actives le long des bordures nord et sud de la caldera, à proximité de la côte.

A l'intérieur de la caldera, la structure est relativement hétéroclite. On identifie deux champs de lave, en particulier par leur signature magnétique: une aimantation forte et extrêmement variable spatialement (à l'échelle de quelques mètres). Cette signature est liée à la structure très hétérogène des coulées de lave en surface. Un premier champ, englobant une partie du flanc nord du dôme et s'étendant jusqu'à la bordure nord de la caldera, est probablement antérieur à la résurgence puisqu'il est affecté par celle-ci. Un second champ de lave semble partir de la zone du Yasur et s'étend autour de la bordure sud-ouest du dôme. Ce champ est donc probablement postérieur au dôme. Le sud-est du dôme, affichant une anomalie de Bouguer négative (faible densité) et l'absence (ou la quasi-absence) d'anomalie magnétique, est probablement composé de tuf volcanique et de sédiments marins soulevés récemment.

Sur les bordures ouest et sud du dôme, le Yasur et l'Ombus sont caractérisés par une densité et une aimantation faibles qui s'accordent bien avec leur nature de cône de téphas. Le Yasur s'est édifié au sein d'une petite caldera affectant la partie ouest du dôme, dite paléo-Yasur caldera. Le plancher relativement plat de cette caldera est associé à une structure dense et fortement aimantée (anomalie de Bouguer et anomalie magnétique positives). L'imagerie électrique, en particulier les détails apportés par la forte couverture en TDEM, permet d'identifier une épaisse couche (~100-150 m) de matériel résistant correspondant probablement à un empilement de laves massives remplissant cette caldera. Cette caldera semble affecter un ancien édifice probablement soulevé au cours de la résurgence, et identifié par des traces d'érosion radiales et relativement profondes. Cet édifice n'a pas pu être caractérisé à l'aide des méthodes géophysiques à cause d'un accès très difficile.

L'ensemble de ces méthodes met donc en lumière la structure complexe du Yenkahe. Elles démontrent l'association intime entre le dôme et plusieurs édifices ou structures volcaniques, suggérant une association entre phénomènes intrusifs et extrusifs sur le long terme.

L'extension latérale très large du système hydrothermal associé à la caldera, qui dépasse même les bordures de cette caldera, est mise en évidence grâce à la PS. L'activité particulièrement forte de ce système à l'aplomb du volcan Yasur et du dôme résurgent du Yenkahe se traduit par des anomalies thermiques de surface. Cette activité est sans doute le meilleur indice que l'on puisse obtenir par ces méthodes de l'existence de sources magmatiques à faible profondeur sous ces édifices. L'extension de l'altération associée à ce système, particulièrement importante à l'est du dôme, peut être imagée par les méthodes électriques (ERT et TDEM). La signature de cette altération se retrouve également indirectement exprimée dans les signaux gravimétriques et magnétiques (faible densité, faible aimantation). La localisation et l'extension du système hydrothermal revêtent une importance fondamentale en termes de sources de déformation potentielles et de facteurs de déstabilisation du dôme.

2. Structure and evolution of an active resurgent dome evidenced by geophysical investigations: the Yenkahe dome-Yasur volcano system, Vanuatu (*in press, JVGR*)

Brothelande, E.^{1,2*}, Lénat, J.-F.¹, Chaput, M.^{3,4}, Gailler, L.¹, Finizola, A.³, Dumont, S.^{1,5}, Peltier, A.⁶, Bachèlery, P.¹, Barde-Cabusson, S.⁷, Byrdina, S.⁸, Menny, P.¹, Colonge, J.⁹, Douillet, G. A.¹⁰, Letort, J.⁹, Letourneur, L.¹¹, Merle, O.¹, Di Gangi, F.¹², Nakedau, D.¹³, Garaebiti, E.¹³

¹ *Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal - CNRS - IRD, OPGC, 5 rue Kessler, 63038 Clermont Ferrand.*

² *Université de Nantes, Nantes Atlantique Universités, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes, UMR CNRS 6112, 2 rue de la Houssinière, 44322 Nantes, France*

³ *Laboratoire GéoSciences Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Université de la Réunion, CNRS, F-97744 Saint- Denis - cedex 9, La Réunion, France.*

⁴ *now at Stratagem974, bureau d'études en géologie et géophysique, 62 bd du Chaudron, 97490 Sainte Clotilde, La Réunion, France.*

⁵ *now at Nordic Volcanological Center, Institute of Earth Sciences, University of Iceland, Reykjavik, Iceland.*

⁶ *Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Univ. Paris Diderot, CNRS, F-97418, La Plaine des Cafres, La Réunion, France.*

⁷ *Institute of Earth Sciences Jaume Almera, Consejo Superior de Investigaciones Cientificas, Spain.*

⁸ *ISTerre, CNRS, UMR 5559, Université de Savoie, Equipe Volcan, Le Bourget du Lac, France.*

⁹ *Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Université de Strasbourg, France.*

¹⁰ *Earth and Environmental Science department, Ludwig-Maximilians-Universität München, Germany.*

¹¹ *Bartington Instruments, Unit 5, Thorney Leys Business Park, Witney, Oxfordshire OX284GE, England, United Kingdom.*

¹² *Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezione di Palermo, Via Ugo Malfa 153, 90146, Italy.*

¹³ *Vanuatu Meteorology and Geohazards Department, P.M.B. 9054, Port Vila, Vanuatu.*

*corresponding author: Elodie Brothelande – elodie_brothelande@yahoo.fr

Abstract

In this contribution, we focus on one of the most active resurgences on Earth, that of the Yenkahe dome in the Siwi caldera (Tanna Island, Vanuatu), which is associated with the persistently active Yasur volcano. Gravity and magnetic surveys have been carried out over the past few years in the area, as well as electrical methods including electrical resistivity tomography (ERT), time domain electro-magnetics (TDEM) and self-potential (SP). These investigations were completed by thermometry, CO₂ soil gas measurements, field observations and sampling. This multi-method approach allows geological structures within the caldera to be identified, as well as associated hydrothermal features. The global structure of the caldera is deduced from gravity data, which shows the caldera rim as a high density structure. Large lava fields, emplaced before and after the onset of resurgence, are evidenced by combined gravity, magnetic and resistivity signals. In the middle of the caldera, the Yenkahe dome apparently results from a combination of volcanic and tectonic events, showing that lava extrusion and resurgence have been operating simultaneously or alternately during the Siwi caldera post-collapse history. There is a clear distinction between the western and eastern parts of the dome. The western part is clearly older and records the growth of an initial volcanic cone and the formation of a small caldera. This small caldera (paleo-Yasur caldera), partially filled with lava flows, is the present-day focus of volcanic activity and associated fluid circulation and alteration. The eastern part of the dome is presumably younger, and is characterized by intense, extensive hydrothermal alteration and activity. Its northern part is covered by lava flow piles and exhibits a shallow hydrothermal zone in ERT. The southern part has hydrothermal alteration and activity extending at least down to the base of the resurgent dome. This part of the dome is built up of low cohesion rock and is thus potentially prone to gravitational landslides. Lastly, while self-potential and temperature data suggest that widespread hydrothermal circulation occurs throughout almost all of the caldera, and possibly beyond, the most active parts of this hydrothermal system are associated with the dome. The presence of this active hydrothermal system is the clearest indicator that these methods can provide of a potential shallow magmatic body underneath the dome.

Keywords: Caldera; Resurgent dome; Yenkahe; Yasur; Hydrothermal system; Geophysics

1. Introduction

Resurgence is a common process corresponding to the post-collapse uplift of the caldera floor observed in many calderas (Smith and Bailey, 1968; Lipman 1984; Newhall and

Dzurisin, 1988). The phenomenon has been recognized in active or recent calderas as well as in old, sometimes deeply eroded ones (e.g. Fridrich et al., 1991; Yoshida, 1984; Du Bray and Pallister, 1999). Resurgence has traditionally been associated with large calderas of more than 10 km in diameter (Smith and Bailey, 1968; Francis, 1983; Steven and Lipman, 1976), though examples of smaller size exist (e.g. Cinque Denti, Pantelleria; Mahood and Hildreth, 1986). Emplacement and dismantling processes of resurgent structures remain poorly constrained in most calderas. Different mechanisms have been identified as potential triggers for resurgence (Marsh, 1984 and references therein): relaxation of the crust following caldera collapse, emplacement of new intrusions, and pressurization of confined aquifers. Several approaches may be used to infer the dominant resurgence mechanisms at a given volcano. For old, eroded volcanoes, the geological approach is the most appropriate. For young and active volcanoes, various approaches contribute to our understanding of the mechanisms: analysis of the nature of young eruption products, geological and geophysical studies of the structures involved in (or created by) resurgence, and monitoring of geophysical and degassing signals.

We focus here on one of the most active resurgences on Earth, that of the Yenkahe dome in the Siwi caldera (Tanna Island, Vanuatu), which is associated with a permanently active volcano (Yasur). Apart from a few pioneering works (Carney and Macfarlane, 1979; Nairn et al., 1988; Chen et al., 1995), little is known about the post-collapse history of the caldera and the hazards associated with such a fast resurgence. Better constraining resurgence processes at Yenkahe involves unraveling the dome history (emplacement by intrusive and/or eruptive processes) as well as identifying main structures, fluid circulations and potential hydrothermal or magmatic sources of deformation. In this perspective, several recent studies have been led. In this contribution, we study the internal structure of the system and its hydrothermal activity coupling several geophysical methods. In terms of hazards, the geophysical data of this contribution allows identifying low-cohesion material, highlighting the probability of a future flank instability supported by external features. This study is complementary to two others led by our team, which allowed to better understand the global functioning and evolution of the Siwi-Yenkahe-Yasur complex. The first one concerns the structural aspect in terms of external tectonic features using the results of a newly-computed high-resolution photogrammetric digital surface model (DSM; Brothelande et al., this issue a). The second one uses internal and external features to constrain deformation models of magmatic intrusions in the upper crust (Brothelande et al., this issue b).

For this study, three geophysical campaigns have been carried out within the Siwi caldera, in 2004, 2008 and 2012, including gravimetry, magnetics, time-domain electromagnetics (TDEM), electrical resistivity tomography (ERT), self-potential (SP), ground temperature and CO₂ soil concentration measurements. Rock sampling and thermal infrared data were used to complete this data set. Given the large amount of data, the results of each method are first described separately, before proposing a combined interpretation in terms of the inner structure of the Siwi-Yenkahe-Yasur complex and the associated fluid circulation pattern. The implications of these geophysical results are then discussed in terms of dome history and evolution.

2. General context

2.1. The Vanuatu arc and Tanna Island

Volcanism of the Vanuatu oceanic arc (formerly known as the New Hebrides) results from the subduction of the Indo-Australian plate beneath the Pacific plate (Calmant et al., 2003; Pelletier et al., 1998). Tanna Island, located on the southern segment of the arc, is a large structure, 60-80 km wide on the sea floor, and about 2 km high (Robin et al., 1994). The geology of Tanna Island (40x16 km; Fig. 1a), described in a few pioneering works (Allen, 2004; Carney and Macfarlane, 1979; Chen et al., 1995; Neef et al., 2003; Robin et al., 1994), is not known in detail. The island was built by volcanic activity and coral reef growth. Three volcanic complexes were recognized by Carney and McFarlane (1979): the Upper Pliocene to Pleistocene Green Hill to the north, the Pleistocene Tukošmeru volcano to the south and the Siwi Group Volcanic Centre (Upper Pleistocene to present) to the east. In addition, Robin et al. (1994) proposed the existence of a Pliocene-Pleistocene volcano, named Eastern Tanna volcano; the centre of this volcano would be located offshore of the north-east coast of the northern part of the island.

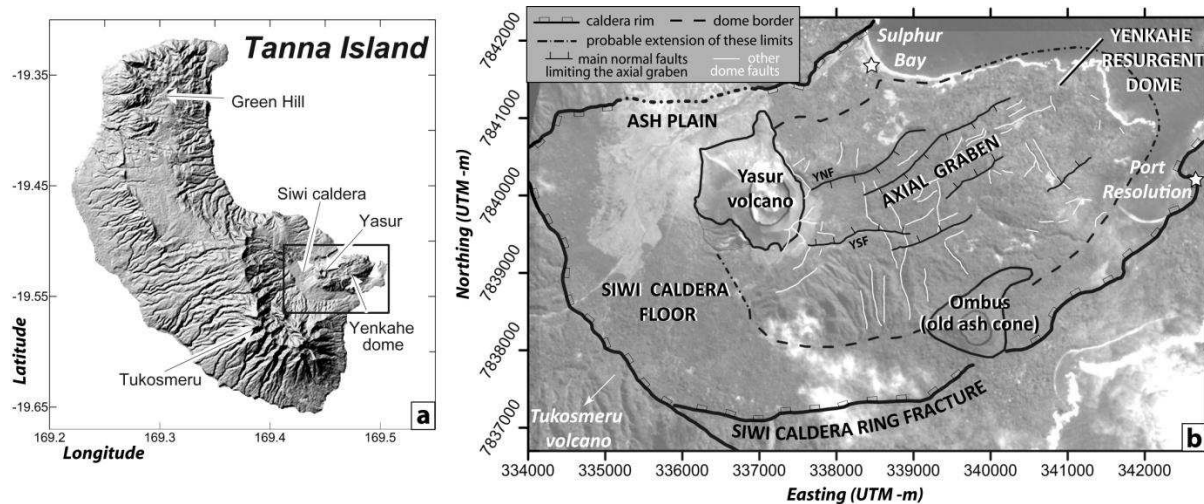


Figure 1: Tanna Island and the Siwi caldera. (a) SRTM Digital Elevation Model (DEM) of Tanna Island showing the three main volcanic units: the old Green Hill formations to the north, the main edifice of Tukosmeru to the south, and the recent Siwi caldera to the south-east. (b) Structural map of the Siwi caldera, hosting the Yenkahe resurgent dome, with the Yasur volcano and the Ombus ash cone on its western and southern edges, respectively (from Merle et al., 2013; Brothelande et al., this issue a). YNF: Yenkahe North fault – YSF: Yenkahe South fault. Stars indicate main localities. WGS84 coordinates.

2.2. Structure and activity of the Siwi caldera

The Siwi caldera is located at the base of a huge amphitheatre-like depression on the eastern flank of the Tukosmeru volcano (Fig. 1a), and is a more or less rectangular structure (9×4 km for the inland part; Fig. 1b). The caldera is bounded by faults a few tens of meters to nearly 100-m high, and its eastern extent is unknown as the caldera is open to the sea. The Siwi caldera formation has been associated with an ignimbrite eruption of rather small-volume ($1\text{-}2 \text{ km}^3$; Allen, 2004; Nairn et al., 1988; Robin et al., 1994). The caldera collapse is still undated, but the freshness of the deposits and the morphology suggest a relatively young age to some authors (less than 20,000 years for Nairn et al., 1988). The Yenkahe dome, ~ 5 km long by ~ 3 km wide and $\sim 200\text{-}300$ m high, in the middle of the Siwi caldera, is elongated in the same direction as the caldera (Fig. 1b). Its origin is attributed to a resurgent doming process, well illustrated by the presence of emerged corals and waterlain tuffs at its surface (Carney and Macfarlane, 1979; Chen et al., 1995; Nairn et al., 1988; Neef et al., 2003). Chen et al. (1995) performed $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating on coral samples from terraces on the eastern part of the Yenkahe dome, at mean altitudes of 155 m and 15 m above sea level. Respective ages of $\text{AD } 1002 \pm 10$ and $\text{AD } 1868 \pm 4$ imply a mean uplift of 156 mm/year for the eastern part of the Yenkahe dome in recent times. Resurgence has been attributed to magma intrusion at depth (Carney and Macfarlane, 1979; Chen et al., 1995; Metrich et al., 2011; Nairn et al., 1988), and

the study of Chen et al. (1995) suggests that resurgence occurred mostly during discrete uplift events. This is well illustrated by the co-seismic uplift events of 6 and 4 m in 1878 (Chen et al., 1995 and references therein). Hydrothermally altered and warm ground spots are frequent at the surface of the Yenkahe dome (Peltier et al., 2012).

The Yenkahe dome is associated with two strombolian cones. The Ombus cone, located at the southern foot of the dome (Fig. 1b), is extinct and now heavily covered by vegetation. The Yasur cone is the present-day focus of volcanic activity, located at the north-western edge of the Yenkahe dome (Fig. 1b). The three presently active vents inside the Yasur crater have frequent (every few minutes) strombolian explosions that expel ashes, scoriae, Pele's hair and centimeter-to-meter-sized bombs of basaltic–trachyandesitic composition (Metrich et al., 2011). The cone is built up of the accumulation of these products, and is located on a former volcanic center, of which the remnants of a pyroclastite cone and a caldera-like structure can be observed (Carney and Macfarlane, 1979; Merle et al., 2013). Nairn et al. (1988) have proposed, on the base of the analysis and dating of two ash sequences to the northwest of Yasur that the paleo-Yasur could have been active from 1,400 to 800 years ago, before the young Yasur started its activity. More recently, Firth et al. (2014), by analyzing two other ash sequences, proposed that the Strombolian-style activity at Yasur has persisted in its current form for the last 630–850 years and was preceded by ~600 years of higher-magnitude, lower-frequency eruptions during which less evolved compositions were erupted.

The main stages of the Yenkahe dome tectonic evolution have been studied by Merle et al. (2013). They suggest the early formation of a resurgent dome in the west. Then, following or accompanying the collapse of the paleo-Yasur small caldera, the doming moved, uplifting immersed parts now observed on the easternmost side of the dome. They attribute the eastward migration of resurgence to a lateral magma intrusion. The eastern part of the dome has been very active in the recent period, as shown by the 1878 episodes of uplift and the widespread hydrothermal activity at the surface.

2.3. Previous structural geophysical studies

Relatively few geophysical works have been published on the Siwi-Yenkahe-Yasur complex. Reconnaissance work (seismic acquisition) was done by Blot and Tazieff (1961). Nabyl et al. (1997) studied the signals associated with the Yasur explosive activity. More recently, Perrier et al. (2012) used small aperture array measurements of seismic noise at seven sites around Yasur to estimate the P and S wave velocities at shallow levels (about 200

m). They principally showed lower velocities inside the Siwi caldera than at its periphery. Finally, Battaglia et al. (2012) showed that a magnitude 7.3 earthquake occurring 80 km away from Yasur caused a sudden seismic velocity drop below the Yasur volcano, followed by a slow partial recovery.

Malahoff (1970) conducted reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys on the scale of the entire arc. Unfortunately, the data density of these surveys is too low to be useful for our study. Lardy and Tabbagh (1999) showed the presence of an abnormally high heat flux by monitoring the ground temperature along vertical profiles near the northern rim of the Siwi caldera. Peltier et al. (2012) carried out a high resolution survey of the subsurface temperature of a large part of the Yasur cone and its foot. They evidenced thermal anomalies associated with faults and crater rims.

The other published studies were dedicated to the flux and nature of the gases emitted by Yasur (Bani et al., 2013; Bani and Lardy, 2007; Oppenheimer et al., 2006) and to the acoustic signal of its explosions (Marchetti et al., 2013; Kremers et al., 2013; Zielinski, 2012). However, it is worth noting that petrology and geochemistry works by Metrich et al. (2011) and Gauthier (2001) provide some constraints on the depth of magma reservoirs, the volume of degassed and non-erupted magma and the pressure and temperature of the hydrothermal system. On the basis of the gas flux, Metrich et al. (2011) estimated the volume of degassed magma for the present activity at $10^7 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$. At most, only 5% of the basaltic-trachyandesite magma is erupted. The remaining 95% must accumulate at depth. For a more or less constant activity, similar to the present one, over the last millennium, the degassed volume accumulated beneath the Siwi caldera would be ten times larger than the volume of the resurgence. Gauthier (2001) establishes that the fumaroles and hot waters of the Siwi-Yenkahe complex have a clear magmatic component, indicating the degassing of a magmatic reservoir or intrusion complex beneath the Yenkahe resurgent dome. Thermodynamic models indicate a temperature of 200-250° for the geothermal reservoir and a pressure corresponding to a depth of about 150 m.

3. Methods

Over the last ten years, several near-surface geophysical investigation methods have been carried out within the Siwi caldera. A reconnaissance self-potential (SP) survey was

performed in 2004, followed by a pluridisciplinary survey in 2008 including gravimetry, time-domain electromagnetics (TDEM), electrical resistivity tomography (ERT), self-potential, ground temperature and CO₂ soil concentration measurements. This data set was completed in 2012 by a magnetic survey.

Three methods have been carried out across the entire caldera to characterize its general structure in terms of rock density (gravity), magnetization (magnetics), and hydrothermal activity (SP). Although the data coverage is heterogeneous, due to the difficulty of accessing some areas and the limited time of the campaign, the surveys provide valuable information for many key areas in terms of lithology and state of hydrothermal alteration or current circulation. The gravity land survey was performed with a Scintrex CG5 gravimeter and comprises 272 stations (Fig. 2a). Gravity station coordinates were determined using a differential GPS technique with a decimetric precision. Data was then processed using standard procedures (tidal variations and instrumental drift, free air gradient, Bouguer slab and terrain corrections). The uncertainty on gravity measurements ranges from 0.007 to 0.75 mGal with a mean value of 0.25 mGal, and 0.012 m for elevation measurements. More details about data processing can be found in Appendix A of the Supplementary Online Material. The magnetic ground survey (Fig. 2b) was made using a portable magnetometer (GEM GSM-19) using the walking mode with GPS simultaneous positioning (GEM-Systems-Inc, 2008). No corrections were made for the diurnal variation owing to the very large amplitude of the anomalies. The IGRF field at the time of acquisition was subtracted from the observed magnetic field values to obtain the magnetic anomaly. Details on further processing, such as data filtering and upward continuation, are documented in Appendix B of the Supplementary Online Material. The self-potential method, measuring quasi-static natural electrical potential differences at the ground surface, was performed with a pair of non-polarizing Cu/CuSO₄ electrodes, a high-impedance voltmeter of 0.1 mV sensitivity and an insulated 300 m-long copper cable. An electrode spacing of 50 m was used for the caldera-scale survey (Fig. 2c). After control and correction of the electrode offset, all measurements were reduced to a common reference potential (0 mV on the seashore) and corrected for closure errors. In volcanic areas, positive SP anomalies generally reflect the upward flow of hydrothermal fluids. Positive peaks can be hidden by the SP/elevation hydrogeological gradient that may be subtracted from the signal when identified ("elevation-corrected signal"). Details on the SP method are given in Appendix C of the Supplementary Online Material.

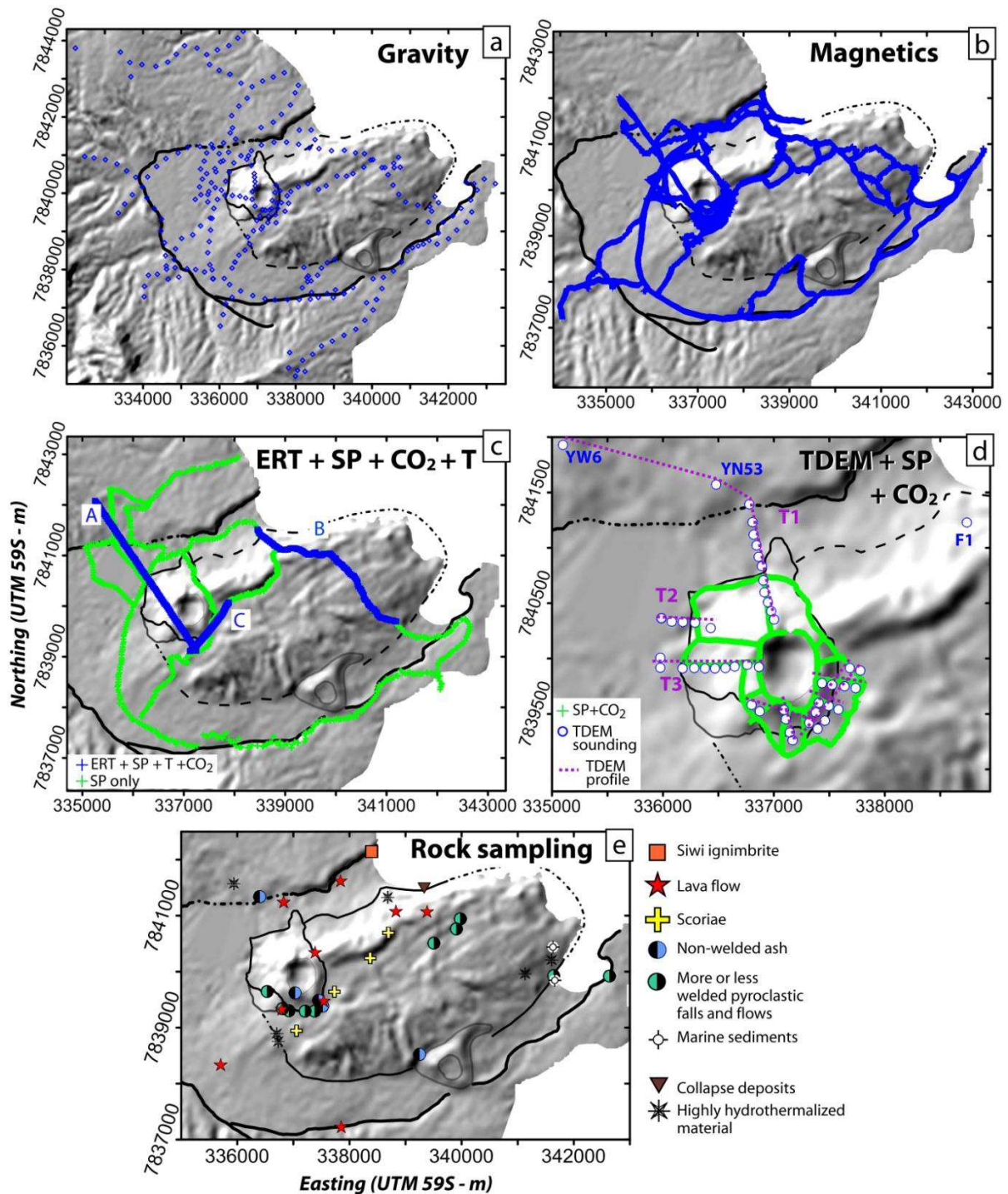


Figure 2: Geophysical surveys carried out between 2004 and 2012 in the Siwi caldera. Location of (a) gravity measurements in 2008, (b) the magnetic survey in 2012, (c) electrical resistivity tomography (ERT) profiles and self-potential (SP), temperature (T) and CO₂ soil gas concentration measurements within the caldera (2004 and 2008), (d) self-potential, CO₂ and time-domain electromagnetic measurements (TDEM) on the Yasur cone in 2008, and (e) rock samples collected in the field in 2012. UTM (m) WGS84 coordinates.

Other electrical methods such as TDEM and ERT were performed in order to image the resistivity structure under specific zones. Resistant bodies (a few thousand ohm.m) are typical for dry rock, whereas very low resistivity values (a few ohm.m to a few tens of ohm.m) reflect

the effect of hydrothermal fluids or alteration. ERT measurements were performed with a multi-electrode ABEM system (Terrameter SAS4000) and a line of 64 electrodes, using the so-called roll-along procedure when required (Loke, 2014). The acquisition followed a Wenner protocol, providing a good signal-to-noise ratio. Three profiles were carried out (Fig. 2c) with an electrode spacing of 40 m for profiles A (3640 m) and B (3800 m), and 20 m for profile C (1260 m). The maximum depth of investigation is around 400 m and 200 m for the measurements with 40-m and 20-m electrode spacings, respectively. Profiles A and C, in the Yasur area, follow a straight path, whereas profile B, constrained by existing pathways across the dense tropical forest in the eastern part of the resurgent dome, follows a crooked line. Electrode positions were obtained by GPS measurements, and elevations were deduced from the SRTM Digital Elevation Model (90 m resolution, ~8 m accuracy according to Brothelande et al., this issue a). Filters were applied in order to reduce the noise in the profiles, and apparent resistivity data including topography information were then inverted using RES2DINV software (Loke and Barker, 1996). Details on the ERT method and filtering procedures are given in Appendix D of the Supplementary Online Material and complementary information may be found in Brothelande et al. (2014). Forty-five TDEM soundings were made using a TEM-Fast 48 equipment (from AEMR soundings) to cover the Yasur cone and the floor of the Siwi caldera to the north and north-west of the Yasur (Fig. 2d). Two additional ones are located outside the caldera to the north and north-east (YN53 and YW6, respectively) and one is on a hydrothermal area to the east (F1). Coincident transmitter and receiver 100-m square loops and 1 A current were used. Because most soundings are distributed along profiles, it was possible to construct 2D sections by interpolation between 1D models. Details about the TDEM method and data processing are given in Appendix E of the Supplementary Online Material. In order to characterize the current fluid circulations along ERT sections and in the Yasur area, SP, ground temperature and CO₂ diffuse degassing measurements (Fig. 2c ; Appendixes C, F of Supplementary Online Material) were performed with a 20-m and 10-m spacing, respectively.

Finally, rock samples were collected in 2008 and 2012 for geological studies and for measuring physical properties in order to constrain the geophysical models (Fig. 2e). Global temperature coverage of the dome was also obtained from Aster data acquired in 2005 to complete this data set (the processing is detailed in Appendix F of the Supplementary Online Material). In situ brightness temperature measurements were performed with an infrared

thermometer (Cyclops 300AF) to estimate the amplitude of local anomalies in identified hydrothermal areas.

4. Results and Interpretations

4.1. Density structure

4.1.1. Qualitative interpretation of Bouguer anomalies

Calderas resulting from explosive activity are generally associated with negative gravity anomalies, because the material filling the caldera depression, mostly pyroclastic, is usually less dense than the host rocks (e.g. Campos-Enriquez and Arredondo-Fragoso, 1992; Kane et al., 1976; Rapolla et al., 1989). The residual Bouguer anomaly map of the Siwi caldera fits with this common scheme (Fig. 3a; Fig. A.3 of the Supplementary Online Material). Positive anomalies coincide with the caldera ring fault (with negative gradients towards the inside) except where the negative anomaly associated with the Ombus cone overlaps the caldera boundary.

Inside the caldera, shorter wavelength Bouguer anomalies are present. The most prominent is the negative anomaly of the Yasur cone (Y on Fig. 3a), indicating its overall low density. The centre of the anomaly is located to the NW of the crater, where the cone is expected to be thicker because of the altitude difference between the top and the base of the resurgent dome. The low density of the cone can be explained by the nature of its products (mostly unwelded cinders, scoriae and bombs). The same gravity pattern is observed for the Ombus cone (O on Fig. 3a), although it is not well covered by data.

The second main gravity feature in the caldera is the negative anomaly occupying the eastern part of the Yenkahe resurgent dome (H on Fig. 3a), though the data distribution does not allow us to establish the northern and south-western extents of this anomaly. In this area, low density rocks are expected for two reasons. Firstly, at the surface we mostly observe uplifted corals and waterlain tuffs, all having a relatively low density. Secondly, this is also the most hydrothermalized area at the surface and at depth (see section "4.3 Resistivity structure" below) and this alteration is also known to lower the density of rocks.

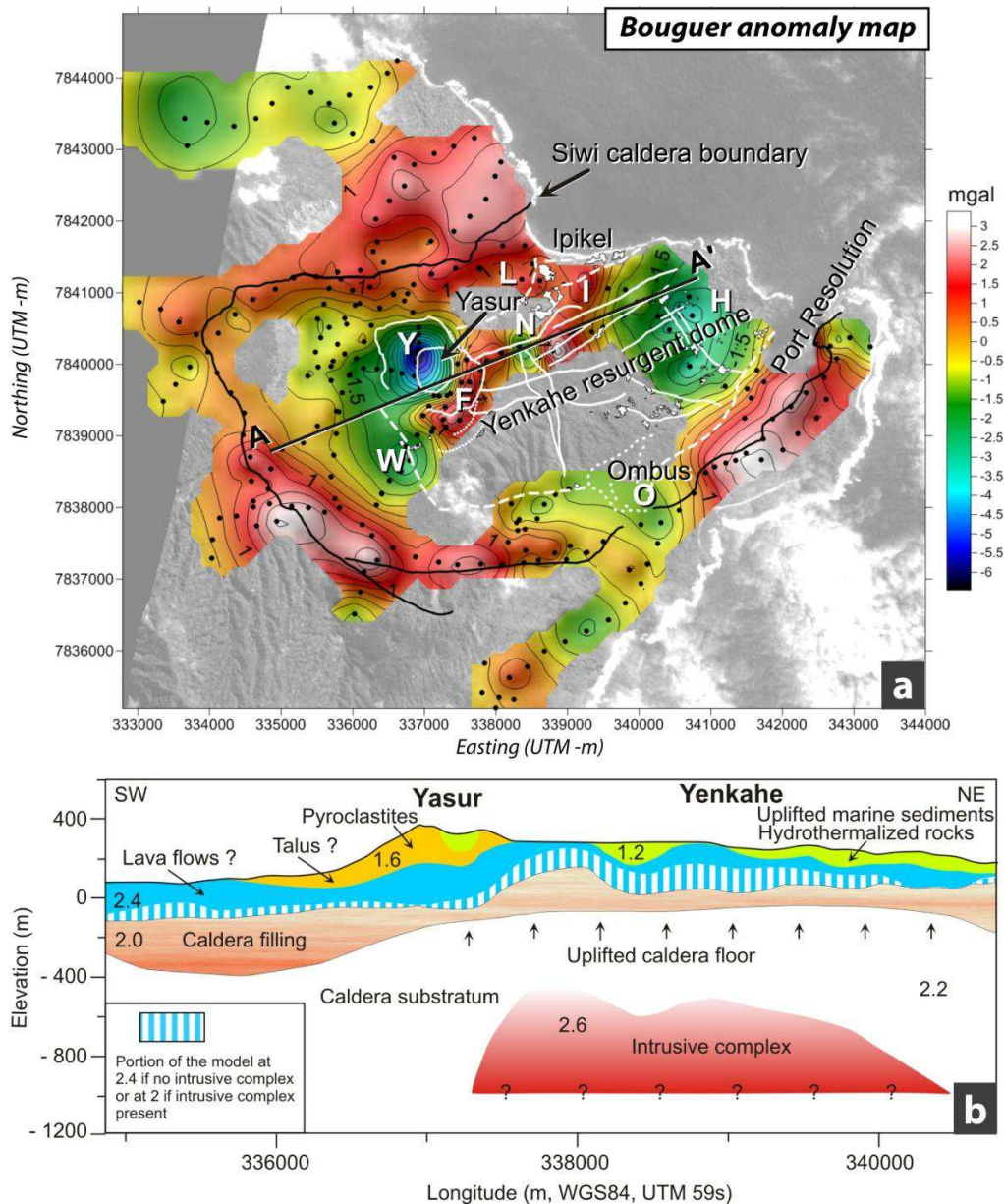


Figure 3: Gravity anomalies and models in the Siwi caldera. (a) Residual Bouguer anomaly map for a reduction density of 2.2. Gravity stations are shown as black dots. Geological features (such as cones, faults, hydrothermal areas) are superimposed in white. See Brothelande et al. (this issue a) for the detail of geological features. White letters show anomalies described in the text. The complete Bouguer anomaly map as well as the associated regional map are presented in the Supplementary Online Material (Fig. A.3 a and b). (b) Section summarizing the main density features ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) suggested by the gravity models along profile AA' (see text and Fig. A.4 in Appendix A of the Supplementary Online Material). UTM (m) WGS84 coordinates.

Between anomalies Y and H, several individual anomalies are identified (Fig. 3a). The positive anomaly F partly overlaps with the base of the Yasur cone. It seems to coincide well with the lava flow infilling of the small paleo-Yasur caldera inferred from the magnetic and resistivity data described below (sections 4.2, 4.3). This suggests that this infilling extends

below the present Yasur cone, whose gravity effect would hide the postulated continuation of anomaly F to the NE. The negative anomaly N coincides with the location of two major normal faults transverse to the elongation of the dome apical graben (Nairn et al., 1988; Merle et al., 2013). Scoriae are also observed in this area (Fig. 2e). The short wavelength of this anomaly implies a shallow source, but it is not possible to establish if the low density is related to the faults or to a scoriaceous construction. Positive anomalies I and L form a more or less continuous unit. Determining the nature of their sources would be speculative here, but we see in section 4.2 (magnetic data) that this area is covered by lava flows. I and L may be created by a shallow lava flow field, the density of lava flows being higher than that of the pyroclastites. In addition, a negative anomaly (W) is observed on the western foot of the resurgent dome. This zone corresponds to a talus-like morphology at the base of the resurgent dome. Although this landform is now covered by lava flows, it may have been created by a landslide at the western border of the resurgent dome. The presence of mass wasting breccias could thus explain the negative anomaly W.

4.1.2. Quantitative interpretation: modeling of the main anomalies

Considering the data distribution, we have chosen to calculate 2½D models along a profile oriented WSW-ENE (Fig. 3a). This profile crosses nearly all the structures identified in the geological and geophysical observations. In order to better constrain density contrasts in the models, the density of various types of rock samples has been measured (see Table A.1 and Fig. A.2 in Appendix A of the Supplementary Online Material). However, it should be stressed, on the one hand, that the density measurements of 25 or so superficial rock samples cannot encompass the whole diversity of the area, and, on the other hand, that the density of a sample may not be representative of the macroscopic density of a geological formation of the same rock.

The main structures that have to be considered in a model are governed by the geological and geophysical observations. In this case, they are: (1) the host rocks of the caldera (substratum), (2) the caldera filling of pyroclastites, (3) the pyroclastic cones, (4) the sediments (corals and waterlain tuffs), (5) the hydrothermalized rocks, and (6) the lava flows. In addition, an intrusive system (7) should also be considered to account for resurgence. The density, depth and thickness of these layers are parameters that have to be adjusted in the models. Consequently, as is well known for the modeling of gravity anomalies, the observed data can be explained by a large range of models, unless very strict constraints can be applied

to the parameters. Here, we cannot fix stringent constraints for the density and the depth and/or thickness of the different structures. Therefore the models only represent plausible solutions for the density distribution. The crucial question in the study of resurgent domes is whether the source of doming, probably magmatic, can be constrained by geophysical data. We have thus chosen to investigate two endmember models: one with a denser intrusive system at depth (the 1-km depth results from deformation models of Brothelande and Merle, 2015, and Brothelande et al., submitted b) and one without such a system. The two models, which both fit the data equally well, are presented in figure A.4 in Appendix A of the Supplementary Online Material. In figure 3b, we show a section that summarizes the main features deduced from the gravity models. Varying the density contrasts changes the thickness of the layers but does not significantly alter the general gravity structure. The models account for the presence of well identified low density structures such as the Yasur cone and the sediments and/or hydrothermally altered rocks to the east. Anomaly N (Fig. 3a) requires the presence of shallow low density rocks. At depth, the presence or the absence of a dense intrusive complex can be compensated in the data by the thickness of the shallow 2.4-dense bodies that can be tentatively attributed to sequences of massive lava flows. As observed for other resurgent calderas (e.g. Toba, Masturyono et al., 2001), the presence of a dense intrusive complex beneath the resurgent dome cannot be established unambiguously, but remains compatible with gravity data (for a density of 2.6).

4.2. Magnetic structure

4.2.1. Surface and shallow magnetic sources

A magnetic ground survey (Fig. 2b; Fig B.1 in Appendix B of the Supplementary Online Material) was carried out in June-July 2012 to investigate rock magnetization within the caldera. On the one hand, massive mafic volcanic rocks (lava flows, dikes), such as the ones produced by the volcanoes on Tanna, are highly magnetized because of their high oxide contents compared to most types of rocks. Considering the surface of lava flows is always irregular at scales of less than meters or decameters, magnetic measurements collected at low elevation above a mafic lava flow will exhibit typical large amplitude variations at these scales. On the other hand, low surface magnetizations can also be expected in the volcanological context of Tanna, for several reasons. Firstly, pyroclastites have a much lower magnetization than their massive counterparts. Secondly, hydrothermal alteration considerably lowers the magnetization of all types of rocks (e.g. Hochstein and Soengkono,

1997; Palmason, 1975; Bouligand et al., 2014), which may be observed in figures 4a and B.2 (Appendix B of the Supplementary Online Material). Finally, some poorly magnetized non-volcanogenic sedimentary rocks (coral, water-lain deposits) are present in the study area.

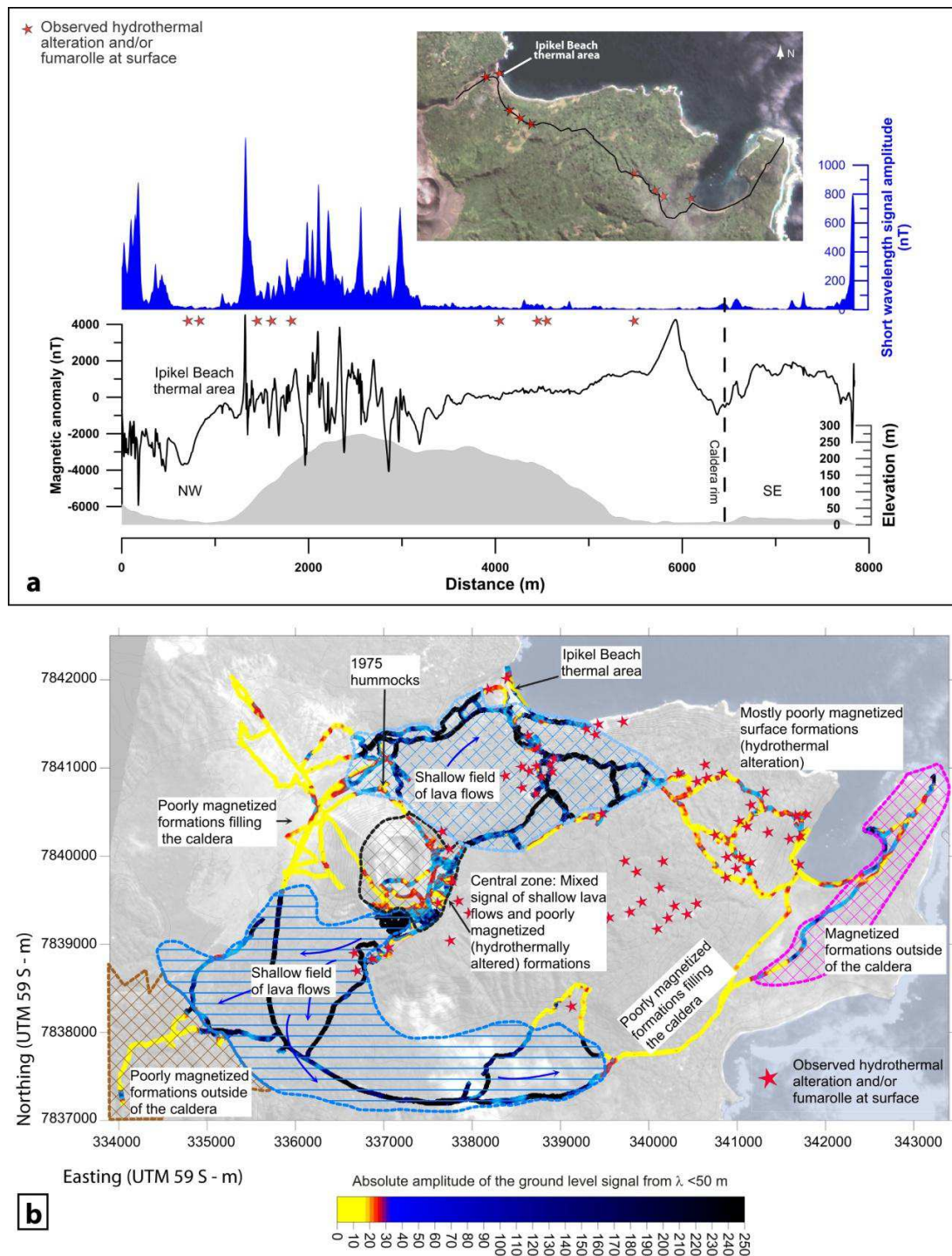


Figure 4: Magnetic anomalies in the Siwi caldera. (a) Illustration of zones with high and low amplitudes of short wavelength anomalies along a profile (shown on top). The lower graph shows the topography (in grey) and the total magnetic anomaly (in blue). The blue curve is the absolute amplitude of the short wavelength signal (see text). (b) Interpreted map of the intensity of the short wavelength signal extracted from ground level magnetic anomaly. UTM (m) WGS84 coordinates.

The presence of shallow, massive, unaltered volcanic rocks can be easily detected on the magnetic ground survey by the presence of high frequency spatial variations in the measured magnetic field. For this purpose, we have applied a high-pass filtering to the total magnetic anomaly to isolate wavelengths below 50 m. The absolute amplitude of the resulting signal is shown on figures 4a and 4b. Three main types of zones can be distinguished : (1) zones dominated by high amplitude signal (black to blue), (2) zones more or less devoid of high frequency signal (yellow to red), and (3) intermediate zones (mixed signals).

Type (1) can be unambiguously identified as shallow lava flows. Two large lava flow fields are thus recognized, to the north and south of Yasur (Fig. 4b). The southern one corresponds to a well visible delta-like topographic feature originating from the southern foot of the present Yasur cone. Lava flows outcrop at the southern foot of the Yasur cone and in the caldera moat. For the northern lava field, the lava flows are covered by cinders but can be observed in the bed of the river near the northern rim of the caldera and at some locations on the resurgent dome (Figs. 2e, 4b). Because of the lack of magnetic data in the middle part of the postulated field, it is not possible to establish whether or not the field is continuous. However, in the north-eastern part of this field, magnetic profiles show a clear continuity of the high frequency signal from the caldera moat to the top of the resurgent dome.

As the northern flow field includes a part of the northern resurgent dome and is affected by graben faults (related to doming), it has probably been uplifted since its formation (i.e. the bottom of the caldera was more or less flat at the time of the emplacement of the lava flow field and the resurgence started later). An alternative explanation is to consider that the lava flows on the resurgent dome have been emitted from vents located on the dome itself. However no such vents have been yet documented or recognized. Given their shape and location, northern and southern lava flow fields may have originated from the Yasur area (Fig. 4b). However, both fields may correspond to multiple emplacement events, with recent lava flows emitted from the Yasur volcano.

Type (2) magnetic pattern is found in different areas. The highly hydrothermalized area at the northern foot of the resurgent dome (Ipikel Beach on Fig. 4a) belongs to this type. The contrast with type (1) can be illustrated on the profile shown in figure 4a, where we observe a sharp break between the two types. The contrast might be partially due to a lithology contrast (no lava flow outcrops observed on type (2) area of the dome, only ashes and uplifted water-

lain layers and corals), but obliteration of the rocks' magnetization by hydrothermal alteration (Hochstein and Soengkono, 1997; Bouligand et al., 2014) is very likely the main cause of the contrast. This is supported by detailed examination of a type (1) zone, where magnetic profiles cross active hydrothermal zones at the surface. On figure B.2 (Appendix B of the Supplementary Online Material), we can easily observe that type (1) is locally interrupted by type (2) patterns over the hydrothermal areas. The same reasoning applies to the type (2) zones observed over the Ipikel beach hydrothermal area (see Fig. 4a), and in places on the Yasur cone area (Fig. 4b) where surface hydrothermal activity is observed (Peltier et al., 2012).

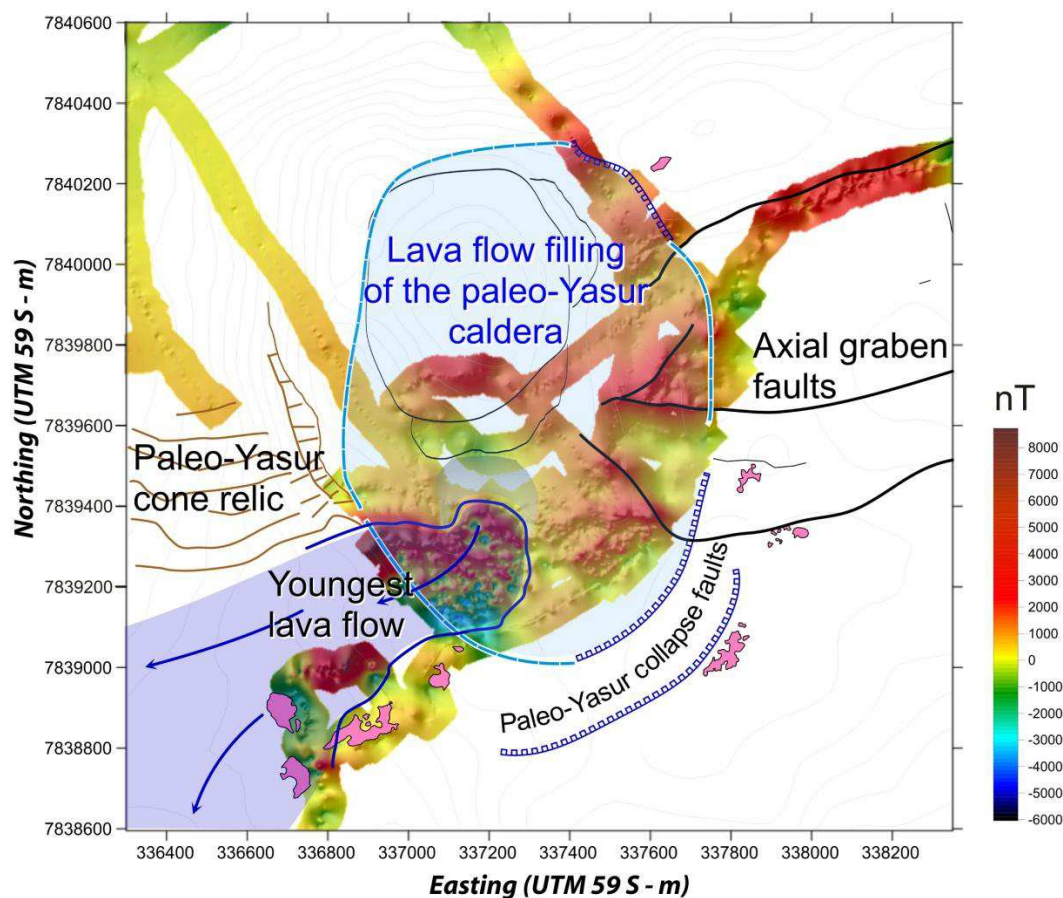


Figure 5: Ground magnetic anomaly in the Yasur zone. The inferred lava flow filling of the paleo-Yasur caldera is shown in light blue and the recent lava flow in darker blue. UTM (m) WGS84 coordinates.

Other areas where the type (2) magnetic pattern is observed are the caldera moat, apart from on the lava flow fields, and the exterior of the caldera to the south-west. In these zones, no hydrothermal alteration is required to explain the magnetic pattern if the underlying rocks are predominantly pyroclastites. A remarkable illustration is the hummocky deposits of the

1975 Yasur cone landslide (Fig. 4b). Here about ten meters of rocks from the cone (pyroclastites) rest on the postulated lava flow field, and this is enough to interrupt the type (1) pattern locally. Finally, two type (3) (i.e. intermediate pattern) zones are observed. The first one is located beyond the caldera, to the south-east. The magnetic pattern suggests the presence of both pyroclastites and lava flows in this area. The second one is the flanks and foot of the Yasur cone on the resurgent dome (Fig. 5). This area is complex and requires a more detailed analysis that is made possible by the good magnetic coverage of the southern and eastern parts of this area. The presence of lava flows, pyroclastites and hydrothermal areas results in a composite magnetic pattern. An upward continuation of the survey to a constant elevation of 380 m (~maximum elevation in the area) provides a magnetic map free from the high frequency signal linked to surface heterogeneities (Fig. B.3 in Appendix B of the Supplementary Online Material). 2D models along two parallel profiles oriented SE-NW allow us to constrain the structure of the zone, the southern one being shown on figure B.3. The model clearly indicates that, below the present Yasur cone, highly magnetized layers are present (magnetization contrast: 5-15 A.m⁻¹). The most straightforward interpretation of this magnetized body would be an accumulation of lava flows. We note that this interpretation agrees well with that of the ERT and TDEM data described below (section 4.3.2). Within the framework of the geological observations that suggest the existence of a more or less circular collapse of the area underlying the present cone (Carney and Macfarlane, 1979; Nairn et al., 1988; Brothelande et al., this issue a), we infer that the highly magnetized body may correspond to the infilling of this depression by effusive activity (Fig. 5), although the magnetic coverage does not extend far enough to the east and south of the area to establish this interpretation unambiguously. On figure 5, we also note two types of features. Firstly, the positive anomaly related to the inferred lava flow infilling of the collapse is clearly perturbed by the faults in the extension of the Yenkahe axial graben to the east. Vertical displacements along these faults and associated hydrothermal circulation (Peltier et al., 2012) postdate the infilling of the collapse. Secondly, a distinctive high frequency pattern is observed for the zone to the south of the cone, above what seems to be the youngest lava flow of the area (Brothelande et al., this issue a). The shape of the magnetic pattern suggests that the lava flow was emitted from a vent located on the south flank of the present cone, where a partially buried notch is clearly observed in the topography. This strongly suggests that the lava flow emission postdates the beginning of the construction of the present Yasur cone, thus indicating the relative recentness of the lava flow (possibly from 1878 according to Aubert de

la Rüe, 1960). To the west, the lava flow moved into the southern lava flow field described above.

4.2.2. Deeper magnetic sources

The survey is not tailored to study the deep structure of the area, because long wavelength anomalies expected for deeper magnetic contrasts are not well constrained by the limited coverage of magnetic data. However, in two areas, the magnetic survey provides information about non-outcropping rocks.

To the southeast of the eastern part of the resurgent dome, near the caldera boundary, a clear positive medium-wavelength magnetic anomaly is observed. It is located at a distance of 6 km on the profile shown in figure 4a. A map, using the few profiles available in this area, is shown in figure B.4a in Appendix B of the Supplementary Online Material. It is a well defined anomaly elongated along the caldera boundary. A simple 2D model (Fig. B.4b in Appendix B of the Supplementary Online Material) along the profile of Port Resolution shore indicates that the top of the body is close to the surface (tens of meters). The dimension of the source body can be estimated to about 400 m in width and 1 km in length. The magnetization contrast cannot be established, because the depth of the bottom is not constrained, but it appears to be significantly high (15 A.m^{-1} for the model shown on Fig. B.5 in Appendix B, Supplementary Material). The geological interpretation of this magnetic body is speculative. It is difficult to consider it is associated with a large intrusion, owing to its shallow roof. Its confinement by the caldera rim suggests an accumulation of effusive products, possibly from the old Ombus cone.

A reduced to the pole (RTP) map was calculated after the whole data was upwardly continued to an elevation of 380 m (Fig. B.5 in Appendix B of the Supplementary Online Material). Negative anomalies on RTP maps indicate the presence of rocks with a reverse magnetization. It therefore appears that the northern part of the caldera is underlain by formations predating the Brunhes-Matuyama reversal (0.78 Ma). This is fully compatible with the known ages of old formations on Tanna Island (Carney and Macfarlane, 1979).

4.3. Resistivity structure (ERT, TDEM)

Resistivity distribution in the Siwi caldera has been investigated in specific areas using electrical resistivity tomography (ERT; Fig. 2c) and time domain electro-magnetics (TDEM, Fig. 2d). Cross-sections, resulting from 2D inversion in ERT (Appendix D, Supplementary

Online Material) and from interpolation between 1D soundings in TDEM (Appendix E, Supplementary Online Material), exhibit a large range of resistivity values from highly conductive (a few ohm.m) to resistive terrains (a few thousand ohm.m). In this volcanic context, low resistivity values can be associated with one or more of the following parameters (e.g. Kauahikaua, 1993; Lénat, 1995): hydrated minerals such as clay minerals and zeolites created by hydrothermal alteration, water contaminated by the ionic content of hydrothermal fluids, elevated temperature, sea water, and magma. Conversely, high resistivity values are usually associated with dry or water-unsaturated rocks, poorly permeable rocks or vapor-dominated zones.

4.3.1. The Siwi caldera

ERT profile A (Figs. 2c, 6) runs from the outside of the Siwi caldera, to the NW, to the southern foot of Yasur, to the SE. Two major conductive zones can be distinguished at depth, C_1 and C_2 on figure 6, with typical values of a few tens of ohm.m. They encompass the rim of the Siwi caldera and the border of the Yenkahe resurgent dome, respectively. One can therefore suspect a causative relationship between these faults and hydrothermal circulation which would explain such low resistivities. In the whole “Ash Plain” area (Figs. 1, 6), to the NW of the Yasur cone, the profile shows a resistant superficial layer characterized by resistivity values ranging from ~500 ohm.m to several thousands of ohm.m, and a thickness varying from a few tens of meters to a hundred meters locally. This part of the profile coincides with the location where most ashes emitted during explosions accumulate because of dominant winds. This permeable and dry ash layer, outcropping in the Siwi river bed (Nairn et al., 1988; Firth et al., 2014), probably constitutes most of the shallow resistant layer of the ERT profile. This is also consistent with the smooth variations of the magnetic profile in this area (Fig. 6).

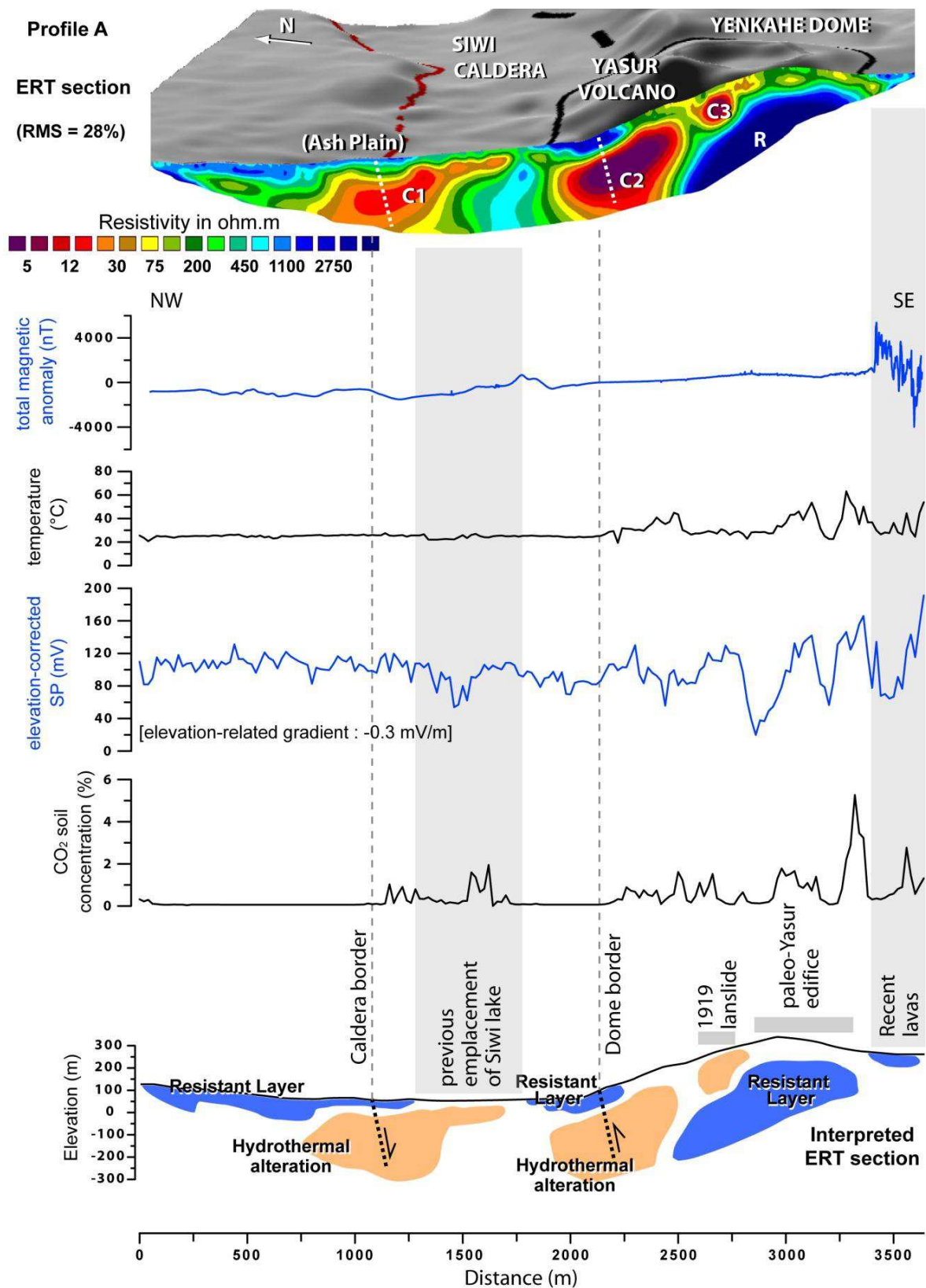


Figure 6: ERT profile A (see Fig. 2c for location). Co-located magnetic, ground temperature, SP and CO₂ profiles are shown below the resistivity model. A sketch of the main resistivity features is shown at the bottom. Dashed lines indicate the location of assumed major faults. ERT inversion RMS error = 28%.

The two major conductive zones C_1 and C_2 are not associated with any strong peaks in the self-potential (SP), thermal or CO_2 signals at the surface of the Ash Plain. This suggests poorly active hydrothermal circulation, or even fossil circulation, along the associated faults. However, Lardy and Tabbagh (1999) found abnormally high heat flux near the limit of the caldera in this area. As will be shown in section 4.4, SP anomalies actually exist on a larger scale. The south-eastern shallow lateral extension of C_1 within the caldera coincides with the former location of the Siwi lake (naturally drained in 2000), where Nairn et al. (1988) identified a hydrothermal signature in the chemistry of the lake water. This is the only locality on the plain where a CO_2 signal is observed.

In TDEM, only profile T1 allows the study of the caldera and its border (Fig. 7; Fig. E.2 in Appendix E of the Supplementary Online Material). Its northern part indicates that the floor is covered by about 50 m of resistive rocks (about 250 to 2000 ohm.m). This is consistent with the ERT pattern on profile A (Fig. 6) and the hypothesis of ash accumulation. This resistant superficial layer may also reflect the presence of massive lava flows evidenced by magnetic data to the very north of the Yasur cone (Fig. 4). Below 50 m, the resistivity decreases to ~60 ohm.m, then deeper, to ~25 ohm.m. At around 150 m in depth, a resistive terrain appears inside the caldera. From top to bottom, the transition from resistive to conductive rocks at a depth of about 50 m may be related to the presence of the water table near or slightly above sea level. The further decrease of resistivity below may be due to the presence of sea water, or hydrothermal contamination, or both.

With only two soundings outside of the caldera, this part is not well described. Surprisingly, the areas inside and outside the caldera are not contrasting in terms of resistivity. This, of course does not mean that a lithology contrast does not exist, but that it does not correspond to a significant resistivity change. The main difference seems to be the presence of deep (about -150 m in elevation) resistive terrains on the caldera side.

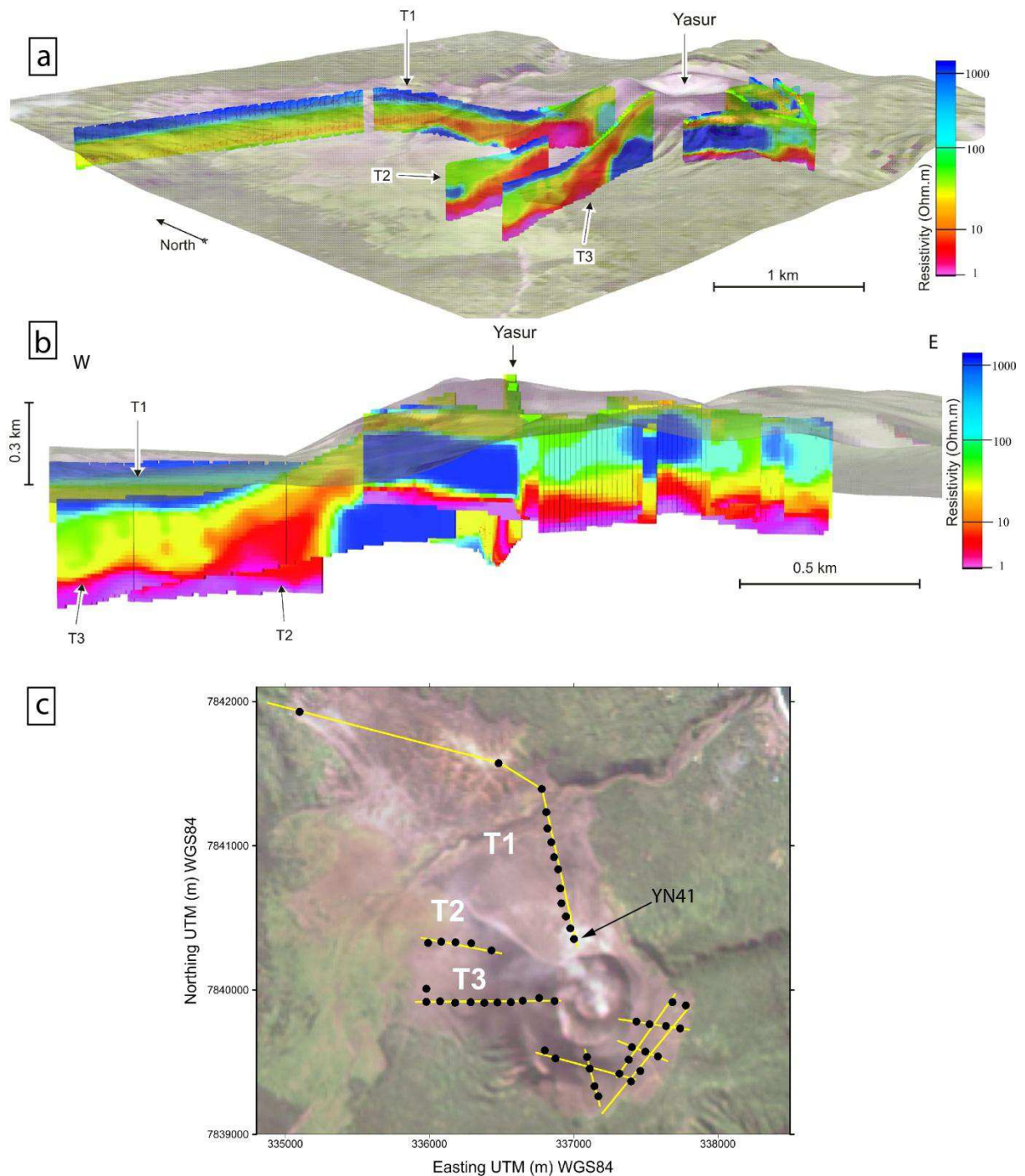


Figure 7: Views of TDEM sections projected below a 3D topography (satellite image wrapped on the SRTM DEM), (a) from the south-east of the volcano and (b) from the very south of the volcano. Locations of 1D soundings and profiles are shown in (c). UTM (m) WGS84 coordinates.

4.3.2. The Yasur cone

The upper part of the Yasur cone in ERT profile A is made of moderately conductive layers (Fig. 6 ; ~100-200 ohm.m) with patches of more conductive rocks (~10-75 ohm.m).

The natural sections of the cone inside the central crater show that it is mostly made of apparently dry, non welded layers of ash, cinders and blocks. A larger resistivity is usually expected for such formations in comparison to what is observed in ERT, and several factors could explain these moderate resistivities: moisture, presence of hydrothermal minerals ejected by explosions from a deeper hydrothermally altered zone, and contamination of the deposits by salt particles from the plume (e.g. Rosenberg, 1988; Witham et al., 2005). The conductive patches are probably associated with hydrothermal circulation, which is in agreement with the presence of thermal and CO₂ anomalies on the ash cone (Fig. 6). Additionally, under the western flank of the Yasur cone, ERT profile A shows a small and very conductive body C₃ (~10 ohm.m) which coincides with the source area of the 1919 sector collapse (Brothelande et al., this issue a). The presence of hydrothermally altered rocks here could be the cause of the landslide or, alternatively, the scar of the landslide could have favored the channeling of hydrothermal fluids.

Though it is not well constrained by the data (Fig. D.1 in Appendix D of the Supplementary Online Material), the Yasur cone certainly lies on top of a large resistive body located 100 to 200 m below the surface (labeled R in figure 6). As suggested by gravity and magnetic data (see sections 4.1, 4.2), at least part of this resistive body could correspond to the infilling by lava flows of the paleo-Yasur caldera (Brothelande et al., this issue a; Merle et al., 2013). Recent lava flows outcropping at the south-eastern end of the profile are marked by high resistivities and high-amplitude short-wavelength magnetic signals (“youngest lava flows” in Fig. 5).

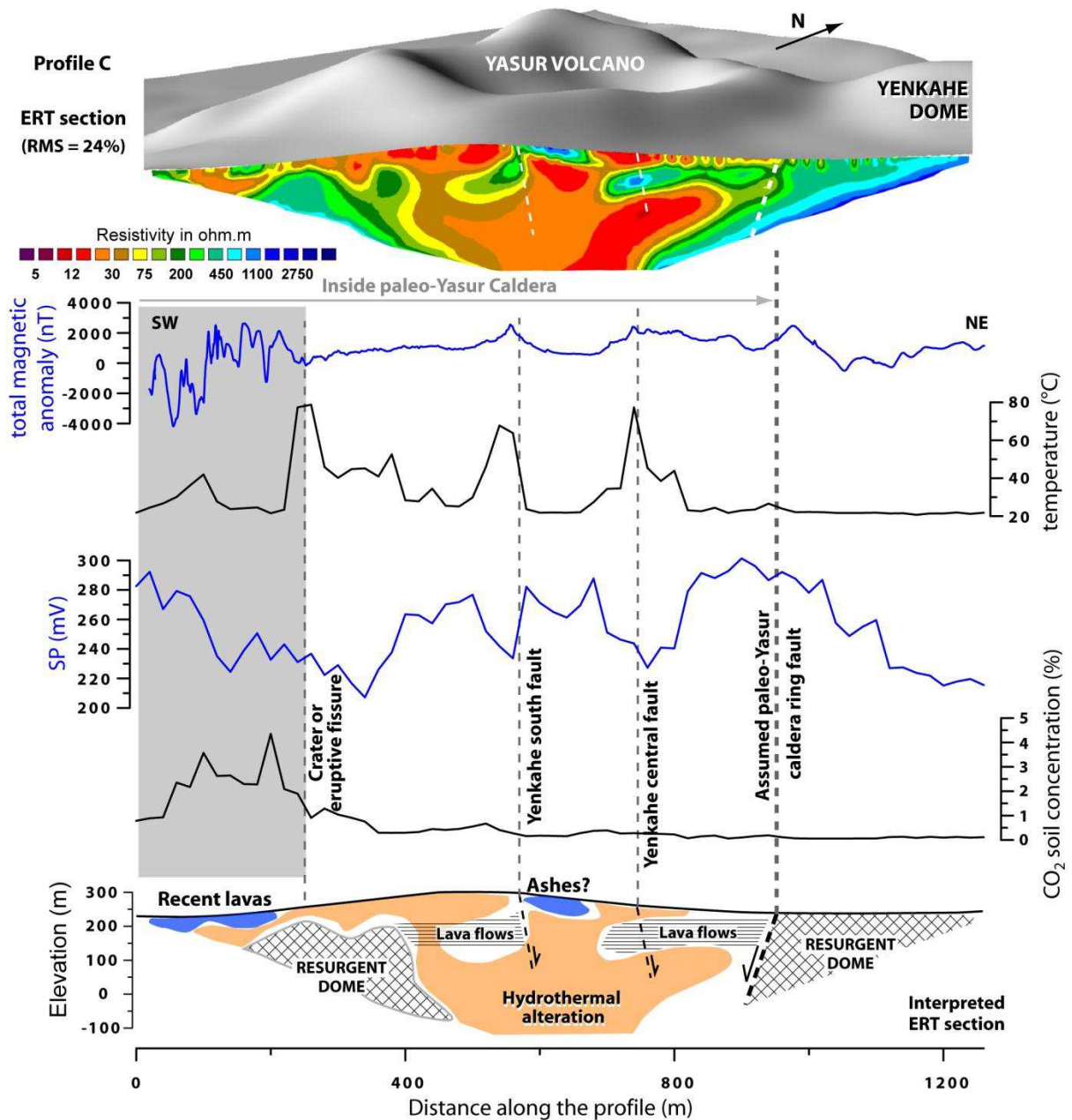


Figure 8: ERT profile C (see Fig. 2c for location). Co-located magnetic, ground temperature, SP and CO₂ profiles are shown below the resistivity model. A sketch of the main resistivity features is shown at the bottom. Dashed lines indicate the location of faults. ERT inversion RMS error = 24%.

ERT profile C cuts the south-eastern foot of the Yasur cone and the western part of the Yenkahe graben (Figs. 2c, 8). The central part of the profile is mostly occupied by conductive structures (~a few tens of ohm.m), probably reflecting the presence of hydrothermal fluids or a high concentration of hydrothermally altered rocks, with some more resistive patches (~a few hundred ohm.m). These patches form a more or less continuous horizontal layer about 70-100 m thick whose top is at a depth of about 50-100 m. A similar resistive horizon is found in the TDEM data (Fig. 7b; Fig E.2 in Appendix E of the Supplementary Online

Material). As indicated above, the convergence of resistivity, magnetic and gravity anomalies suggests that this resistive horizon corresponds to lava flows filling the paleo-Yasur caldera. The Yenkahe South fault and the Yenkahe central fault, in the extension of the Yenkahe graben system (Brothelande et al., this issue a; Merle et al., 2013), coincide with temperature and SP signal variations (Fig. 8 and Peltier et al., 2012), but only the Yenkahe South fault corresponds to an obvious lateral contrast of resistivity. The edges of ERT profile C are overall more resistive. To the north-east, the limit of these resistive terrains (a few hundred to a thousand ohm.m) coincides with the presumed location of the ring fault limiting the paleo-Yasur caldera (Brothelande et al., this issue a; Merle et al., 2013). To the south-west, resistive terrains could represent the limit of the paleo-Yasur caldera in this area or a terrace in the fault system of the caldera collapse (Fig. 8). Superficial layers inside the presumed paleo-Yasur caldera exhibit low resistivity values (a few tens of ohm.m) due to intense hydrothermal alteration, except a few patches probably related to ash accumulation and recent lavas (north-east of the Yenkahe South fault).

The Yasur cone and its surroundings are more densely covered by TDEM than ERT (Figs. 2c, 2d, 7c). Both methods agree on the upper part of the present cone being made up of moderately conductive layers (40-60 ohm.m, Fig. 7a). At about 50 to 150 m in depth, more resistive terrains appear, as suggested by ERT. However we observe differences between the northern and western slopes and the southern and south-western slopes. The northern and western slopes are sited on the inferred boundaries of the resurgent dome (Fig. 1). On the southern and eastern ends of TDEM profiles T1 and T3, respectively (Fig. 7; Fig. E.2 in Appendix E of the Supplementary Online Material), the cone lies on significantly more resistive terrains (100-1,000 ohm.m). Both profiles exhibit a sharp resistivity contrast towards the outside of the dome: a conspicuous, 250-300 m-wide protrusion of highly conductive rocks (< 10 ohm.m), culminating about 80 m from the surface, seem to correspond to the inferred boundary of the resurgent dome. Despite the distance between profiles, we can reasonably assume a lateral continuity of this pattern: indeed, the same resistivity contrast is observed between R and C2 on ERT profile A located in between (Fig. 6), and the continuity of the conductive body is confirmed on the eastern edge of TDEM profile T2. Such low conductivity values are probably related to a hydrothermally altered zone coinciding with the border fault of the resurgent dome.

Below the southern and south-western slopes of the cone, a marked resistive layer (100-10,000 ohm.m) is present from depths ranging between 50 m and 0 m (corresponding to a 210

- 260 m elevation, Fig. 7). It constitutes a fairly continuous and rather horizontal layer with a thickness of 100-150 m, overlying highly conductive terrains (< 10 ohm.m). Highly resistive values indicate the presence of dry, unaltered rocks. The shape and distribution of this unit suggest the infilling of the postulated paleo-Yasur caldera (Brothelande et al., this issue a; Merle et al., 2013) by a sequence of lava flows. In detail, the thick resistant layer is not perfectly homogeneous and it can be suspected that some of the faults with hydrothermal circulation that cross this unit (Peltier et al., 2012) contribute to lower the resistivity in some areas. The highly conductive terrains below suggest the presence of a strong pervasive hydrothermal alteration. This general pattern of resistivity is consistent with that observed on the ERT profile C (Fig. 8) and TDEM allows the observations to be extended over a larger area.

4.3.3. The resurgent dome

Apart from a few indications of hydrothermal alteration on its western border (sections 4.3.1 and 4.3.2; Figs. 6, 7), most information on the structure of the Yenkahe is inferred from ERT profile B that crosses the eastern part of the resurgent dome (Fig. 2c). This profile exhibits two distinct domains in terms of resistivity patterns (Fig. 9). In the north-western part of ERT profile B, shallow resistivity values reaching a few thousand ohm.m likely reflect the presence of massive, unaltered material. Widespread outcrops of massive lava flows observed in this area of the dome (Fig. 2e) and magnetic data (section 4.3.2; Fig. 4) confirm this hypothesis. Well-resolved surface resistant bodies are a few tens of meters to one hundred meters-thick. They are interrupted by deeper conductive bodies that locally reach the surface. These conductive bodies, with values of a few tens of ohm.m or less, are representative of a scattered hydrothermal system under the northern flank of the dome. The upward progression of hydrothermal fluids is probably facilitated by the fault network affecting the dome (Fig. 9). Upper hydrothermalized levels generally correlate to hydrothermal areas at the surface, where hot fluid circulation is shown by positive temperature and SP anomalies (see section 4.4). This is clearly the case for the IA-labeled zone, where the profile crosses one of the largest areas of hot highly-altered ground (see also Fig. B.2 of the Supplementary Online Material). At depth, rocks affected by hydrothermal alteration form a quasi-continuous conductive layer with a mean thickness of about 100-150 m, between the surface lava flows and a possible, although poorly defined (Fig. D.1 in Appendix D of the Supplementary Online Material), unaltered substratum.

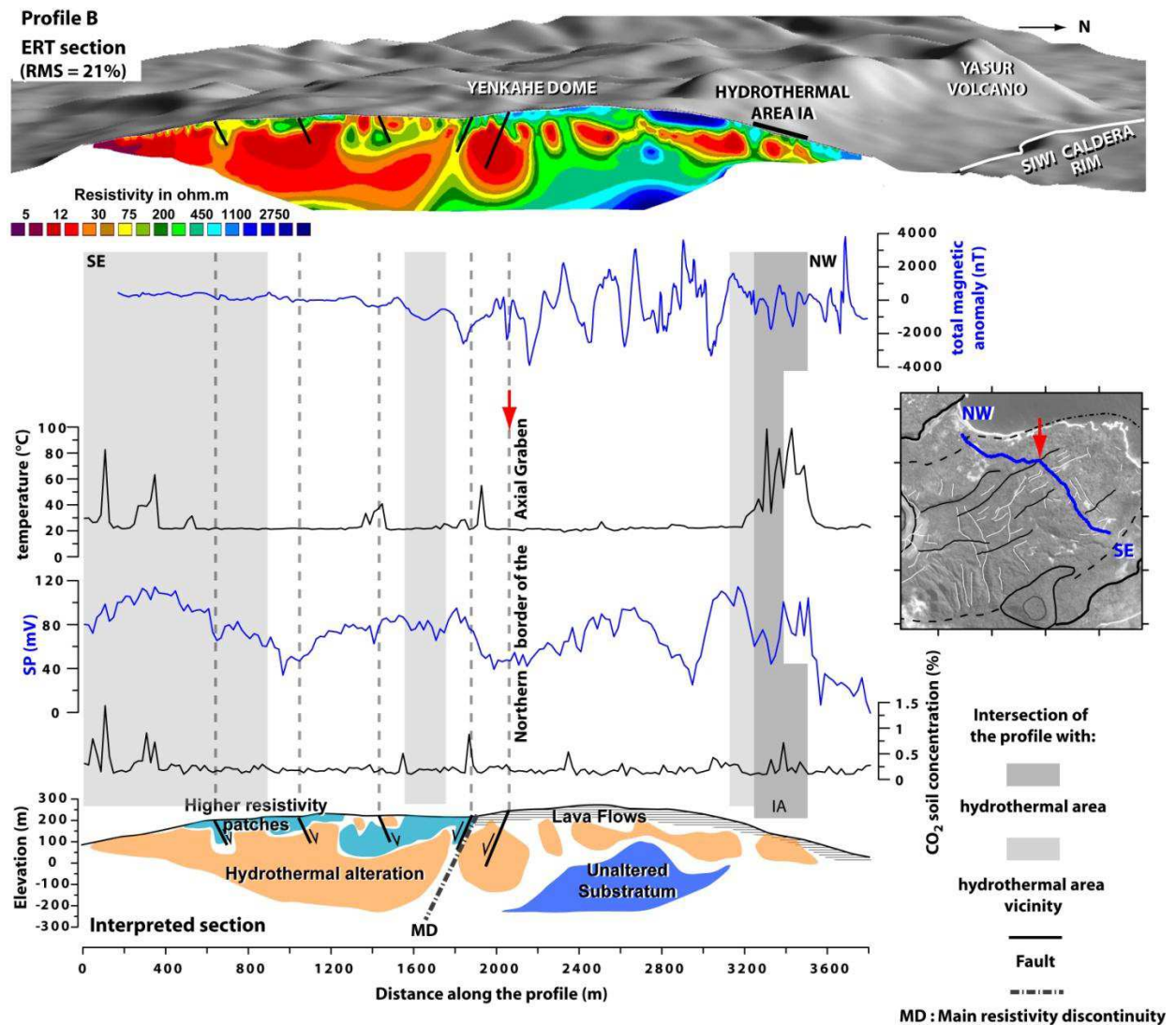


Figure 9: ERT profile B (see Fig. 2c for location). Co-located magnetic, ground temperature, SP and CO₂ profiles are shown below the resistivity model. A sketch of the main resistivity features is shown at the bottom. Major faults intersecting the profile (from Brothelande et al., this issue a) are indicated in black on the top and bottom cross-sections. Inset: location of the profile on the structural map (see Fig. 1). The northern edge of the axial graben is indicated by a red arrow. ERT inversion RMS error = 21%.

The south-eastern part of the dome, on the contrary, is largely dominated by very low resistivities (~10 ohm.m) reflecting the extensive hydrothermalization of this domain (Fig. 9). The hydrothermal system is deeply rooted, and also reaches shallow levels. The southernmost part of the profile exhibits very low resistivity values at the surface that can be related to the high density of hydrothermally altered areas along the structural border of the dome (see section 4.4.1). Southernmost hydrothermal areas are related to thermal and CO₂ anomalies suggesting that the southern border of the dome may play a significant role in driving hydrothermal and magmatic fluids towards the surface. The northern limit of this extensive

hydrothermal system, which separates the two resistivity domains, is indicated as the major discontinuity MD on figure 9. MD coincides both with a change in surface lithologies (from lava to the north to volcanic tuff and marine sediments to the south) and with longitudinal normal faults on the northern edge of the axial graben. These faults are related to temperature and CO₂ anomalies: they channel the hydrothermal and magmatic fluid circulations and are probably deeply rooted into the dome. They may play an important role in limiting the lateral extension of the hydrothermal system.

4.4. Fluid circulation (SP, Temperature, CO₂ degassing)

The structural characterization of the Siwi-Yenkahe-Yasur system by geophysical methods was completed by techniques investigating the system dynamics in terms of hydrothermal activity (SP, temperature; Figs. 2c, 2d), and to a lesser extent, magmatic fluid circulation (CO₂ soil gas measurements).

4.4.1. Hydrothermal circulations in the Siwi caldera

Self-potential measurements were performed as a reconnaissance survey across the caldera with an electrode spacing of 50 m in 2004, along ERT profiles with a 20-m spacing, and in the Yasur area with a 10-m spacing in 2008 (Figs. 2c, 2d). While the potential of the sea is taken as the reference (0 mV), we note that a large part of the SP map exhibits positive values. In a purely hydrogeological context, one would expect to observe the usual inverse and linear relationship between SP and elevation. Inside the Siwi caldera, negative SP values are observed only to the west and around the Ombus and Yasur cones (Fig. 10).

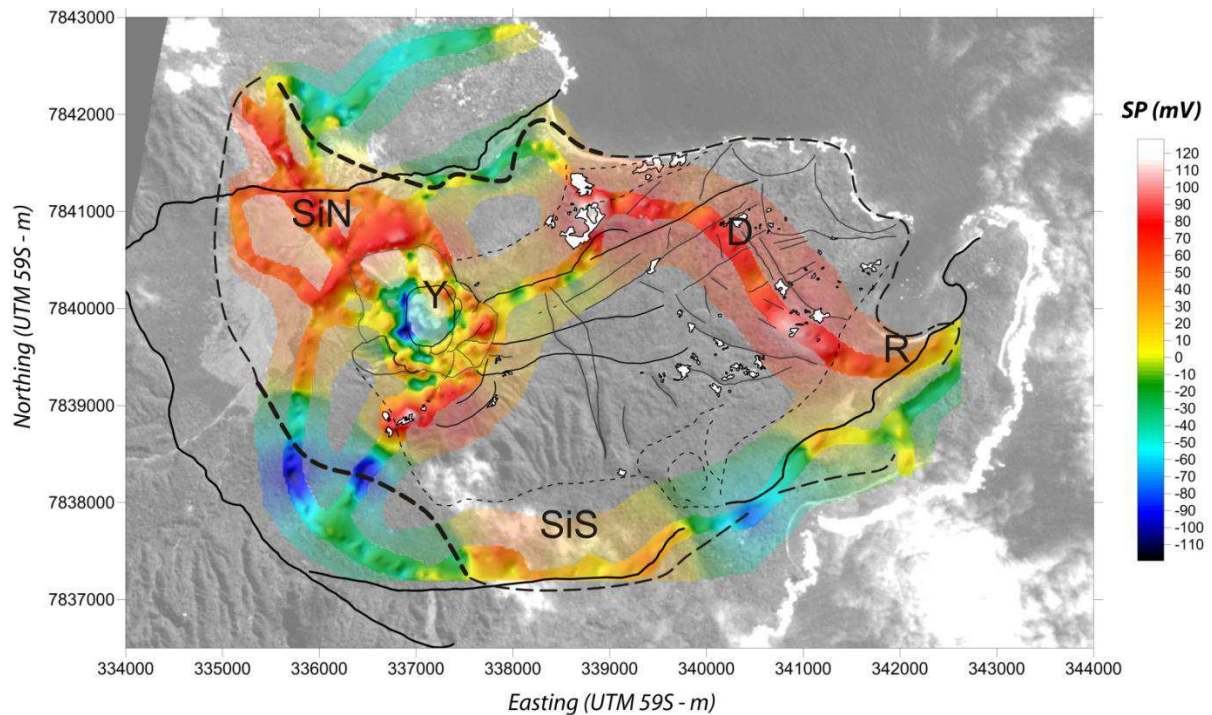


Figure 10: SP map of the Siwi-Yenkahe-Yasur system. The potential of the sea is taken as reference (0 mV). The dashed line contours the presumed extent of the hydrothermal system. SiN, SiS, Y, D and R are major positive SP anomalies. UTM (m) WGS84 coordinates.

Figure C.1 in Appendix C of the Supplementary Online Material shows the SP/elevation diagram of a SW-NE profile crossing the resurgent dome. In the SW part of the profile, a clear inverse and linear relationship between SP and elevation is observed up to the foot of the resurgent dome. The dome is characterized by an overall SP anomaly. Positive anomalies also exist outside the dome area such as SiS, SiN and R on figure 10. This suggests that in almost the entire caldera, an SP hydrothermal signal dominates over the hydrogeological one. The hydrothermal system is not restricted to the resurgent dome (with, in particular, the Y and D zones; Fig. 10), but it also expands to the NNW of Yasur (SiN), to the south (SiS) and to Port Resolution Bay (R). In the SiN zone, SP suggests that the hydrothermal system even extends beyond the caldera. The high heat flux (0.7 to $1.5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) measured in this area by Lardy and Tabbagh (1999) supports this interpretation. In the R area, the presence of fumaroles and hot springs (Fig. 11; Carney and Macfarlane, 1979; Gauthier et al., 2001; Nairn et al., 1988) also indicates hydrothermal activity.

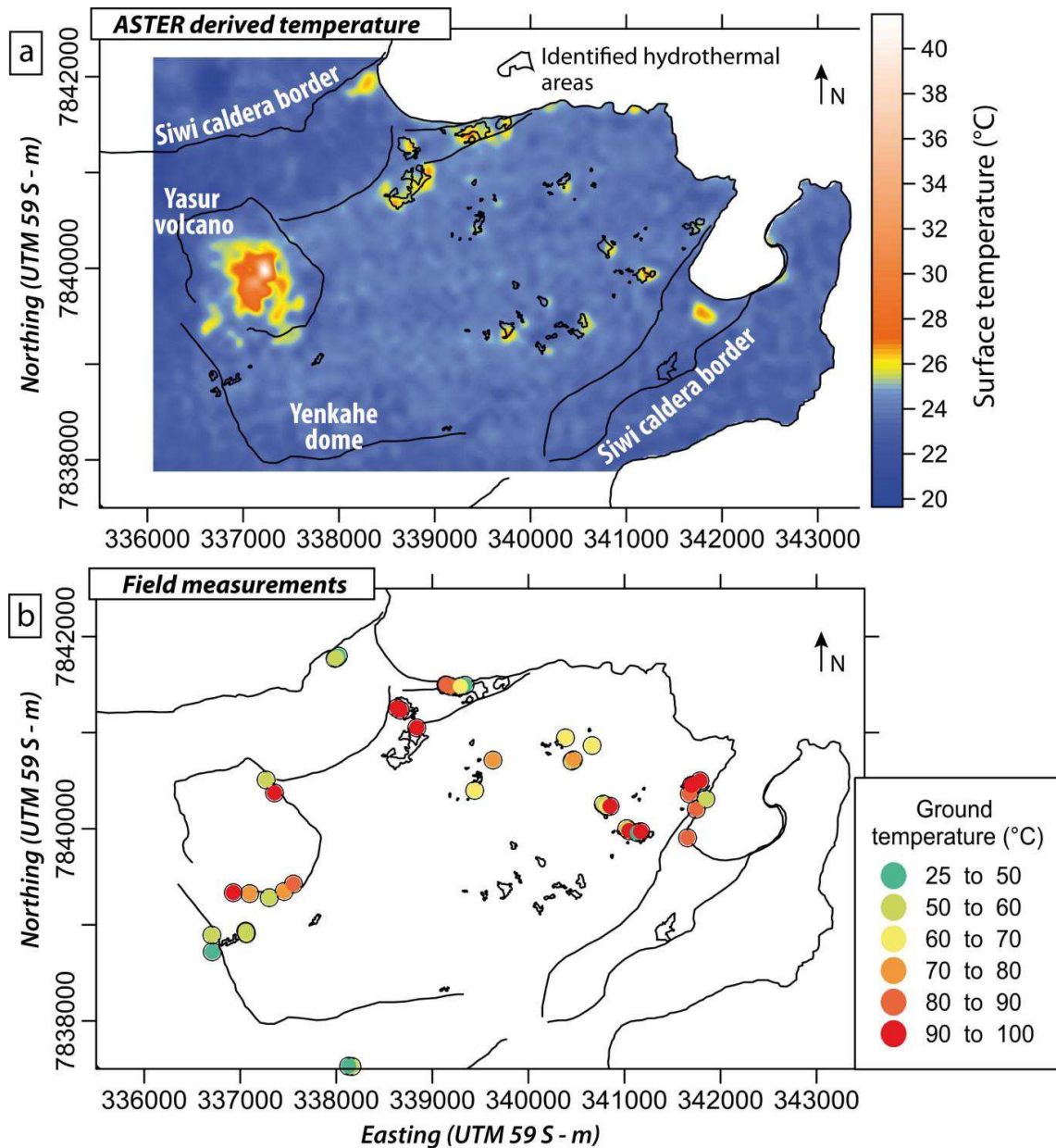


Figure 11: Temperature anomalies in the Siwi caldera. (a) Temperature map of the Yenkahe dome calculated from TIR Aster data (October 2005) after atmospheric, emissivity and temperature to elevation gradient corrections (90-m resolution). Temperature anomalies are highlighted by yellow to red colors (>25°C). Faults observed on the Yenkahe dome are indicated in white. (b) Direct infrared thermometer measurements carried out in the field in June 2012. Anomalous temperatures are > 25°C. UTM (m) WGS84 coordinates.

Temperature measurements are complementary to SP data as they are directly related to the presence of a shallow hydrothermal system. A global temperature coverage of the dome was obtained from Aster thermal infrared data acquired in 2005 (October 31), completed by ground infrared (IR) thermometer measurements (see Appendix F of the Supplementary Online Material). On figure 11, temperature anomalies observed in the Yasur area are mainly

related to the volcanic plume that lies over the edifice due to its very frequent explosions. However, some of the low magnitude anomalies (25-27°C) at the foot of the Yasur cone can be attributed to well-identified fumarolic areas where ground IR thermometer measurements show abnormal temperatures (Fig. 11b). Outside of the Yasur area, most temperature anomalies have been observed in the field. Two anomalies have been found along the inner side of the caldera rim, close to the sea shore, due to the resurgence of hot water in the Siwi river (corresponding to the Ipiel Beach thermal area on figure 4) and in a small lake bordering Port Resolution bay. The ascension of hydrothermal fluids may be favoured by the caldera ring fault. On the Yenkahe dome, temperature anomalies are always associated with hydrothermal areas characterized by the absence of vegetation (Brothelande et al., this issue a) and the presence of highly altered material. They are mainly located along its eastern border, and on its eastern part that appears to be much more active than the western one. The location of hydrothermal areas seems to be partly determined by the presence of faults, indicating a structural control of the hydrothermal circulation. The pixel size of Aster images (90 m) is generally much larger than the size of surface anomalies, but the estimation of the amplitude of thermal local anomalies was inferred from in situ IR thermometer data. Most ground anomalies range from 60 to 100 °C (Fig. 11b).

Indications about CO₂ degassing within the caldera are very sparse; we performed 20 m-spaced measurements along ERT profiles. CO₂ concentrations are always very low (maximum 9%) indicating a generally low gas permeability in the area. Such an observation favours the hypothesis of the system self-sealing through hydrothermal alteration. Significant CO₂ emanations (where concentrations >1%, reflecting magma degassing) are found at the site of the former Siwi Lake (Fig. 6), on the south-western part of the Yasur cone (Figs. 6, 8), on the periphery of the eastern Yenkahe dome and along a few faults of the axial graben (Fig. 9). Active dome borders and graben faults probably maintain a relatively high local permeability to magmatic gases.

4.4.2. Fluid circulation in the Yasur area

Concentric and radial SP profiles were performed on the Yasur cone with a 10-m spacing, together with CO₂ soil degassing measurements (Fig. 2d). These profiles and complementary measurements carried out along ERT profiles A and C (20-m spacing) offer a good coverage of the volcano (Figs. 12, 13). The cone corresponds overall to a negative SP anomaly (with

respect to the 0 mV sea reference) onto which short wavelength anomalies are superimposed (Fig. 10).

The negative signature indicates that fluid circulation is dominated by hydrogeological processes (downward flow of meteoric water). This is what would be expected for a cone constructed by permeable rocks (non welded layers of ash, cinders and blocks). The SP/elevation gradient can be estimated at ~ 0.3 mV/m (inset on figure 12). However, the south-eastern portion of the cone is dominated by positive SP values, indicating the preponderance of ascending hydrothermal flows in this area (Fig. 12). Positive anomalies are notably associated with ring faults of the paleo-Yasur caldera, with linear faults extending the graben system inside this caldera, and with the upper part of the cone (edges of craters and paleocraters). Most of these tectonic features are also associated with strong thermal anomalies as shown in Peltier et al., 2012, constituting permeable zones directing the upward flow of hydrothermal fluids through the edifice. This hydrothermal system, mostly confined to the paleo-Yasur caldera, as shown in section 4.3.2, is eminently active.

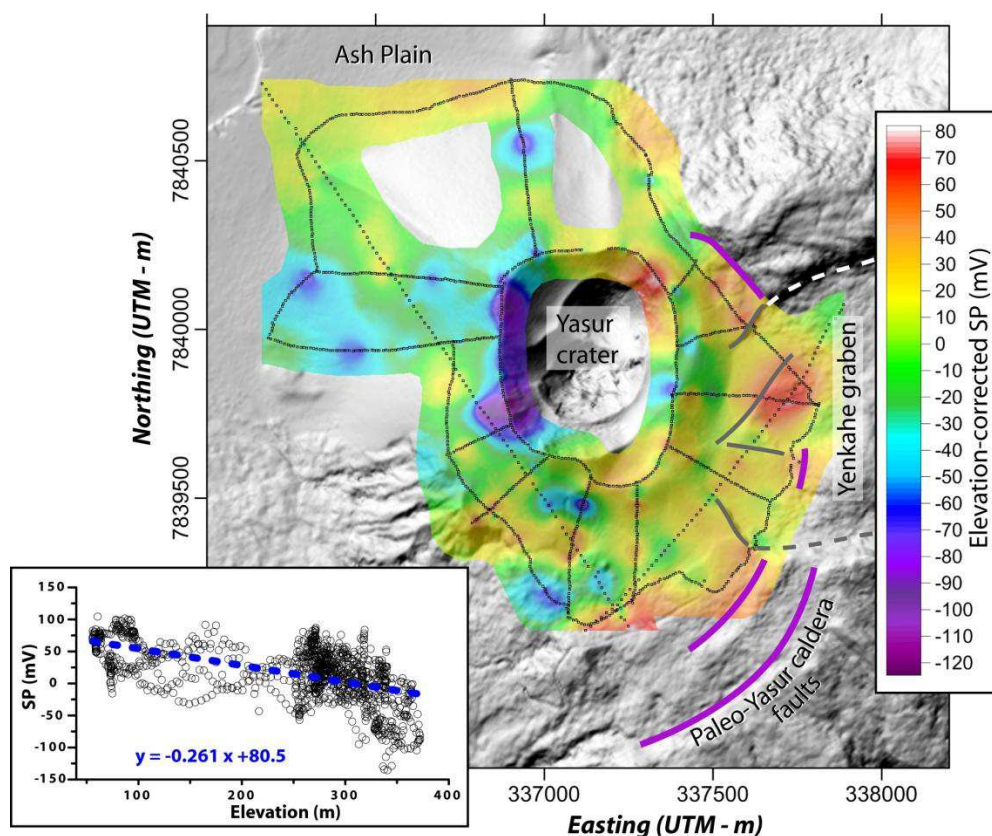


Figure 12: Detailed SP map of the Yasur cone. An SP/elevation gradient of 0.3 mV/m (observed in the bottom inset) has been subtracted in order to enhance the hydrothermal SP signal. Ring faults of the Paleo-Yasur caldera are marked in purple, and linear normal faults inside the small caldera in gray. UTM (m) WGS84 coordinates.

The distribution of CO₂ soil gas measurement anomalies on the unvegetated Yasur cone, from 1% up to more than 9%, indicates that magmatic gas emanations predominate on the western side and do not follow preferential hydrothermal pathways (Fig. 13). Conversely, the opposite pattern observed on the eastern part of the Yasur area may be interpreted in terms of self-sealing of the hydrothermal system: the production of clays by high-level hydrothermal alteration has probably rendered the system impermeable to gas circulation despite the presence of faults.

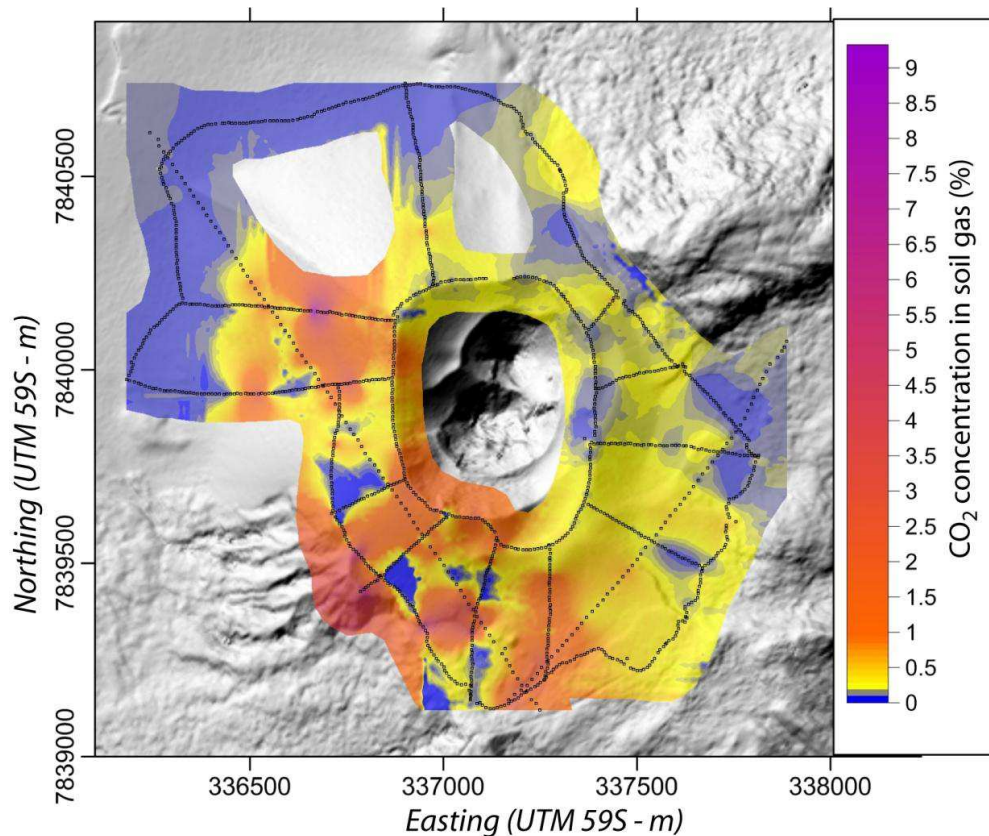


Figure 13: CO₂ gas concentration measurements on the Yasur cone (%). Measurement locations, every 10 or 20 m, are indicated in black. Color scale reflects populations inferred from a statistical analysis (see Appendix F of Supplementary Online Material): blue and yellow represent measurements of around 640 ppm (atmospheric and biological CO₂) and 0.2% (pervasive presence of magmatic CO₂ in the hydrothermal system), respectively. CO₂ concentrations from 1 to 9 % (orange to purple) can be considered as anomalies reflecting magmatic degassing. UTM (m) WGS84 coordinates.

4.5. Synthetic combined interpretation

Although our geophysical coverage is heterogeneous, it allows us to define major features of the internal structure and hydrothermal system of the Siwi-Yenkahe-Yasur system. We

examine the western and eastern parts of the Yenkahe dome separately (Fig. 14), as significant differences exist between them.

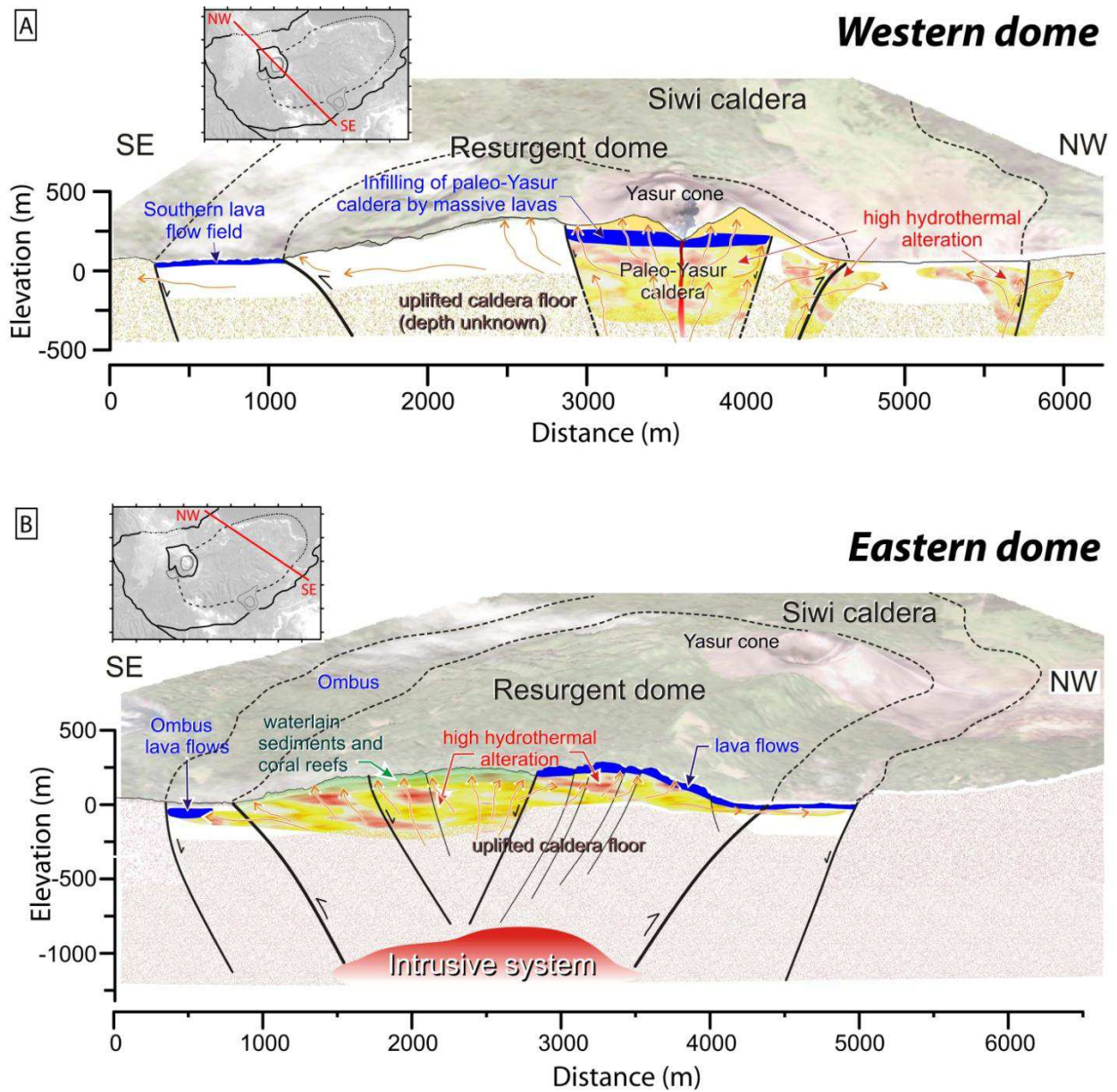


Figure 14: Schematic cross-sections cutting the western (a) and eastern (b) parts of the Yenkahe dome illustrating the different structures evidenced by geophysical data.

The section on figure 14a runs SE-NW, crossing the western dome and the Yasur cone. As suggested by Carney and Macfarlane (1979), gravity, magnetic and resistivity data indicate the presence of a small caldera beneath the present-day Yasur cone (paleo-Yasur Caldera). The filling of this trough by lava flows is demonstrated by the presence of rocks with higher resistivity, magnetization and density than the surrounding ones (Figs. 3a, 4b, 7). High

conductivity values beneath the lava flow filling can be attributed to the intense hydrothermal alteration of rocks and to the presence of hot geothermal fluids. The geothermal system seems to be channeled within the Paleo-Yasur caldera, probably because of the joint effect of more permeable rocks (fractured during the collapse) and the vicinity of the magmatic conduit of the Yasur. Hydrothermal fluids reach the surface through faults related to the resurgent dome and paleocraters, as has been shown by the high resolution soil temperature map of Peltier et al. (2012). No geophysical information is available for the resurgent dome south-east of Yasur. Between the foot of the resurgent dome and the Siwi caldera ring fault, the schematic profile of figure 14a crosses the southern lava flow field, well mapped on the magnetic survey. These lava flows may be observed in outcrops along the road. High SP values indicate hydrothermal circulation in this lava field (SiS, Fig. 10). The area to the NW of Yasur is well covered by geophysical data (Fig. 2). The limit of the Siwi caldera is well defined both topographically and on the gravity map (Fig. 3a). Conversely, it is not clear in the resistivity, SP and magnetic signals (Figs. 4b, 6, 10). The amplitude of the collapse is therefore difficult to establish. In gravity models, it strongly depends upon the density contrast assumed between the basement and the infilling of the caldera. Because this value is not known, the total collapse height remains unresolved. The caldera ring fault and the external faults of the resurgent dome (their existence is inferred from resurgence models; Acocella et al., 2001; Brothelande and Merle, 2015) are associated with large conductive bodies (Fig. 6). Owing to the low resistivity of the latter, they can be unambiguously identified with hydrothermally altered rocks and/or the presence of hydrothermal fluids. The hydrothermal activity in this area is also strongly supported by the clear positive SP signal (Fig. 10).

The profile on figure 14b runs SE-NW across the eastern part of the resurgent dome. At the surface, a clear lithological contrast exists between the lava flows to the NW and the sedimentary formations to the SE. Beyond the dome, close to the Siwi limit, a magnetic body is inferred to be lava flows emitted by the Ombus volcano. The interior of the resurgent dome in this area is dominated by the widespread presence of low resistivity rocks. They correspond to highly altered rocks that can be observed at the surface at numerous active hydrothermal areas associated with thermal anomalies. The active state of the hydrothermal system is also attested by the huge wavelength positive SP anomaly located on the Yenkahe dome (see “D” on Fig. 10). The alteration ranges from moderate to total transformation to colourful clays. Whereas the highly altered zone extends at least down to the base of the resurgent dome in its south-eastern half, it forms a thinner layer beneath the lava flows in the north-eastern half.

This huge difference in alteration between the two zones, observed from the surface up to ~400m depth (maximum penetration depth for the ERT profile), is not well explained as the contrast coincides with both superficial lithology changes and the presence of faults constituting the northern edge of the axial graben. This contrast shows that the SE part of the resurgent dome is far more prone to gravitational instability owing to the much more altered state of the rocks. As shown by the thermal map (Fig. 12a) and the structural map of Brothelande et al. (this issue a), it is obvious that the eastern part of the resurgent dome is the most active in terms of tectonic and hydrothermal activities. This implies that the source of deformation, heat and fluids is also dynamic in this area. Gravity models cannot resolve the presence and location of the intrusive system assumed to be the cause of the resurgence. However, Brothelande and Merle (2015) and Brothelande et al. (submitted b) estimate the depth of the top of the intrusive system to be 1-2 km, on the basis of analogue and numerical simulations.

5. Discussion

Yenkahe is probably one of the most rapidly deforming resurgent domes on Earth. Chen et al. (1995) calculated a mean uplift rate of about 15 cm/year during the last millennium. Although the uplift may have a more or less continuous component, discrete events seem to account for most of the uplift (e.g. ~10 m coseismic uplift in 1878; Chen et al., 1995). Unlike most active volcanic resurgences (e.g. Long Valley, Phlegrean Fields, Ischia, Iwo-Jima, Rabaul, Yellowstone), no dense deformation and seismicity networks exist to monitor the Siwi-Yenkahe-Yasur complex. Therefore the mechanism and dynamics of the volcanic and volcano-tectonic activities can only be assessed using the available geological and geophysical information collected during surveys. Using previously published work and our new geophysical data, we can attempt to reconstruct the development and evolution of the system. Figure 15 summarizes the inferred evolution of the area in 4 stages.

The age of the Siwi caldera is not known, but most authors suggest a relatively young age (less than 20,000 years for Nairn et al., 1988). As suggested for other calderas (e.g. Kennedy et al., 2012; Phillips et al., 2007; Sacchi et al., 2014), resurgence probably began soon after caldera collapse, due to the intrusion of magma underneath (dome and graben models support a fairly elongated structure from the beginning of resurgence; Brothelande and Merle, 2015).

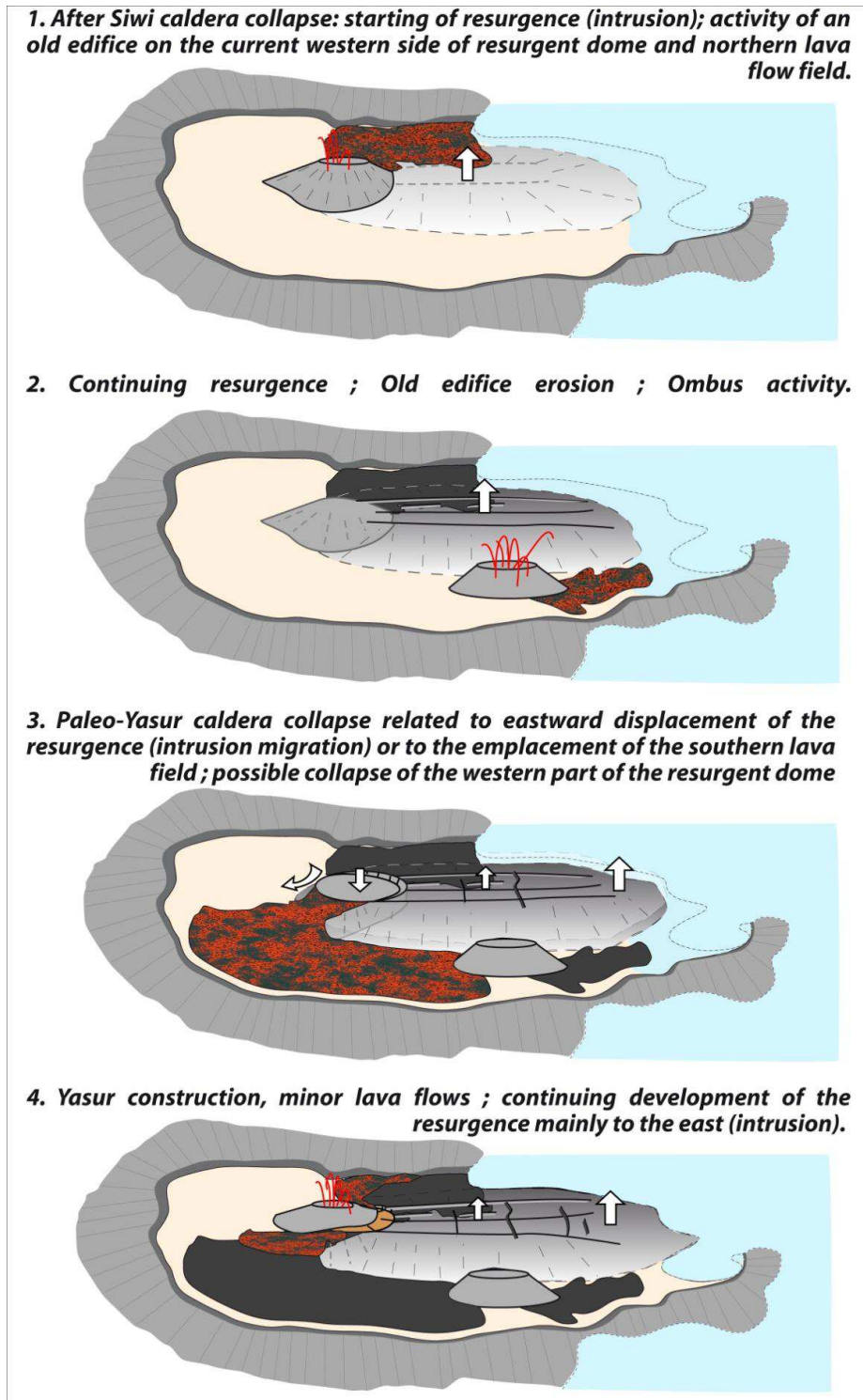


Figure 15: Possible scenario for the post-collapse evolution of the Siwi caldera, inferred from available data.

The northern lava field, probably uplifted on the northern flank of Yenkahe by the resurgence and affected by graben faulting, can be regarded as pre-dating most of the doming process. These lavas may have originated from an old edifice (proto-Yasur or paleo-Yasur ?) to which eroded terrains on the south-western flank of the dome may belong (Brothelande et

al., this issue a). Stage 1 in figure 15 shows what could have been the first activities after caldera collapse: the start of resurgence, the eruptive activity of an old edifice, and the emplacement of the northern lava field. The relative chronology of these events cannot be resolved. Stage 2 represents further development of the resurgent dome, the formation of the Ombus edifice on its southern edge (not well-constrained in time) and the emplacement of lava flows, probably from the Ombus towards the sea, between the caldera rim and the dome border. Stage 3 marks major events in the evolution of the Yenkahe dome. The collapse of the paleo-Yasur caldera may have been caused by a lateral intrusion or by major effusive activity. If the recent uplift of the eastern part of the dome has been caused by a lateral northeastward-directed magma intrusion, as suggested by the dome fault pattern (Merle et al., 2013), this magma displacement would have drained a reservoir beneath the paleo-Yasur, leading to the collapse. On the other hand, the emplacement of the large southern lava flow field over a short period of time could also have drained a magma reservoir. With a surface area of about $6 \times 10^6 \text{ m}^2$, this lava flow field represents a volume of $60 \times 10^6 \text{ m}^3$, given a mean thickness of 10 m. In addition, the interruption of the curved caldera faults at the W-SW border of the resurgent dome (Brothelande et al., this issue a) suggests that the border of the dome here may have partially collapsed during or after the caldera formation. Lastly, stage 4 represents the recent activity, with the construction of the Yasur cone (probably 800 to 1,400 yrs-old; Firth et al., 2014) in the paleo-Yasur caldera partly filled with lavas, its effusive activity contributing to the southern lava flow field (and possibly to the northern one), and the continuing resurgence of the Yenkahe dome. As suggested earlier, resurgence seems much more dynamic on the eastern side of the dome. However, minor faults (a few meters high) affecting the paleo-Yasur caldera infill supports recent reactivation of the dome graben faults (Peltier et al., 2012). There was probably minor but persistent tectonic activity in the western dome in recent times.

This synthesis presents a possible scenario for the post-collapse history of the Siwi caldera, based on available data. Although its major weakness is the lack of absolute timing constraints for some of the inferred events, it may be regarded as a basis for further investigations. A major point is the inferred eastward migration and development of the resurgence, as suggested by Merle et al. (2013). Coexistence of this eastwardly migrating activity with the long-term steady activity of the Yasur volcano to the west (Nairn et al., 1988; Metrich et al., 2011; Firth et al., 2014), raises questions about the plumbing system associated

with the Yenkahe and Yasur edifices, some of which are explored by Brothelande et al. (submitted b).

Besides volcanism and tectonic resurgence, hydrothermal activity appears to be an important component of post-collapse unrest in the Siwi caldera. The extent of the hydrothermal system is relatively hard to define. Self-potential data supports the idea of a pervasive active system in most parts of the caldera, and even beyond its limits, arguing for the presence of relatively large heat sources at depth or centrifuge circulation from the resurgent dome. Lardy and Tabbagh (1999) measured heat fluxes 3 to 6 times greater than normal at two kilometers north of the volcano (the normal flux is estimated in a quiet zone 20 km away from the Siwi system). These fluxes, on the caldera border or just beyond, support the existence of a widespread hydrothermal activity. The same conclusion stems from the presence of hot water resurgence along the caldera borders (see section 4.4.1). Nonetheless, thermal measurements show that the most active subsurface parts of this extended hydrothermal system are linked to the Yasur and Yenkahe edifices. Hydrothermal areas observed on the eastern part of the dome are probably long-lived systems because similar areas (perhaps the same) of warm ground covered with grass or clays and local fumaroles, were described by Cook and Furneaux (1777) at locations (uphill between Port-Resolution bay and the volcano) and with temperatures (77 - 94°C) consistent with the present day. Long-lived hydrothermal activity provides an explanation for the high alteration level of the eastern part of the dome, as shown by the high electrical conductivity values observed in this area. The widescale development of the hydrothermal system at depth has several consequences. Firstly, pressurization of hydrothermal fluids may be the cause of short-term deformation cycles observed on the dome (Brothelande et al., submitted b), as it is the case at other resurgent calderas (e.g. Troise et al., 2007; Hurwitz et al., 2007; Chang et al., 2007). Secondly, the combination of a large hydrothermal system and relatively shallow magma intrusions suggests the possibility of phreatic or phreatomagmatic activity (although, as suggested by Metrich et al. (2011), the degassed magma of the intrusions has probably only a very low eruptibility). Thirdly, the presence of rocks with low cohesion (hydrothermally altered rocks, uplifted sediments) beneath the eastern part of the dome, coupled to a fast uplift rate, increases the threat of gravitational instability events affecting the dome. Such destabilizations may additionally trigger catastrophic tsunamis if they reach the sea; the shore-facing flank appears to be the most unstable one (Brothelande et al., this issue a). This type of event has been pointed out in other resurgent contexts such as Ischia (Tibaldi and Vezzoli,

2004). Tsunamis and landslides into Port Resolution bay have also already occurred during the last uplift episodes of the Yenkahe dome (Paton and Paton, 1894; Louat and Baldassari, 1989).

6. Conclusions

Caldera resurgence is a very important phenomenon in volcanology, because it involves interactions between magma, tectonics and hydrothermal systems. However, the mechanisms causing resurgence, as well as associated hazards, are still not fully identified in presently active systems. The study of the Yenkahe dome offers a unique opportunity to study the general structure and associated hydrothermal circulations inside of a moderate sized and very active resurgence.

Here, the approach is based on a multi-method study of the internal structure of the system using geophysical data. The study notably illustrates how gravity, magnetic and resistivity data may be used together to unambiguously identify structures such as lava fields or hydrothermalized layers, and delimit their horizontal and vertical extents. The interpretation of these structures in the Siwi caldera and their relative chronology shows that the formation of the Yenkahe dome results from complex interactions of tectonic, volcanic and hydrothermal processes. For the first time, a substantiated structural image of the system is proposed. Several lava fields and different volcanic edifices are identified within the caldera, showing that lava extrusion and tectonic resurgence have been operating simultaneously or alternately during the Siwi caldera post-collapse history, as reported in a few other calderas (e.g. Valles caldera, Simth and Bailey, 1968; Tomochic, Swanson and McDowell, 1985). The current close association between the Yasur volcano and the Yenkahe dome may not be an exception, and may reflect a long-lived association between resurgence and volcanism in the caldera. This association demonstrates the intensity of the magmatic activity beneath the dome, supporting the magmatic intrusion cause for resurgence. Long-term and large-scale (156 m in 1,000 yrs) uplift must, indeed, result from a significant input of magmatic material at depth. Higher resurgence speed at Yenkahe in comparison to other resurgent domes (generally 2-3 cm/year; Philips et al., 2007; Tibaldi and Vezzoli, 1998) is then certainly related to very high subduction rates in the region. Geophysical data have also demonstrated the presence of an extended hydrothermal system that account for part of the dome uplift, probably acting on shorter time periods. The importance of the deformation caused by

hydrothermal systems has been pointed out in several cases (e.g. Yellowstone, Chang et al., 2007; Aly et al., 2011; Phlegrean Fields, Acocella, 2010). For the moment though, very few information on short-term deformation at Yenkahe has been collected (Brothelande et al., this issue b). Hydrothermal alteration renders the edifice unstable. Low-cohesion material and large uplift episodes form a dangerous combination triggering landslides as in the example of Ischia (Tibaldi and Vezzoli, 2004).

Several major issues about the Yenkahe dome are still unresolved. Further geophysical investigations (seismic tomography and magnetotelluric soundings) are still needed to unambiguously detect the potential presence of a magmatic intrusion as being at the origin of the resurgence. Precise dating of lava flows in the area would be a great help to unravel the volcano history. Finally, a gravimetric study at a larger scale would be necessary in the future to better constrain the regional gravity field and to extend the resolution of the models at depth. From the methods we used, the presence of an extended and very active hydrothermal system on the dome is probably the best indicator, the clearest we can have, of a probably shallow magmatic body underneath. Higher hydrothermal activity on the western dome may signify a superficial or more active magmatic source under this part. More in-depth methods of investigation would be necessary to resolve the ambiguity. This is probably the main challenge for future investigations, because the interplay between the parts of the plumbing system that supply magma to the Yasur activity and to the resurgence intrusion is crucial in understanding the functioning of such a volcanic system. Besides this structural information, monitoring the deformation, seismicity and fluids over the whole area is essential in terms of investigating the dynamics of the system.

Acknowledgements

We thank Bernard Pelletier (I.R.D) for his help in organizing the 2008 field campaign, Adrien Normier and Clémentine Bacri (O.R.A., Wings for Science) for providing us with aerial imagery, Andrew Harris (Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont Ferrand) and Eric Delcher (Laboratoire Géosciences Réunion) for their help in data exploitation. Constructive reviews were provided by Jean Vandemeulebrouck and an anonymous reviewer. We thank the guest editor Sylvie Vergnolle for fruitful discussion. This research was co-financed by the French Government "ANR ARC-Vanuatu: Programme Catastrophes Telluriques et Tsunamis" and Laboratory of Excellence initiative n°ANR-10-LABX-0006, the Laboratoire Magmas et

Volcans (LMV), the Laboratoire GéoSciences Réunion, the Région Auvergne and the European Regional Development Fund. Datasets are available at LMV. In addition, gravimetric data are available at International Gravimetric Bureau. This is Laboratory of Excellence ClerVolc contribution number 171 and IPGP contribution number 3654.

References

- Acocella, V., Cifelli, F., Funiciello, R., 2001. The control of overburden thickness on resurgent domes: insights from analogue models. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 111, 137–153. doi:10.1016/S0377-0273(01)00224-4
- Acocella, V., 2010. Evaluating fracture patterns within a resurgent caldera: Campi Flegrei, Italy. *Bull. Volcanol.* 72, 623–638. doi:10.1007/s00445-010-0347-x
- Allen, S.R., 2004. Complex spatter- and pumice-rich pyroclastic deposits from an andesitic caldera-forming eruption: the Siwi pyroclastic sequence, Tanna, Vanuatu. *Bulletin of Volcanology*, 67(1): 27-41.
- Aly, M.H., Cochran, E.S., 2011. Spatio-temporal evolution of Yellowstone deformation between 1992 and 2009 from InSAR and GPS observations. *Bull. Volcanol.* 73, 1407–1419. doi:10.1007/s00445-011-0483-y
- Aubert de la Rüe, E., 1960. Les manifestations actuelles du volcanisme aux Nouvelles Hébrides (Mélanésie). *Bull. Volcanol.*, 23: 197-205.
- Bani, P., Harris, A.J.L., Shinohara, H., Donnadieu, F., 2013. Magma dynamics feeding Yasur's explosive activity observed using thermal infrared remote sensing. *Geophys. Res. Lett.*, 40(15): 3830–3835. DOI: 10.1002/grl.50722
- Bani, P., Lardy, M., 2007. Sulphur dioxide emission rates from Yasur volcano, Vanuatu archipelago. *Geophysical Research Letters*, 34(20).
- Battaglia, J., Métaixian, J.-P. Garaebiti, E., 2012. Earthquake-volcano interaction imaged by coda wave interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 39: L11309. doi:10.1029/2012gl052003
- Blot, C., Tazieff, H., 1961. Quelques résultats de séismologie volcanique au volcan Yahue, dans l'île de Tanna. (Nouvelles-Hébrides). *Bull. Séances Acad. R. Sci. Outre-Mer, Bruxelles*, 7(2): 270-279.
- Bouligand, C., Glen, J.M.G., Blakely, R.J., 2014. Distribution of buried hydrothermal alteration deduced from high-resolution magnetic surveys in Yellowstone National Park. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 2595–2630. doi:10.1002/2013JB010802
- Brothelande, E., Lénat, J.-F., Normier, A., Bacri, C., Peltier, A., Paris, R., Kelfoun, K., Merle, O., Finizola, A., Garaebiti, E., this issue a, accepted. Insights into the evolution of the

- Yenkahe resurgent dome (Siwi caldera, Vanuatu) inferred from aerial high-resolution photogrammetry. *J. Volcano. Geotherm. Res.*
- Brothelande, E., Peltier, A., Lénat, J.-F., Merle., O., Lardy, M., Garaebiti, E., submitted b in this issue. Constraints on the source of resurgent doming inferred from numerical and analogue modeling: the case study of the Yenkahe dome (Vanuatu). *J. Volcano. Geotherm. Res.*
- Brothelande, E., Finizola, A., Peltier, A., Delcher, E., Komorowski, J.-C., Di Gangi, F., Borgogno, G., Passarella, M., Trovato, C., Legendre, Y., 2014. Fluid circulation pattern inside La Soufrière volcano (Guadeloupe) inferred from combined electrical resistivity tomography, self-potential, soil temperature and diffuse degassing measurements. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 288, 105–122. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.10.007
- Brothelande, E., Merle, O., 2015. Estimation of magma depth for resurgent domes: An experimental approach. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 412: 143-151. doi:10.1016/j.epsl.2014.12.011
- Calmant, S., Pelletier, B., Lebellegard, P., Bevis, M., Taylor, F.W., Phillips, D.A., 2003. New insights on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results. *J. Geophys. Res.*, 108(B6): 2319-2339.
- Campos-Enriquez, J.O., Arredondo-Fragoso, J.J., 1992. Gravity study of Los Humeros caldera complex, Mexico: Structure and associated geothermal system. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 49: 69-90.
- Carney, J.N., Macfarlane, A., 1979. Geology of Tanna, Aneityum, Futana and Aniwa New Hebrides Government Geol Survey Report pp. 5-29.
- Chang, W.-L., Smith, R.B., Wicks, C., Farrell, J.M., Puskas, C.M., 2007. Accelerated uplift and magmatic intrusion of the Yellowstone caldera, 2004 to 2006. *Science*, 318, 952–6. doi:10.1126/science.1146842
- 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. *Journal of Geology*, 103(5): 577-590.
- Cook, J., Furneaux, T., 1777. A Voyage towards the South Pole and Round the World. Performed in His Majesty's Ships the Resolution and Adventure, In the years 1772, 1773, 1774 and 1775. Strahan and Cadell.
- Du Bray, E.A., Pallister, J.S., 1999. Recrystallization and anatexis along the plutonic-volcanic contact of the Turkey Creek caldera, Arizona. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111, 143–153.
- Firth, C.W., Handley, H.K., Cronin, C.J., Turner, S.P., 2014. The eruptive history and chemical stratigraphy of a post-caldera, steady-state volcano: Yasur, Vanuatu. *Bull. Volcanol.*, 76: 837. DOI 10.1007/s00445-014-0837-3
- Francis, P.W., 1983. Giant Volcanic Calderas. *Sci. Am.* 248, 60–70. doi:10.1038/scientificamerican0683-60

- Fridrich, C.J., Smith, R.P., Dewitt, E., Mckee, E.H., 1991. Structural, eruptive, and intrusive evolution of the Grizzly Peak caldera, Sawatch Range, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 1160–1177. doi:10.1130/0016-7606(1991)103
- Gauthier, P.-J., 2001. Géochimie des fluides et des gaz émis par le système volcano-hydrothermal du volcan Yasur, Ile de Tanna, République du Vanuatu. Unpublished report, Laboratoire Magmas et Volcans, 55 pp.
- Gauthier, P.-J., Goff, F., Love, S., Counce, D., 2001. Geochemical surveillance of fluid and gas discharges at Yasur volcanic complex, Tanna island, Vanuatu, EUG XI General Assembly, Strasbourg, France, pp. Abstract H6.2024.
- GEM-Systems-Inc, 2008. GSM-19 Instruction Manual. Markham (Canada), 148 pp.
- Hochstein, M.P., Soengkono, S., 1997. Magnetic anomalies associated with high temperature reservoirs in the Taupo volcanic zone (New Zealand). *Geothermics*, 26(1): 1-24.
- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., 1989. A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bull. Volcanol.* 51, 451–462. doi:10.1007/BF01078811
- Hurwitz, S., Christiansen, L.B., Hsieh, P.A., 2007. Hydrothermal fluid flow and deformation in large calderas : Inferences from numerical simulations. *J. Geophys. Res.* 112, 1–16. doi:10.1029/2006JB004689
- Kane, M.F., Mabey, D.R., Brave, R.-L., 1976. A Gravity and Magnetic Investigation of the Long Valley Caldera, Mono County, California. *J. Geophys. Res.*, 81(5): 754-762.
- Kauahikaua, J., 1993. Geophysical characteristics of the hydrothermal systems of Kilauea volcano, Hawaii. *Geothermics*, 22: 271-299.
- Kennedy, B., Wilcock, J., Stix, J., 2012. Caldera resurgence during magma replenishment and rejuvenation at Valles and Lake City calderas. *Bull. Volcanol.*, 74(8): 1833-1847.
- Kremers, S., Wassermann, J., Meier, K., Pelties, C., van Driel, M., Vasseur, J., Hort, M., 2013. Inverting the source mechanism of Strombolian explosions at Mt. Yasur, Vanuatu, using a multi-parameter dataset. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 262, 104–122. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.06.007
- Lardy, M., Tabbagh, A., 1999. Measuring and interpreting heat fluxes from shallow volcanic bodies using vertical temperature profiles: a preliminary test. *Bull. Volcanol.*, 60(6): 441-447.
- Lénat, J.-F., 1995. Geoelectrical methods in volcano monitoring. In: B. McGuire, C.R.J. Kilburn and J. Murray (Editors), *Monitoring Active Volcanoes: Strategies, procedures and techniques*. UCL Press, London, pp. 248-274.
- Lipman, P.W., 1984. The Roots of Ash Flow Calderas in Western North America : Windows Into the Tops of Granitic Batholiths. *J. Geophys. Res.* 89, 8801–8841.

- Loke, M.H., 2014. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys. www.geotomosoft.com.
- Loke, M.H., Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44(1): 131-152.
- Louat, R., Baldassari, C., 1989. Chronologie des séismes et des tsunamis ressentis dans la région Vanuatu Nouvelle Calédonie (1729-1989). *Rapp. Sci. Tech. l'IRD - Sci. la Terre, Geophys.* 1, 52 pp.
- Mahood, G., Hildreth, W., 1986. Geology of the peralkaline volcano at Pantelleria, Strait of Sicily. *Bull. Volcanol.* 48, 143–172.
- Malahoff, A., 1970. Gravity and Magnetic studies of the New Hebrides Iland Arc. New Hebrides Condominium Geological Survey, 67 pp.
- Marchetti, E., Ripepe, M., Delle Donne, D., Genco, R., Finizola, A., Garaebiti, E., 2013. Blast waves from violent explosive activity at Yasur Volcano, Vanuatu. *Geophys. Res. Let.*, 40: 5838-5843. doi:10.1002/2013GL057900
- Marsh, B.D., 1984. On the mechanics of caldera resurgence. *J. Geophys. Res.* 89, 8245–8251. doi:10.1029/JB089iB10p08245
- Masturyono, McCaffrey, R., Wark, D.A., Roecker, S.W., Fauzi, Ibrahim, G., Sukhyar, 2001. Distribution of magma beneath the Toba caldera complex, north Sumatra, Indonesia, constrained by three-dimensional P wave velocities, seismicity, and gravity data. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 2. doi:10.1029/2000GC000096
- Merle, O., Brothelande, E., Lénat, J.-F., Bachèlery, P., Garabéiti, E., 2013. A structural outline of the Yenkahe volcanic resurgent dome (Tanna Island, Vanuatu Arc, South Pacific). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 268: 64-72. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2013.10.009
- Metrich, N., Allard, P., Aiuppa, A., Bani, P., Bertagnini, A., Shinohara, H., Parello, F., Di Muro, A., Garaebiti, E., Belhadj, O., Massare, D., 2011. Magma and Volatile Supply to Post-collapse Volcanism and Block Resurgence in Siwi Caldera (Tanna Island, Vanuatu Arc). *Journal of Petrology*, 52(6): 1077-1105.
- Nabighian, M.N., Macnae, J.C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. In: M. Nabighian (Editor), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 2, pp. 427-520.
- 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 Journal of Geology and Geophysics*, 40(4): 549-558.
- Nairn, I.A., Scott, B.J., Giggenbach, W.F., 1988. Yasur volcanic investigations, Vanuatu September 1988. New Zealand Geological Survey Report G136, 1-74 pp.
- Neef, G., Zhao, J.X., Collerson, K.D., Zhang, F.S., 2003. Late Quaternary uplift and subsidence of the west coast of Tanna, south Vanuatu, southwest Pacific: U-Th ages of

- raised coral reefs in the Median Sedimentary Basin. *Australian Journal of Earth Sciences*, 50(1): 39-48.
- Newhall, C.G., Dzurisin, D., 1988. Historical unrest at large calderas of the world. *U.S. Geol. Surv. Bull.*
- 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-Lasers and Optics*, 85(2-3): 453-460.
- Palmason, G., 1975. Geophysical methods in geothermal exploration, 2nd UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. U.S. Government Printing Office, Washington, D. C., pp. 1175-1184.
- Paton, M.W., Paton, J., 1894. Letters and sketches from the New Hebrides. London Hodder and Stoughton. <https://archive.org/details/letterssketchesf00patorich>
- Pelletier, B., Calmant, S., Pillet, R., 1998. Current tectonic of the Tonga-New Hebrides region. *Earth and Planetary Science Letters. Earth Planet. Sci. Lett.*, 164: 263-276.
- Peltier, A., Finizola, A., Douillet, G., Brothelande, E., Garaebiti, E., 2012. Structure of an active volcano associated with a resurgent block inferred from thermal mapping: the Yasur-Yenkahe complex (Vanuatu). *J. Volcano. Geotherm.*, 243-244(59-68).
- Perrier, L., Métaixian, J.P., Battaglia, J., Garaebiti, E., 2012. Estimation of the near-surface velocity structure of the Yasur-Yenkahe volcanic complex, Vanuatu. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 227: 50-60.
- Phillips, E.H., Goff, F., Kyle, P.R., McIntosh, W.C., Dunbar, N.W., Gardner, J.N., 2007. The Ar-40/Ar-39 age constraints on the duration of resurgence at the Valles caldera, New Mexico. *J. Geophys. Res.*, 112(B8).
- Rapolla, A., Fedi, M., Fiume, M.G., 1989. Crustal Structure of the Ischia-Phlegrean Geothermal Fields, near Naples, Italy, from Gravity and Aeromagnetic Data. *Geophysical Journal-Oxford*, 97(3): 409-419.
- Robin, C., Eissen, J.P., Monzier, M., 1994. Ignimbrites of Basaltic Andesite and Andesite Compositions from Tanna, New-Hebrides Arc. *Bulletin of Volcanology*, 56(1): 10-22.
- Rosenberg, P.E., 1988. Aluminum fluoride hydrates, volcanogenic salts from Mount Erebus, Antarctica. *American Mineralogist*, 73: 855-860.
- Sacchi, M., Pepe, F., Corradino, M., Insinga, D.D., Molissoa, L., F.C., 2014. The Neapolitan Yellow Tuff caldera offshore the Campi Flegrei: Stratal architecture and kinematic reconstruction during the last 15 ky. *Marine Geology*, 354: 15-33.
- Smith, R.L., Bailey, R.A., 1968. Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Am. Mem.*, Geological Society of America Memoirs 116, 613–662. doi:10.1130/MEM116

- Spies, B.R., 1989. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics* 54(7): 872-888.
- Steven, T.A., Lipman, P.W., 1976. Calderas of the San Juan Volcanic Field, Southwestern Colorado. USGS Prof. Pap. 958, 1–35.
- Swanson, E.R., McDowell, F.W., 1985. Geology and geochronology of the Tomoehic caldera, Chihuahua, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 1477–1482.
- Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1998. The space problem of caldera resurgence: an example from Ischia Island, Italy. *Geol. Rundschau* 87, 53–66. doi:10.1007/s005310050189
- Tibaldi, A., Vezzoli, L., 2004. A new type of volcano flank failure: The resurgent caldera sector collapse, Ischia, Italy. *Geophys. Res. Lett.* 31. doi:10.1029/2004GL020419
- Troise, C., De Natale, G., Pingue, F., Obrizzo, F., De Martino, P., Tammaro, U., Boschi, E., 2007. Renewed ground uplift at Campi Flegrei caldera (Italy): New insight on magmatic processes and forecast. *Geophys. Res. Lett.* 34. doi:10.1029/2006GL028545
- Witham, C.S., Oppenheimer, C., Horwell, C.J., 2005. Volcanic ash-leachates: a review and recommendations for sampling methods. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 141: 299-326.
- Yoshida, T., 1984. Tertiary Ishizuchi cauldron, southwestern Japan arc: Formation by ring fracture subsidence. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 89, 8502–8510.
- Zielinski, C., 2012. Ecouter les volcans pour mieux les comprendre: volcans de la zone de subduction du Vanuatu. University Thesis, Université Denis Diderot, Institut de Physique du Globe, Paris.

Supplementary Online Material

Appendix A. Gravity

A gravity land survey was carried out in July 2008 to investigate the Siwi caldera and the Yenkahe resurgent dome. It was performed with a Scintrex CG5 gravimeter and comprised 272 stations. Gravity station coordinates were determined using a differential GPS technique with a decimetric precision.

The gravity map (Fig. 2a) covers most of the structures of the area, although a large part of the Yenkahe resurgent dome could not be investigated, due to the difficulty of accessing some areas (dense vegetation combined with steep topography) and to time limitations. Data was processed using standard procedures (tidal variations and instrumental drift, free air gradient,

Bouguer slab and terrain corrections). The 1980 International Gravity Formula was used to determine the theoretical gravity at each station's location on the Earth's spheroid. The Bouguer slab correction was computed considering the Earth's curvature (Lafehr, 1991). Terrain corrections were calculated using OasisMontaj software from Geosoft. The near zone correction was calculated with the SRTM Digital Elevation Model (DEM) data originally available with a 90-m cell size and oversampled at 30 m. The far zone correction was computed using the latter combined with the Smith and Sandwell bathymetry (Smith and Sandwell, 1997) to provide a coarse regional 500-m cell size DEM. The near zone is a 1 km² square, centered on the station and the far zone extends to 167 km. Due to the strong topography of the island, terrain effects are significant on the caldera-scale. An optimal reduction density was sought by analyzing the correlation between the Bouguer anomaly and the topography (Nettleton, 1939) along several profiles crossing the Yasur-Yenkahe system (Fig. A.1). A reduction density of $2.2 \times 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$ appears as a reasonable average for the covered area. This value is also consistent with the averaged density measurements carried out on several samples in the study area (Table A.1 and Fig. A.2).

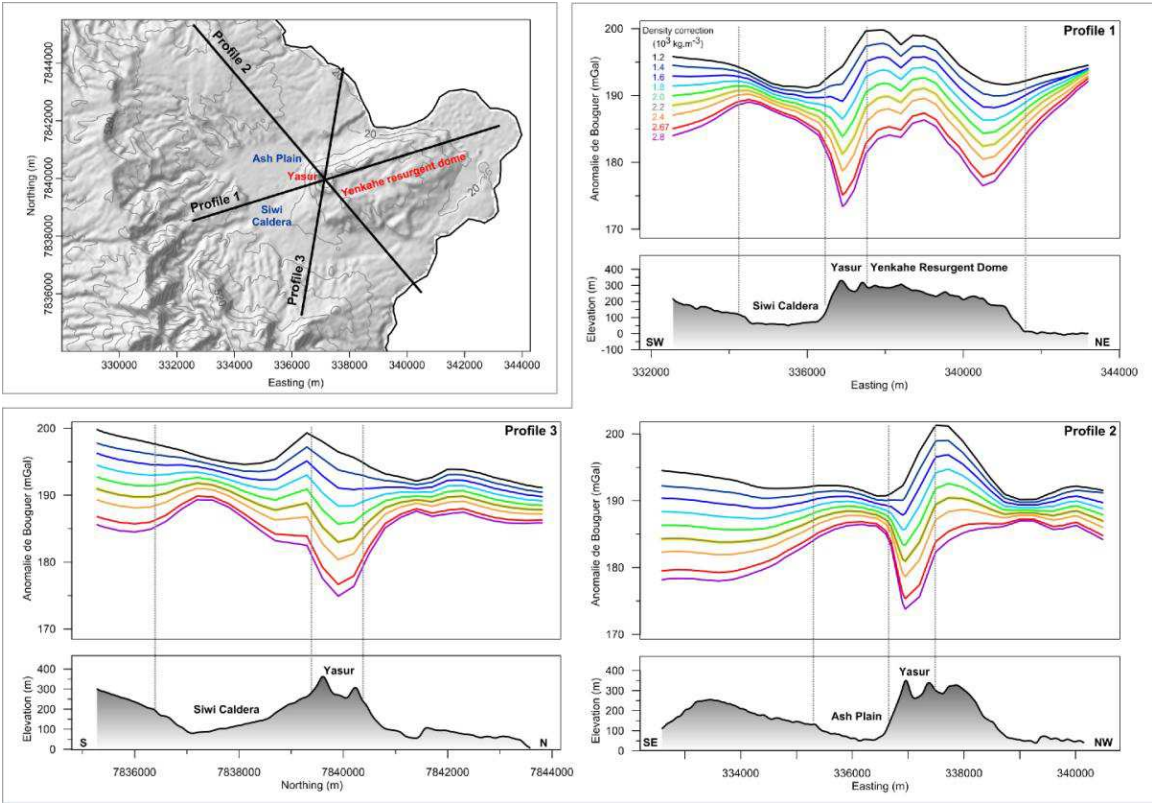


Figure A.1. Determination of the density correction through the Nettleton test comparing the topography variation with the Bouguer anomaly (from 1.2 to $2.8 \times 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$), along three distinct profiles (located in the up-left inset) with large topographic variations (coordinates : WGS 84 - UTM 59S - m).

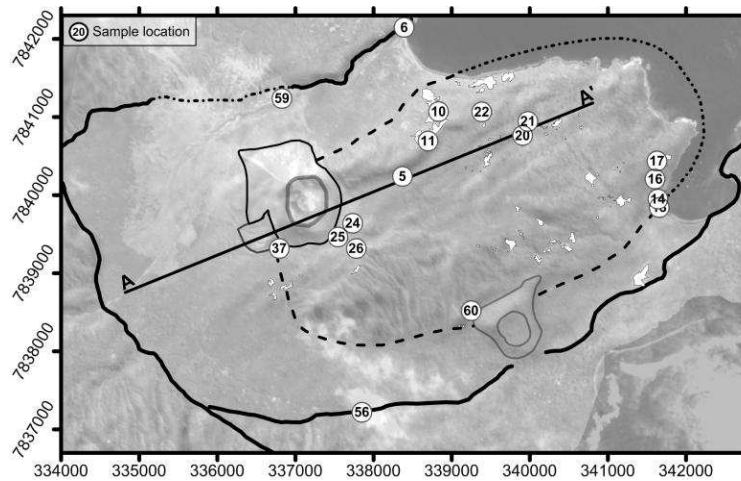


Figure A.2. Locations of the samples from Table A.1. and of the profile (AA') used for gravity modeling in figures A.4 and 3b (coordinates : WGS 84 - UTM 59S - m).

Sample n°	Density (10^3 kg m $^{-3}$)	Averaged density (10^3 kg m $^{-3}$)	Description
5	1,39 1,37	1,38	Scoria
6	1,96	1,96	Red welded ignimbrite
10	2,47 2,39	2,43	Basaltic fragment
11	0,88 0,81	0,85	Scoria
14	1,32	1,32	Sediments
16	1,55 1,53	1,54	Hydrothermalized material
17	1,45	1,45	Pumice fragments in muddy sediment
20	1,30 1,26	1,28	Volcanic tuff
21	1,45 1,41	1,43	Indurated ash with small pumices
22	2,15	2,15	Columnar lava flow
24	1,67 1,55	1,61	Scoria
25	2,53	2,53	Lava block
26	1,33	1,33	Scoria fall
37	2,47		Overflow lava
56	1,79 1,70	1,75	Ombus lava flow
59	2,23	2,23	Siwi lava
60	0,89 0,93	0,91	Pyroclasts

Table A.1. Rock sample densities used in this study to constrain the gravity modeling, and measured by the method of Houghton and Wilson, 1989.

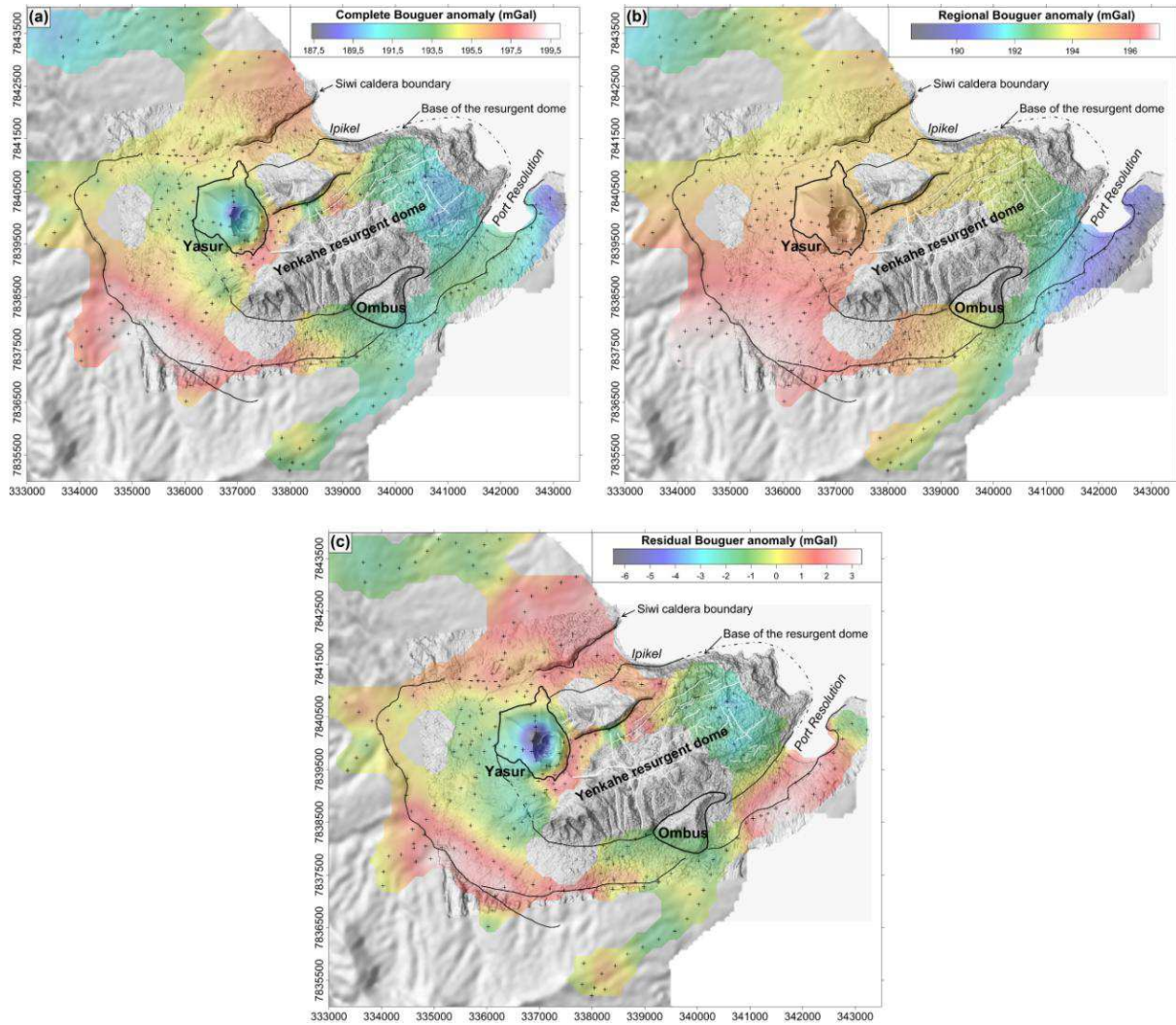


Figure A.3. (a) Complete Bouguer anomaly map computed for a density correction of $2.2 \times 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$; (b) Regional Bouguer anomaly obtained with a third order polynomial surface; (c) Residual Bouguer anomaly obtained by subtracting the regional anomaly from the complete (observed) one; this residual anomaly is built to extract the short-wavelength signal. Anomaly maps are superimposed to a combination between the SRTM (30 m) and the Digital Surface Model (2 m) computed by Brothelande et al. (2015, this issue a) (coordinates : WGS 84 - UTM 59S - m).

The resulting Bouguer anomaly map was interpolated in two steps. Firstly, the corrected data was interpolated on a coarse grid (500-m cell size). The values were then injected into the original dataset and the interpolation was made on a more detailed grid with a 150-m cell size. This procedure retained a good resolution in the areas well covered by data, while obtaining a reasonable interpolation in the areas with weak or no data coverage. In addition, the map has been blanked in the areas where no correct interpolation could be expected owing to low local data coverage. In order to focus on the local subsurface structures, a long wavelength regional component (estimated by a third order polynomial surface) was removed to compute the residual Bouguer anomaly (Fig. A.3; Fig. 3a). The uncertainty on gravity measurements ranges from 0.007 to 0.75 mGal with a mean value of 0.25 mGal, and 0.012 m

for elevation measurements. Accordingly, the small amplitude of the residual anomaly remains largely significant in regard of the very low uncertainty derived from the different corrections.

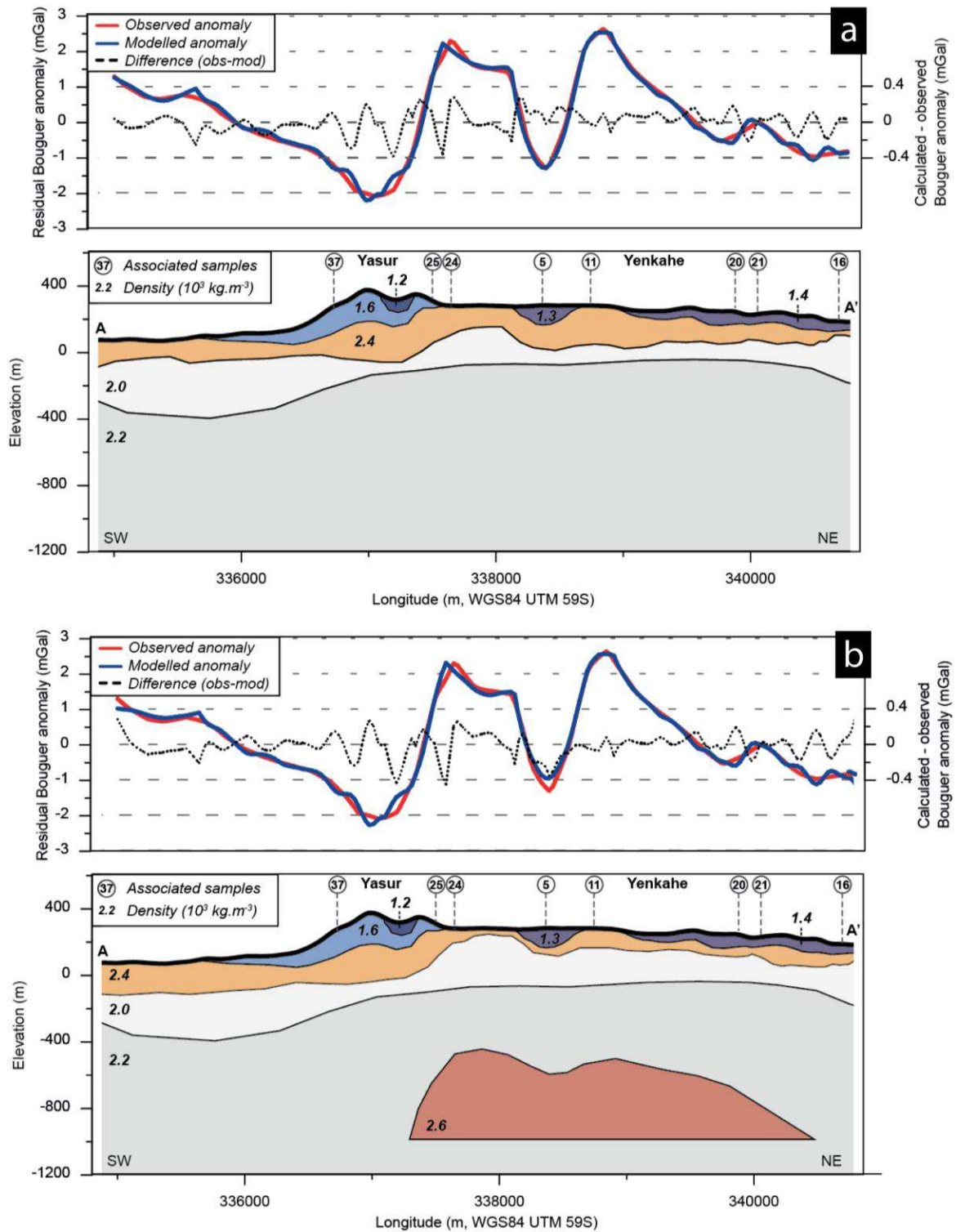


Figure A.4. 2½D equivalent gravity models along the profile AA' located in figure A.2., (a) in the absence of an intrusion at depth or (b) in the presence of an intrusion. The 2½D structures are truncated at a

distance of 1 km to the north-west and to the south-east. The samples used to constrain the density values in the model are located along the profile (see Table A.1.).

Forward modeling presented in figure A.4 (synthesized in Fig. 3b) was performed in 2³/₄D with GMSYS software (Geosoft). 2³/₄D means that the real density distribution is represented virtually by a combination of 3D tabular prisms, oriented perpendicularly to the strike of the profile, but not disposed symmetrically (contrarily to 2¹/₂D). The location of the AA' profile of the model is shown on figure 3a. The modeling procedure starts with a realistic geological section and with density values compatible with the inferred nature of the layers (constrained by samples collected in the field; Table A1). Observed anomalies are then fitted through a trial and error procedure, progressively adjusting the geometry and density of the layers at depth. Final models are highly dependent on the a priori initial structure: two initial models were considered, with or without a magma intrusion (~1-km deep, as suggested by deformation models in Brothelande et al., submitted b)

Appendix B. Magnetism

A magnetic ground survey (Fig. 2b; Fig B.1 of this appendix) was carried out in June-July 2012, essentially as a piggyback survey, in the sense that most measurements were made when in the field for geological observations over a 4 week period. Depending on the time available, some magnetic lines were chosen to improve as much as possible the data coverage of the caldera. Although this survey does not allow a continuous map of the Siwi caldera to be drawn up, it provides valuable magnetic descriptions of some important areas. The survey was made using a portable proton magnetometer (GEM GSM-19) using the walking mode with GPS simultaneous positioning (GEM-Systems-Inc, 2008). No corrections were made for the diurnal variation owing to the very large amplitude of the anomalies. The IGRF field at the time of acquisition was subtracted from the observed values to obtain total field anomalies (Fig. B.1).

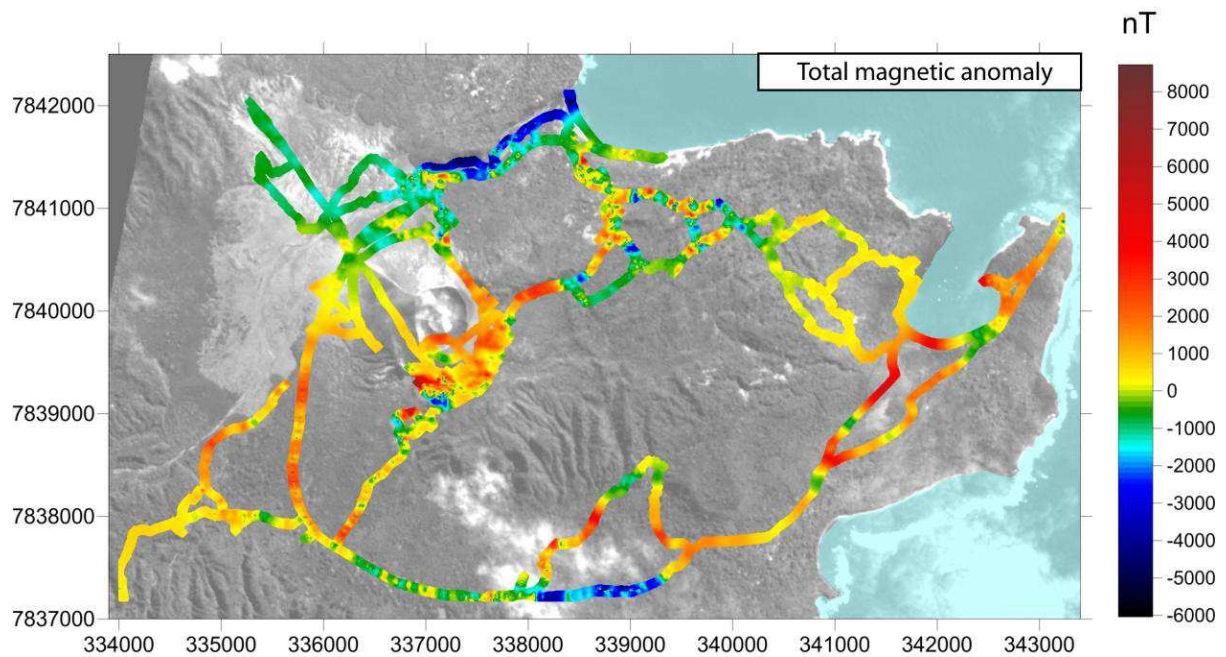


Figure B.1: Map of the ground level magnetic anomaly showing the data coverage of the survey (coordinates: WGS 84 - UTM 59S - m).

The apparent (or total) magnetization of a rock corresponds to the sum of the remanent and induced magnetizations. The induced magnetization vector is collinear with the ambient field, whereas the remanent magnetization is the combination of various types of magnetizations. For mafic volcanic rocks, the thermoremanent component (TRM) is generally the dominant one. This magnetization is acquired as a rock cools below the Curie temperature and it usually has a large intensity and a high stability over time. Massive mafic volcanic rocks, such as lava flows and dikes, are highly magnetized. Due to their very irregular surface, lava flows produce high-frequency high-amplitude spatial variations of the total anomaly. In pyroclastic deposits, the orientation of the fragments is virtually random and thus the total contribution of all the fragments to the TMR of the deposits is nil. Magnetic anomalies can be recorded on this type of ground, reflecting the presence of massive mafic rocks underneath, but with lower values and lower-frequency variations. The same reasoning applies to the poorly magnetized sedimentary rocks in the area. Finally, a major phenomenon that lowers the magnetization of all rock types is hydrothermal alteration (e.g. Hochstein and Soengkono, 1997; Palmason, 1975). This alteration considerably reduces the amplitude of the magnetic anomaly and its high-frequency variations, as seen in figures 4a and B.2 (this appendix). A high-pass filter was thus applied to total anomaly data in order to isolate wavelengths below 50 m and define different domains in terms of lithology and alteration state (Fig. 4b).

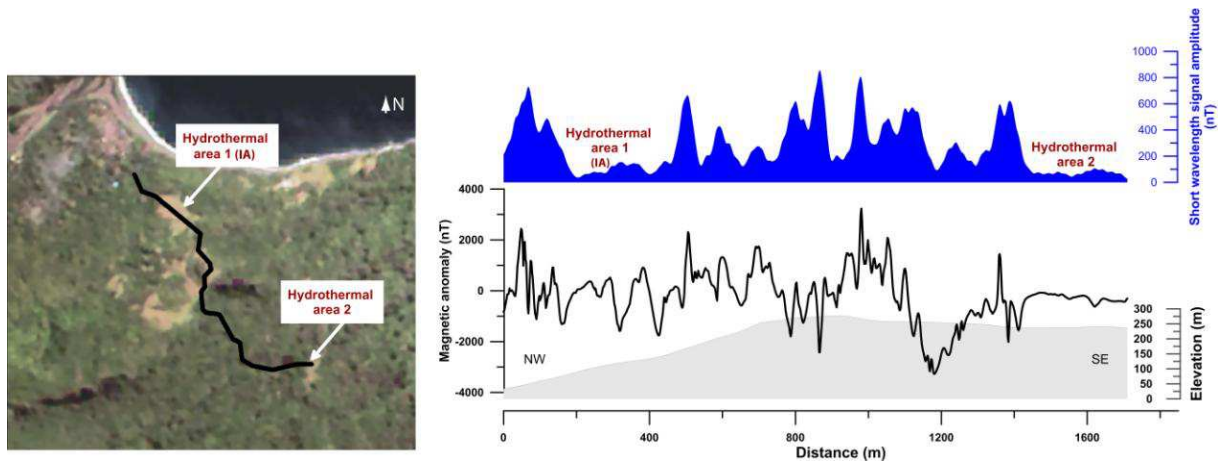


Figure B.2: Detail of a magnetic profile above a postulated lava flow field. When the profile crosses surface hydrothermal areas (patches with no vegetation on the image on the left), the short wavelength magnetic noise is almost suppressed. This suggests that hydrothermal alteration has erased most of the magnetization of the lava flows.

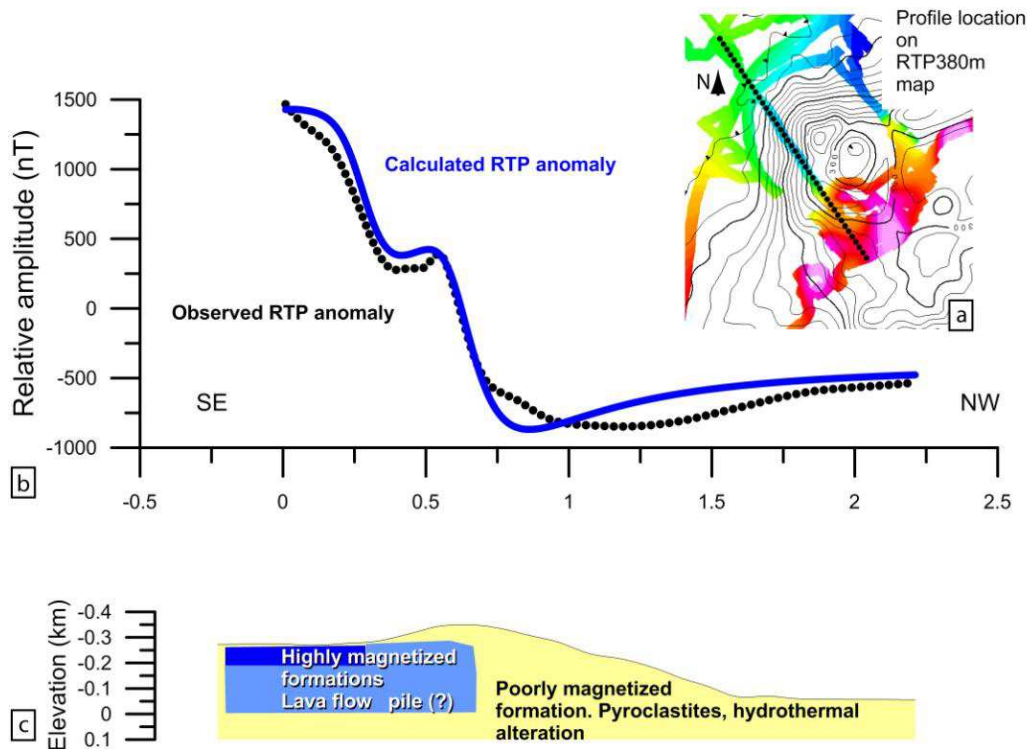


Figure B.3: (a) Reduced to the pole (RTP) upward continuation of the ground magnetic anomaly to a constant elevation of 380 m. (b) Observed and calculated curves for the profile shown on the map. (c) 2D models along the profile. The magnetization contrasts between the yellow and light and dark blue are 5 and 15 A/m respectively.

To retrieve the geometry of magnetic sources underneath globally non-magnetized material, as described above, a reduction to the pole (RTP) and an upward continuation to a constant altitude must be performed (Figs. B.3a, B.4a, B.5). Direct models may then be

calculated using GMSYS software of Geosoft (Figs. B.3b, B.4b), described in Appendix A. The direction of the apparent magnetization and that of the ambient field are required to compute a RTP map. Several tests were made for different directions of the magnetization, from purely axial dipole (Declination 0° , Inclination -35°) to the present direction (Declination 12° , Inclination -44°). An intermediate direction was chosen (Declination 4° , Inclination -39°) for the map presented in figure B.5. For all the declination and inclination values tested, negative anomalies were observed to the north of the map.

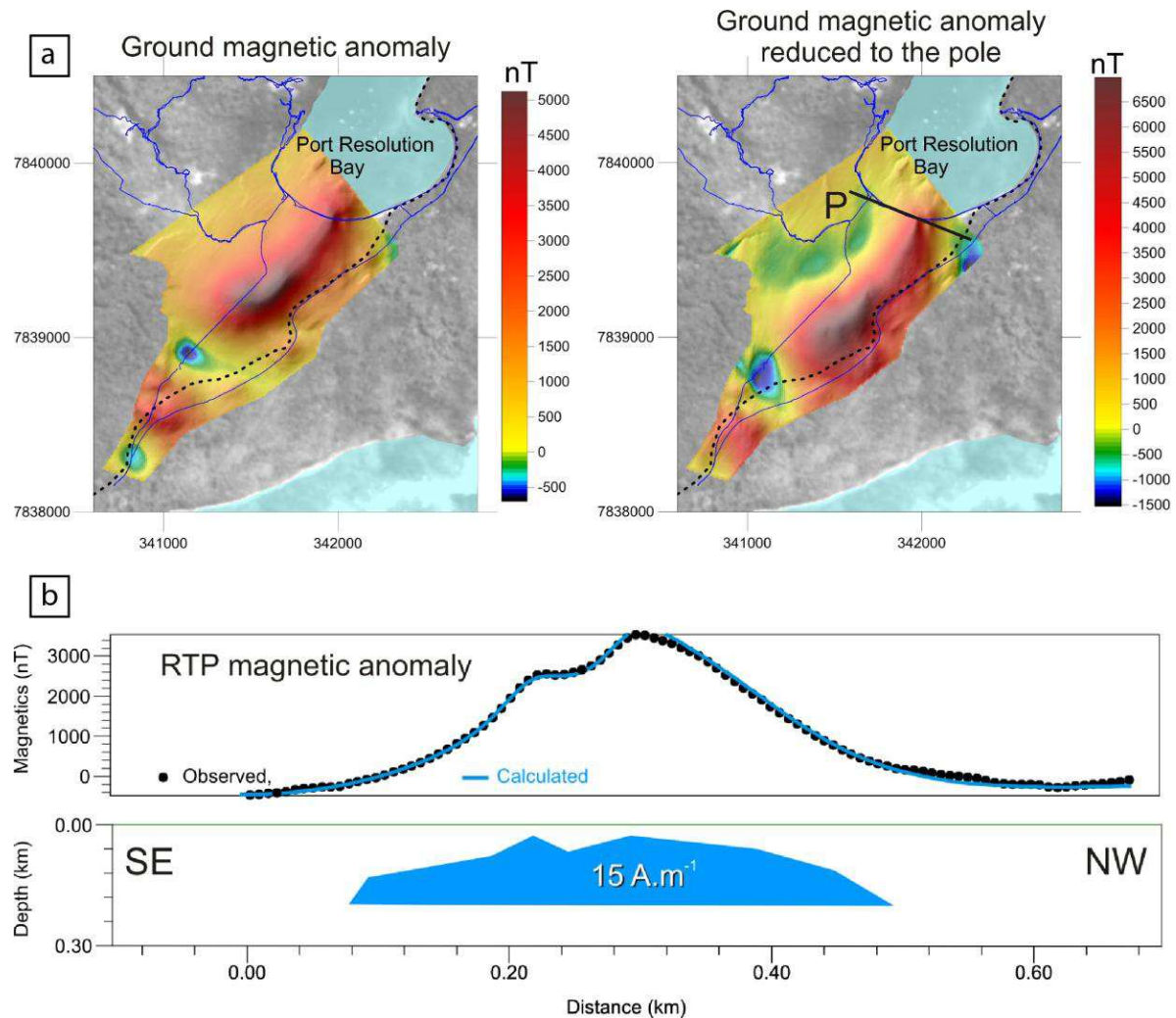


Figure B.4: (a) Medium wavelength anomaly at the southeast of the eastern part of the resurgent dome: (left) ground magnetic anomaly and (right) reduced to the pole anomaly. The measurement profiles are shown in blue. The dashed line is the caldera boundary (coordinates: WGS 84 - UTM 59S - m). (b) Observed profile and 2D model of the SE magnetic anomaly reduced to the pole. The profile, located in an area well constrained by the data, is shown by a bold line P on figure a.

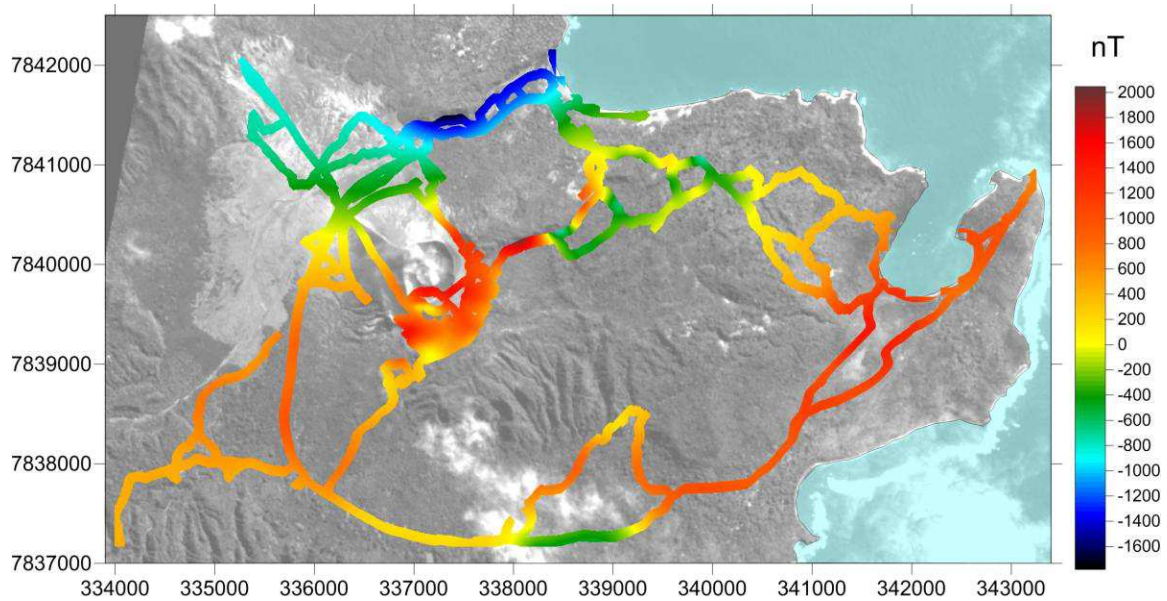


Figure: B.5. Reduced to the pole upwardly continued magnetic anomaly at a constant altitude of 380 m. (coordinates: WGS 84 - UTM 59S - m).

Appendix C: Self-Potential

The self-potential (SP) method consists in measuring quasi-static natural electrical potential differences at the ground surface. These potentials are associated with sources of current at depth. Since the 1970s, SP has been applied to map thermal anomalies in geothermal areas (e.g. Corwin and Hoover, 1979) and on volcanoes (e.g. Zablocki, 1976). On volcanoes, it has been established that electrokinetic coupling (flow of an electrolyte through a matrix of porous rock) is the main mechanism causing the observed anomalies (e.g. Corwin and Hoover, 1979; Ishido, 2004; Ishido and Mizutani, 1981; Revil and Pezard, 1998; Revil et al., 1999; Zlotnicki and Nishida, 2003). In purely hydrogeological environments (i.e. areas not affected by hydrothermal convection), an inverse and linear correlation is observed between SP and elevation variations (e.g. Fournier, 1989; e.g. Jackson and Kauahikaua, 1987; Zablocki, 1978). It is explained by the gravitational flow of water in the hydrogeological system and reflects the thickness variations of the unsaturated zone. In hydrothermal and volcanic areas, the upward flow of hydrothermal fluids generally causes positive SP anomalies (see a review by Aizawa, 2008). On volcanoes, a superimposition of hydrogeological and hydrothermal signals is expected (e.g. Lénat, 2007).

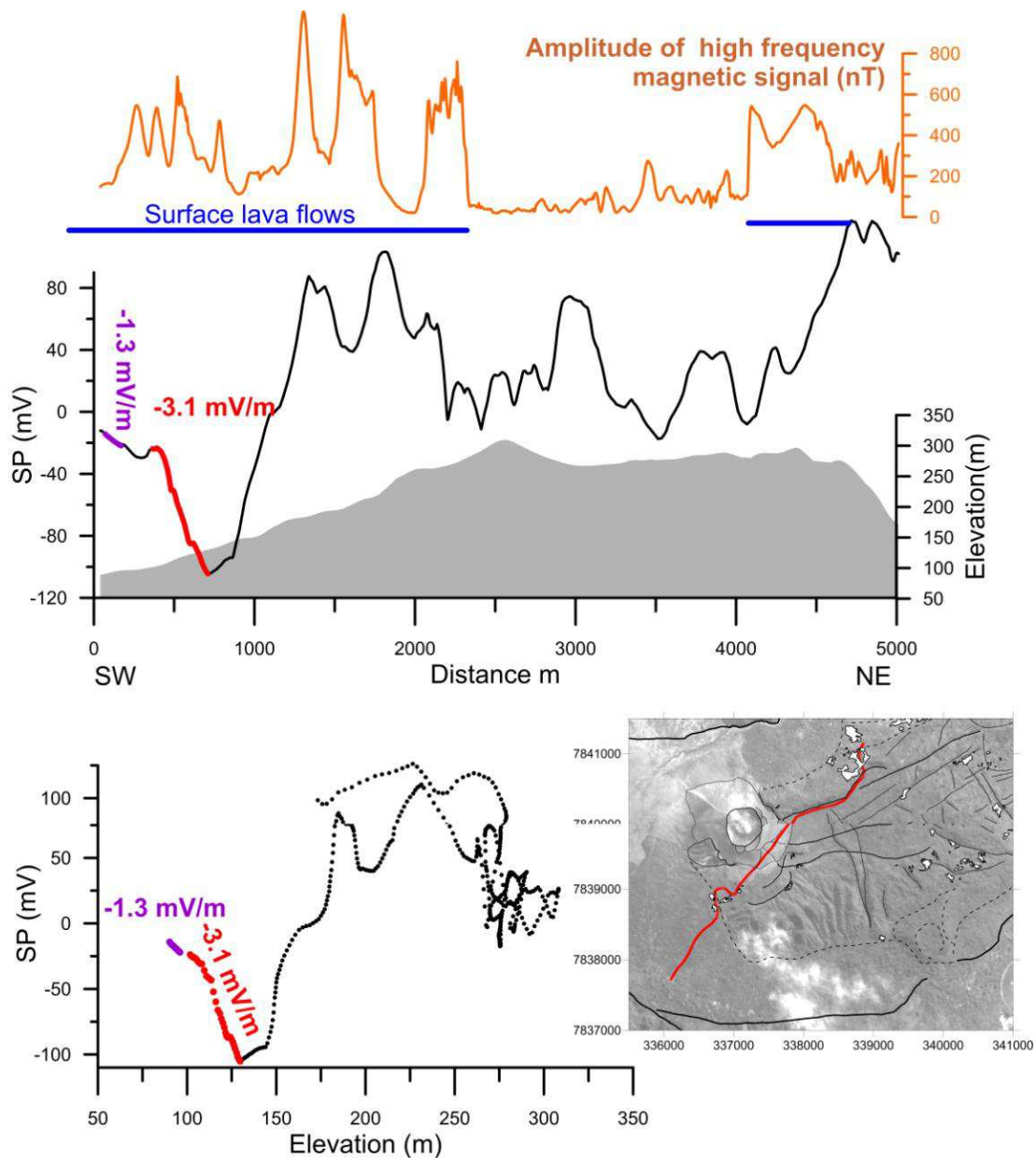


Figure C.1. Analysis of SP variations along a SW-NE SP profile crossing the resurgent dome. (Top) Amplitude of high frequency magnetic anomalies used to map surface lava flows. (Middle) SP signal and elevation variations along the profile. (Bottom) SP versus elevation, showing SP/elevation gradients along the profile. The profile location is given in the right inset (coordinates: WGS 84 - UTM 59S - m). SP variations do not appear to be determined by the changes in subsurface rocks. SP exhibits negative SP/elevation gradients outside the dome; the dome itself seems to be characterized by a generally positive SP anomaly.

SP measurements were performed with a pair of non-polarizing Cu/CuSO_4 electrodes, a high-impedance voltmeter (0.1 mV sensitivity) and an insulated 300 m-long copper cable. In 2004, a reconnaissance survey covered a large part of the caldera with an electrode spacing of 50 m (Fig. 2c). In 2008, measurements were carried out along ERT profiles with an electrode spacing of 20 m (Fig. 2c), and in the Yasur sector with an electrode spacing of 10 m (radial and ring profiles, Fig. 2d). Data processing involved several corrections: control and

correction of the electrode offset, reduction of all the measurements to a reference potential (here, the reference of 0 mV was taken on the seashore, the sea being considered as isopotential) and closure correction when data form loops (a complete description of the SP data processing may be found in Villasante-Marcos et al., 2014). In areas where a clear SP/elevation hydrogeological gradient is identified, the latter can be subtracted ("elevation-corrected signal") in order to highlight hydrothermal anomalies.

Appendix D. Electrical Resistivity Tomography

2D Electrical resistivity tomography (ERT) is a non-invasive technique for imaging the sub-surface distribution of ground resistivity (Loke et al., 2013). The apparent resistivity of the ground is obtained by injecting a current of known intensity between two electrodes and measuring the resulting electrical field using another pair of electrodes. Varying the distance and the location of the electrodes along a line allows the resistivity variations to be investigated both vertically and laterally. Modeling is carried out in order to obtain the resistivity distribution in the ground.

Data acquisition was performed with a multi-electrode ABEM system (Terrameter SAS4000) and a line of 64 electrodes. The acquisition followed a Wenner protocol, providing a good signal-to-noise ratio. Three profiles were carried out (Fig. 2c) with an electrode spacing of 40 m for profiles A and B, and 20 m for profile C. Measurements for profiles A and B required a so-called roll-along procedure (Loke, 2014) to extend the investigation laterally. With the range of resistivities in our study area, the maximum depth of investigation is about 400 m and 200 m for the measurements with 40-m and 20-m electrode spacings, respectively. Profiles A (3640 m-long) and C (1260 m-long) follow a straight path, whereas profile B (3800 m-long), constrained by existing pathways across the dense tropical forest, follows a crooked line. Electrode positions were obtained by handheld GPS measurements, and elevation was deduced from the SRTM Digital Elevation Model.

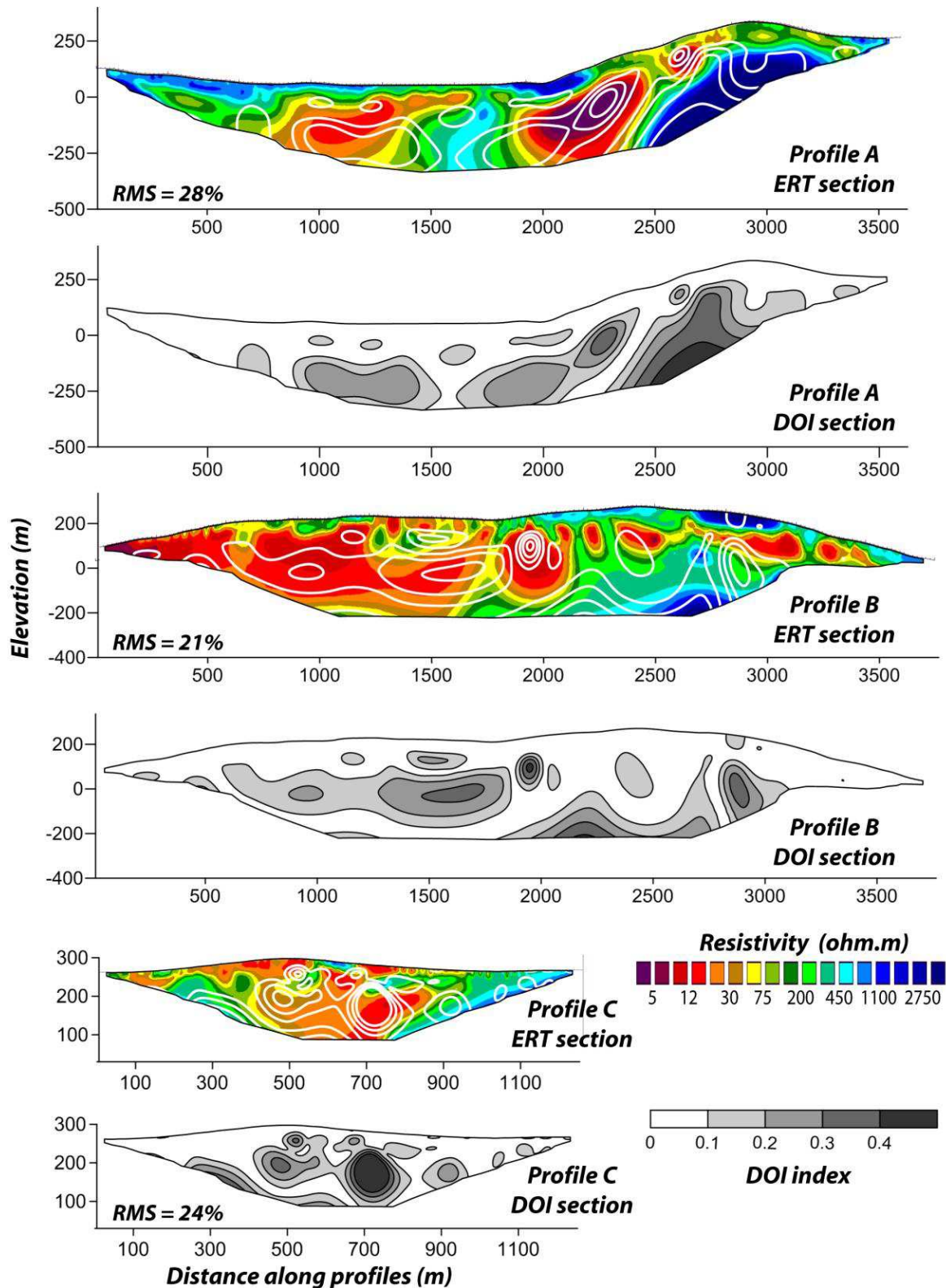


Figure D.1: ERT profiles and associated DOI (depth of investigation) index sections. The DOI index provides an estimate of the sensitivity of the models. The lower the DOI index, the better constrained the resistivity model, thus the higher the sensitivity.

Preliminary corrections were applied before modeling. A correction of the geometric factor compensating for electrode spacing variations was applied to profile B. Bad or poor values

generally associated with poor electrode contacts, identified by their poor repeatability (during acquisition, every measurement is repeated several times), negative or clearly abnormal values, were excluded. Filters were finally applied in order to reduce remaining noise in the profiles using X2IPI software, and resistivity data were inverted using a smoothness constraint in RES2DINV software (Loke and Barker, 1996). Topography was included in the inversion. Disagreements between the model response and the observed apparent resistivity at the surface are expressed by a root mean square error (RMS) which is minimized along the inversion process. The sensitivity of models was estimated using the depth of investigation method (DOI ; Oldenburg and Li, 1999; Marescot and Loke, 2003). All this procedure, including filtering, inversion and sensitivity analysis, is detailed in Appendix A of Brothelande et al., 2014. ERT sections are shown in figure D.1 with their associated DOI index distribution (ranging between 0 and 1): the lower the DOI index, the better the inverted resistivity is constrained by data.

Appendix E. Time-Domain Electromagnetics

The Time-Domain Electromagnetics (TDEM) method is an inductive electromagnetic method (e.g. Fitterman and Stewart, 1986; Kaufman and Keller, 1983; Nabighian and Macnae, 1991). TDEM soundings are performed by running a constant current through a transmitter loop which produces a primary magnetic field. When the current is turned off, the primary field collapses and a secondary magnetic field is created (Faraday's law). This latter propagates into the ground and decreases with time. The voltage induced in a receiver loop is measured at different time intervals after the current has been switched off in the transmitter. Because its intensity depends on the ground resistivity, it is possible to calculate an apparent resistivity. As the measurement time increases, the apparent resistivity becomes more influenced by deeper rocks, down to a depth at which the signal becomes too low in comparison to the noise (instrumental and natural). The penetration of a TDEM sounding depends upon several factors (e.g. Spies, 1989): the intensity of the current in the transmitter loop, the surface of the transmitter and receiver loops, the resistivity of rocks and the amplitude of the noise. Generally speaking, the presence of resistive rocks in the upper layers results in an increased penetration. TDEM soundings have a better ability than direct current methods (such as ERT) to define the depth and the resistivity of conductive layers. Conversely, they are less sensitive to the resistivity variations of resistant terrains (e.g. it may

be difficult to distinguish between 1 000 and 10 000 ohm.m layers). In addition, the method is poorly affected by lateral heterogeneities (they are averaged in the measurements). The curve of apparent resistivity as a function of time after switch-off of the primary field was modelled using 1D models (succession of horizontal layers) calculated with TEM-Res program from Applied ElectroMagnetic Research Company (AEMR).

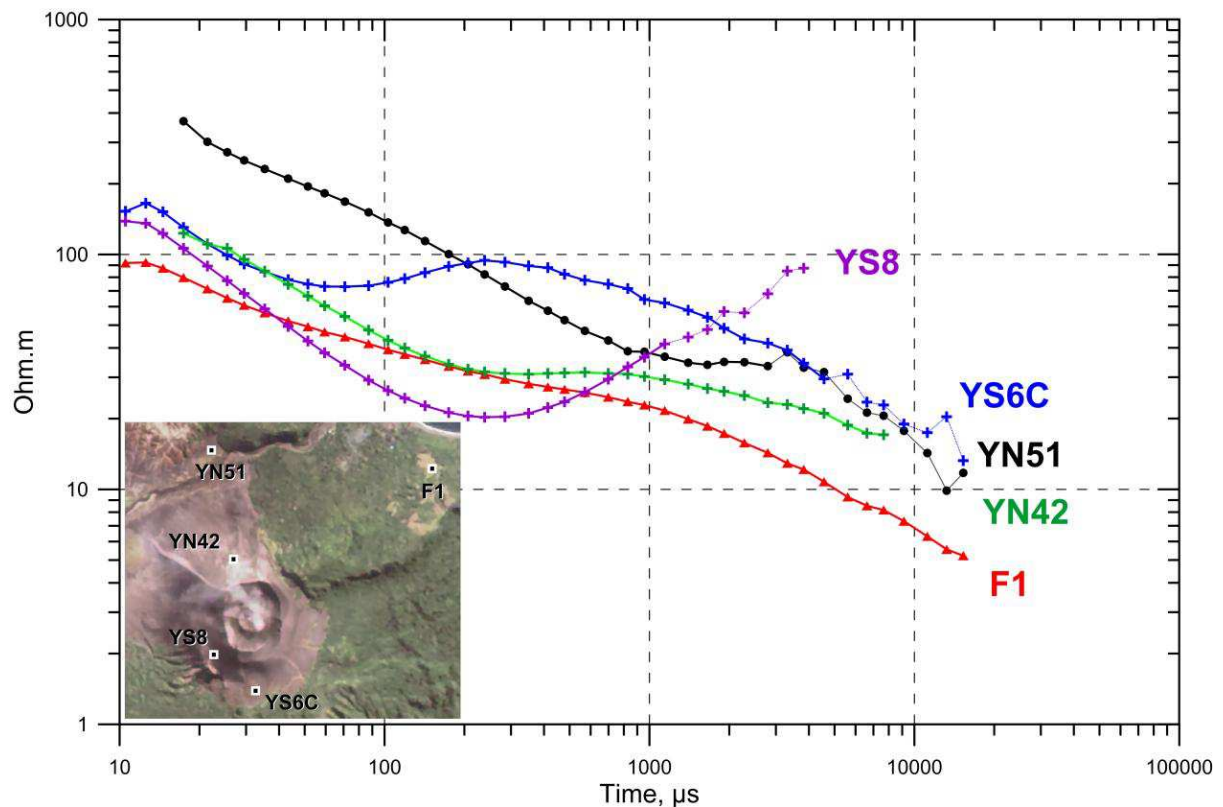


Figure E.1: Examples of TDEM sounding curves acquired around the Yasur volcano and on the dome. The quality of the signal is demonstrated by the smooth variations of the curve. On profiles YN51 and Y6C, data after 2500 and 4000 μs, respectively, become too noisy.

TDEM soundings at Yasur were carried out using a TEM-Fast 48 equipment from AEMR. Forty-five soundings, with coincident transmitter and receiver 100-m square loops and 1-A current, cover the Yasur cone and the floor of the Siwi caldera to the north and north-west of the Yasur volcano (Fig. 2d). Three additional soundings were performed: two of them outside the caldera to the north and north-east (YN53 and YW6, respectively) and one on a hydrothermal area to the east (F1, Fig. E.1). The transient voltage was recorded between 4 and 15300 μs after turnoff. Five to twenty cycles of measurement were stacked for each sounding (one cycle of measurement correspond to 13 measurements on the TEM-Fast 48).

Although the general quality of the data is excellent, the data before 10 μ s were usually not usable and, for some soundings, the data after 2000-5000 μ s became noisy and had to be discarded in some cases (Fig. E.1).

The interpretation of soundings was carried out by first making a model for one sounding (YN41, Fig. 7) and then taking this model as an initial model for the nearest sounding. This adjusted model was used as the initial model for the next sounding, and so on. In this way, the lateral variation of the resistivity was constrained to be as progressive as possible. This approach appears to be well suited to study the structure of a zone where we expect lateral continuity of some of the main formations. In addition, it does not damp the sharp lateral resistivity variations when they are present (Fig. 7, Fig. E.2).

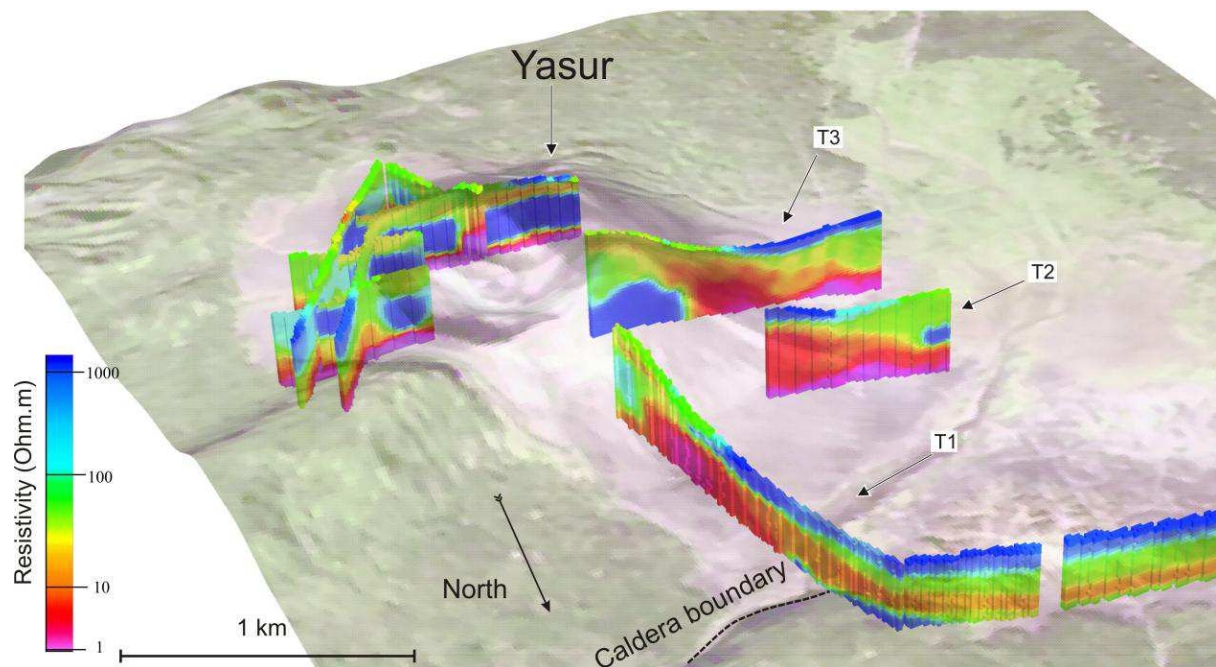


Figure E.2: TDEM sections projected below a 3D topography (satellite image wrapped on the SRTM DEM).

As most soundings are distributed along profiles, it was possible to construct 2D sections by interpolation between 1D models. To obtain these 2D sections, a first coarse interpolation was subsequently graphically refined, in order to minimize interpolation artifacts observed in the case of sharp resistivity or topography variations between soundings. The sections can be projected below a 3D topography (draped with a satellite image) to visualize the spatial distribution of resistivity values and to carry out the interpretation of the resistivity structure (Fig. 7; Fig. E.2).

Appendix F: Temperature and CO₂ gas measurements

Temperature

Temperature measurements are complementary to electrical methods in the characterization of the extent and strength of the shallow thermal and hydrothermal structures. In this perspective, surface temperatures were measured using various methods.

Firstly, ground temperature measurements were carried out along ERT profiles (2008) with a 20 m-spacing, together with SP and CO₂ gas measurements (Fig. 2c). Measurements were performed with thermal probes placed at 30 cm-depth, and read after 15 minutes with a digital thermometer (see Finizola et al., 2003). These results are shown on figures 6, 8 and 9. Secondly, the global temperature coverage of the dome was obtained from an Aster thermal infrared (TIR) image acquired in 2005 (October 31). Aster TIR information consists of radiance measurements in five bands (8 to 11.5 μm) with a pixel resolution of 90 m. Radiance values (R_M in $W.sr^{-1}.m^{-2}.\mu m^{-1}$) were first corrected for atmospheric effects in every band as indicated in equation F.1. Both atmospheric transmissivity (τ) and upwelling radiance (R_U , $W.sr^{-1}.m^{-2}.\mu m^{-1}$) were computed as functions of elevation using a Modtran model and the SRTM Digital Elevation Model.

$$R_C = (R_M - R_U) / \tau \quad [F.1]$$

This corrected radiance (R_C , $W.sr^{-1}.m^{-2}.\mu m^{-1}$) is related to the mean surface temperature (T , in K) and the mean surface emissivity (ϵ) for every pixel. In the process of retrieving surface temperatures, estimations of emissivity may be complex as this parameter is a function of the different materials composing the surface and of their proportions within every pixel. However, all surface types of the area (i.e. vegetation, volcanic ash, hydrothermalized volcanic products and sea water) have emissivity values ranging between 0.965 and 0.98 in the fifth band (10.95-11.65 μm), with a mean value of 0.974 (Aster Spectral Library - <http://speclib.jpl.nasa.gov/> ; Hanafin and Minnett, 2005; Merucci et al., 2006). Surface temperatures were then obtained by inversion of the Planck function, after emissivity correction (considered homogeneous in the fifth band). In order to emphasize anomalies of volcanic and hydrothermal origin, the elevation-related temperature gradient observed on the data was removed (1.03×10^{-2} °C/m). The resulting temperature map is presented on figure 12a.

Thirdly, ground surface temperature was measured in accessible hydrothermal areas using a handheld Cyclops 300 AF infrared thermometer. These measurements allow the maximum temperatures in such areas to be estimated, to complete the low-resolution Aster-derived information.

CO₂ soil concentration measurements

CO₂ soil concentration measurements were performed, together with SP profiles, with a 10-m spacing on the Yasur cone and a 20-m spacing along ERT profiles (Figs. 2c, 2d). Data along the ERT profiles are shown in figures 6, 8 and 9, and a CO₂ map of the Yasur cone is shown in figure 13.

In volcanic contexts, CO₂ measurements are carried out to map zones affected by diffuse degassing. The detail of the methodology is described in Chiodini et al. (1998). Soil gas samples were taken at 30-cm depth by pumping with a syringe through a copper tube (2 mm in diameter). CO₂ concentrations were obtained as differences of potential after calibration of an infrared photoelectric cell (IR spectrometer). Data distribution was then analyzed by a general statistical method, detailed by Sinclair (1974), in order to detect the presence of Gaussian populations among the entire data set. The CO₂ data set can be efficiently modeled by a 3-population distribution (Fig. F.1). The first population (21%) is characterized by a very low mean concentration (640 ppm), corresponding to the contribution of biological processes added to atmospheric CO₂. The majority of the samples (53%) is characterized by intermediate values, around 0.2%, that probably reflect the pervasive presence of magmatic gases into the hydrothermal system. The third population (21%) is characterized by higher concentrations, of around 1%, and reaching more than 9%. These samples are considered as anomalies, reflecting a direct contribution from magma degassing.

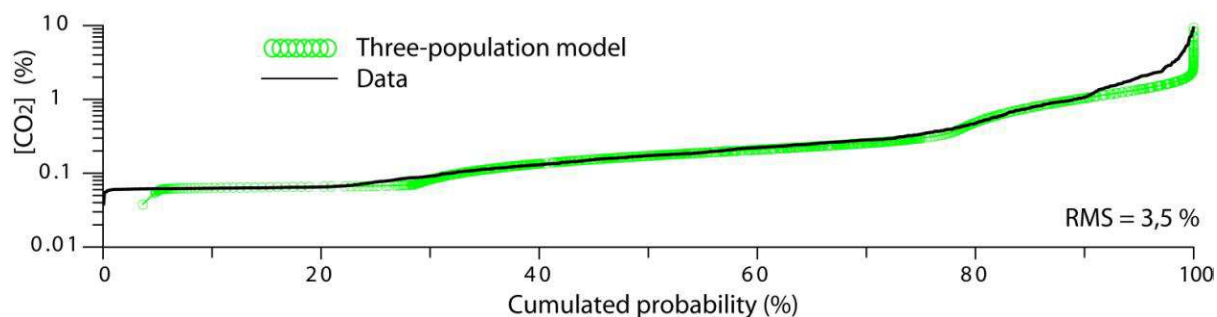


Figure F.1: Probability plot of the CO₂ concentration in soil gases measured in the Siwi caldera, and best fitting three-Gaussian-population models. Characteristics of these populations are given in the text.

References

- Aizawa, K., 2008. Classification of self-potential anomalies on volcanoes and possible interpretations for their subsurface structure. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 175: 253-268.
- Brothelande, E., Finizola, A., Peltier, A., Delcher, E., Komorowski, J.-C., Di Gangi, F., Borgogno, G., Passarella, M., Trovato, C., Legendre, Y., 2014. Fluid circulation pattern inside La Soufrière volcano (Guadeloupe) inferred from combined electrical resistivity tomography, self-potential, soil temperature and diffuse degassing measurements. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 288, 105–122. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.10.007
- Brothelande, E., Peltier, A., Lénat, J.-F., Merle., O., Lardy, M., Garaebiti, E., submitted b in this issue. Constraints on the source of resurgent doming inferred from numerical and analogue modeling: the case study of the Yenkahe dome (Vanuatu). *J. Volcano. Geotherm. Res.*
- Chiodini, G., Cioni, R., Guidi, M., Raco, B., Marini, L., 1998. Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas. *Appl. Geochem.*, 13: 543-552.
- Corwin, R.F., Hoover, D.B., 1979. The Self-Potential method in geothermal exploration. *Geophysics*, 44(2): 226-245.
- Fitterman, D., Stewart, M., 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater *Geophysics*, 51(4): 995-1005. DOI: 10.1190/1.1442158
- Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.-F., Aubert, M., Valenza, M., 2003. The summit hydrothermal system of Stromboli. New insights from self-potential, temperature, CO₂ and fumarolic fluids measurements, with structural and monitoring implications. *Bull. Volcanol.*, 65: 486-504.
- Fournier, C., 1989. Spontaneous potential and resistivity surveys applied to hydrogeology in a volcanic area : case history of the Chaîne des Puys (Puy-de-Dôme, France). *Geophys. Prospecting*, 3: 647-668.
- GEM-Systems-Inc, 2008. GSM-19 Instruction Manual. Markham (Canada), 148 pp.
- Hanafin, J. a., Minnett, P.J., 2005. Measurements of the infrared emissivity of a wind-roughened sea surface. *Appl. Opt.* 44, 398–411. doi:10.1364/AO.44.000398
- Hochstein, M.P., Soengkono, S., 1997. Magnetic anomalies associated with high temperature reservoirs in the Taupo volcanic zone (New Zealand). *Geothermics*, 26(1): 1-24.
- Ishido, T., 2004. Electrokinetic mechanism for the “W”-shaped self-potential profile on volcanoes. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L15616. doi:10.1029/2004GL020409
- Ishido, T., Mizutani, H., 1981. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *J. Geophys. Res.*, 86: 1763-1775.

- Jackson, D.B., Kauahikaua, J., 1987. Regional self-potential anomalies at Kilauea volcano. U.S.G.S. Prof. Pap., 1350: 947-959.
- Kaufman, A., Keller, G., 1983. Frequency and transient sounding. Elsevier, Amsterdam, 685 pp.
- Lafehr, T.-R., 1991. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*, 56(8): 1179-1184.
- Lénat, J.-F., 2007. Retrieving Self Potential anomalies in a complex volcanic environment : a SP/elevation gradient approach. *Near Surface Geophysics*, 5(3): 161-170.
- Loke, M.H., Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44(1): 131-152.
- Loke, M.H., Chambers, J.E., Rucker, D.F., Kuras, O., Wilkinson, P.B., 2013. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of Applied Geophysics*, 95: 135-156.
- Loke, M.H., 2014. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys. www.geotomosoft.com.
- Marescot, L., Loke, M., 2003. Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surf. Geophys.* 1, 57–67.
- Merucci, L., Bogliolo, M.P., Buongiorno, M.F., Teggi, S., 2006. Spectral emissivity and temperature maps of the Solfatara crater from DAIS hyperspectral images. *Ann. Geophys.* 49.
- Nabighian, M.N., Macnae, J.C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. In: M. Nabighian (Editor), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 2, pp. 427-520.
- Nettleton, L.L., 1939. Determination of density for reduction of gravimeter observations. *Geophysics*, 4: 176-183.
- Oldenburg, D.W., Li, Y., 1999. Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. *Geophysics* 64, 403–416.
- Palmason, G., 1975. Geophysical methods in geothermal exploration, 2nd UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. U.S. Government Printing Office, Washington, D. C., pp. 1175-1184.
- Revil, A., Pezard, P.A., 1998. Streaming electrical potential anomaly along faults in geothermal areas. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 3197-3200.
- Revil, A., Schwaeger, H., Cathles III, L.M., Manhardt, P.D., 1999. Streaming potential in porous media 2. Theory and application to geothermal systems. *J. Geophys. Res.*, 104: 20033-20048.

- Sinclair, A.J., 1974. Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. *J. Geochem. Explor.*, 3: 129-149.
- Smith, W., Sandwell, D., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1956-1962.
- Villasante-Marcos, V., Finizola, A., Abella, R., Barde-Cabusson, S., Blanco, M.J., Brenes, B., Cabrera, V., Casas, B., De Agustin, P., Di Gangi, F., Dominguez, I., Garcia, O., Gomis, A., Guzman, J., Iribarren, I., Levieux, G., Lopez, C., Luengo-Oroz, N., Martin, I., Moreno, M., Meletlidis, S., Morin, J., Moure, D., Pereda, J., Ricci, T., Romero, E., Schütze, C., Suski-Ricci, B., Torres, P., Trigo, P., 2014. Hydrothermal system of Central Tenerife Volcanic Complex, Canary Islands (Spain), inferred from self-potential measurements. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 272: 59-77.
- Zablocki, C.J., 1976. Mapping thermal anomalies on an active volcano by the self-potential method, Kilauea, Hawaii, 2nd U.N. Symposium of the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, California, pp. 1299-1309.
- Zablocki, C.J., 1978. Streaming potentials resulting from the descent of meteoric water. A possible source mechanism for Kilauean self-potential anomalies. *Geothermal Resources Council Transaction*, 2: 747-748.
- Zlotnicki, J., Nishida, Y., 2003. Review on morphological insights of Self-Potential anomalies on volcanoes. *Surveys in Geophysics*, 24: 291-338.

Conclusion générale et perspectives

La résurgence, définie comme le soulèvement du plancher des calderas postérieurement à leur effondrement, n'est pas systématique, cependant elle est fréquemment observée. Si le phénomène de résurgence est aujourd'hui de mieux en mieux documenté à l'échelle planétaire, et de mieux en mieux surveillé dans certaines calderas (e.g. Yellowstone, Long Valley, champs Phlégréens), de nombreuses questions subsistent. Ces questions concernent, en premier lieu, le mécanisme de formation de telles structures, et en second lieu, leur devenir.

Ce travail de thèse propose une étude multidisciplinaire de la résurgence dans la caldera de Siwi (île de Tanna, Vanuatu). L'intérêt du site d'étude choisi repose sur plusieurs éléments. D'une part, le déroulement actuel, ou du moins récent, de la résurgence et la rapidité des processus dans cette région du monde (15 cm/an pour le soulèvement moyen du dôme) garantissent une bonne préservation des structures. D'autre part, l'association entre le dôme résurgent du Yenkahe et le volcan Yasur permet d'explorer les relations entre différentes formes d'expression de l'activité magmatique persistante ou récurrente au sein des calderas. L'étude d'exemples et la synthèse bibliographique réalisées dans les premiers chapitres permettent de mettre en lumière un certain nombre de caractères partagés par de nombreux dômes résurgents dont le Yenkahe. Il s'agit par exemple de caractères morphologiques, de leur association avec des phénomènes volcaniques de surface, ou de la présence de systèmes hydrothermaux particulièrement actifs.

Le premier volet de cette étude a consisté à cartographier précisément la structure du dôme, en combinant les observations de terrain, l'exploitation d'images satellites et de modèles numériques de terrain existants (SRTM à 90 m et Aster à 30 m de résolution), et l'utilisation de photographies aériennes à haute résolution. Un premier article (*Merle, Brothelande et al., 2013- Chp. 4 section 2*) reprend les grandes lignes structurales du dôme afin de proposer une interprétation impliquant une croissance du dôme en deux phases. Une phase de croissance verticale associée à la formation d'un graben semble avoir été suivie d'une phase de croissance latérale, vers le bord libre. Ces résultats mettent en lumière des modes de croissance divers des dômes résurgents, et identifient la moitié est du dôme comme la partie la plus active. Un second article (*Brothelande et al., 2015 - Chp. 4 section 3*) exploite les résultats du calcul d'un modèle numérique de surface obtenu par photogrammétrie à quelques

mètres de résolution. Ce modèle a permis d'établir une cartographie plus précise des failles et de quantifier les déplacements verticaux associés. Il a également permis de mettre en évidence des cicatrices d'effondrement gravitaire à différentes échelles. Il semble que la partie est du dôme, la plus active, soit aussi la plus instable. Elle porte la trace de nombreux glissements de terrain dirigés vers la mer. Ces déstabilisations récurrentes ont déjà été mises en évidence dans un autre contexte résurgent et insulaire, celui d'Ischia (Italie). De tels glissements, s'ils se produisaient aujourd'hui, déclencheraient des tsunamis potentiellement dangereux pour la population locale et l'activité touristique de la région.

Le second volet de cette étude tente de contraindre les mécanismes de la résurgence et les caractéristiques des sources intrusives associées, en particulier dans le cas du Yenkahe. Par le biais de la modélisation analogique et de la modélisation numérique, différentes hypothèses de rhéologie crustale et de géométrie de source ont pu être explorées. Dans tous les cas, la formation des failles dans la réalité est supposée assimilable à des bandes de cisaillement plastique au sein du matériau représentant la croûte. En considérant l'intrusion d'une source visqueuse dans un matériau granulaire, la modélisation analogique (*Brothelande et Merle, 2015 - Chp. 5 section 2*) montre une déformation du toit de l'intrusion et la formation de failles normales à pendage vers l'intérieur pour accommoder l'extension en surface. La modélisation numérique considère une source rigide dans un matériau élastoplastique (*Brothelande et al., soumis à JVGR - Chp. 5 section 3*). Le toit de la source, qui garde une forme identique tout au long de la résurgence, est surmonté par un "coin" non déformé et bordé de failles normales à pendage vers l'extérieur. Ces deux types de source peuvent correspondre à des modes d'intrusion différents dans la nature, soit par mouvement ascensionnel d'une large source magmatique soit par l'empilement de sills successifs. Quoi qu'il en soit, ces deux types de déformation aboutissent à la formation de grabens en surface, comme observé dans le cas de nombreux dômes résurgents. La largeur du dôme du Yenkahe, ~3 km, et la largeur du graben associé, ~1km, permettent de contraindre la profondeur de la source à 1-2 km sous la surface. Les failles inverses bordant le dôme, mises en évidence par la modélisation analogique, fournissent une explication au confinement de la déformation résurgente et mettent en avant une possible connexion entre les édifices volcaniques bordant le dôme et la source magmatique de la résurgence. L'activité en conduit ouvert du volcan actif actuellement, le Yasur, semble compatible avec une telle profondeur de source.

Le troisième volet de cette étude se concentre sur la structure de la caldera de Siwi dans son ensemble et sur la dynamique hydrothermale de ce système (*Brothelande et al., sous presse -*

Chp. 6). Il se base sur l'exploitation de résultats de diverses campagnes géophysiques menées depuis 2004. La gravimétrie, le magnétisme, les méthodes électriques et la thermométrie ont permis la caractérisation des premières dizaines à centaines de mètres du sous-sol en termes de nature de roches et de circulations de fluides. Cette étude met en relief le bénéfice de l'utilisation couplée de différentes méthodes géophysiques de subsurface sur une même structure. On peut ainsi identifier de manière non ambiguë des cônes de tephres, des champs de lave, des zones hydrothermalisées, etc. L'exploration du dôme, même partielle, permet de montrer qu'il s'agit d'une structure composite. Son flanc nord est composé de coulées de lave alors que sa partie sud-est est constituée par des alternances de tufs volcaniques et de sédiments marins particulièrement altérés. À l'ouest du dôme, le volcan Yasur, qui repose sur les reliques d'un ancien cône, s'est édifié au sein d'une petite caldera. Cette petite caldera remplie de coulées de lave affecte probablement un ancien édifice volcanique soulevé par le dôme. L'ouest du dôme constitue donc un point de sortie du magma persistant depuis très longtemps. L'association intime entre activité résurgente et volcanique au sein de la caldera de Siwi, constatée aujourd'hui par l'association entre le Yenkahe et le Yasur, perdure peut-être depuis le début de son histoire post-effondrement. La vigueur du système hydrothermal dans la caldera, notamment à l'aplomb du volcan et du dôme résurgent, signe la persistance et sans doute le renouvellement de sources magmatiques. L'altération et les déformations potentiellement liées à ce système hydrothermal sont des facteurs qui favorisent l'instabilité de ces édifices.

D'une manière plus générale, ce travail de thèse apporte un certain nombre d'informations sur les risques liés au dôme du Yenkahe pour les habitants de Tanna et sur sa place au sein du "bestiaire" des structures résurgentes observées à travers les calderas du monde entier. Du point de vue des aléas dans la caldera de Siwi, il apparaît peu probable qu'une éruption puisse se produire sur le dôme dans un avenir proche en dehors de la zone actuelle du Yasur. Cette zone constitue en effet un point de sortie privilégié du magma depuis très longtemps (peut-être même depuis les débuts de l'évolution post-caldera) et l'activité actuelle de dégazage du Yasur empêche certainement la montée en pression des intrusions sous-jacentes. La combinaison de sources de chaleur superficielles (1-2 km d'après les modèles) et d'un système hydrothermal étendu (démonstré par la géophysique) fait cependant apparaître la possibilité d'une activité phréatique ou phréato-magmatique sur le dôme. Mais l'aléa le plus probable associé au dôme reste sans nul doute l'instabilité de ses flancs. Le modèle numérique de surface issu de la photogrammétrie montre de nombreuses traces de déstabilisations (de plusieurs km³) en particulier vers le nord et vers l'est. Ces phénomènes de déstabilisation

menacent directement ou indirectement des zones habitées ou touristiques. Un effondrement de la partie est du dôme où les terrains sont peu cohésifs (terrains volcano-sédimentaires très altérés) peut produire un tsunami atteignant les côtes peuplées en quelques minutes ou moins. Il est plus que probable qu'un tel événement se produise au prochain épisode de soulèvement comme ce fût le cas en 1878 (montée des eaux de 12 m enregistrée à Port Résolution).

Du point de vue de la résurgence en général, le dôme du Yenkahe se démarque par des vitesses de croissance particulièrement élevées sur le long terme (15 cm/an pendant au moins 1000 ans d'après Chen et al., 1995) contre 2-3 cm/an observés dans la plupart des cas (voir Chp. 1 Section 3.d). Ces vitesses sont à rapprocher de l'activité tectonique particulièrement intense dans cette partie du monde (subduction : 12 cm/an) occasionnant sans doute une alimentation importante en magma dans la zone. En dehors de l'aspect cinématique, le dôme du Yenkahe partage un grand nombre de points communs avec d'autres dômes résurgents. Il a probablement un mode de croissance discontinu d'après Chen et al. (1995) comme ce qui a été observé à Yellowstone ou aux champs Phlégréens. Ce travail de thèse a mis en évidence d'autres caractéristiques. Sa morphologie en dôme et graben se retrouve classiquement parmi les autres exemples de dômes résurgents (champs Phlégréens, Valles caldera, Creede, etc.). La source de la déformation à long terme est très probablement une intrusion magmatique à faible profondeur comme celles qui ont été décrites à Lake City, Long Valley ou Ishizuchi (voir Chp. 1 section 3.e). Les phénomènes intrusifs semblent associés à des épisodes éruptifs comme à Valles caldera ou à Tomochic. Du point de vue des circulations de fluides, on peut probablement imputer à la résurgence la vigueur du système hydrothermal au sein de la caldera de Siwi, tout comme c'est le cas à Yellowstone. L'altération importante liée à cette activité provoque, en combinaison avec des hauteurs de soulèvement importantes, des déstabilisations de l'édifice comme décrites à Ischia. En résumé, le Yenkahe apparaît comme un exemple très représentatif de la résurgence des calderas, réunissant un certain nombre de caractères connus de manière éparse parmi les structures résurgentes. Sa connaissance renforce donc notre compréhension du phénomène en général. Notons en outre qu'une originalité de ce site d'étude réside dans l'idée que la croissance ne se fait pas uniquement verticalement mais qu'il peut y avoir de la déformation dirigée latéralement.

Il reste néanmoins de nombreux travaux à effectuer pour mieux comprendre le dôme Yenkahe. Au vu de son activité, il semble intéressant de mieux caractériser sa dynamique de déformation à court terme. Dans cette perspective, ni le GPS différentiel (problème de localisation sur des zones hydrothermales instables), ni l'interférométrie radar (problème de

couvert végétal particulièrement dense) n'apparaissent satisfaisants. Du point de vue des mécanismes de la résurgence, les prochaines études devront s'attacher à résoudre l'intrusion magmatique. Des méthodes d'investigation profondes, telles que la tomographie sismique, sont à envisager. Si la déformation peut être caractérisée de manière fine, une surveillance microgravimétrique pourrait également s'avérer utile comme dans le cas de Long Valley. En outre, notre connaissance de l'histoire de la caldera se trouverait grandement améliorée par des datations absolues de l'ignimbrite et des événements éruptifs ultérieurs. Des informations précieuses sur la structure du dôme et de la caldera pourraient également être apportées par un relevé bathymétrique précis aux abords des côtes. Un tel relevé permettrait en outre de faire des simulations précises des tsunamis potentiellement déclenchés par de futures déstabilisations. À ce sujet, il apparaît fondamental de mieux contraindre les zones instables du dôme et pour cette raison, d'étendre les méthodes d'imagerie à l'ensemble de l'édifice. Enfin, pour mieux comprendre le fonctionnement global du système et envisager des scénarios d'évolution réalistes, il faut poursuivre la modélisation du point de vue de la déformation (introduction d'hétérogénéités, d'asymétries), du flux thermique et des circulations fluides.

Références

- Acocella, V., Funicello, R., 1999. The interaction between regional and local tectonics during resurgent doming: the case of the island of Ischia, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 109–123. doi:10.1016/S0377-0273(98)00109-7
- Acocella, V., Cifelli, F., Funicello, R., 2000. Analogue models of collapse calderas and resurgent domes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 104, 81–96. doi:10.1016/S0377-0273(00)00201-8
- Acocella, V., Cifelli, F., Funicello, R., 2001. The control of overburden thickness on resurgent domes: insights from analogue models. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 111, 137–153. doi:10.1016/S0377-0273(01)00224-4
- Acocella, V., Korme, T., Salvini, F., Funicello, R., 2003. Elliptic calderas in the Ethiopian Rift: control of pre-existing structures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 119, 189–203.
- Acocella, V., 2010. Evaluating fracture patterns within a resurgent caldera: Campi Flegrei, Italy. *Bull. Volcanol.* 72, 623–638. doi:10.1007/s00445-010-0347-x
- Allard, P., Maiorani, A., Tedesco, D., 1991. Isotopic study of the origin of sulfur and carbon in Solfatara fumaroles, Campi Flegrei caldera. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48, 139–159.
- 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. doi:10.1007/s00445-004-0358-6
- Aly, M.H., Cochran, E.S., 2011. Spatio-temporal evolution of Yellowstone deformation between 1992 and 2009 from InSAR and GPS observations. *Bull. Volcanol.* 73, 1407–1419. doi:10.1007/s00445-011-0483-y
- Amore, O.F., Bonardi, G., Ciampo, G., De Capoa, P., Perrone, V., Sgrosso, I., 1988. Relazioni tra “flysch interni” e domini appenninici: reinterpretazione delle Formazioni di Pollica, san Mauro e Albidona e il problema dell’evoluzione inframiocena delle zone esterne Appenniniche. *Mem. Soc. Geol. Ital* 41, 285–297.
- Anders, M.H., Geissman, J.W., Piety, L.A., Sullivan, J.T., 1989. Parabolic distribution of circumeastern Snake River Plain seismicity and latest Quaternary faulting: Migratory pattern and association with the Yellowstone hotspot. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 94, 1589–1621.
- Annen, C., 2009. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 284, 409–416. doi:10.1016/j.epsl.2009.05.006
- Aubert, M., Atangana, Q.Y., 1996. Self-Potential Method in Hydrogeological Exploration of Volcanic Areas. *Ground Water* 34, 1010–1016. doi:10.1111/j.1745-6584.1996.tb02166.x

- Aubert, M., 2003. La méthode de polarisation spontanée en hydrogéologie des terrains volcaniques. *Rev. des Sci. l'eau* 16, 219. doi:10.7202/705505ar
- Aubert de la Rüe, E., 1960. Les manifestations actuelles du volcanisme aux Nouvelles Hébrides (Mélanésie). *Bull. Volcanol.* 23, 197–205. doi:10.1007/BF02596645
- Bailey, R.A., Dalrymple, G.B., 1976. Volcanism, structure, and geochronology of Long Valley caldera, Mono county, California. *J. Geophys. Res.* 81, 725–744.
- Bailey, R.A., 1989. Geologic map of Long Valley caldera, Mono Inyo Craters volcanic chain, and vicinity, Eastern California (1:62 500). *US Geol. Surv. Misc. Investig. Ser. I-1933* 1, 11.
- Bailey, R.A., 2004. Eruptive history and chemical evolution of the precaldera and postcaldera basalt-dacite sequences, Long Valley, California: implications for magma sources, current magmatic unrest, and future volcanism. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 76 pp.
- Bani, P., Lardy, M., 2007. Sulphur dioxide emission rates from Yasur volcano, Vanuatu archipelago. *Geophys. Res. Lett.* 34, L20309. doi:10.1029/2007GL030411
- Bani, P., Oppenheimer, C., Allard, P., Shinohara, H., Tsanev, V., Carn, S., Lardy, M., Garaebiti, E., 2012. First estimate of volcanic SO₂ budget for Vanuatu island arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 211-212, 36–46. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.10.005
- Bani, P., Harris, A.J.L., Shinohara, H., Donnadiou, F., 2013. Magma dynamics feeding Yasur's explosive activity observed using thermal infrared remote sensing. *Geophys. Res. Lett.* 40, 3830–3835. doi:10.1002/grl.50722
- Barberi, F., Cassano, E., La Torre, P., Sbrana, a., 1991. Structural evolution of Campi Flegrei caldera in light of volcanological and geophysical data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48, 33–49. doi:10.1016/0377-0273(91)90031-T
- Barker, R.D., 1989. Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. *Geophysics* 54, 1031–1037.
- Battaglia, M., Roberts, C., Segall, P., 1999. Magma intrusion beneath Long Valley caldera confirmed by temporal changes in gravity. *Science* (80-.). 285, 2119–2122.
- Battaglia, M., Vasco, D.W., 2006. The search for magma reservoirs in Long Valley Caldera: single versus distributed sources. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 269, 173–180. doi:10.1144/GSL.SP.2006.269.01.11
- Battaglia, M., Troise, C., Obrizzo, F., Pingue, F., De Natale, G., 2006. Evidence for fluid migration as the source of deformation at Campi Flegrei caldera (Italy). *Geophys. Res. Lett.* 33. doi:10.1029/2005GL024904
- Blackwell, D.D., Richards, M., 2004. *Geothermal Map of North America*. American Association of Petroleum Geologists, 1 sheet, Product Code 423, scale 1:6,500,000.
- Blakely, R.J., 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.

- Blot, C., Tazieff, H., 1961. Quelques résultats de sismologie volcanique au volcan Yahue, dans l'île de Tanna. (Nouvelles-Hébrides). Bull. des séances l'Académie R. des Sci. d'Outre-Mer 7, 270–279.
- Bolève, A., Revil, A., Janod, F., Mattiuzzo, J.L., Jardani, A., 2007. Forward Modeling and validation of a new formulation to compute self-potential signals associated with ground water flow. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 11, 1661–1671.
- Bonafede, M., 1991. Hot fluid migration: an efficient source of ground deformation: application to the 1982–1985 crisis at Campi Flegrei (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48, 187–198.
- Bonham, F.H., Noble, D.C., 1982. A new type of resurgent caldera. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* 14.
- Bouligand, C., 2006. Etudes sur le comportement du champ magnétique terrestre durant les périodes de polarité stable. Thèse de l'Institut de Physique du Globe de Paris.
- Bouligand, C., Glen, J.M.G., Blakely, R.J., 2014. Distribution of buried hydrothermal alteration deduced from high-resolution magnetic surveys in Yellowstone National Park. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 2595–2630. doi:10.1002/2013JB010802
- Bove, D. J., Hon, K., Budding, K. E., Slack, J. F., Snee, L. W., & Yeoman, R. A., 2001. Geochronology and Geology of late Oligocene through Miocene Volcanism and Mineralization in the Western San Juan Mountains, Colorado Dana J. Bove. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1642, 1–30.
- Brun, J.P., Sokoutis, D., Van Den Driessche, J., 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology* 22, 319–322.
- Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.* 116, 615–626. doi:10.1007/BF00876528
- Calmant, S., Pelletier, B., Lebellegard, P., Bevis, M., Taylor, F.W., Phillips, D.A., 2003. New insights on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results. *J. Geophys. Res.* 108, 1–22. doi:10.1029/2001JB000644
- Carlino, S., 2012. The process of resurgence for Ischia Island (southern Italy) since 55 ka: the laccolith model and implications for eruption forecasting. *Bull. Volcanol.* 74, 947–961. doi:10.1007/s00445-012-0578-0
- Carney, J.N., Macfarlane, A., 1979. Geology of Tanna, Aneityum, Futuna and Aniwa. New Hebrides Gov. Geol. Surv. Rep. 5–29.
- Casagli, N., Tibaldi, A., Merri, A., Del Ventisette, C., Apuani, T., Guerri, L., Fortuny-Guasch, J., Tarchi, D., 2009. Deformation of Stromboli Volcano (Italy) during the 2007 eruption revealed by radar interferometry, numerical modelling and structural geological field data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 182, 182–200. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.01.002

- Cayol, V., Cornet, F.H., 1998. Three-dimensional modeling of the 1983–1984 eruption at Piton de la Fournaise Volcano, Réunion Island. *J. Geophys. Res.* 103, 18025. doi:10.1029/98JB00201
- Chanceaux, L., Menand, T., 2014. Solidification effects on sill formation: An experimental approach. *Earth Planet. Sci. Lett.* 403, 79–88. doi:10.1016/j.epsl.2014.06.018
- Chang, W.-L., Smith, R.B., Wicks, C., Farrell, J.M., Puskas, C.M., 2007. Accelerated uplift and magmatic intrusion of the Yellowstone caldera, 2004 to 2006. *Science*, 318 (5852), 952–9566. doi:10.1126/science.1146842
- Chang, W.-L., Smith, R.B., Farrell, J., Puskas, C.M., 2010. An extraordinary episode of Yellowstone caldera uplift, 2004–2010, from GPS and InSAR observations. *Geophys. Res. Lett.* 37. doi:10.1029/2010GL045451
- Chen, J.K., Taylor, F.W., Edwards, R., Cheng, H., Burr, G., 1995. Recent emerged reef terraces of the Yenkahe resurgent block, Tanna, Vanuatu - implications for volcanic landslide and tsunami hazards. *J. Geol.* 103, 577–590.
- Chesner, C. A., Rose, W. I., 1991. Stratigraphy of the Toba tuffs and the evolution of the Toba caldera complex, Sumatra, Indonesia. *Bulletin of Volcanology*, 53(5), 343–356.
- Chesner, C. A., 2012. The Toba caldera complex. *Quaternary International*, 258, 5–18.
- Chiodini, G., Todesco, M., Caliro, S., del Gaudion, C., Macedonio, G., Russo, M., 2003. Magma degassing as a trigger of bradyseismic events: The case of Phlegrean Fields (Italy). *Geophys. Res. Lett.* 30, 1434. doi:10.1029/2002GL016790
- Christinansen, R.L., 2001. The Quaternary and Pliocene Yellowstone Plateau Volcanic Field of Wyoming, Idaho, and Montana, and Geologic Map of the Yellowstone plateau area. *United States Geol. Soc. Prof. Pap.*
- Chu, R., Helmberger, D. V., Sun, D., Jackson, J.M., Zhu, L., 2010. Mushy magma beneath Yellowstone. *Geophys. Res. Lett.* 37, n/a–n/a. doi:10.1029/2009GL041656
- Cinque, A., 1985. L'estensione dei depositi marini olocenici nei Campi Flegrei in relazione alla vulcano-tettonica. *Boll. della Soc. Geol. Ital.* 327–348.
- Civetta, L., Gallo, G., Orsi, G., 1991. Sr- and Nd-isotope and trace-element constraints on the chemical evolution of the magmatic system of Ischia (Italy) in the last 55 ka. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 46, 213–230. doi:10.1016/0377-0273(91)90084-D
- Civetta, L., Orsi, G., Pappalardo, L., 1997. Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes—the Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei caldera, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 75, 183–219.
- Cook, J., Furneaux, T., 1777. *A Voyage towards the South Pole and Round the World. Performed in His Majesty's Ships the Resolution and Adventure, In the years 1772, 1773, 1774 and 1775.* Strahan and Cadell.

- Corrado, G., Lorenzo, S., Mongelli, F., 1998. Surface heat flow density at the phlegrean fields caldera (Southern Italy). *Geothermics* 27, 358–373.
- Crespy, A., Revil, A., Linde, N., Byrdina, S., Jardani, A., Bolève, A., Henry, P., 2008. Detection and localization of hydromechanical disturbances in a sandbox using the self-potential method. *J. Geophys. Res.* 113, B01205. doi:10.1029/2007JB005042
- Darnet, M., Marquis, G., Sailhac, P., 2003. Estimating aquifer hydraulic properties from the inversion of surface streaming potential (SP) anomalies. *Geophys. Res. Lett.* 30 (13).
- Davy, P., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1–25. doi:10.1016/0040-1951(91)90311-F
- Deino, A. L., Orsi, G., De Vita, S., Piochi, M., 2004. The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera – Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 133, 157–170. doi:10.1016/S0377-0273(03)00396-2
- De Natale, G., Petrazzuoli, S.M., Pingue, F., 1997. The effect of collapse structures on ground deformations in calderas. *Geophys. Res. Lett.* 24, 1555–1558. doi:10.1029/97GL01600
- De Natale, G., Troise, C., Pingue, F., Mastrolorenzo, G., Pappalardo, L., Battaglia, M., Boschi, E., 2006. The Campi Flegrei caldera: unrest mechanisms and hazards. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 269, 25–45. doi:10.1144/GSL.SP.2006.269.01.03
- De Vivo, B., Rolandi, G., Gans, P.B., Calvert, a., Bohron, W. a., Spera, F.J., Belkin, H.E., 2001. New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy). *Mineral. Petrol.* 73, 47–65. doi:10.1007/s007100170010
- Di Vito, M.A., Isaia, R., Orsi, G., Southon, J., De Vita, S., D’Antonio, M., Pappalardo, L., Piochi, M., 1999. Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 91, 221–246. doi:10.1016/S0377-0273(99)00037-2
- Du Bray, E.A., Pallister, J.S., 1999. Recrystallization and anatexis along the plutonic-volcanic contact of the Turkey Creek caldera, Arizona. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111, 143–153.
- D'Urville, J.S.C.D., 1835. *Voyage pittoresque autour du monde : résumé général des voyages de Magellan, Tasman, Dampier, Anson, Byron, Bougainville, Cook, Lapérouse, etc.* Tome 2. Tenré.
- Dvorak, J.J., Mastrolorenzo, G., 1991. The Mechanisms of Recent Vertical Crustal Movements in Campi Flegrei Caldera, Southern Italy. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 263.
- Dzurisin, D., 2006. Lessons from deforming volcanoes, in: *Volcano Deformation*. pp. 223–278.
- Edwards, L., 1977. A modified pseudosection for resistivity and induced polarisation. *Geophysics* 42, 1020–1036.
- Eissen, J., Robin, C., Monzier, M., 1992. Découverte et interprétation d’ignimbrites basiques à Tanna (Vanuatu, SO Pacifique). *CR Acad. Sci. Paris* 1253–1260.

- Everett, M., 2013. Near-surface applied geophysics. Cambridge University Press.
- Evjen, H., 1938. Depth factors and resolving power of electrical measurements. *Geophysics* 3(2), 78–95.
- Ferrucci, F., Hirn, A., De Natale, G., Virieux, J., Mirabile, L., 1992. P-SV conversions at a shallow boundary beneath Campi Flegrei Caldera (Italy): Evidence for the magma chamber. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 97, 351–359.
- Finizola, A., 2002. Etude de systèmes hydrothermaux de volcans actifs: Misti (Pérou) et Stromboli (Italie); Approches géophysiques et géochimiques. Doctoral dissertation, Université Balise Pascal-Clermont-Ferrand II.
- Firth, C.W., Handley, H.K., Cronin, S.J., Turner, S.P., 2014. The eruptive history and chemical stratigraphy of a post-caldera, steady-state volcano: Yasur, Vanuatu. *Bull. Volcanol.* 76, 837. doi:10.1007/s00445-014-0837-3
- Folkes, C.B., Wright, H.M., Cas, R. a. F., Silva, S.L., Lesti, C., Viramonte, J.G., 2011. A reappraisal of the stratigraphy and volcanology of the Cerro Galán volcanic system, NW Argentina. *Bull. Volcanol.* 73, 1427–1454.
- Fonstad, M.A., Dietrich, J.T., Courville, B.C., Jensen, J.L., Carbonneau, P.E., 2013. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surf. Process. Landforms* 38, 421–430. doi:10.1002/esp.3366
- Forster, G., 1777. *A Voyage Round the World in His Majesty's Sloop, Resolution, Commanded by Capt. James Cook, during the Years 1772, 3, 4, 5.* White.
- Forster, J.R., 1778. *Observations Made During a Voyage Round the World on Physical Geography, Natural History, and Ethic Philosophy.* G. Robinson.
- Fournier, R.O., 1989. Geochemistry and dynamics of the Yellowstone National Park hydrothermal system. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17, 13.
- Fournier, C., 1989. Spontaneous potentials and resistivity surveys applied to hydrogeology in a volcanic area: case history of the Chaîne des Puys (Puy-de-Dôme, France). *Geophys. Prospect.* 37, 647–668. doi:10.1111/j.1365-2478.1989.tb02228.x
- Francis, P.W., Baker, M., 1978. Sources of two large ignimbrites in the central Andes: some Landsat evidence. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 4, 81–87.
- Francis, P.W., O'Callaghan, L., Kretzschmar, G.A., Thorpe, R.S., Sparks, R.S.J., Page, R.N., de Barrio, R.E., Gillou, G., Gonzalez, O.E., 1983. The Cerro Galan ignimbrite. *Nature* 301, 51–53.
- Francis, P.W., 1983. Giant Volcanic Calderas. *Sci. Am.* 248, 60–70. doi:10.1038/scientificamerican0683-60
- Fridrich, C. J., Smith, R. P., DeWitt, E. D., McKee, E. H., 1991. Structural, eruptive, and intrusive evolution of the Grizzly Peak caldera, Sawatch Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 103(9), 1160-1177.

- Fusi, N., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1990. Vulcanismo, risorgenza calderica e relazioni con la tettonica regionale nell'isola d'Ischia. Mem. della Soc. Geol. Ital.
- Gambill, D.T., 1981. Preliminary hot dry rock geothermal evaluation of Long Valley Caldera, California. NASA STI/Recon Tech. Rep. 81, 22 pp.
- Gansecki, C.A., Mahood, G.A., McWilliams, M.O., 1996. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of rhyolites erupted following collapse of the Yellowstone caldera, Yellowstone Plateau volcanic field: implications for crustal contamination. *Earth Planet. Sci. Lett.* 142, 91–107.
- Gardeweg, M., & Ramírez, C.F., 1987. La Pacana caldera and the Atana ignimbrite—a major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 49(3), 547-566.
- Gazis, C. A., Lanphere, M., Taylor Jr, H. P., & Gurbanov, A., 1995. $^{40}\text{Ar}/(^{39}\text{Ar})$ and $^{18}\text{O}/(^{16}\text{O})$ studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurta Granite: Cooling of two late Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134, 377-391.
- Gerl, M., Issi, J.P., 1997. *Physique des matériaux*, vol. 8. Ed. PPUR presses polytechniques.
- Gillot, P.-Y., Chiesa, S., Pasquaré, G., Vezzoli, L., 1982. <33,000-yr K–Ar dating of the volcano–tectonic horst of the Isle of Ischia, Gulf of Naples. *Nature* 299, 242–245. doi:10.1038/299242a0
- Girard, G., Stix, J., 2010. Rapid extraction of discrete magma batches from a large differentiating magma chamber: the Central Plateau Member rhyolites, Yellowstone Caldera, Wyoming. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(3), 441-465.
- Goff, F., Gardner, J.N., Hulen, J.B., Nielson, D.L., Charles, R., WoldeGabriel, G., Vuataz, F.-D., Musgrave, J.A., Shevenell, L., Kennedy, B.M., 1992. The Valles caldera hydrothermal system, past and present, New Mexico, USA. *Sci. Drill* 3, 181–204.
- Gomez, C., 2014. Digital photogrammetry and GIS-based analysis of the biogeomorphological evolution of Sakurajima Volcano, diachronic analysis from 1947 to 2006. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 280, 1–13. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.04.015
- Gubbins, D., Herrero-Bervera, E., 2007. *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism*. Springer Science and Business Media.
- Gudmundsson, A., 2011. Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation. *Tectonophysics* 500, 50–64. doi:10.1016/j.tecto.2009.10.015
- GVN, 1988. *Bulletin of the Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, Washington D.C., Vol. 13, No 12.
- GVN, 1990. *Bulletin of the Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, Washington D.C., Vol. 15, No 11.
- GVN, 1991. *Bulletin of the Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, Washington D.C., Vol. 16, No 11.

- GVN, 1996. Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, Washington D.C., Vol. 21, No 09.
- GVN, 1997. Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, Washington D.C., Vol. 22, No 8.
- GVN, 1999. Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, Washington D.C., Vol. 24, No 04.
- GVN, 2002. Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, Washington D.C., Vol. 27, No 1.
- GVN, 2004. Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, Washington D.C., Vol. 29, No 7.
- Hall, J., 2013. II. On the Vertical Position and Convolutions of certain Strata, and their relation with Granite. *Trans. R. Soc. Edinburgh* 7, 79–108. doi:10.1017/S0080456800019268
- Hanafin, J. a., Minnett, P.J., 2005. Measurements of the infrared emissivity of a wind-roughened sea surface. *Appl. Opt.* 44, 398–411. doi:10.1364/AO.44.000398
- Hill, D., 2006. Unrest in Long Valley Caldera, California, 1978–2004, in: Troise, C., De Natale, G., Kilburn, C.R.J. (Eds.), *Mechanisms of Activity and Unrest at Large Calderas*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 1–24.
- Holohan, E.P., Troll, V.R., Walter, T.R., Münn, S., McDonnell, S., Shipton, Z.K., 2005. Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 144, 119–136. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.11.020
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.* 48, 1459–1520. doi:10.1130/GSAB-48-1459
- Hubbert, M., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.* 62, 355–372.
- Hulen, J.B., Nielson, D.L., Goff, F., Gardner, J.N., Charles, R.W., 1987. Molybdenum mineralization in an active geothermal system, Valles caldera, New Mexico. *Geology* 15, 748–752.
- Ishido, T., 1989. Self-potential generation by subsurface water flow through electrokinetic coupling. In: *Detection of Subsurface Flow Phenomena*. Springer Berlin Heidelberg. pp. 121–131.
- Ishido, T., 2004. Electrokinetic mechanism for the “W”-shaped self-potential profile on volcanoes. *Geophys. Res. Lett.* 31, L15616. doi:10.1029/2004GL020409
- Jackson, D.B., Kauahikaua, J., 1987. Regional self-potential anomalies at Kilauea volcano. *US Geol. Surv. Prof. Pap* 1350, 947–959.

- James, M.R., Robson, S., 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. *J. Geophys. Res.* 117, F03017. doi:10.1029/2011JF002289
- James, M.R., Varley, N., 2012. Identification of structural controls in an active lava dome with high resolution DEMs: Volcán de Colima, Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 39. doi:10.1029/2012GL054245
- Jaupart, C., Vergnolle, S., 1988. Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions. *Nature* 331, 58–60. doi:10.1038/331058a0
- Jaxybulatov, K., Shapiro, N.M., Koulakov, I., Mordret, A., Landès, M., Sens-Schönfelder, C., 2014. Volcanology. A large magmatic sill complex beneath the Toba caldera. *Science* 346, 617–9. doi:10.1126/science.1258582
- Kaizuka, S., 1992. Coastal evolution at a rapidly uplifting volcanic island: Iwo-jima, western pacific ocean. *Quat. Int.* 15-16, 7–16. doi:10.1016/1040-6182(92)90032-W
- Kawakami, Y., Hoshi, H., Yamaguchi, Y., 2007. Mechanism of caldera collapse and resurgence: Observations from the northern part of the Kumano Acidic Rocks, Kii peninsula, southwest Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 167, 263–281. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.02.003
- Kennedy, B., Wilcock, J., Stix, J., 2012. Caldera resurgence during magma replenishment and rejuvenation at Valles and Lake City calderas. *Bulletin of volcanology*, 74(8), 1833-1847.
- Knight, M.D., Walker, G.P.L., Ellwood, B.B., Diehl, J.F., 1986. Stratigraphy, paleomagnetism, and magnetic fabric of the Toba Tuffs: constraints on the sources and eruptive styles. *J. Geophys. Res.* 91, 10355–10382.
- Koulakov, I., Yudistira, T., Luehr, B.-G., 2009. P, S velocity and V_P / V_S ratio beneath the Toba caldera complex (Northern Sumatra) from local earthquake tomography. *Geophys. J. Int.* 177, 1121–1139. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04114.x
- Koyi, H., 1997. Analogue modelling: from a qualitative to a quantitative technique - a historical outline. *J. Pet. Geol.* 20, 223–238. doi:10.1111/j.1747-5457.1997.tb00774.x
- Kremers, S., Lavallée, Y., Hanson, J., Hess, K.-U., Chevrel, M.O., Wassermann, J., Dingwell, D.B., 2012. Shallow magma-mingling-driven Strombolian eruptions at Mt. Yasur volcano, Vanuatu. *Geophys. Res. Lett.* 39. doi:10.1029/2012GL053312
- Langbein, J.O., 2003. Deformation of the Long Valley Caldera, California: inferences from measurements from 1988 to 2001. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 127, 247–267. doi:10.1016/S0377-0273(03)00172-0
- Lardy, M., Tabbagh, A., 1999. Measuring and interpreting heat fluxes from shallow volcanic bodies using vertical temperature profiles: a preliminary test. *Bull. Volcanol.* 60, 441–447. doi:10.1007/s004450050244
- Lawrie, J.H., 1898. Corals and Coral-islands: With Special Reference to the New Hebrides Group. *Edinbg. Philos. Soc.* 3, 320–326.

- Lénat, J.-F., Robineau, B., Durand, S., Bachèlery, P., 1998. Étude de la zone sommitale du volcan Karthala (Grande Comore) par polarisation spontanée. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 327, 781–788. doi:10.1016/S1251-8050(99)80051-2
- Linde, N., Jougnot, D., Revil, A., Matthäi, S.K., Arora, T., Renard, D., Doussan, C., 2007. Streaming current generation in two-phase flow conditions. *Geophys. Res. Lett.* 34, L03306. doi:10.1029/2006GL028878
- Lindsay, J. M., De Silva, S., Trumbull, R., Emmermann, R., & Wemmer, K., 2001. La Pacana caldera, N. Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106(1), 145-173.
- Lipman, P.W., Steven, T.A., Luedke, R.G., Burbank, W.S., 1973. Revised Volcanic History of the San Juan, Uncompahgre, Silverton, and Lake City Calderas in the Western San Juan Mountains, Colorado. *U.S. Geol. Surv. J. Res.* 1, 627–642.
- Lipman, P.W., 1984. The Roots of Ash Flow Calderas in Western North America : Windows Into the Tops of Granitic Batholiths. *J. Geophys. Res.* 89, 8801–8841.
- Lipman, P.W., Reed, J., 1989. Geologic Map of the Latir Volcanic Field and adjacent areas, northern New Mexico. 1:48000. *U.S. Geol. Surv. Misc. Investig. Ser. I-1907* 1 sheet.
- Lipman, P.W., Bogatikov, O.A., Tsvetkov, A.A., Gazis, C., Gurbanov, A.G., Hon, K., Koronovsky, N. V., Kovalenko, V.I., Marchev, P., 1993. 2.8-Ma ash-flow caldera at Chegem River in the northern Caucasus Mountains (Russia), contemporaneous granites, and associated ore deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 57, 85–124.
- Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.* 59, 198–218. doi:10.1007/s004450050186
- Lipman, P., 2000. Calderas. In : Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., Stix, J., 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*.
- Lipman, P. W., 2006. Geologic Map of the Central San Juan Caldera Cluster, Southwestern Colorado. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Loke, M.H., Barker, R.D., 1995. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics* 60, 1682–1690.
- Louat, R., Baldassari, C., 1989. Chronologie des séismes et des tsunamis ressentis dans la région Vanuatu Nouvelle Calédonie (1729-1989). *Rapp. Sci. Tech. l'IRD - Sci. la Terre, Geophys.* 1, 52 pp.
- Luongo, G., Cubellis, E., Obrizzo, F., 1987. Ischia: storia di un'isola vulcanica. Liguori, Napoli 164 p.
- Mahood, G., Hildreth, W., 1986. Geology of the peralkaline volcano at Pantelleria, Strait of Sicily. *Bull. Volcanol.* 48, 143–172.

- Malahoff, 1970. Gravity and magnetic studies of the New Hebrides island arc. [Villa] Br. Serv. New Hebrides 1.
- Mallick, D.I.J., 1973. Some Petrological and Structural Variations in the New Hebrides, in: *The Western Pacific: Island Arcs and Marginal Seas, Geochemistry*. University of Western Australia Press, pp. 193–211.
- Mandl, G., Jong, L. De, Maltha, A., 1977. Shear zones in granular material. *Rock Mech.* 9, 95–144.
- Manzo, M., Ricciardi, G.P., Casu, F., Ventura, G., Zeni, G., Borgström, S., Berardino, P., Del Gaudio, C., Lanari, R., 2006. Surface deformation analysis in the Ischia Island (Italy) based on spaceborne radar interferometry. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 151, 399–416. doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.09.010
- Marescot, L., Loke, M., 2003. Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surf. Geophys.* 1, 57–67.
- Marescot, L., 2008. Imagerie électrique pour géologues. (http://www.tomoquest.com/attachments/File/Geol_Intro_ERT.pdf)
- Marsh, B.D., 1984. On the mechanics of caldera resurgence. *J. Geophys. Res.* 89, 8245–8251. doi:10.1029/JB089iB10p08245
- Marti, J., Ablay, G.J., Redshaw, L.T., Sparks, R.S.J., 1994. Experimental studies of collapse calderas. *J. Geol. Soc. London* 151, 919–929.
- Mason, B.G., Pyle, D.M., Oppenheimer, C., 2004. The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth. *Bull. Volcanol.* 66, 735–748.
- Masturyono, McCaffrey, R., Wark, D.A., Roecker, S.W., Fauzi, Ibrahim, G., Sukhyar, 2001. Distribution of magma beneath the Toba caldera complex, north Sumatra, Indonesia, constrained by three-dimensional P wave velocities, seismicity, and gravity data. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 2. doi:10.1029/2000GC000096
- Maus, S., MacMillan, S., Chernova, T., Choi, S., Dater, D., Golovkov, V., Lesur, V., Lowes, F., Lühr, H., Mai, W., McLean, S., Olsen, N., Rother, M., Sabaka, T., Thomson, A., Zvereva, T., 2005. The 10th-generation international geomagnetic reference field. *Geophys. J. Int.* 161, 561–565.
- Menand, T., 2011. Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review. *Tectonophysics* 500, 11–19. doi:10.1016/j.tecto.2009.10.016
- Merle, O., Borgia, A., 1996. Scaled experiments of volcanic spreading. *J. Geophys. Res.* 101, 13805. doi:10.1029/95JB03736
- Merle, O., Vidal, N., Van Wyk de Vries, B., 2001. Experiments on vertical basement fault reactivation below volcanoes. *J. Geophys. Res.* 106, 2153–2162.

- Merle, O., Barde-Cabusson, S., Van Wyk de Vries, B., 2010. Hydrothermal calderas. *Bull. Volcanol.* 72, 131–147. doi:10.1007/s00445-009-0314-6
- Metrich, N., Allard, P., Aiuppa, A., Bani, P., Bertagnini, A., Shinohara, H., Parello, F., Di Muro, A., Garaebiti, E., Belhadj, O., Massare, D., 2011. Magma and Volatile Supply to Post-collapse Volcanism and Block Resurgence in Siwi Caldera (Tanna Island, Vanuatu Arc). *J. Petrol.* 52, 1077–1105. doi:10.1093/petrology/egr019
- McConnell, V.S., Shearer, C.K., Eichelberger, J.C., Keskinen, M.J., Layer, P.W., Papike, J.J., 1995. Rhyolite intrusions in the intracaldera Bishop Tuff, Long Valley Caldera, California. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 67, 41–60. doi:10.1016/0377-0273(94)00099-3
- Michaut, C., Jaupart, C., 2011. Two models for the formation of magma reservoirs by small increments. *Tectonophysics* 500, 34–49. doi:10.1016/j.tecto.2009.08.019
- Michon, L., Merle, O., 2003. Mode of lithospheric extension: Conceptual models from analogue modeling. *Tectonics* 22. doi:10.1029/2002TC001435
- Michon, L., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Bachèlery, P., Marti, J., 2007. April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: A new example of caldera formation. *Geophys. Res. Lett.* 34, L21301. doi:10.1029/2007GL031248
- Middleton, G.V., Wilcock, P.R., 1994. *Mechanics in the earth and environmental sciences.* Cambridge University Press.
- Milsom, J., Eriksen, A., 2007. *Field Geophysics*, 4th ed. Wiley.
- Mitchell, A.H.G., Warden, A.J., 1971. Geological evolution of the New Hebrides island arc. *J. Geol. Soc. London.* 127, 501–529. doi:10.1144/gsjgs.127.5.0501
- Molin, P., Acocella, V., Funicello, R., 2003. Structural, seismic and hydrothermal features at the border of an active intermittent resurgent block: Ischia Island (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 121, 65–81. doi:10.1016/S0377-0273(02)00412-2
- Moran-Zenteno, D. J., Alba- Aldave, L. A., Martinez-Serrano, R. G., Reyes-Salas, M. A., Corona-Esquivel, R., Angeles-García, S., 1998. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region, southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2), 7.
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J., Iriondo, A., 2004. A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(1), 97-119.
- Morhange, C., Bourcier, M., Laborel, J., Giallanella, C., Goiran, J.-P., Crimaco, L., Vecchi, L., 1999. New data on historical relative sea level movements in Pozzuoli, Phlaegrean Fields, southern Italy. *Phys. Chem. Earth, Part A Solid Earth Geod.* 24, 349–354.
- Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section; its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37, 507–517.

- Nabighian, M.N., 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*. doi:10.1190/1.1440416
- 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 Zeal. J. Geol. Geophys.* 40, 37–41.
- Nairn, I.A., Scott, B.J., Giggenbach, W.F., 1988. Yasur volcano investigations, Vanuatu, Sept 1988. *New Zeal. Geol. Surv. Rep.* 74 pp.
- Naudet, V., Martínez, J.L.F., Gonzalo, E.G., Álvarez, J.P.F., 2008. Estimation of Water Table From Self-potential Data Using Particle Swarm Optimization (PSO). 2008 SEG Annu. Meet.
- Newhall, C.G., Dzurisin, D., 1988. Historical unrest at large calderas of the world. *U.S. Geol. Surv. Bull.*
- Newman, A. V., Dixon, T.H., Gourmelen, N., 2006. A four-dimensional viscoelastic deformation model for Long Valley Caldera, California, between 1995 and 2000. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 150, 244–269.
- Ninkovich, D., Shackleton, N.J., Abdel-Monem, A.A., Obradovich, J.D., Izett, G., 1978. K–Ar age of the late Pleistocene eruption of Toba, north Sumatra. *Nature* 276, 574–577. doi:10.1038/276574a0
- Nielson, D., Hulen, J., 1984. Internal geology and evolution of the Redondo dome, Valles caldera, New Mexico. *J. Geophys. Res.* 89, 8695–8711.
- Oldenburg, D.W., Li, Y., 1999. Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. *Geophysics* 64, 403–416.
- 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. *Appl. Phys. B* 85, 453–460. doi:10.1007/s00340-006-2353-4
- Orsi, G., De Vita, S., di Vito, M., 1996. The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 74, 179–214. doi:10.1016/S0377-0273(96)00063-7
- Overbeek, J. T. G., 1952. Electrochemistry of the double layer. *Colloid science*, vol 1: irreversible systems, 115-193.
- Paoletti, V., Di Maio, R., Cella, F., Florio, G., Motschka, K., Roberti, N., Secomandi, M., Supper, R., Fedi, M., Rapolla, a., 2009. The Ischia volcanic island (Southern Italy): Inferences from potential field data interpretation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 179, 69–86. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.10.008
- Paoletti, V., D’Antonio, M., Rapolla, A., 2013. The structural setting of the Ischia Island (Phlegrean Volcanic District, Southern Italy): Inferences from geophysics and geochemistry. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 249, 155–173. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.10.002

- Parriaux, A., 2009. *Géologie: bases pour l'ingénieur*. PPUR presses polytechniques.
- Paton, M.W., Paton, J., 1894. *Letters and sketches from the New Hebrides*. London Hodder and Stoughton.
- Paul, S., Ducher, G., Jobard, I., Latache, C.-H., Lenco, M., 1997. *Terminologie de Télédétection et Photogrammétrie*. Conseil International de la Langue Française.
- Peate, D.W., Pearce, J.A., Hawkesworth, C.J., Colley, H., Edwards, C.M.H., Hirose, K., 1997. Geochemical Variations in Vanuatu Arc Lavas: the Role of Subducted Material and a Variable Mantle Wedge Composition. *J. Petrol.* 38, 1331–1358. doi:10.1093/etroj/38.10.1331
- Pelletier, B., Calmant, S., Pillet, R., 1998. Current tectonics of the Tonga-New Hebrides region. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 263–276.
- Peltier, A., Finizola, A., Douillet, G.A., Brothelande, E., Garaebiti, E., 2012. Structure of an active volcano associated with a resurgent block inferred from thermal mapping: The Yasur–Yenkahe volcanic complex (Vanuatu). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 243-244, 59–68. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.06.022
- Perkins, M.E., Nash, B.P., 2002. Explosive silicic volcanism of the Yellowstone hotspot: The ash fall tuff record. *Geol. Soc. Am. Bull.* 114, 367–381.
- Perrier, L., Métaixian, J.-P., Battaglia, J., Garaebiti, E., 2012. Estimation of the near-surface velocity structure of the Yasur-Yenkahe volcanic complex, Vanuatu. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 227-228, 50–60. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.12.006
- Phillips, E. H., Goff, F., Kyle, P. R., McIntosh, W. C., Dunbar, N. W., & Gardner, J. N. (2007). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the duration of resurgence at the Valles caldera, New Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 112(B8).
- Placencia, E., 2004. *Equivalence et profondeur d'investigation en panneau électrique 2D : bibliographie et analyse des outils existant*. Mémoire de DEA, Université Pierre et Marie Curie Paris-Sud, 38pp.
- Plouff, D., Pakiser, L.C., 1972. Gravity study of the San Juan mountains, Colorado. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 800, 183–190.
- Poli, S., Chiesa, S., Gillot, P., 1989. Time dimension in the geochemical approach and hazard estimates of a volcanic area: The isle of Ischia case (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 327–335.
- Prévot, M., Grommé, S., 1975. Intensity of magnetization of subaerial and submarine basalts and its possible change with time. *Geophys. J. Int.*
- Revil, A., Glover, P., 1997. Theory of ionic-surface electrical conduction in porous media. *Phys. Rev. B* 115–193.
- Revil, A., Finizola, A., Piscitelli, S., Rizzo, E., Ricci, T., Crespy, A., Angeletti, B., Balasco, M., Barde Cabusson, S., Bennati, L., Bolève, A., Byrdina, S., Carzaniga, N., Di Gangi, F.,

- Morin, J., Perrone, A., Rossi, M., Roulleau, E., Suski, B., 2008. Inner structure of La Fossa di Vulcano (Vulcano Island, southern Tyrrhenian Sea, Italy) revealed by high-resolution electric resistivity tomography coupled with self-potential, temperature, and CO₂ diffuse degassing measurements. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 113. doi:10.1029/2007JB005394
- Rittmann, A., 1930. *Geologie der insel Ischia*. B.D. Reimer (E. Vohsen)
- Robin, C., Eissen, J., Monzier, M., 1994. Ignimbrites of basaltic andesite and andesite compositions from Tanna, New Hebrides Arc. *Bull. Volcanol.* 56, 10–22.
- Roche, O., Druitt, T.H., Merle, O., 2000. Experimental study of caldera formation. *J. Geophys. Res.* 105, 395–416. doi:10.1029/1999JB900298
- Roest, W., Pilkington, M., 1993. Identifying remanent magnetization effects in magnetic data. *Geophysics* 58, 653–659.
- Rosnell, T., Honkavaara, E., 2012. Point cloud generation from aerial image data acquired by a quadcopter type micro unmanned aerial vehicle and a digital still camera. *Sensors* 12, 453–480. doi:10.3390/s120100453
- Roy, A., 1972. Depth of investigation in Wenner, three-electrode and dipole-dipole DC resistivity methods. *Geophys. Prospect.* 20, 329–340.
- Ruellan, E., Lagabrielle, Y., 2005. Subductions et ouvertures océaniques dans le Sud-Ouest Pacifique, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2/2005, 121-142. DOI : 10.4000/geomorphologie.307
- Sacchi, M., Pepe, F., Corradino, M., Insinga, D.D., Molisso, F., Lubritto, C., 2014. The Neapolitan Yellow Tuff caldera offshore the Campi Flegrei: Stratal architecture and kinematic reconstruction during the last 15ky. *Mar. Geol.* 354, 15–33. doi:10.1016/j.margeo.2014.04.012
- Sakaguchi, K., Gilbert, H., Zandt, G., 2006. Converted wave imaging of the Toba Caldera, Indonesia. *Geophys. Res. Lett.* 33. doi:10.1029/2006GL027397
- Self, S., Goff, F., Gardner, J.N., Wright, J. V., Kite, W.M., 1986. Explosive rhyolitic volcanism in the Jemez Mountains: Vent locations, caldera development and relation to regional structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 91(B2), 1779-1798.
- Smith, R.L., Bailey, R.A., 1968. Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Am. Mem., Geological Society of America Memoirs* 116, 613–662. doi:10.1130/MEM116
- Sorey, M.L., 1985. Evolution and present state of the hydrothermal system in Long Valley Caldera. *J. Geophys. Res.* 90, 11219–11228. doi:10.1029/JB090iB13p11219
- Sparks, R.S.J., Francis, P.W., Hamer, R.D., Pankhurst, R.J., O’Callaghan, L.O., Thorpe, R.S., Page, R., 1985. Ignimbrites of the Cerro Galan caldera, NW Argentina. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 24, 205–248.

- Spell, T. L., Mark Harrison, T., Wolff, J. A., 1990. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Bandelier Tuff and San Diego Canyon ignimbrites, Jemez Mountains, New Mexico: Temporal constraints on magmatic evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43(1), 175-193.
- Smith, R. L., & Bailey, R.A., 1968. Resurgent cauldrons. *Geological Society of America Memoirs*, 116, 613-662.
- Smith, R.L., Bailey, R.A., Ross, C.S., 1970. Geologic map of the Jemez mountains, New Mexico. U.S. Geol. Surv. Misc. Investig. Map I-571.
- Smith, J.L., Rex, R.W., 1977. Drilling results from eastern Long Valley Caldera, in: American Nuclear Society Meeting on Energy and Mineral Recovery Research, Golden, Colorado. pp. 529–540.
- Smith, R. B., Jordan, M., Steinberger, B., Puskas, C. M., Farrell, J., Waite, G. P., ... & O'Connell, R. (2009). Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: Seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188(1), 26-56.
- Spell, T.L., Mark Harrison, T., Wolff, J.A., 1990. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Bandelier Tuff and San Diego Canyon ignimbrites , Jemez Mountains , New Mexico : temporal constraints on magmatic evolution. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 43, 175–193.
- Stankiewicz, J., Ryberg, T., Haberland, C., Natawidjaja, D., 2010. Lake Toba volcano magma chamber imaged by ambient seismic noise tomography. *Geophys. Res. Lett.* 37, n/a–n/a. doi:10.1029/2010GL044211
- Steven, T., Luedke, R., Lipman, P., 1974. Relation of mineralization to calderas in the San Juan volcanic field, southwestern Colorado. *J. Res. US Geol. Surv.* 2, 405–409.
- Steven, T.A., Lipman, P.W., 1976. Calderas of the San Juan Volcanic Field, Southwestern Colorado. USGS Prof. Pap. 958, 1–35.
- Sumii, T., Uchiumi, S., Shimoda, G., 1998. Re-examination on K-Ar age of the Kumano Acidic Rocks in Kii Peninsula, Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan* 104, 387–394.
- Swanson, E.R., McDowell, F.W., 1985. Geology and geochronology of the Tomochic caldera, Chihuahua, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 1477–1482.
- Takahashi, M., 1986. Anatomy of a middle Miocene Valles-type caldera cluster: Geology of the Okueyama volcano-plutonic complex, southwest Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 29, 33–70.
- Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1998. The space problem of caldera resurgence: an example from Ischia Island, Italy. *Geol. Rundschau* 87, 53–66. doi:10.1007/s005310050189
- Tibaldi, A., Vezzoli, L., 2004. A new type of volcano flank failure: The resurgent caldera sector collapse, Ischia, Italy. *Geophys. Res. Lett.* 31. doi:10.1029/2004GL020419

- Tizzani, P., Battaglia, M., Zeni, G., Atzori, S., Berardino, P., Lanari, R., 2009. Uplift and magma intrusion at Long Valley caldera from InSAR and gravity measurements. *Geology* 37, 63–66. doi:10.1130/G25318A.1
- Troise, C., De Natale, G., Pingue, F., Obrizzo, F., De Martino, P., Tammaro, U., Boschi, E., 2007. Renewed ground uplift at Campi Flegrei caldera (Italy): New insight on magmatic processes and forecast. *Geophys. Res. Lett.* 34. doi:10.1029/2006GL028545
- Ulusoy, I., Cubukcu, E., Aydar, E., Labazuy, P., Gourgaud, A., Vincent, P.M., 2004. Volcanic and deformation history of the Bodrum resurgent caldera system (southwestern Turkey). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 136, 71–96. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.03.016
- Van Bemmelen, R.W., 1939. *The Volcano-tectonic Origin of Lake Toba (North Sumatra)*. Druk van G. Kolff.
- Van den Bogaard, P., Schirnick, C., 1995. ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser probe ages of Bishop Tuff quartz phenocrysts substantiate long-lived silicic magma chamber at Long Valley, United States. *Geology* 23, 759–762. doi:10.1130/0091-7613(1995)023
- Verstappen, H.T., 1961. Some volcano-tectonic depressions of Sumatra, their origin and mode of development. *Kon Ned Acad Wetensche Proc Ser B*, 64, 428-443.
- Vezzoli, L., 1988. *Island of Ischia*. C.N.R. Rome, 135 pp.
- Vezzoli, L., Principe, C., Malfatti, J., Arrighi, S., Tanguy, J.-C., Le Goff, M., 2009. Modes and times of caldera resurgence: The <10 ka evolution of Ischia Caldera, Italy, from high-precision archaeomagnetic dating. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 186, 305–319. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.07.008
- Walter, T.R., Troll, V.R., 2001. Formation of caldera periphery faults: an experimental study. *Bull. Volcanol.* 63, 191–203.
- Warden, A.J., 1965. *Reconnaissance Surveys: Tanna*. Annu. Rep. Geol. Surv. New Hebrides 1963 4–6.
- Wicks, J.C., Thatcher, W., Dzurisin, D., 1998. Migration of Fluids Beneath Yellowstone Caldera Inferred from Satellite Radar Interferometry. *Science* 282 (5388), 458–462. doi:10.1126/science.282.5388.458
- Wilcock, J., Goff, F., Minarik, W.G., Stix, J., 2012. Magmatic Recharge during the Formation and Resurgence of the Valles Caldera, New Mexico, USA: Evidence from Quartz Compositional Zoning and Geothermometry. *J. Petrol.* 54, 635–664. doi:10.1093/petrology/egs078
- Williams, H., 1941. Calderas and their origin. *Calif. Univ. Publ. Geol. Sci.* 21, 51–146.
- Wolff, J.A., Gardner, J.N., 1995. Is the Valles caldera entering a new cycle of activity? *Geology* 23, 411–414.
- Yoshida, T., 1984. Tertiary Ishizuchi cauldron, southwestern Japan arc: Formation by ring fracture subsidence. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 89, 8502–8510.

Zlotnicki, J., Boudon, G., Viodé, J.P., Delarue, J.F., Mille, A., Bruère, F., 1998. Hydrothermal circulation beneath Mount Pelée inferred by self potential surveying. Structural and tectonic implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 84, 73–91. doi:10.1016/S0377-0273(98)00030-4

Annexes

Annexe A : Récits de l'expédition de James Cook en 1774

Les parties A.1, 2, et 3 reprennent les documents originaux, respectivement écrits par James Cook, commandant à bord du Résolution, John Reinold Forster, naturaliste à bord du navire et Georg Forster, son fils, naturaliste et ethnologue. La partie A.4, tirée de l'ouvrage d'Urville, reprend et résume ces récits en français.

A.1. Extraits de *A Voyage towards the South Pole and Round the World. Performed in His Majesty's Ships the Resolution and Adventure, In the years 1772, 1773, 1774 and 1775*

Par James Cook et Tobias Furneaux, 1777. (T. Furneaux était capitaine du HMS Adventure, accompagnant le Resolution jusqu'en 1773).

Archive: <https://archive.org/stream/threevoyagescap03cookgoog#page/n53/mode/2up>

Book III - Chap. IV

P45

[Friday 5th August] As we advanced to S.S.E., the new island we had before discovered began to appear over the S.E point of the one near us, bearing S. 1/2 E. distant ten or twelve leagues. After leaving this one, we steered for the East end of the other, being directed by a great light we saw upon it. [...] 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, with a rumbling noise heard at great distance. We now made sail for the island; and presently after discovered a small inlet, which had the appearance of being a good harbour.

P52-53

During the night [August 6th and 7th], the volcano, which was about four miles 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. At every eruption, it made a long rumbling noise, like that of a 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 ashes, which fell so thick, that everything 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.

P55-60

The preceding day [August 9th], Mr. Forster learnt from the people the proper name of the island, which they call Tanna. [...]

When I got on board, I learnt that, when the launch was on the west side taking in ballast, one of the men employed on this work had scalded his fingers in taking a stone up out of some water. This circumstance produced the discovery of several hot springs at the foot of the cliff, and rather below high water mark. [...]

During the night [August 10th - 11th], 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, where he found three places whence smoke of a sulphureous smell issued, through cracks or 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 explosions 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 they 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.[...]

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, at which it stood in the air, to 170. 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 [mud]. Whichever way the wind was, we were plagued with the ashes, unless it blew very strong indeed from the opposite direction. [...]

Next morning [August 14th] after breakfast, a party of us set out for the country, to try if we could not get a nearer and better view of the volcano. We went by the way of one of those hot smocking 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°. 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 [...]. 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. [...] After ascending another ridge as thickly covered with wood as those we had come over, we saw yet other hills between them and the volcano, which seemed as far off as their first setting out. This discouraged them from proceeding farther, especially as they could get no one to be their guide.

P66-67

Mr. Forster and I then went over on the over side of the harbour, and having tried, with Fahrenheit's thermometer, the head of one of the hot springs, we found that the mercury rose to 191°. At this time, the tide was up within two 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°; 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, 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 more violent.

A.2. Extraits de *Observations Made During a Voyage Round the World on Physical Geography, Natural History, and Ethic Philosophy.*

Par John Reinold Forster, 1778.

*Archive : <https://archive.org/details/NHM6732>
ou <http://www.biodiversitylibrary.org/item/106982#page/155/mode/1up>*

Chap. IV

P139-144

The Island of Tanna was seen by us, after we left Irromanga. The night preceding our arrival we observed a very great fire on this isle, and we saw it every now and then blazing up with great violence. In the morning we were a few miles distant from the isle, and saw plainly a volcano at the end of a low range of hills, not elevated more than 120 or 150 yards above the surface of the sea; beyond which there appeared another ridge, at least as high again. It seemed not above four miles distant from the sea, and looked like a truncated cone, quite barren, of a reddish grey, and having the appearance of being formed by ashes, pumice-stones, and lava. Every four or five minutes we perceived a straight column of smoke of a reddish cast, rising with great velocity and violence; and soon after we heard a rambling noise in the volcano like that of a thunder. After the smoke, or rather mass of ignited ashes, had risen to a considerable height, the resistance of the air and its own gravitation brought it down: it varied from the columnar shape, and branched out into separate masses, assuming a surface and out-line, not unlike a large cauliflower. Sometimes, these ashes appeared white, sometimes they had a dirty grey, and sometimes they had a red cast, which happened, as I suppose, when the hot ignited ashes were thrown up, or when the smoke and ashes were illuminated by the fire at the bottom of the crater.

After we came into the harbour, the volcano seemed to be about 6 to 8 miles distant, its explosions continued for several days, and lasted sometimes, together with the rambling noise, for about half a minute: the whole deck was covered with ashes and minute cinders,

which was very hurtful to the eyes. One morning after rain, the volcano, which had ceased its loud explosions, did again now and then blaze up. I observed it before 4 o'clock in the morning. The clouds of smoke which were emitted had all the various hues from yellow, orange, red, and dark purple, dying away into reddish grey or into a darker hue. [...] Some days after, the volcano was quiet, and no more noise was heard, but few clouds of smoke appeared, which however, during night were illuminated.

Seven days after our first arrival, I made an attempt to go to the volcano, in hopes of examining this great object somewhat nearer; and went therefore on a path up the hill towards it. It had rained the night before, and we were not gone a mile up the sides of the hill from the watering place, when we came to a spot clear of wood and of reeds, where we saw a smoke or steam rising from the ground: its smell was strongly sulphureous; and the earth was so intensely hot, that we could hardly stand on it. The soil about these spiracles looked whitish like clay, and in other places of its neighbourhood like red ochre. [...] I traced these solfataras up the hill, in several other places, and as that day the volcano made a great many loud explosions, we could plainly see that a new quantity of vapours rose from these spiracles after each explosion. I traced these spiracles another time likewise, down the hill, within a few yards of the sea, where at high water mark, several hot wells were found by us.

From the ship we observed, that the volcano threw up ignited stones of an immense size: for as we were about 6 to 8 miles off, the stones must be of considerable bulk to be visible at such a distance. When we left the island, there appeared on the outside of the volcano, among the ashes, a smoking ridge, which was not observed at first when we came in the harbour. And as I had before seen on a cliff near the sea, some pieces of lava, it is probable this smoking place, contained a stream of ignited slags, forming, when cold, the lava

All the environs of the volcano are covered with ashes, the sand on the sea shore consisted of them, and the hills was mixed with them: which I found to consist of small pieces of pumice-stone, of small portions of shining, irregularly shaped glasses, semitransparent slags of white, pellucid, irregular pieces like sherl, or glass, of shining, fibrous, acerose particles like asbest; and lastly, of some black, opaque, irregular atoms. These ashes fell at the distance of 8 or 10 miles on one side or the other, according as the wind blew. [...]

We found that after rain, the volcano in Tanna began to rage and blaze more violently than before; which seems to imply, that the moisture of the rain, insinuating itself into the interior parts of the volcano, through various crevices and chinks, and meeting these pyrical strata, caused new fermentation, followed by new eruptions and violent explosions. [...]

I observed besides this, a cliff to the East of the volcano near the sea, at more than ten miles distance from it, which certainly contained vestiges of a great revolution. It consisted of a black sandy or gritty stratum, full of pumice stones, a great many red, ochreous stones, and pieces of lava.

A.3. Extraits de A Voyage Round the World in His Majesty's Sloop, Resolution, Commanded by Capt. James Cook, during the Years 1772, 3, 4, 5.

Par Georg Forster, 1777.

Book III. - Chap. I. & II.

[Friday 5 August] The large island, towards which we still directed our course, extended from N. W. to S. E. and consisted of a high range of mountains. Towards the southeastern extremity, at the end of a secondary range of hills, we discovered a volcano, of which we had really seen the fire at night. It was a low hill, much lower than any in the same range, and of a conical shape, with a crater in the middle. Its colour was reddish brown, consisting of a heap of burnt stones, perfectly barren, but it offered a very striking sight to our eyes. A column of heavy smoke rose up from time to time, like a great tree, whose crown gradually spread as it ascended. Every time that a new column of smoke was thus thrown up, we heard a very deep rumbling sound like thunder, and the columns followed each other at very short intervals. The colour of the smoke was not always the same; it was white and yellowish in general, but sometimes of a dirty reddish grey, which we suspected to be partly owing to the fire in the crater which illuminated the smoke and ashes. [...]

We saw the flame of the volcano in the evening, blazing up, with an explosion once in five minutes or thereabouts. The transactions of the day prevented my speaking of this wonderful phenomenon, though it was in continual agitation. Some of the explosions resembled very violent claps of thunder, and a rumbling noise continued for half a minute together. The whole air was filled with smoky particles and with ashes, which occasioned much pain when they fell into the eye. The decks, rigging, and all parts of the ship were covered with black sherry ashes in the space of a few hours, and the same sand, mixed with small cinders and pumice stones, covered the sea-shore. The distance of this volcano from our harbour was five or six miles; but several hills lay between, so that we only saw its summit, which threw up the smoke from a crater, consisting of several ragged points.

[Saturday 6] Early in the morning, the ship was moored still more conveniently and nearer to the shore. The natives appeared at sun-rise coming out of their groves and consulting together on the beach. In order to make the sequel more intelligible, it will be necessary to give a slight sketch of the appearance of the country which enclosed the harbour. The point which forms its eastern shore is very low and flat, but presently rises into a level hill, about fifteen or twenty yards high, which is wholly laid out in plantations. This encompasses the eastern and southern shore of the bay, being near three miles long, and extending several miles inland to the sea on the other side. Where this flat hill ends, a fine plain covered with plantations runs to the southward, bounded by several ranges of pleasant hills, of which the nearest are of easy ascent. To the west this plain, as well as the whole bay itself, is enclosed by a steep hill, three or four hundred yards high, which is nearly perpendicular in most places. A narrow beach of large broken shingles and stones runs along the western shore, but a perpendicular rock separates it from the southern beach. This last is very broad, and consists of a firm black sand; it bounds the plain, and is the same where we cut wood and filled our casks with water. A beach of coral rock and shell sand continues from thence along the foot of the flat hill quite to the eastern point of the harbour. The flat hill does not lie close to this beach, but a space of level land, thirty or forty yards wide, covered with groves of palms, extends to its foot. The

whole south-east corner of the bay is filled with a flat reef of coral, which is overflowed at low water. [...]

The volcano which had played at long intervals in the morning entirely ceased its explosions in the afternoon. [Sunday 7] The next morning, however, at four-o'clock, it began to blaze up again; some showers of rain having fallen over night. Its fires afforded us a most pleasing and magnificent sight. The smoke, which slowly rolled up from time to time, in thick and heavy volumes, was coloured with all the various hues of yellow, orange, crimson, and purple, which died away into a reddish grey and brown. [...]

The next morning Dr. Sparrman, with my father and myself, landed under the steep mountain on the west side of the bay, where a party of sailors were sent to load shingle for ballast. A little swell came in upon the shore in this place, which obliged us to wade through the surf. On the steep sides of the hill we gathered several new plants, and slid down the precipice several times. Different sorts of minerals appeared in this place. The principal strata of the steep hill consist of a species of clay, very soft, and crumbling in pieces when exposed to the air and moisture. We also found a species of black sand-stone, a substance resembling rotten-stone (*lapis suillus*), and some pieces of chalk, which were either pure, or tinged with a reddish colour, perhaps arising from particles of iron. We walked several hundred yards along the beach, towards the west point of the harbour, and at last seeing a path which led up the hill, prepared to advance into the country, when we were met by a number of natives, who were all armed. [...]

[Tuesday 9] We returned to the same place the next morning, where our people had loaded ballast the day before. We climbed about the rocks for several hours in the heat of the day, without much success; and were only tantalized by the appearance of a rich forest, into which we could not venture to advance with any degree of prudence. Before we returned on board again, we discovered a hot spring coming out of the rock close to the water's edge. We had no thermometer at hand; but the degree of heat was such, that we could not bear to hold a finger in the water above a single second. [...]

The volcano had been quiet ever since the 7th, and though it continued to emit smoke from time to time, yet the rumbling had entirely ceased. The fire within the crater, still however illuminated the clouds of smoke. [...] In the morning we landed on the beach, and saw but few inhabitants; we therefore repaired to its westernmost corner, where we had observed a path which led to the steep hill on the west side of the bay. [...] Having walked up about half a mile by different windings, we came to a little glade, covered with delicate herbage, and surrounded with the most beautiful wild trees of the wood. Here the sun shone excessively hot upon us, the place being entirely sheltered from winds. A sulphureous smell however, soon betrayed a kind of steam rising out of the ground, which added to the heat of the place. There was a little mound of whitish earth, which looked as if it were calcareous, on the left side of the path [...]. From this mound we saw a vapour, or steam rising continually; the earth was so hot, that we could hardly bear to stand upon it, and we found it impregnated with native sulphur. When we stirred in the white earth, we found the steam coming up faster; and on tasting it, we observed a styptic²⁸ or astringent quality, like that of alum in it. From this place we walked on a great way higher, and came to another open place, which lay on the slope, and

was rather barren. Here likewise we found two other spots, which emitted steam, but not in such quantities as the first, nor so strongly scented. The earth which covered these solfatarras, was of the same nature as that on the first, and had a greenish tinge from the sulphur with which it was penetrated. But in the neighbourhood of it, we found red ochre of the same sort with that which the natives employ to paint their faces. The volcano was more loud than ever we had known it this day, and at every explosion we observed the steam rising much more copiously than before, in thick white clouds, from the solfatarras. This circumstance seems to indicate, that they have a subterraneous connection with, or are, by some means unknown to us, affected by the convulsions of this burning mountain. We remarked that this was the second time the explosions of the volcano had recommenced after showers of rain; and were therefore led to suspect, that the rain in some measure excites these explosions, by promoting or encreasing the fermentation of various mineral substances in the mountain. [...] In a little time we got sight of the volcano between the trees, and perceived that the walk which led to it, across several hills and vallies, could not be less than two leagues long from our station. We saw its eruption however, and took notice of immense masses of rock which it hurled upwards in the smoke, and some of which were at least as large as the hull of our long-boat. [...]

The singular nature of the solfatarra on the western hill so much attracted our attention, that we hastened thither again the next morning, and Mr. Hodges was of the party. The volcano continued to thunder all the day, and threw up vast quantities of minute black ashes, which, when more accurately examined, proved to be long needle-like and semitransparent shersls. The whole country was strewed with these particles, and they proved remarkably dangerous to our eyes in botanizing, as every leaf on the island was entirely covered with them. [...]

We soon reached the first smoking place, but seeing the natives somewhat higher, we did not stop, and walked up to them. They were the same who had behaved so well to us the day before, and they now sent some of their people up into the country, as soon as they saw us. Mr. Hodges sketched some views,³⁶ whilst we passed our time in examining several plants, and suspended a thermometer, with Fahrenheit's scale, on a tree in the shade. This thermometer stood at 78° on board the ship, at half an hour past eight, which was the time of our departure. Having been carried up close to the body, it has risen to 87°; but after hanging five minutes, at a distance of twenty yards from the solfatarra, it remained at 80°. We made a hole in the earth, deep enough to contain the thermometer in its whole length, and suspending it from a stick into this hole, it rose in half a minute to 170°. We left it there for the space of four minutes, and at the end of that time it still marked the same degree. The instant it was taken out, it fell to 160°, and in a few minutes gradually to 80° again. The steam which issues from this place is consequently of the hottest. The natives, who observed that we stirred in the solfatarra, desired us to leave it, telling us it would take fire, and resemble the volcano, which they called *assoòr*. [...]

[Saturday 13.] [...] The next morning captain Cook, Mr. Wales, Mr. Patton, and several other gentlemen, who were desirous to examine the volcano, set out with Dr. Sparrman, my father, myself, and two men, and walked up the hill on the west side of the bay. The weather was foggy, heavy, and sultry, but the volcano was quiet. We soon reached the solfatarra, where the hot steam rose plentifully. The experiment to measure the degree of heat was repeated as on

the 12th, with this difference, that the thermometer was entirely buried in the white earth where the vapour came up. After it had remained one minute in this state, it rose to 210° , which is nearly the heat of boiling water, and remained stationary there as long as we kept it in the hole, which was for the space of five minutes. As soon as it was taken out, it fell instantly to 95° , and gradually descended to 80° , where it had stood previous to the immersion. The perpendicular height of the first solfatara, above the level of the sea, is about 80 yards.

[Wednesd. 17] As soon as they were gone, captain Cook went in his boat with us to the people who loaded ballast under the western hill. Here we examined the hot-springs which we had discovered on the 9th, having taken a thermometer for that purpose, which had stood at 78° on board the ship, but being carried close to the body had risen to 83° . When the bulb was plunged into the hot-spring the mercury rose to 191° in the space of five minutes. We then took it out, and enlarged the hole by clearing away the sand and stones, through which the water oozed and ran into the sea. Having replaced the thermometer so that it was immersed considerably above the the bulb, it rose again to 191° , and continued there upwards of ten minutes longer. We threw some small shell-fish into the spring, and they were boiled in two or three minutes. A piece of silver, after lying in the water above half an hour, came out perfectly bright and untarnished. Salt of tartar had no visible effect upon it; but still, as we observed a kind of astringency in its taste, we filled a bottle with it, and shut it up close, in order to make more accurate and complicated experiments with it after our return.

[Thursday 18] Captain Cook set out again with us the next morning, to examine the hot springs at low water, the experiments of the preceding day being made during flood-tide, about half past four o'clock. We immersed the thermometer, which in the open air had stood at 78° , and the quick-silver rose to 187° , after lying one minute and a half in the hot water. This difference, from the former heat of 191° , was rather surprising, especially as the springs issued so near the level of the sea, that some of them were covered at high water, might therefore be expected to be cooled by the mixture. We concluded that some other cause besides the tides influenced the relative heat of these springs, and we were confirmed in this supposition by examining another spring which came out upon the great beach to the south, at its westernmost corner. Here, at the foot of a perpendicular rock, forming part of the mountain to the west, on which the solfataras were situated, the hot water bubbles up out of the black sand, and runs into the sea, which likewise covers it at the flood-tide. In the space of a minute the thermometer, after being placed in this new spring, rose to $202\frac{1}{2}^{\circ}$, and remained at this degree several minutes. It should seem that these springs are heated by the volcano, and run under ground till they find an issue. The fire of that mountain in all probability is not always equally violent, and gradually cools in the intervals between its eruptions. Different parts of it may likewise have various degrees of heat, and the different springs, by passing over a longer or shorter space, must lose more or less of their original heat. The solfataras on the hill directly above these springs, are in my opinion connected with them; and the steam which rises from thence, through subterraneous crevices, may be part of the same water, ascending before it can be condensed into a continued fluid, by the coolness of the ground over which it is carried. The volcano had been quiet for two days past, and offered no new phænomena, from whence any of these circumstances might have been better explained.

[Saturday 20] The wind being favourable to our departure at present, we weighed the anchor, and set sail, after a stay of sixteen days. The island of Tanna is situated in 19° 30' S. lat. and 169° 38' E. long. and I believe does not exceed twenty-four leagues in circuit. A clayey sort of stone, mixed with pieces of chalk-stones, forms most of the rocks which we examined. It is commonly of a brownish or yellowish colour, and lies in strata nearly horizontal, about six inches thick. In a few places we observed a soft black stone, composed of the ashes and shersls thrown up by the volcano, mixed with clay, or with a sort of tripoly, which is called rotten-stone by some miners. This substance sometimes forms alternate strata with the black stone. The same volcanic sand, mixed with vegetable mold, forms the rich soil of this island, on which, as I have already mentioned, all vegetables thrive with uncommon luxuriance. The volcano which burns on the island, doubtless works a great change in its mineral productions, and might perhaps have afforded some new observations, if the jealousy of the natives had not continually prevented our examining it. We found native sulphur in the white earth which covers the solfataras, from whence the aqueous streams arise. The taste of this earth was strongly aluminous, and it may perhaps be impregnated with particles of that salt. We likewise met with a red bolus near these places, and observed a white selenitic stone among the natives, which they wear as an ornament in the cartilage between the nostrils. We found some specimens of strong lavas; but as we could not come near the volcano, we never met with them in any quantity. The hot springs have a kind of astringency in the taste, which gives us some reason to suspect that they contain mineral particles; but we had no opportunity to make experiments on board with the water which we brought from thence. The only remark of any consequence, is a confirmation of a former well-known fact with regard to volcanos, viz. that these burning mountains are not always the highest in the whole ridge, as in Peru and Sicily, but that they sometimes break out in a secondary ridge, and are even of an inconsiderable height. As there are instances in the Açores, and in the Archipelago, that volcanic eruptions have forced their way through the sea from the unfathomable bottom, this circumstance would be of less consequence, if it had not disagreed with the opinion of the great naturalist, M. de Buffon.⁶⁸ He asserts, that the highest mountains alone are the seat of volcanic fires, being desirous to remove these fires as far from the centre of the earth as possible. Another observation which we made seems to prove, that the eruptions commonly succeeded after showers of rain; but so short a stay as ours is insufficient to give this remark its necessary weight, though it coincides with the conjectures which have hitherto been made concerning the causes of subterraneous fires.

A.4. Extraits de *Voyage pittoresque autour du monde : résumé général des voyages de Magellan, Tasman, Dampier, Anson, Byron, Bougainville, Cook, Lapérouse, etc. Tome 2.*

Par D'Urville, 1846.

P111-112 : Arrivée sur Tanna, premières observations du volcan Yasur et mouillage dans la baie de Port-Résolution.

Ce coup de canon était un salut d'adieu, car Cook quitta Koro-Mango pour gagner une île aperçue dans le S., et que signalaient pendant la nuit quelques lueurs volcaniques. Le 09 août, à trois ou quatre milles dans le N.E., on distingua cette terre ignivome. Forster la dépeint ainsi: "La colline la plus basse de toutes celles de la même rangée, et d'une forme conique, avait un cratère au milieu; elle était d'un rouge brun et composée d'un amas de pierres brûlées, parfaitement stériles. Une colonne épaisse de fumée, pareille à un grand arbre, en jaillissait de temps en temps, et sa tête s'élargissait à mesure qu'elle montait. Toutes les fois qu'une nouvelle colonne de fumée était ainsi jetée en l'air, nous entendions un son bruyant pareil à celui du tonnerre, et les colonnes se suivaient de près. La couleur de la fumée n'était pas toujours la même; en général elle nous paraissait blanche et bleuâtre, mais quelques fois d'un gris sale un peu rouge: nous jugeâmes que cette différence provenait en partie du feu du cratère qui éclairait la fumée et les cendres. [...]"

Cook trouva un mouillage sur la pointe SE de cette île nommée Tanna. Le 09 Août, Cook descendit à terre avec un fort détachement. [...] Le jour se passa ainsi; la nuit fut remplie par d'autres scènes. Le volcan régnait alors, il déployait ses magnificences, il couvrait le ciel d'un manteau qui se graduait dans tous les tons du rouge. De quart d'heure en quart d'heure une violente détonation se faisait entendre; on eût dit un combat souterrain, où deux armées se seraient canonnées. L'air était rempli de cendres volcaniques qui faisaient cuire les yeux; le pont, les agrès, se couvraient peu à peu de cette pluie cinéfiée. C'était un sable mêlé de fraisil et de pierre ponce, qu'on retrouvait sur toute la côte. Le volcan n'était éloigné du havre que de cinq ou six milles; mais plusieurs collines intermédiaires empêchaient de découvrir sa crête élevée. La fumée seule et des lueurs rougeâtres en signalaient le gisement.

Le jour suivant, le vaisseau s'engagea beaucoup plus avant dans la baie.

P113-116: Forster raconte l'une de ses excursions dans la zone environnante.

"Durant toute la nuit du 11 au 12 août, le volcan était devenu imposant. Il grondait d'une manière terrible. A chaque explosion, des colonnes de feu et de fumée s'élançaient jusqu'au ciel, et leur intervalle n'était guère que de trois à quatre minutes. Du vaisseau, on le voyait lancer en même temps des pierres d'une prodigieuse grosseur. Les petites colonnes de vapeurs, qui s'élevaient des environs du cratère, paraissaient être des feux allumés par les insulaires."

"Les feux intérieurs du cratère éclairaient encore des nuages de fumée, quand nous débarquâmes sur la grève: nous gagnâmes vers la partie ouest un petit sentier qui conduisait à une colline escarpée. Nous montâmes sans peine à travers les plus jolis bocages d'arbres et d'arbrisseaux qui y croissaient eux-mêmes, et qui rependaient partout une odeur parfumée et rafraîchissante. [...] Nous n'aperçûmes pas un seul naturel sur la première croupe de cette montagne, et aucune plantation n'y frappa nos regards. Après avoir fait au moins un demi-mille, par différents détours, nous atteignîmes une petite clairière d'une herbe molle et environnée des arbres les plus charmants de la forêt. Le soleil était alors très chaud, car cet endroit est à l'abri de tous les vents. Nous sentîmes une vapeur de soufre qui s'élevait du terrain, et qui ajoutait encore à la chaleur du lieu. A gauche du sentier, presque caché par les branches du figuier sauvage, il y avait une petite levée de terre blanchâtre et une vapeur

s'élevait continuellement de ce monticule. La terre était si chaude que nous ne pouvions y poser le pied, et nous la trouvâmes imprégnée de soufre. En la remuant, les vapeurs jaillissaient avec plus de vivacité, et nous y remarquâmes en partie une qualité styptique ou astringente pareille à celle de l'alun. De là, nous montâmes beaucoup plus haut, et nous parvînmes à une autre ouverture du bois qui était un peu stérile. Nous y découvrîmes deux nouveaux cratères qui jetaient de la vapeur, mais en moindre quantité, et d'une odeur moins forte. La terre qui couvrait ces solfatares était de la même nature que celle de la première, et le soufre dont elle était remplie lui donnait une teinte verdâtre. Nous recueillîmes aux environs de l'ocre rouge de l'espèce qu'emploient les naturels pour se peindre le visage."

"Le volcan était alors plus bruyant que jamais : à chaque explosion, la vapeur s'élevait des solfatares en beaucoup plus grande abondance qu'auparavant, et formait des nuages épais blancs, ce qui semble indiquer qu'elles ont des liaisons souterraines avec cette montagne brûlante dont les convulsions les affectent par des moyens qui nous sont inconnus. Observant que c'était la seconde fois que les explosions du volcan recommençaient après la pluie, on soupçonna que la pluie les excitait, en quelque sorte, ne produisant ou en accroissant la fermentation des diverses substances minérales. " [...]

"L'espèce singulière de solfatare occupait si fort notre attention que nous nous y rendîmes le jour suivant 12 au matin. Quelques officiers nous accompagnèrent. Le volcan continua à gronder toute la journée et à vomir des quantités prodigieuses de petites cendres noires, qui, examinées de près, furent reconnues pour être des schorls en forme d'aiguilles à demi-transparentes. Tout le pays était jonché de ces particules, et, en herborisant, elles furent très nuisibles à nos yeux, parce que chaque feuille en était entièrement couverte. [...] Nous atteignîmes bientôt le premier endroit d'où jaillissait la fumée. [...] M. Hodges dessina des points de vue, tandis que nous examinâmes des plantes et que nous suspendions un thermomètre sur un arbre à l'ombre. Ce thermomètre se tenait à 25°6 (centigrade) à bord du vaisseau, à huit heures et demie, temps de notre départ. Comme celui qui le portait l'avait appuyé près de son corps, il s'était élevé à 3°6; mais après avoir été suspendu pendant cinq minutes à un arbre, à trente pas de la solfatare, il resta à 26°7. Nous fîmes un trou en terre, assez profond pour contenir le thermomètre dans toute sa longueur, et le tenant dans ce trou au bout d'un bâton, il monta en une demi-minute à 78°C. Nous le laissâmes quatre minutes, et à la fin du temps il marquait encore le même degré. La vapeur qui partait de cet endroit était par conséquent très chaude. Les naturels, qui s'aperçurent que nous creusions dans la solfatare, nous prièrent de cesser en nous disant que le terrain prendrait feu, et qu'il ressemblerait au feu qu'ils nomment Assoor. [...] En montant plus haut, nous trouvâmes d'autres endroits fumants de la même nature que celui qu'on a décrit."

P117-118: Excursion de Cook dans la même zone.

Après Forster et Sparmann, Cook tenta lui-même une excursion jusqu'au cratère volcanique. Il partit le 14 au matin, et se dirigea vers la colline, où les naturalistes avaient observé des fumerolles. Un thermomètre y fut encore enterré. A l'air libre, il marquait 26°7; dans ce sable brûlant, il monta, dans une minute, à 98°, c'est à dire une température qui approchait de celle de l'eau bouillante. La surface du sol, ainsi échauffée, occupait quatre ou cinq toises en carré, [...]. Quoique leur guide les eût abandonnés, ils gravirent un autre monticule qui, suivant eux,

devait être presque contigu au volcan. Cette attente fut déçue; ils étaient encore loin du but de leur course, presque aussi loin qu'au moment du départ, et plusieurs montagnes les en séparaient. ce désappointement les refroidit beaucoup, et déjà ils songeaient à rétrograder, quand des sauvages, apparus en armes, vinrent changer en retraite forcée cette retraite volontaire. [...] Ce fût, du reste, la dernière tentative faite pour s'approcher du volcan.

P118 : Dernières observations dans la baie de port-Résolution et départ.

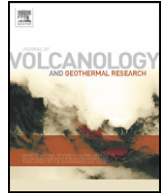
De l'autre côté du havre, Forster trouva des sources d'eau chaude, dans lesquelles le mercure monta à 88 et 95°. Quelques testacés qu'on y jeta furent cuits en deux ou trois minutes. Cette eau jaillissait en bouillonnant au travers d'un sable noirâtre, et au pied même d'un rocher à pic qui tient aux montagnes des solfatares; elle court vers la mer, qui, à la marée haute, monte jusqu'à elle et l'absorbe.

[...] Cook quitta le havre de Tanna le 21 Août.

P119

En 1793, d'Entrecasteaux se contenta d'une reconnaissance rapide; il releva Erronan, Aunatom et Tanna, dont le volcan fut révélé par un grand nuage fixe, au milieu d'un horizon pur et bleu.

Annexe B : Structure of an active volcano associated with a resurgent block inferred from thermal mapping : The Yasur-Yenkahe volcanic complex (Vanuatu)



Structure of an active volcano associated with a resurgent block inferred from thermal mapping: The Yasur–Yenkahe volcanic complex (Vanuatu)

A. Peltier ^{a,*}, A. Finizola ^b, G.A. Douillet ^c, E. Brothelande ^d, E. Garaebiti ^e

^a Institut de Physique du Globe de Paris et Université Paris Diderot (Sorbonne Paris-Cité), UMR CNRS 7154—Géologie des Systèmes Volcaniques, 1 rue Jussieu, 75238 Paris cedex 05, France

^b Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de la Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris (Sorbonne Paris-Cité), UMR CNRS 7154, 15 avenue René Cassin, BP 97715 Saint-Denis cedex 9, La Réunion, France

^c Earth and Environmental Science Department, Ludwig-Maximilians-Universität München, Theresienstr 41, 80333 München, Germany

^d PRES Clermont Université, Université Blaise Pascal, CNRS UMR 6524, Laboratoire Magmas et Volcans et IRD-R163, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

^e Vanuatu Meteorology and Geohazards Department, P.M.B 9054, Port Vila, Vanuatu

ARTICLE INFO

Article history:

Received 27 February 2012

Accepted 21 June 2012

Available online 29 June 2012

Keywords:

Yasur

Yenkahe

Temperature measurements

Hydrothermal system

Crater rims

Faults

ABSTRACT

Subsurface thermal measurements provide a valuable tool to map hydrothermal–fluid release zones in active volcanic areas. On the Yasur–Yenkahe volcanic complex (Tanna Island, Vanuatu archipelago), fumaroles and hot springs abound, signs of uprising heat fluxes associated to a well-developed hydrothermal activity. Combination of high resolution mapping of ground thermal anomalies with geomorphological analysis allows the characterization of the structural relationships between the active Yasur volcano and the Yenkahe resurgent block.

A complex system of heat release and hydrothermal fluid circulation below the Yasur–Yenkahe complex is evidenced. Circulation, though propagating vertically as a whole, is funneled by stratification. Thus, the main thermal fluid released is almost exclusively concentrated along structural limits that break the seals induced by the stratified nature of the ground. Three types of medium/high temperature anomalies have been evidenced: (1) broad hydrothermalized areas linked with planar stratification that favor lateral spreading, (2) linear segments that represent active faults, and (3) arcuate segments related to paleo-crater rims. The limit between the Yasur volcano and the Yenkahe resurgent block is characterized by an active fault system accommodating both the rapid uplift of the Yenkahe block and the overloading induced by the volcano weight. In such a setting, faults converge below the cone of Yasur, which acts as a focus for the faults. Evidence of such structures, sometimes hidden in the landscape but detected by thermal measurements, is critical for risk assessment of flank landslides.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

On active volcanoes, magma bodies at shallow depth may generate important heat fluxes by conduction and convection. At the surface, ground thermal anomalies coincide with permeable zones, where uprising hot fluids are preferentially released (Aubert and Baubron, 1988; Finizola et al., 2003; Lewicki et al., 2003; Chiodini et al., 2005; Aubert et al., 2007; Barde–Cabussou et al., 2009; Schöpa et al., 2011). Such areas can thus be mapped and monitored by aerial or ground thermal infrared pictures (Harris et al., 2000; Pergola et al., 2004; Harris and Ripepe, 2007; Lagios et al., 2007; Antoine et al., 2009; Delle Donne et al., 2010; Staudacher, 2010; Murphy et al., 2011) and/or by direct ground temperature measurements (Finizola et al., 2003; Lewicki et al., 2003; Aubert et al., 2007; Barde–Cabussou et al., 2009). Indirect thermal infrared measurements are subject to errors due to the distance between the object and the measurement

point and thus need to be corrected; they depend upon surface emissivity of the object, background mixing of the signal, and atmospheric effects (Harris and Maciejewski, 2000). On the other hand, temperatures measured directly at the surface depend only upon the physical properties of the ground and the surface cover, and are affected by the climate (air temperature, wind, solar radiation, air humidity and rainfall). Surface temperatures thus fluctuate seasonally and daily and the surface heat is transferred in depth by conduction, though diurnal cycles generally vanish at one-meter depth. On Stromboli volcano, a diurnal amplitude of 1.1 °C has been measured at 30 cm depth in an area outside the thermal anomalies (Finizola et al., 2003). Thermal measurements carried out at several tens of centimeters below the surface thus minimize the effects of daily variations. In active volcanic areas, mapping the distribution and intensity of ground temperature anomalies allows to evaluate the extent of hydrothermal activity (Revil et al., 2004, 2008; Finizola et al., 2006; Lagios et al., 2007; Staudacher, 2010). Hydrothermal fluid circulation being the most efficient way to transfer heat from depth to the surface, subsurface thermal measurements provide a valuable tool to map fluid release

* Corresponding author.

E-mail address: peltier@ipgg.fr (A. Peltier).

zones, which are controlled by ground permeability and structural limits acting as preferential circulation paths.

The Yasur–Yenkahe volcanic complex (Tanna island, Vanuatu archipelago; Fig. 1A, B, C) exhibits consequent fumarolic activity as well as hot springs, signs of uprising heat fluxes associated to a well-developed hydrothermal activity (Gauthier et al., 2001). This volcanic complex is among the rare and most active association between (1) a volcanic cone with a persistent strombolian–vulcanian explosive activity, Yasur, to the west and (2) a rapidly uprising resurgent block, Yenkahe, to the east.

Even if the two structures (Yasur–Yenkahe) seem closely linked in regard to their location, the limits and the structural relationships between the two edifices remain poorly constrained. This study combines high resolution mapping of ground thermal anomalies with geomorphological analysis in order to characterize the structural

relationships between the active Yasur volcano and the Yenkahe resurgent block.

2. Geological settings

The Yasur–Yenkahe volcanic complex is hosted within the Siwi caldera in the south-eastern part of the island of Tanna, which is part of the central chain of Vanuatu, related to the subduction of the Australian plate below the Pacific plate (Fig. 1A, B, C; Louat et al., 1988).

The Siwi caldera (9 × 4 km) hosting the Yasur–Yenkahe complex is delimited by the “Siwi Ring Fracture” on land (Fig. 1C; Carnay and Macfarlane, 1979), and extends offshore between Sulphur Bay and Port Resolution. The Yenkahe block, (6 × 3 km), is a resurgent block elongated N65 in the axis of the Siwi caldera. It is interpreted as formed

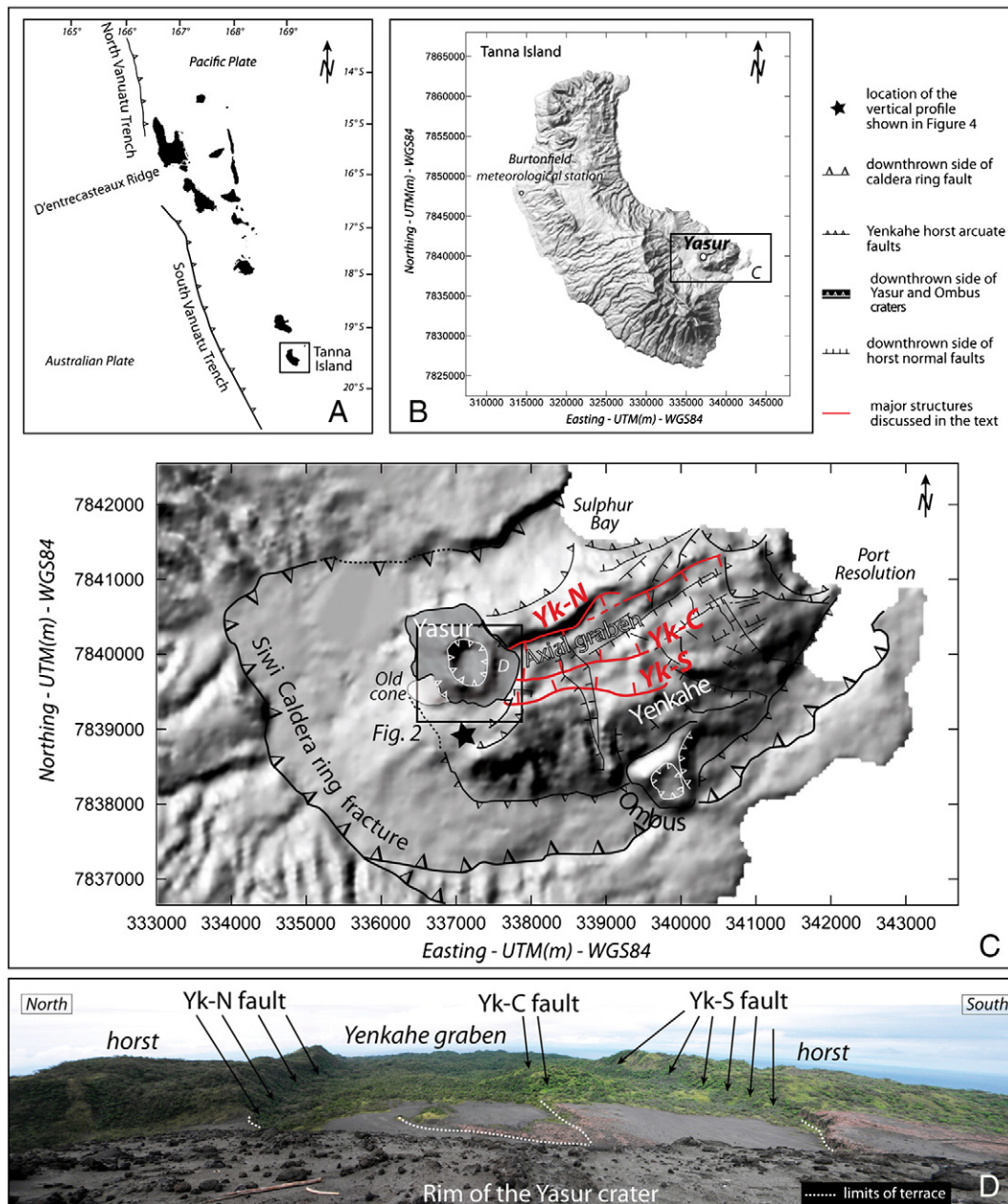


Fig. 1. A) Map of the Vanuatu archipelago and associated tectonic. B) Location of the Yasur–Yenkahe complex on the south-eastern part of the Tanna Island (SRTM digital elevation model). C) Structural map of the south-eastern Tanna including the Yasur–Yenkahe complex. D) Picture from the summit of Yasur to the east showing the main structures of the Yenkahe and the terraces at the junction between the two edifices.

by massive magmatic intrusions within the Siwi caldera (< to 20 ky; Nairn et al., 1988). Coral reef terraces dated at 1000 years BP are found at more than 150 m elevation, thus implying a mean uplift rate of 156 mm y^{-1} over the last millennium (Chen et al., 1995), whereas the regional uplift rate of the northern part of the island is around 1 mm y^{-1} (Chen et al., 1995; Neef et al., 2003; Taylor et al., 2005). GPS measurements carried out between 2002 and 2005 further indicate that the Yenkahe deformation is not continuous in time; periods of uplift and subsidence have succeeded one another, directly linked to the intrusive and eruptive activity (Erre, 2005). This consequent mean uplift rate recorded over the last millennium is at least partially controlled by local, catastrophic phenomena, such as earthquakes (e.g. the ones reported in 1878 and 1888 and responsible for a raise of the shoreline of about 20 m; Steel, 1880).

The Yenkahe structure is cut in its center by two main ENE–WSW parallel normal faults (Yk-N and Yk-S in Fig. 1C, D) that delimit an axial graben about 0.75 km wide. The axial graben extends to the west up to Yasur and is bordered to the north and to the south by two horsts extending almost along the full length of the block (Fig. 1C, D). On the northern, north-eastern (outside edge of the northern horst) and western edges of the Yenkahe block, numerous faults, several meters in throw, delimit terraces (Fig. 1D). The terrace sequences are associated to fumarole activity and altered material.

The normal fault pattern of the Yenkahe is consistent with an extensional deformation favoring dike injections along an EW axis (Rubin and Pollard, 1988). From the study of melt inclusions and volcanic gases, Metrich et al. (2011) estimate that 25 km^3 of magma have degassed without erupting and have accumulated beneath the Siwi caldera over the past 1000 years. Arcuate faults delimit the northern, eastern, and southern margins of the horsts (Fig. 1C). According to Nairn et al. (1988), these margins look like large slump scars, resulting from the massive uplift, rather than deep, nearly vertical, tectonic faults.

Yasur (361 m in height, 1500 m in diameter) is a permanently active volcano (at least since its first description in 1774, Aubert de la Rue, 1960) formed about 1400 year BP (Nairn et al., 1988). It

is an unvegetated tephra cone lying on the western edge of the Yenkahe block. A 400 m wide crater, with three active vents is located in the summit (Fig. 2). The current active cone is partially hosted within the remnants of an older cone still outcropping to the south-west (Fig. 1C). The latter forms a steep sided and sharp semi-circular crest with a surface exhibiting indurated ash and lapilli layers with subplanar stratification, following the steep flank, as well as various colors of alteration. On the outer flank, hot clay material can be found associated with fumaroles and sulfur deposits. To the north, evidences of this older structure disappear below recent ash deposits.

3. Methods

A high-resolution mapping of ground thermal anomalies has been performed to image and characterize the structural relationship between the Yasur cone and the Yenkahe block.

Subsurface temperature measurements were carried out during a field campaign spanning between July 28th and August 14th 2011. Forty-six east–west profiles were made on an area covering $1300 \times 1125 \text{ m}$ (Fig. 2), extending from the summit to the base of the cone, up to the limit of vegetation (to the east and the south) or up to steep cliffs (to the west). No measurement was made on the northern and north-western flanks due to the almost constant gas plume in this direction, and sometimes falling bombs, representing a threat for scientists. The profiles are spaced 25 m apart, and temperature measurements were acquired every 10 m along the 46 profiles.

Ground temperature was measured at a depth of $30 \pm 1 \text{ cm}$. K-type thermal probes were inserted in holes burrowed with a 2 cm diameter steel rod and subsequently filled and compacted. After the probes were left 15 min in the ground in order to achieve thermal equilibrium, the measurements were acquired with a digital thermometer ($0.1 \text{ }^\circ\text{C}$ sensitivity).

In order to assess and correct the temperature variations linked to the rainfall events and water infiltration in the ground, a profile (see Fig. 2 for location) was re-iterated 8 times during the field campaign

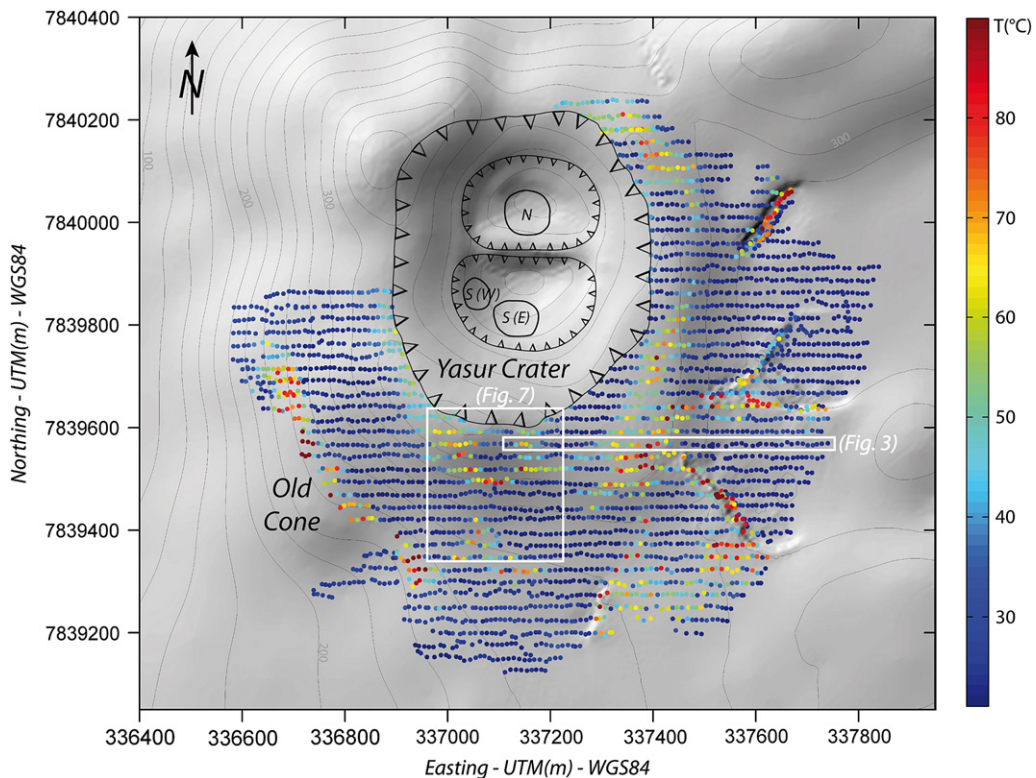


Fig. 2. Temperature measurements on the Yasur cone superimposed on a digital elevation model. (DEM: courtesy of M. Chaput; Chaput, 2009).

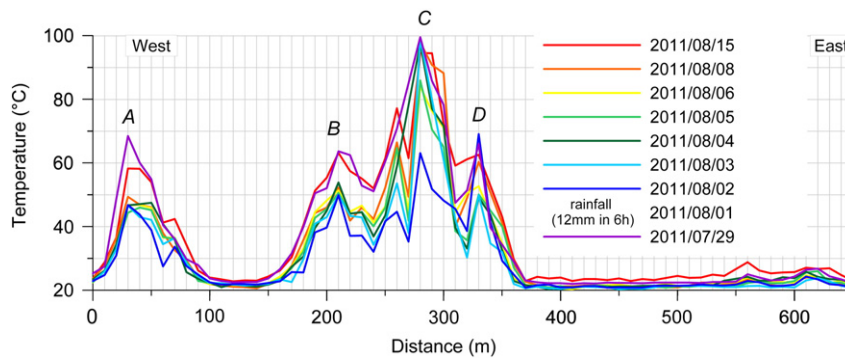


Fig. 3. Temperature along the re-iteration profile. See Fig. 2 for location.

(Fig. 3). This profile covered the whole temperature range of the studied area. The reference curve was measured on July 29th, under dry condition. Empirical best-fit curves plotted between the reference curve and the re-iterated ones were used to adjust the temperature cooled by rainfall infiltration effects. The corrected temperature data was then interpolated by a two steps krigging (13 m then 6 m grid spacing), according to the procedure described in Finizola et al. (2002).

4. Results

4.1. Vertical profile

In order to investigate the influence and the control of the vertical lithological variation on the hydrothermal fluid propagation, temperature was measured along a vertical profile. The vertical profile is located

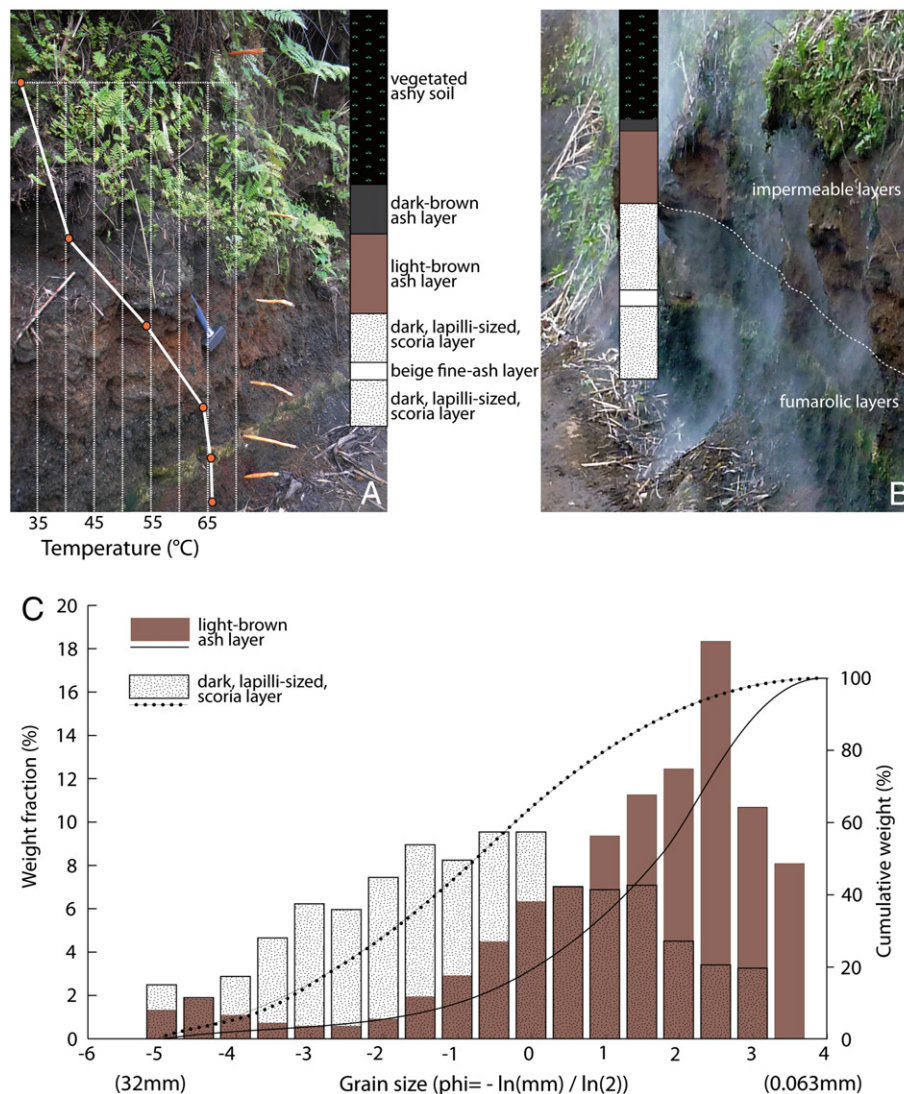


Fig. 4. Vertical profile (see Fig. 1 for location). A) Picture of the vertical profile and the associated temperatures. The compositions of distinct layers are shown as geological log. B) Picture showing the fumaroles at the base of the outcrop. C) Grain size distribution of the scoria permeable layer and of the ashy impermeable layer. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

about 800 m south of the Yasur crater (see Fig. 1C for location), where the road cuts into the ground, producing an 8 m high cliff. The outcrop exhibits planar stratification dipping to the east (Fig. 4A). The base (road level), from which fumaroles originate, consists of two, 40 cm thick, massive layers of dark, lapilli-sized, scoria, with a 8 cm thick, beige layer of fine-ash intercalated (Fig. 4B). These layers, partly colored in red, are altered. They are covered with an unsorted, light-brown, ash layer about 50 cm thick and a dark-brown layer of approximately same grain size. Ash, organic material, and roots forming a soil make the upper part of the outcrop. Grain-size analysis was carried out on 400 g samples from the upper scoria layers and the immediately surrounding, topping, light-brown, ash layer. Median diameter (M_d) and sorting value (σ ; Otto, 1939) were calculated from cumulative-weight curves obtained from interpolated discrete sieving results (Fig. 4C). The layer from which fumaroles blew ($M_d = -0.7 \Phi$; $\sigma = 2.1 \Phi$) is much coarser-grained and less sorted than the overlying one ($M_d = 1.7 \Phi$; $\sigma = 1.6 \Phi$).

For the vertical temperature profile, the thermal probes were inserted in the ground perpendicularly to the outcrop plan. Six measurements were taken within the first meters of the outcrop (one within each distinct layer; Fig. 4A) and another one 5 m higher. The temperature is stable at 64–65 °C within the two basal scoria layers and intercalated beige fine-ash layer, but decreases upward; at 54.3 °C in the light-brown ash layer, and 40.7 °C and 32.1 °C at 20 and 60 cm from the light-brown layer, respectively, vanishing to 28.8 °C on the upper part of the outcrop at ~5 m from the base.

4.2. Re-iterated profile

During the field campaign, only one day of consequent rainfall occurred (12 mm recorded in 6 h on August 1st 2011 at Burtonfield Tanna meteorological station, see location in Fig. 1B). The re-iterated profile shows the effect of the rainfall on August 1st 2011 on the ground temperature (at 30 cm depth; Fig. 3). Rainfall disturbed the measurements on the re-iteration profile up to several tens of degrees with a heterogeneous impact both in time and space. The re-equilibrium duration of the temperature values to those observed before the rainfall is distinct all along the profile. Two kinds of anomalous temperature peaks can be distinguished on the profile: (1) “medium temperature anomalies” ($60 < T_{max} < 70$ °C; “A”, “B”, and “D” in Fig. 3) and (2) “high temperature anomalies” ($T_{max} > 95$ °C; “C” in Fig. 3). For the “medium temperature anomalies”, the temperature re-equilibrium was obtained in about 15 days, whereas for the “high temperature anomaly”, re-equilibrium was achieved within only 2 days.

The data of the re-iterated profile was systematically used after the August 1st rainfall to correct temperatures of infiltration effects. The corrections (see the method section) allow us to correlate on a same map all measurements made during the 18 days of field campaign.

4.3. High-resolution ground temperature map

A total of 2992 thermal measurements were performed (Fig. 2) to produce a high-resolution, interpolated map of ground temperature (Fig. 5A). The data set was analyzed through a statistical analysis, the probability plot technique (Sinclair, 1974), generally used in volcanology for soil diffuse degassing measurements (Chiodini et al., 1998; Carapezza et al., 2009). The results show 3 inflection points suggesting 4 distinct populations of temperature ranges (“cold temperature anomalies”, “low temperature anomalies”, “medium temperature anomalies”, “high temperature anomalies”; Fig. 6A). The coldest values (<21.3 °C; 8.1% of the data set; Fig. 6A, B) correspond to vegetated areas (at the limit of our studied area) or to areas with erosive and drainage structures, guiding streams of water on ground surface.

The largest population, 79.6% of the data, corresponds to “low temperature anomalies” ($21.3 < T < 58.8$) and can be considered as the background temperature of the studied area.

The “medium” ($58.8 < T < 95.9$) and the “high temperature anomalies” ($95.9 < T < 99.6$) are distributed on specific areas. Regarding their spatial distribution and the associated geomorphological expressions, three types of “medium (and high)” anomalous temperature areas can be highlighted (Fig. 5A, 6C): (1) linear segments near the base of the cone (mainly to the east of the studied area), (2) arcuate segments around the summit of the cone, and to the south-west, and (3) broad anomalous areas to the south.

- (1) The linear segments of medium anomalous temperature are spatially distributed at the junction between the Yasur cone and the Yenkahe resurgent block. Six linear segments can be followed on the temperature map (F-N, F-NE, F-E, F-SE, F-SSW, F-SW; Fig. 5). Their temperatures range between 58.8 and 99.6 °C, including thus the “high temperature anomalies” population (Fig. 6C).

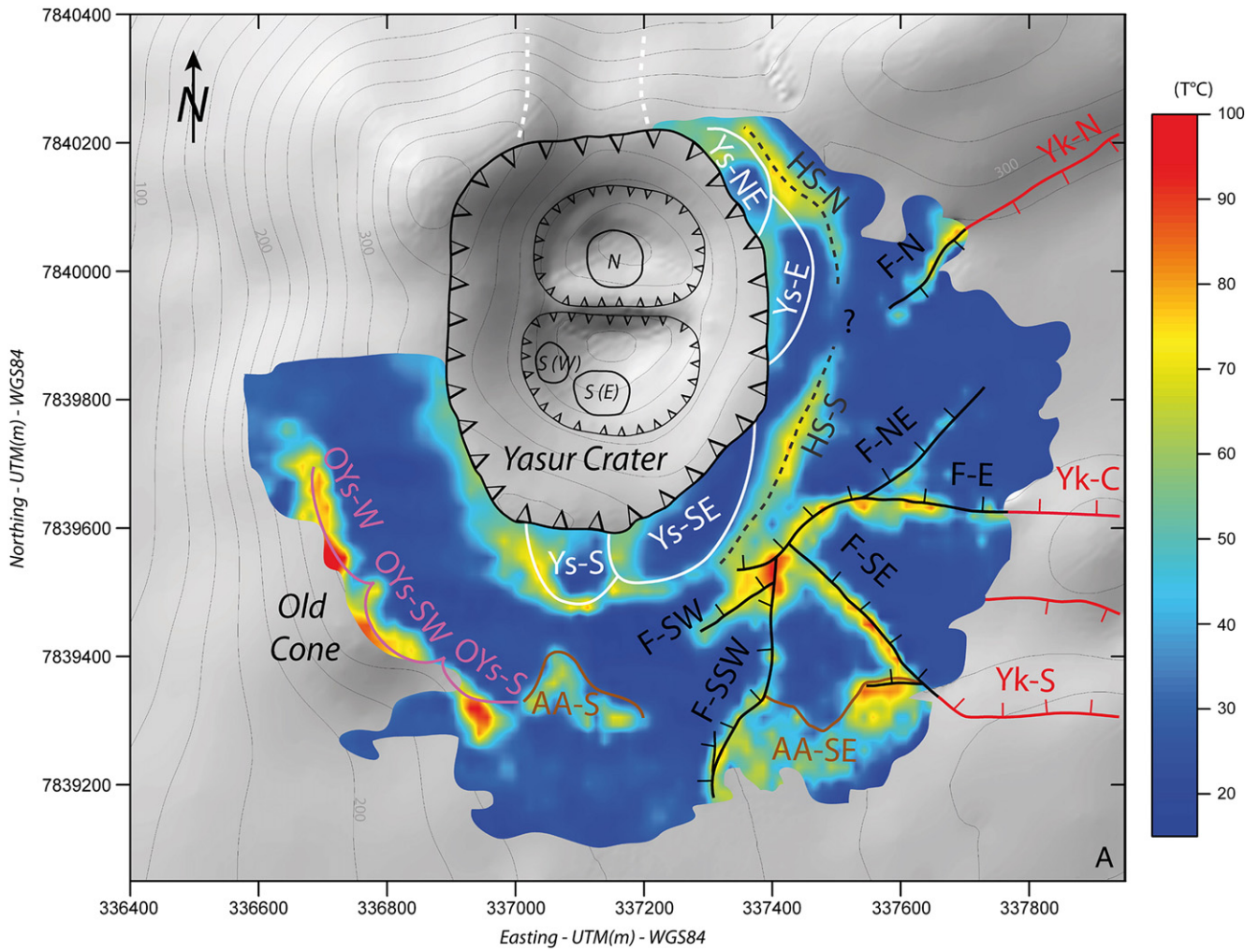
These segments are associated with clear geomorphological expressions consisting of cliffs in the continuation of the horst and graben at the junction between Yasur and Yenkahe (Figs. 1D, 5A, B). Most of the hottest points of these linear segments (85°–99.6 °C) are measured along the two cliffs with fumaroles (F-N and F-SE). These cliffs are in continuity with the western end of the northern and southern edges of the two horst-structures of Yenkahe, delimitating the central graben (Yk-N and Yk-S in Fig. 1C, D). A third segment, orientated NE-SW (F-NE on Fig. 5B), is sub-parallel to the northern cliff. The latter joins with another segment (F-E) in the continuation of the small mount in the middle of the Yenkahe graben (YK-C). Two other segments are associated with smaller cliffs (1 to 3 m in throw; F-SW, F-SSW) and minor fumaroles.

- (2) Four arcuate segments of medium anomalous temperature can be distinguished around the summit (Ys-NE, Ys-E, Ys-SE, Ys-S; Fig. 5) and three in the south-western part of the study area, at the base of the cone (OYs-W, OYs-SW and OYs-S; Fig. 5A). A temperature of 94 °C has been measured in sulfur precipitates found along the OYs-S segment at the base of the cone. These anomalies underline small crests visible in the geomorphology. A close inspection of the thermal measurements allows distinguishing the diffuse contours of these features in the measurements. Although the thermal maximum for each arcuate structures is located on the outer flank of the topographical crests, the expansion limit of the abnormal high-temperature coincide with the crest (Fig. 5A).
- (3) The broad anomalous areas display the lowest “medium” anomalies (<80 °C) and correspond to zones where altered and argilized sub-planar stratification outcrops (AA-S, AA-SE; Fig. 5).

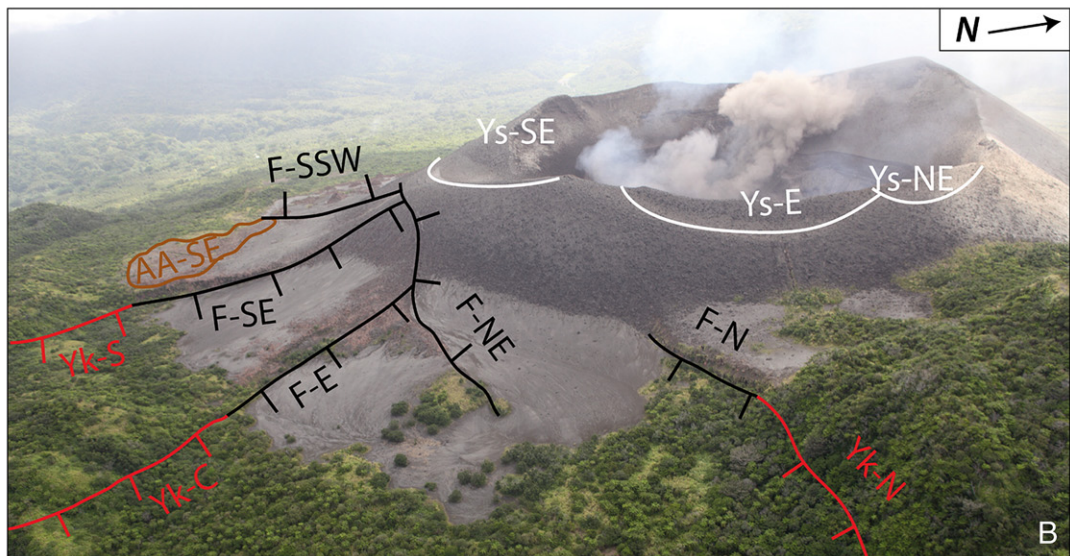
AA-SE exhibits altered, relatively fine-grained and indurated, sub-horizontal stratification on the surface. It corresponds to ancient pyroclastic deposits emplaced by fallout that have been buried and subsequently exhumed. The northern edge of this area is outlined by a sub-vertical step, with a 2–3 m throw. AA-S displays a triangular shape (Fig. 5A). Its geomorphological expression consists of a slightly sur-elevated surface of altered material with sub-planar laminations parallel to the flank. The western limit of this structure is a radial erosive gully at the limit with the old cone, from which consequent fumarolic activity, with formation of sulfur crystals, is observed (at the southern end of OYs-S, Fig. 5A).

5. Discussion

Subsurface thermal measurements allow to image hydrothermal-fluid release zones. In the following, we discuss (1) the influence of water infiltration during rain events on subsurface temperature anomalies, (2) the modalities of thermal fluid circulation in regard to the geological context,



Yasur cone	▲▲ current crater rim	▬▬▬ crater rim	┆┆┆ normal fault
	— argilized area limit	▬▬▬ recent flank sliding border	
	----- structural limit deduced from thermic map		
Old cone	— crater rim		
Yenkahé	┆┆┆ normal fault		



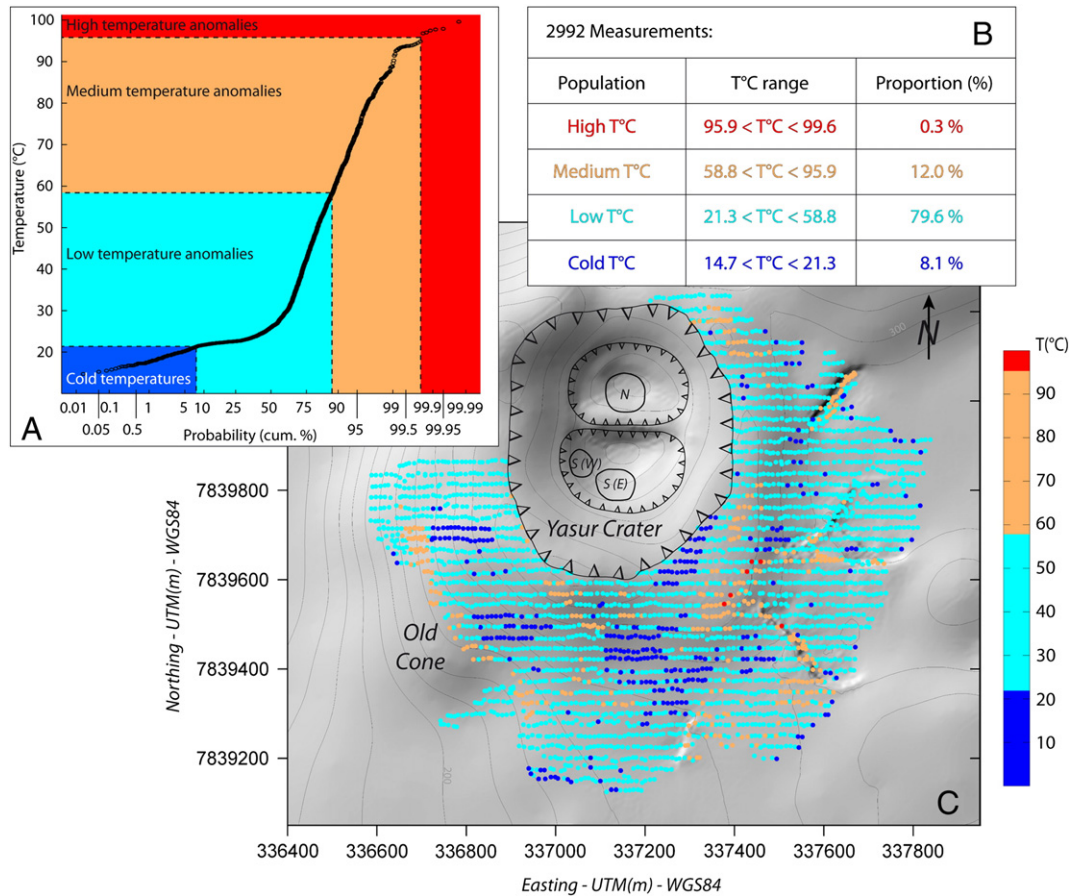


Fig. 6. A) Probability plot of the temperature data set. B) Temperature range and proportion of each population deduced from the probability plot. C) Temperature distribution according to their population type evidenced on the probability plot superimposed on a digital elevation model. (DEM: courtesy of M. Chaput; Chaput, 2009).

(3) the interpretation of anomalies evidenced on the Yasur–Yenkahe complex, and the implications for their structural relationship, and (4) the threat of weakness zones for local population and tourism.

5.1. Ground temperature variation linked to meteoritic water infiltration

The diverging response-time of anomalous temperature peaks of the re-iterated profiles to the rainfall disturbance (Fig. 3) can be interpreted in terms of heat-flux intensity: the shortest re-equilibrium duration, the more influent the heat flux. Thus, the “high temperature anomalies” (close to the boiling point of water at the subsurface) with the shortest re-equilibrium duration drag much more energy (by convection) than the “medium temperature anomalies” (below the boiling point of water at the subsurface) that needed ~15 days to return to pre-rainfall temperatures. It can therefore be considered that greater heat fluxes reach the surface for the “high temperature anomalies” than for the “medium” ones. The discrepancy in time-response can also be explained by considering that the “high” temperatures are most likely related to more permeable zones guiding hydrothermal fluid circulation more efficiently.

Our repeated temperature measurements clearly show the influence of rainfall events on the shallow temperature. As a consequence, meteoric aspects are rather critical to assess heat transfers deduced from infrared images interpretation. As shown in the context of the Yasur volcano, subsurface temperatures can be quantitatively analyzed

only with a good knowledge of the climate (pluviometry, ...) and its influence on the sub-surface temperatures.

5.2. Fluid circulation within the geological context

Most of the “medium/high thermal anomalies” are linked with clear geomorphological expressions. Three types of settings are found to be linked with hydrothermal fluid circulation at the surface: 1) broad altered zones with sub-planar stratification, 2) visible fault planes concentrating fluid releases and associated with consequent alteration and fumaroles, and 3) arcuate structures with a topographic expression but covered with recent scoria.

5.2.1. Effect of stratification on fluid circulations

Along the vertical profile, the high temperatures and fumarolic activity are confined in the coarse-grained, and thus more permeable, layers and the temperature vanishes upward in the finer grained layers (Fig. 4A, B). The fine-grained covering layers thus act as a seal and the hydrothermal fluids were trapped in the coarse-grained layers, where they could easily propagate laterally. Thus, even if the general tendency of hydrothermal fluids is to move upward, most of the transfers are made laterally, as long as the seal is not broken. This is further supported by previous observations where hydrothermal fluids were found to propagate parallel to the surface (e.g. Finizola et al.,

Fig. 5. A) Temperature map of the Yasur cone and associated structures superimposed on a digital elevation model. (DEM: courtesy of M. Chaput; Chaput, 2009). B) Aerial photo of Yasur (courtesy of Clémentine Bacri and Adrien Normier, ORA association). “OYs”, “Ys” and “Yk” stand for Old Yasur, Yasur and Yenkahe, respectively. “AA”, “F”, and “HS” stand for Argilized Area, Fault and Hidden Structure, respectively.

2010; Revil et al., 2011). Stratification thus plays a major role in controlling the vertical versus horizontal propagation of hydrothermal fluids.

This prominence of lateral fluid transfers is illustrated by the two broad hydrothermalized anomalous areas (AA-S and AA-SE, to the south and to the south–east, respectively; Fig. 5). The broad distribution of these anomalies is linked to the stratified nature of the undergrounds that favors lateral propagation of hydrothermal fluids. The layers were permeable enough to permit vertical propagation, but the stratification as well as the clay produced by the consequent alteration tends to increase lateral propagation and spreading of hydrothermal fluids. Thus, where no break in the stratification is present and the lamination is sub-planar, hydrothermal fluids tend to diffuse on a broad zone rather than purely vertically. Since fluids are spreading on a broad zone, the anomalies are not as sharply defined and are lower in intensity (<80 °C) than for segments concentrating the hydrothermal releases.

On the whole, the entire Yasur cone is affected by such lateral heat propagation (at various degree of intensity). Fig. 6C shows that the background temperatures of Yasur are not cold but coincide with “low temperature anomalies ($21.3 < T < 58.8$). This is directly related to the shallow depth of the heat sources (Lardy and Tabbagh, 1999) and the nature of the volcanic environment, which allow a large diffusion of uprising fluids. This is supported by the DC-electrical resistivity tomography (Chaput, 2009) showing a continuous conductive body of about 2–60 Ω m and interpreted as a clay level, at 100–150 m depth below the surface.

5.2.2. Structural limits

5.2.2.1. Faults. The high-temperature linear segments associated with cliffs correspond to the throws of normal faults at the junction between Yasur and Yenkahe. The F-N and F-SE faults have the highest throws (~15 m). These two faults, in the continuity of the Yk-N and Yk-S faults delimiting the axial graben, most probably correspond to the termination of the Yenkahe structures on the resurgent block.

All linear faults seem to converge toward a point south–east of the crater (X ~337410, Y ~7839560; WGS84 coordinates; Fig. 5A). The convergence is clear in the landscape for the F-SSW, F-SE, F-E and F-NE faults, whereas no sign of convergence is visible in the surface for the F-N fault, since the faults get covered and vanish below the scoria cone. The Yasur cone, which grew in the western end of the Yenkahe graben, thus seems to capture these converging faults. The overloading produced by the Yasur edifice locally changes the regional stress field, such that faults are re-oriented below the cone and that the tensional component of pre-existing faults increases as observed on the thermal map (Fig. 5A). Indeed, in such an extensive area, models have shown that faults would curve toward the volcanic edifice, forming “hour-glass” patterns if a ductile layer is present (vanWyk de

Vries and Merle, 1996, 1998). Such patterns are also observed at Fieale volcano, Axial and Brown Bear seamounts and Maderas volcano (vanWyk de Vries and Merle, 1996).

Except one point (measured along the F-SE fault in a fumarole; Fig. 6C), the “high temperature anomalies” are found close to the intersection of the linear faults (at the junction between the F-SSW, F-SE and F-NE faults; Figs. 5A, 6C). This intersection point is thus a major structure of the Yasur–Yenkahe complex with preferential uprising fluid releases.

As a whole, the junction between the Yenkahe resurgent block and the Yasur volcano is a highly active and faulted zone. This feature shows that active deformation occurs and is accommodated by brittle faults.

5.2.2.2. Paleo-crater rims. The arcuate structures correspond to paleo-crater rims that have been subsequently refilled.

Three arcuate high-temperature segments are visible to the south-western limit of the map (OYs-W OYs-SW OYs-S; Fig. 5A). They correlate in the field with the major geomorphological expression corresponding to the limit of the older and bigger cone, on which Yasur has built (Nairn et al., 1988). These segments, though not continuous, are probably part of the same structure. Indeed, the older cone is cut by erosive gullies that produce the topographical and thermal separation but the whole is made of the same indurated ash and lapilli layers with subplanar stratification following the steep flank and various colors of alteration. Additionally, the southern broad anomalous area (AA-S) might also be a remnant of the older cone, since it is made of the same material with stratification planes parallel to the outer steep flanks and it is in line with the three arcuate segments. However, a local drainage basin covered in recent scoriaceous material separates the broad anomalous area from the rest of the structure and inhibits conclusion on their link.

5.2.2.3. Hidden structures. Two segments of the thermal map (HS-N and HS-S; Fig. 5A) cannot be associated with any geomorphological features. We interpret these two segments as hidden structures, covered by recent, ashy-lapilli, scoriaceous material, and linked in depth to permeable zones.

Regarding their location, two hypotheses can be advanced concerning their origin:

- 1) The HS-N and HS-S structures could be linked and underlain one unique bigger paleo-crater rim. This large crater boundary could explain why the small craters, inside it (Ys-SE, Ys-E and Ys-NE), do not drag more uprising fluids up to the surface, as all the other structural boundaries of the Yasur cone do. Indeed, there is a shift between the temperature maximum and the smallest crater rims (Ys-SE, Ys-E and Ys-NE). Considering HS-N and HS-S as a big crater, the arched crater rim faults of this latter would be rooted

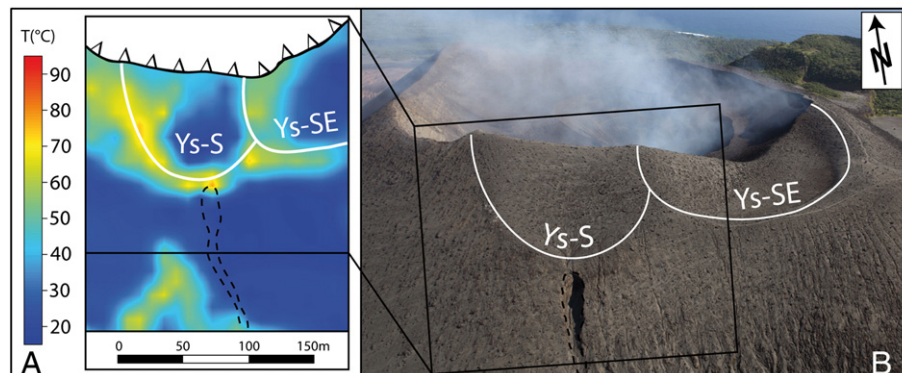


Fig. 7. Zoom on the incision zone on the southern flank of Yasur (see Fig. 2 for location of the zoom). A) Zoom on the temperature map and associated structures. B) Aerial photo of the zoom area (courtesy of Clémentine Bacri and Adrien Normier, ORA association).

much deeper than the ones of the small craters (Ys-SE, Ys-E and Ys-NE). According to this hypothesis, hydrothermal fluids rising from depth would follow the first boundary they encounter, namely the HS-N/HS-S boundary.

- 2) HS-S could be the hidden extension of the F-N fault toward the intersection point of linear faults below the cone, discussed above. Indeed, HS-S is in the continuity of the F-N fault, which vanishes below the cone, covered by recent tephra material.

Subsurface thermal mapping thus appears as an efficient tool to detect hidden structures in the landscape.

5.3. Impact in term of landslide hazards

Evidence of both paleo-crater rims and faults on Yasur, for some hidden in the landscape, is critical for risk assessment of flank landslides.

In the summit area, paleo-crater rims form a limit between consolidated, old material and sub-recent, loose, scoriaceous, filling material. They are concentrating fluid releases, and most probably form altered plans. They thus represent preferential flank sliding surfaces, and a threat for tourists walking in these areas. The difference in competence of material forming the old structures and recent covering tephra also drives preferential erosion paths. Paleo-crater YS-S triggered the onset of a vertical incision (Fig. 7). This latter might be activated during consequent rains, initiating lahars or even landslides. Hydrothermal paths, which are most likely argilized in depth, represent preferential zones of decoupling and initiation of cone flank destabilization, as occurred in 1975 on the northern flank (Eissen et al., 1991).

The faults, which terminations vanish below the cone, can be at the origin of large-scale destabilization of the whole cone. As suggested by Merle et al. (2001), reactivation of underlying tectonic faults in the volcano cone basement may trigger volcano flank instabilities. Similar altered fault system also affects the eastern limit of the Yenkahe block, and might lead to landslide into the ocean, with subsequent triggering of tsunamis and catastrophic impact on Tanna as well as the nearby islands.

6. Conclusion

Our study shows the presence of a complex system of heat release and hydrothermal fluid circulation below the Yasur–Yenkahe complex. Circulation, though propagating vertically as a whole, is funneled by stratification. Thus, the main thermal fluid release is almost exclusively concentrated on structural features that break the seals induced by the stratified nature of the ground. Three types of medium/high temperature anomalies have been evidenced: (1) broad hydrothermalized areas linked with planar stratification that favor lateral spreading, (2) linear segments that represent active faults, and (3) arcuate segments related to paleo-crater rims.

The limit between the Yasur volcano and the Yenkahe resurgent block is characterized by an active fault system accommodating both the rapid uplift of the Yenkahe block and the overloading induced by the volcano weight. In such a setting, faults converge below the cone of Yasur, which acts as a focus for the faults.

Argilization by hydrothermal alteration is an important factor that can develop sliding layers and lead to major movements, especially in tropical areas experiencing a rainy season. Thermal surveys, which permit to detect hydrothermal circulation paths, sometimes hidden in the landscape, are thus an important tool for hazard assessment.

Acknowledgments

This project was funded by INSU-2011-CT3-RISK project. GAD is partly funded by the Elitenetzwerk Bayern. Our fieldwork benefited from Vanuatu Meteorology and GeoHazards department. We thank Clémentine Bacri and Adrien Normier (ORA association) for the aerial

photography survey of Yasur made in the framework of the project Wings for science (<http://wingsforscience.com>). We acknowledge Marie Chaput for providing the digital elevation model of Yasur volcano and Nicolas Villeneuve for converting the SRTM data set of the digital elevation model of Tanna island. We thank the two anonymous reviewers for their helpful comments. This is IGP contribution n°3296.

References

- Anoine, R., Baratoux, D., Rabinowicz, M., Fontaine, F., Bachèlery, P., Staudacher, T., Saracco, G., Finizola, A., 2009. Thermal infrared image analysis of a quiescent cone on Piton de la Fournaise volcano: evidence of convective air flow within an unconsolidated soil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 183, 228–244.
- Aubert de la Rue, E., 1960. Les manifestations actuelles du volcanisme aux Nouvelles Hébrides (Melanesie). *Bulletin Volcanologique* 23, 197–205.
- Aubert, M., Baubron, J.-C., 1988. Identification of a hidden thermal fissure in a volcanic terrain using a combination of hydrothermal convection indicators and soil–atmosphere analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 35, 217–225.
- Aubert, M., Diliberto, S., Finizola, A., Chébli, Y., 2007. Double origin of hydrothermal convective flux variations in the Fossa di Vulcano (Italy). *Bulletin of Volcanology* 70, 743–751.
- Barde-Cabusson, S., Finizola, A., Revil, A., Ricci, T., Piscitelli, S., Rizzo, E., Angeletti, B., Balasco, M., Bennati, L., Byrdina, S., Carzaniga, N., Crespy, A., Di Gangi, F., Morin, J., Perrone, A., Rossi, M., Roulleau, E., Suski, I. B., Villeneuve, N., 2009. New geological insights and structural control on fluid circulation in La Fossa cone (Vulcano, Aeolian Islands, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 185, 231–245.
- Carapezza, M.L., Ricci, T., Ranaldi, M., Tarchini, L., 2009. Active degassing structures of Stromboli and variations in diffuse CO₂ output related to the volcanic activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182 (3–4), 231–245.
- Carnay, J.N., Macfarlane, A., 1979. *Geology of Tanna, Aneityum, Futuna and Aniva*. New Hebrides Geological Survey Report, pp. 5–29.
- Chaput, M., 2009. *Etude du système hydrothermal du complexe Yasur-Bloc résurgent du Yenkahe (Ile de Tanna, Vanuatu)*. Approche multidisciplinaire. Master report. Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand and Reunion island University, France, 51 pp.
- 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. *Journal of Geology* 103, 577–590.
- Chiodini, G., Cioni, R., Guidi, M., Raco, B., Marini, L., 1998. Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas. *Applied Geochemistry* 13 (5), 543–552.
- Chiodini, G., Granieri, D., Avino, R., Caliro, S., Costa, A., Werner, C., 2005. Carbon dioxide diffuse degassing and estimation of heat release from volcanic and hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research* 110, B08204. <http://dx.doi.org/10.1029/2004JB003542>.
- Delle Donne, D., Harris, A.J.L., Ripepe, M., Wright, R., 2010. Earthquake-induced thermal anomalies at active volcanoes. *Geology* 38 (9), 771–774.
- Eissen, J.P., Blot, C., Louat, R., 1991. Chronology of the historic volcanic activity of the New Hebrides island arc from 1595 to 1991. *Rapp. Sci. Tech: Géol.-Géophys.*, 2. ORSTOM, Nouméa. 68 pp.
- Erre, C., 2005. GPS characterization of vertical movements at Yasur and Lopevi active volcanoes in Vanuatu arc. Real-time RTK-GPS measurements, INSA report, Strasbourg. 210 pp., <http://www.insa-strasbourg.fr/fr/gilbert-ferhat/index.html>.
- Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.F., Valenza, M., 2002. Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self potential and soil gas surveys. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 116, 1–2 1–18.
- Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.F., Aubert, M., Ripepe, M., Valenza, M., 2003. The summit hydrothermal system of Stromboli. New insights from self-potential, temperature, CO₂ and fumarolic fluid measurements, Structural and monitoring implications. *Bulletin of Volcanology* 65, 486–504.
- Finizola, A., Revil, A., Rizzo, E., Piscitelli, S., Ricci, T., Morin, J., Angeletti, B., Mocochain, L., Sortino, F., 2006. Hydrogeological insights at Stromboli volcano (Italy) from geoelectrical, temperature, and CO₂ soil degassing investigations. *Geophysical Research Letters* 33, L17304. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL026842>.
- Finizola, A., Ricci, T., Deiana, R., Barde-Cabusson, S., Rossi, M., Praticelli, N., Giocoli, A., Romano, G., Delcher, E., Suski, B., Revil, A., Menny, P., Di Gangi, F., Letort, J., Peltier, A., Villasante-Marcos, V., Douillet, G., Avaré, G., Lelli, M., 2010. Adventive hydrothermal circulation on Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) revealed by geophysical and geochemical approaches: implications for general fluid flow models on volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 196, 111–119.
- Gauthier, P.-J., Goff, F., Love, S., Counce, D., 2001. Geochemical surveillance of fluid and gas discharges at Yasur volcanic complex, Tanna island, Vanuatu. EUG XI General Assembly, Strasbourg, France, Abstract H6.2024.
- Harris, A.J.L., Maciejewski, A.J.H., 2000. Thermal surveys of the Vulcano Fossa fumarole field 1994–1999: evidence for fumarole migration and sealing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 119–147.
- Harris, A.J.L., Ripepe, M., 2007. Regional earthquake as a trigger for enhanced volcanic activity: evidence from MODIS thermal data. *Geophysical Research Letters* 34, L02304. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL028251>.
- Harris, A.J.L., Flynn, L.P., Dean, K., Pilger, E., Wooster, M., Okubo, C., Mouninis-Mark, P., Garbeil, H., le Cruz, De, Reyna, S., Thornber, C., Rothery, D., Wright, R., 2000. Real-time monitoring of volcanic hot spots with satellites. In: Mouninis-Mark, P., et al.

- (Ed.), Remote sensing of active volcanism: American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 116, pp. 139–159.
- Lagios, E., Vassilopoulou, S., Sakkas, V., Dietrich, V., Damiata, B.N., Ganas, A., 2007. Testing satellite and ground thermal imaging of low-temperature fumarolic fields: the dormant Nisyros Volcano (Greece). *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 64, 447–460.
- Lardy, M., Tabbagh, A., 1999. Measuring and interpreting heat fluxes from shallow volcanic bodies using vertical temperature profiles: a preliminary test. *Bulletin of Volcanology* 60, 441–447.
- Lewicki, J.L., Connor, C., St-Amand, K., Stix, J., Spinner, W., 2003. Self-potential, soil CO₂ flux, and temperature on Masaya volcano, Nicaragua. *Geophysical Research Letters* 30 (15), <http://dx.doi.org/10.1029/2003GL017731> ISSN: 0094–8276.
- Louat, R., Hamburger, M., Monzier, M., 1988. Shallow and intermediate-depth seismicity in the New Hebrides arc: constraints on the subduction process. In: Greene, H.G., Wong, F.L. (Eds.), *Geology and offshore resources of Pacific Island Arcs, Vanuatu Region*. : Earth Sci. Ser., 8. Circum-Pac. Coun. Energy Miner. Resour., Houston, Tex., pp. 329–356.
- Merle, O., Vidal, N., van Wyk de Vries, B., 2001. Experiments on vertical basement fault reactivation below volcanoes. *Journal of Geophysical Research* 106 (B2), 2153–2162.
- Metrich, N., Allard, P., Aiuppa, A., Bani, P., Bertagnini, A., Shinohara, H., Parello, F., Di Muro, A., Garaebiti, E., Belhadj, O., Massare, D., 2011. Magma and volatile supply to post-collapse volcanism and block resurgence in Siwi caldera (Tanna island, Vanuatu arc). *Journal of Petrology* 52, 1077–1105.
- Murphy, S.W., Souza Filho, C.R., Oppenheimer, C., 2011. Monitoring volcanic thermal anomalies from space: size matters. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 203, 48–61.
- Nairn, I.A., Scott, B.J., Giggenbach, W.F., 1988. Yasur volcanic investigations, Vanuatu September 1988. New Zealand Geological Survey Report, pp. 1–74.
- Neef, G., Zhao, J.X., Collerson, K.D., Zhang, F.S., 2003. Late Quaternary uplift and subsidence of the west coast of Tanna, south Vanuatu, southwest Pacific: U–Th ages from the raised coral reefs in the median sedimentary basin. *Australian Journal of Earth Sciences* 50, 39–48.
- Otto, G.H., 1939. A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analysis of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 9, 62–76.
- Pergola, N., Marchese, F., Tramutoli, V., 2004. Automated detection of thermal features of active volcanoes by means of infrared AVHRR records. *Remote Sensing of Environment* 93, 311–327.
- Revil, A., Finizola, A., Sortino, F., Ripepe, M., 2004. Geophysical investigations at Stromboli volcano, Italy. Implications for ground water flow and paroxysmal activity. *Geophysical Journal International* 157, 426–440.
- Revil, A., Finizola, A., Piscitelli, S., Rizzo, E., Ricci, T., Crespy, A., Angeletti, B., Balasco, M., Barde-Cabusson, S., Bennati, L., Bolève, A., Byrdina, S., Carzaniga, N., Di Gangi, F., Morin, J., Perrone, A., Rossi, M., Roulleau, E., Suski, B., 2008. Inner structure of La Fossa di Vulcano (Vulcano Island, southern Tyrrhenian Sea, Italy) revealed by high resolution electric resistivity tomography coupled with self-potential, temperature, and CO₂ diffuse degassing measurements. *Journal of Geophysical Research* 113, B07207, <http://dx.doi.org/10.1029/2007JB005394>.
- Revil, A., Finizola, A., Ricci, T., Delcher, E., Peltier, A., Avaré, G., Bailly, T., Barde-Cabusson, S., Bennati, L., Byrdina, S., Colonge, J., Di Gangi, F., Douillet, G., Lupi, M., Letort, J., Tsang Hin Sun, E., 2011. Hydrogeology of Stromboli volcano, Aeolian Islands (Italy) from the interpretation of resistivity tomograms, self-potential, soil temperature, and soil CO₂ concentration measurements. *Geophysical Journal International* 186, 1078–1094.
- Rubin, A.M., Pollard, D.D., 1988. Dike-induced faulting in rift zones of Iceland and Afar. *Geology* 16, 413–417.
- Schöpa, A., Pantaleo, M., Walter, T.R., 2011. Scale-dependent location of hydrothermal vents: stress field models and infrared field observations on the Fossa Cone, Vulcano Island, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 203, 133–145.
- Sinclair, A.J., 1974. Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. *Journal of Geochemical Exploration* 3, 129–149.
- Staudacher, T., 2010. Field observations of the 2008 summit eruption at Piton de la Fournaise (Ile de La Réunion) and implications for the 2007 Dolomieu collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 191, 60–68.
- Steel, R.S., 1880. *The New Hebrides and Christian Missions*. James Nisbet and Co., London, pp. 420–430.
- Taylor, F.W., Mann, P., Bevis, M.G., Edwards, R.L., Cheng, H., Cutler, K.B., Gray, S.C., Burr, G.S., Beck, J.W., Phillips, D.A., Cabioch, G., Recy, J., 2005. Rapid forearc uplift and subsidence caused by impinging bathymetric features: examples from the New Hebrides and Solomon arcs. *Tectonics* 24 (6), TC6005.
- vanWyk de Vries, B., Merle, O., 1996. The effect of volcanic constructs on rift fault pattern. *Geology* 24 (7), 643–646.
- vanWyk de Vries, B., Merle, O., 1998. Extension induced by volcanic loading in regional strike-slip zones. *Geology* 26 (11), 983–986.