Université de Paris

Ecole doctorale STEP'UP, ED 560

Institut de Physique du Globe de Paris

Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise

APPORTS DES TECHNIQUES PHOTOGRAMMÉTRIQUES À L'ÉTUDE DU DYNAMISME DES STRUCTURES VOLCANIQUES DU PITON DE LA FOURNAISE

Par **Allan DERRIEN**

Thèse de doctorat de géophysique

Dirigée par : Dr. Aline PELTIER (Institut de Physique du Globe de Paris)
et : Dr. Nicolas VILLENEUVE (Université de La Réunion)

Présentée et soutenue publiquement le 23 septembre 2019

Devant un jury composé de :

Rapporteur : Patrick BACHÈLERY / Professeur, Université Clermont-Auvergne
Rapporteur : Benjamin VAN WYK DE VRIES / Professeur, Université Clermont-Auvergne
Examinatrice : Eleonora RIVALTA / EQ-MCU, GFZ Helmholtz-Zentrum Potsdam
Examinateur : Jean-Christophe KOMOROWSKI / Physicien, Institut de Physique du Globe de Paris
Directrice de thèse : Aline PELTIER / Physicienne-Adjointe-HDR, Institut de Physique du Globe de Paris
Co-directeur de thèse : Nicolas VILLENEUVE / MCU, Université de La Réunion

CC BY NC ND

Titre :

Apport des techniques photogrammétriques à l'étude du dynamisme des structures volcaniques du Piton de la Fournaise.

Résumé :

Le traitement numérique des photographies (ou photogrammétrie) permet aujourd'hui de détecter, mesurer et quantifier de nombreux changements à la surface de notre planète. Dans ce travail de thèse, nous avons exploré en détail les apports variés de la photogrammétrie aérienne à la compréhension du dynamisme des structures volcaniques du Piton de la Fournaise, et ce à différentes échelles de temps et d'espace, allant de la journée au siècle, et du cône éruptif à l'édifice volcanique.

- À l'échelle de l'édifice : l'ensemble des coulées de la période 1931-2018 a pu être cartographié avec précision ; ainsi 4 nouvelles éruptions ont pu être identifiées et 13 nouvelles coulées cartographiées. Le volume du volcan a augmenté de 1,15 km^3 entre 1931 et 2018 (0,42 m^3/s) ; 11,5% de cette augmentation est d'origine endogène. Une expérience en laboratoire a montré un résultat similaire sur 360 injections (13,5%). L'augmentation de volume de l'édifice, asymétrique, s'est accompagnée d'un glissement et d'une compression du flanc est, de l'ordre de 11,5 cm/an (taux moyen entre 1966 et 2012).

- À l'échelle du sommet : la morphologie de la zone sommitale entre 1927 et 2019 a pu être retracée, notamment les volumes des effondrements calderiques de 1927-1936, de 1961 et de 2007 ont été estimés à plus de 90 Mm^3, plus de 21 Mm^3 et 126,2 Mm^3. Nous montrons que l'effondrement d'avril 2007 s'est déroulé sur une période de 14 à 25 jours, soit un peu plus qu'estimé auparavant. Six secteurs instables de la bordure du Cratère Dolomieu ont par la suite été identifiés, entre 2008 et 2019, constituant un risque potentiel pour les visiteurs de la zone sommitale.

- À l'échelle de l'éruption : les 13 éruptions de la période 2015-2018 ont été suivies par photogrammétrie tout au long des éruptions, apportant ainsi des informations de première importance (contours et volume des coulées, ainsi que morphologie des sites éruptifs) à la gestion de crise. La présence d'un cône éruptif, s'il est fermé (i.e. lave s'écoulant en tunnels de lave ou en chenaux très étroits), peut augmenter d'un facteur 10 l'amplitude moyenne du trémor.

Cette étude a permis, à travers la grande diversité d'application, la facilité de mise en oeuvre et la fiabilité des techniques photogrammétriques, d'améliorer l'observation et la compréhension des volcans actifs. Ces atouts semblent particulièrement importants pour l'étude de volcans isolés.

Mot clefs :

Volcanisme, Structure, Photogrammétrie, Déformation, Volume, Magma, Éruption.

Title :

Applications of photogrammetry to the geomorphologic mapping and the investigation of the structural dynamics of Piton de la Fournaise Volcano, La Réunion.

Abstract :

Recent technical advances have improved our ability to efficiently detect, quantify, and monitor changes of the Earth's surface, for instance through the application of digital image processing techniques to (aerial) photographs (i.e. photogrammetry). In this thesis, we have explored in detail the various applications of aerial photogrammetry to study the structural dynamics of active volcanoes at a wide range of spatio-temporal scales, ranging from days to centuries and from local studies of eruptive cones to large-scale investigation of entire edifices. This work is focused on Piton de la Fournaise Volcano, La Réunion, but can be applied to study the geomorphologies and structural evolution of active basaltic ocean island volcanoes worldwide.

- At edifice scale: we successfully mapped the lava flows of the 1931-2018 in great detail and precision; thus 4 new eruptions could be identified and 13 new lava flows could be mapped. The volcano volume increased by 1.15 km^3 between 1931 and 2018 (0.42 m^3/s); 11.5% of this increase is of endogenous origin. A laboratory experiment showed a comparable result on 360 injections (13.5%). The asymmetrical increase of the edifice volume was accompanied by processes of structural adjustment, resulting in an average of 11.5 cm/year of eastward motion and a compression of its unbuttressed eastern flank, over the period between 1966 and 2012.

- At the scale of the central cone and summit crater: the morphology of the summit zone could be reconstructed over the period between 1927 and 2019 at unprecedented detail. Three major summit caldera collapses occurred in 1997-1936, 1961, and 2007, and the corresponding collapse volumes were estimated to more than 90 Mm^3, more than 21 Mm^3 and 126.2 Mm^3, respectively. We show that the April 2007 collapse occurred over a period of 14 to 25 days, a little more than previously suggested. Furthermore, we identified six unstable sectors along the Cratère Dolomieu rim, which are possible areas of future sector collapse. While potential hazards related to such collapses are localized, this information has important implications given the large number of visitors at the volcano's summit area.

- A the scale of distinct lava flows and eruptive cones: we used aerial photogrammetry to quantify important characteristics of the 13 eruptions that occurred between 2015 and 2018, including the evolution of the lava flow volumes and the extent of the affected area over time, and the morphology of the eruptive cones. Information like this is of prime importance to crisis management efforts. Furthermore, we find that the average amplitude of the tremor can increase by a factor of 10 when the eruptive vent is closed and lavas are forced to flow in tubes or in very narrow channels.

The thesis at hand exploits the full range of (aerial) photogrammetry and demonstrates the efficiency and reliability of this modern technique for exploring a variety of geomorphological phenomena at active volcanoes. We suggest that similar results can be achieved at volcanoes worldwide, especially at isolated active ocean island volcanoes.

Keywords :

Volcanism, Structure, Photogrammetry, Deformation, Volume, Magma, Eruption.

5 chiffres clés

1,15 km^3
Augmentation totale de volume
du Piton de la Fournaise entre 1931 et 2018

11,5 %
Pourcentage de croissance endogène
due aux intrusions à l'intérieur de l'édifice

11,5 cm/an
Taux de compression du flanc est
entre 1966 et 2012

13 éruptions
Suivies par photogrammétrie
entre 2015 et 2018

0,5-3,5 Hz
Fréquences amplifiées par le cône éruptif
dans le contenu fréquentiel du trémor volcanique

Dédicace

Remerciements

Ce travail de thèse à l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise est le fruit des efforts concertés de nombreux technicien(e)s, ingénieur(e)s et scientifiques. Mon admiration et mes plus grand remerciements vont tout d'abord à Aline Peltier et Nicolas Villeneuve, pour m'avoir donné la chance de travailler au sein de l'Observatoire et m'avoir initié au terrain sur le Volcan, pour leurs conseils avisés et leur brillante compagnie. Un grand sage a un jour dit "Tu nous auras tout fait", je crois que ça résume l'intensité de ces quatres ans et demi passés avec vous. Je n'aurais pas pu trouver meilleurs directrice et directeur de thèse.

Mes pensées vont en second à l'équipe de l'Observatoire, Philippe Catherine, Frabrice Fontaine, Luciano Garavaglia, Andrea Di Muro, Philippe Kowalski, Frédéric Lauret, Patrice Boissier, Cristophe Brunet et Jacques Lebreton. Votre travail au quotidien, les discussions sur le terrain et les coups de main pour les transports (qui n'ont pas toujours été faciles!) ont été plus que précieux. Partager les routines, les crises et les avocats avec vous a été un des plus beaux aspects de cette période.

Pour leur personnalité, leur humour et leur amitié sans faille, je voudrais remercier Le Blond et La Blonde. Des Îles Éoliennes à l'Antarctique, je ne compte plus les découvertes, les rencontres, les soirées improbables et les discussions philosophiques ensemble. Guillaume, Nicole : vous êtes en Or.

Parmis d'autres, il y a en particulier deux scientifiques d'une qualité extrême à qui j'aimerais exprimer ma gratitude et mon admiration. Valérie, je ne t'ai pas oublié dans la liste de l'observatoire mais tu as droit à une mention spéciale, d'un pour notre collaboration dans la partie sur le trémor, et de deux (et c'est le plus important!) pour tous les délicieux dîners-ukulele en ta compagnie. Benoit, je ne peux pas m'empêcher d'être fier d'avoir pu travailler, échanger et voyagé avec toi à Singapour et à Bandung. Merci pour ça et pour avoir dirigé mes travaux de la partie modélisation à l'autre bout du monde.

Puisqu'on parle de collaborations, je voudrais remercier pour m'avoir invité, acceuilli ou guidé de la plus belle manière, les instituts ou universités suivants. Dans l'ordre historique de ces années scientifiques, l'École Normale, l'Institut de Physique du Globe de Paris et l'Earth Observatory de Singapour durant les années d'étude. Puis au cours de cette thèse, l'Institut National de l'Information Géographique et Forestière, le Laboratoire GéoSciences Réunion, SEAS-OI à Saint Pierre, le Parc National de la Réunion, l'École et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg, l'Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia de Palerme, GeoForschungsZentrum de Potsdam et enfin Alfred Wegener Institute de Bremerhaven. En particulier, mes remerciements s'adressent à François Beauducel et Kyle Bradley, grâce à qui j'ai mis le pied en terrain volcanique, à Marc Pierrot-Deseilligny et Ewelina Rupnik pour leur compétences en photogrammétrie, à Laurent Michon, pour beaucoup de ses conseils lors de mes passages à l'université et notre travail en commun dans *Progress in Physical Geography*, à Eleonora Rivalta, pour ses précieuses suggestions lors de la rédaction pour *Frontiers*, à André Stumpf et Jean-Philippe Malet pour leur brillante collaboration lors du travail sur les images Pléiades, à Thomas Walter et Martin Meschede pour leur soutien avant et durant la mission aux Îles Sandwich, et aux doctorants, post-docs et chercheurs que j'ai eu la chance de cotoyer grâce à ce travail ; Matt, Marc, Anthony, Alicia, Bhavani, Camille, Laurianne, Julie, Fabio, Steve, Anna, Dorianne, Chiou Ting, Dini et Olivier.

Merci de tout coeur à Stéphane Jacquemoud et Jean-Luc Froger, qui ont accepté et réussi avec brio à constituer mon comité de suivi de thèse durant ces trois ans, en plus, pour Stéphane, de me donner la chance de participer à cette mission intense à Djibouti. Merci également à Benjamin van Wyk de Vries, Patrick Bachèlery, Eleonora Rivalta, Jean-Christophe Komorowski et Andrew Harris pour avoir accepté de constituer mon jury de thèse.

J'ajouterais une grosse pensée pour Dorothée, Serge et l'équipe de Félix ULM pour les cafés à l'aube, les talents aéronautiques et les discussions sur l'Australie pendant les survols au-dessus des séquoias de cette île magnifique.

Pour ses excellentes vibes, ses conseils sur "l'art du talk" et sa philosophie du bonheur, merci à Rodolphe Sinimale.

Enfin, je veux embrasser mes colocs, mes amis et ma famille. Du love aux Francis ; Pierrot, Aude, Mattoo, Kéké, Marie, Tchatche, Angie, Aurèle, Loreleï, Victor, Cycy la famille, Flix, Evenor, La Tif, Loulou, Coco, Max et Mathilde. On aurait eu du mal a trouver un meilleur casting pour m'envoyer du soleil même les jours de cyclone. Big up aux Redland ; Mo, Julie, Aude, Lolo, Claire, Clément, Yann (et Sammy Boy allez je te mets à côté), Max, François et Mél, aux voisins les voisines des Avirons ; Matthieu et RinK, Simon et Popo, Cousinou et Coco, Erwan, et la Djoux d'amour. Les rails de cette thèse ont eu besoin du train de votre amitié. J'embrasse Crousti, pour un barbecue plus que bancal, pour un sauvetage à la fête de la musique et pour une récupération Zéclair. Pensée pour Caro et Angelo, le duo mère-fils le plus beau de La Réunion. Un sourire tranche papaye pour Booya. Finalement, de l'autre côté du train d'atterrissage au pays du roquefort et du beurre demi-sel, du soleil sur Pioupiou, Claire, Paul, Adricrou, Aïna, Balafre, ma cousine Marine, les Dissler et les Derriens.

À mes frères Pierrick, Marco et Lému.
À mes parents, Heidi et Erwan.

Données et financements

- Une partie de ce projet a été financée par les ANR *LAVA* et *SLIDEVOLC*

- IGN : Les données de photographies aériennes historiques sur le massif du Piton de la Fournaise et les îles de La Réunion, Mayotte, Saint-Barthélémy et Martinique ont été mises à disposition par l'IGN, via la section remonterletemps du site Géoportail.

- Kalideos : Les données satellite Pléiades ont été mises à disposition par le CNES dans le cadre du partenariat Kalideos, dans la base de donnée Isle-Réunion.

- Hotvolc : Nous remercions le système d'observation HOTVOLC, hébergé par l'OPGC, pour avoir fourni les valeurs de VFR du Piton de la Fournaise pour les années 2015 à 2018 *via* http://hotvolc.opgc.fr/

Table des matières

REMERCIEMENTS 7

AVERTISSEMENT 7

1. INTRODUCTION 16

1.1. Préambule 16

1.2. Contexte géologique du Piton de la Fournaise 16
1.2.1. Nature des laves et morphologie de surface 16
1.2.2. Système de transfert magmatique superficiel 20

1.3. Activité, risques, surveillance et réseaux au Piton de la Fournaise 22
1.3.1. Activité du Piton de la Fournaise 22
1.3.2. Aléas et risques associés à l'activité volcanique du Piton de la Fournaise 25
1.3.3. Surveillance et réseaux 28

1.4. Étendue technique et objectifs de la thèse 31
1.4.1. Une ouverture sur le passé 31
1.4.2. Un spectre complet d'echelle spatiales 31
1.4.3. Une étude intégrée au sein de l'OVPF 32

2. OUTILS ET MÉTHODES 34

2.1. La photogrammétrie 34
2.1.1. Principe général 34
2.1.2. Calculs et algorithmes 35
2.1.3. Produits bruts 38
2.1.4. Comparaison des produits bruts 40
2.1.5. Correction des erreurs de reconstruction 41

2.2. Photogrammétrie au Piton de la Fournaise : base de données existantes et nouvelles acquisitions au cours de la thèse 46
2.2.1. Numérisation des clichés historiques de l'IGN : 1949-2012 46
2.2.2. Photographies aériennes dédiées : 1981 et dates ultérieures 50
2.2.3. Photographies aériennes télépilotées : 2015-2019 52
2.2.4. Stéréo-photographies satellitaires : 2015-2016 53

2.3. Données géodésiques et sismologiques de l'OVPF 54
2.3.1. Le réseau géodésique de l'OVPF : inclinomètres, extensomètres, stations et campagnes de réitération GNSS 54
2.3.2. Le réseau sismologique de l'OVPF 57

2.4. Modélisation analogique en laboratoire 57

2.4.1. Généralités sur les milieux élasto-plastiques et les tranferts magmatiques 58
2.4.2. Matériaux analogues 59
2.4.3. Contexte expérimental choisi 60

3. PREMIÈRE PARTIE : LES TRANSFORMATIONS DE L'ÉDIFICE À L'ÉCHELLE DU SIÈCLE 63

3.1. Produits issus des photographies et des campagnes de photographie aérienne à l'échelle de l'Enclos Fouqué : 1950-2016 63
3.1.1. Les orthoimages 64
3.1.2. Les Modèles Numériques de Surface (MNS) 68

3.2. Croissance de l'édifice du Piton de la Fournaise de 1931 à 2019 69
3.2.1. Croissance exogène par accumulation des coulées de lave 69
3.2.2. Croissance endogène par intrusions successives dans la structure volcanique 75

3.3. Asymétrie de la croissance de l'édifice et risques associés 78
3.3.1. La croissance asymétrique du cône central : 1950-2015 78
3.3.2. Le glissement des Grandes Pentes : origine gravitaire ou magmatique? 79
3.3.3. Effondrement futur du flanc est? : approche statistique 82

3.4. Variations du taux de production de lave sur la période 1931-2018 : origines profondes et superficielles 84
3.4.1. Quatre périodes d'activité majeures 84
3.4.2. Les éruptions distales de la période 1931-2018 87
3.4.3. État d'avancement du cycle superficiel actuel (2007-actuel) 89

3.5. Modélisations analogique 92
3.5.1. Tests préalables 92
3.5.2. 360 intrusions dans un volcan miniature : naissance, croissance, et évolution d'un édifice analogique 96

3.6. Conclusion : apport de la photogrammétrie à l'étude de l'activité long terme du Piton de la Fournaise 113

4. SECONDE PARTIE : RECONSTRUCTIONS PHOTOGRAMMETRIQUES DES CHANGEMENTS MORPHOLOGIQUES DU SOMMET DU PITON DE LA FOURNAISE : 1927-2019 115

4.1. Produits issus des photographies ou des campagnes de photographie aérienne 115
4.1.1. Orthoimages 116
4.1.2. Modèles Numériques de Surface 116

4.2. Effondrements de caldera depuis 1927 119
4.2.1. Effondrement de caldera de 1927-1936 120
4.2.2. Effondrements de juillet 1953 et d'avril 1961 122
4.2.3. Effondrement d'avril 2007 128

4.3. Modifications morphologiques de la zone sommitale : 2007-2019 141

4.3.1. Modifications morphologiques post-effondrement de la bordure du Cratère Dolomieu : 2007-2015 141
4.3.2. Stabilité/instabilité actuelle de la zone sommitale : 2015-2019 164

4.4. Conclusion : apport de la photogrammétrie à l'étude des changements morphologiques du sommet du Piton de la Fournaise 169

5. TROISIÈME PARTIE : SUIVI PHOTOGRAMMÉTRIQUE DES ÉRUPTIONS RÉCENTES (2015-2018) AU PITON DE LA FOURNAISE 171

5.1. Produits orthoimages et MNS, cartographie des coulées et estimation de leur volume 171
5.1.1. Orthoimages et Modèles Numériques de Surface 171
5.1.2. Cartographie des coulées de la période 2015-2018 174
5.1.3. Estimation des volumes de lave émis en surface durant les éruptions de la période 2015-2018 176

5.2. Comparaison et validation avec les données des satellites Pléiades, Aqua et Terra 177
5.2.1. Comparaison et validation des mesures de taux d'émission de lave avec les données satellites 177
5.2.2. Comparaisons des volumes obtenus par deux approches photogrammétriques distinctes: d'après les campagnes réalisées à bord d'ULM et d'après les images des satellites Pléiades 179

5.3. Relation entre le taux d'émission de lave, la morphologie du site éruptif et le trémor volcanique 187
5.3.1. Le trémor lors des éruptions de la période 2015-2018 187
5.3.2. Comparaison de l'évolution du trémor et des taux d'émission de lave 189
5.3.3. Relation entre l'amplitude du trémor et les taux d'émission en début d'éruption 189
5.3.4. Effet de la présence d'un cône éruptif sur l'intensité du trémor 194

5.4. Conclusion : apport de la photogrammétrie au suivi et à l'étude de l'activité éruptive au Piton de la Fournaise 198

6. CONCLUSION GÉNÉRALE : RÉSULTATS CLÉS, APPORTS DE LA PHOTOGRAMMÉTRIE À L'ÉTUDE DU PITON DE LA FOURNAISE ET DÉVELOPPEMENTS FUTURS 199

7. BIBLIOGRAPHIE 202

8. ANNEXES 229

8.1. Rapports et cartes 229
8.1.1. Annexe 1 : Rapports techniques des reconstructions photogrammétriques (version numérique uniquement) 229
8.1.2. Annexe 2 : Activity of Piton de la Fournaise between 1931 and 2018: a detailed report 230
8.1.3. Annexe 3 : Cartes de déformations 2D du Piton de la Fournaise entre 1950 et 2016 266
8.1.4. Annexe 4 : Table des volumes estimés des éruptions et intrusions au Piton de la 267

Fournaise de 1931 et 2018
8.1.5. Annexe 5 : Inversions Okada (1985) des données de déformation du cône central du Piton de la Fournaise sur la péridoe 2015-2018 270
8.1.6. Annexe 6 : Estimation du volume de la coulée d'Avril 2007 : rapport technique 271

8.2. Publications périphériques 277
8.2.1. Annexe 7 : Retrieving 65 years of volcano summit deformation from Structure-from-Motion : the case of Piton de la Fournaise 277
8.2.2. Annexe 8 : Deep fluid transfer evidenced by surface deformation during the 2014-2015 unrest at Piton de la Fournaise volcano 286
8.2.3. Annexe 9 : Investigating the deepest part of a volcano plumbing system : evidence for an active magma path below the western flank of Piton de la Fournaise (La Réunion island) 296
8.2.4. Annexe 10 : Retrieving soil surface roughness with the Hapke photometric model : confrontation with the ground truth 312
8.2.5. Annexe 11 : Rare optical DSLR camera and unique drone footage of the extremely remote Mount Michael Volcano, Saunders Island (South Sandwich Islands) 328

Table des illustrations

Figures

Figure 1. Localisation et coupe de l'île de la Réunion et de ses deux volcans 17
Figure 2. Unités morphologiques principales et coupes géologiques du massif du Piton de la Fournaise 18
Figure 3. Schéma conceptuel du système d'alimentation du Piton de la Fournaise 21
Figure 4. Illustrations de l'activité effusive typique des années 2015 à 2018 24
Figure 5. Illustration des aléas principaux liés à l'activité volcanique du Piton de la Fournaise 27
Figure 6. Localisation des stations des réseaux de l'OVPF en 2018 30
Figure 7. Description des différents produits bruts de la technique photogrammétrique 39
Figure 8. Localisation et dates d'acquisition des projets à Saint-Barthélémy, en Martinique, à Mayotte et à la Réunion 42
Figure 9. Profils des MNTs et des différences de MNTs bruts 43
Figure 10. Etapes de la correction relative des différences de MNTs 45
Figure 11. Visualisation de la base de données utilisée dans ce manuscrit 49
Figure 12. Carte des bases ULM et Hélicoptère, campagnes GNSS et MNT 51
Figure 13. Matériel UAV, cliché sur site éruptif et modèle 3D après reconstruction 53
Figure 14. Cartes de localisation des sismomètres et du réseau géodesique de l'OVPF 56
Figure 15. Photographies et schéma du système expérimental utilisé dans le laboratoire de dynamique des transferts magmatiques de l'EOS 61
Figure 16. Cartographie des coulées historiques du Piton de la Fournaise depuis 1931 66
Figure 17. Carte des déformations à l'échelle de l'Enclos sur la période 1966-2012 67
Figure 18. Exemple de MNT différentiel et coupe associée (2009-1997) 71
Figure 19. Aires et volumes des coulées (1972-2019) 72
Figure 20. Volume cummulé des coulées et volume des évènements majeurs depuis 1931 74
Figure 21. Volume et longueur de dykes récents au Piton de la Fournaise 76
Figure 22. Volume cummulé des intrusions entre 1931 et 2018 77
Figure 23. Déformation du flanc est entre 1966 et 2012 80
Figure 24. Statistiques d'effondrement de flanc d'édifices volcaniques, graphe et loi probabilistique associée 83
Figure 25. Volume cumulé de l'apport magmatique entre 1931 et 2018 85
Figure 26. Cycles d'activité profonds et superficiels entre 1931 et 2018 87
Figure 27. Carte de la position des évents entre 2008 et 2019 90
Figure 28. Carte de l'avancement moyen des cycles superficiels 91
Figure 29. Schémas descriptifs des expériences réalisées durant cette étude 93
Figure 30. Photographies des modèles analogiques en fin d'expérience 94
Figure 31. Comparaison des étapes typiques lors d'injections utilisant un ballon poreux ou un conduit ouvert 95
Figure 32. Caractéristiques de l'effondrement de 1927-1936 121
Figure 33. Phases de l'effondrement de 1927-1936 123
Figure 34. Changements morphologiques au sommet entre 1950 et 1966 125
Figure 35. Profils topographiques du sommet entre 1950 et 1966 127

Figure 36. Localisation des réseaux de fractures suivis entre 2015 et 2019 166
Figure 37. Évolution de la largeur des réseaux de fractures et effondrements dans le Cratère Dolomieu entre 2015 et 2019 167
Figure 38. Pluviométrie et baselines sommitales entre 2015 et 2019 168
Figure 39. Carte des éruptions de la période 2015-2018 et du réseau sismologique large-bande 173
Figure 40. Contours de la coulée de juillet 2018 175
Figure 41. Différences de MNS sur la coulée de janvier-février 2017 176
Figure 42. Mesures de volume de lave émis au cours des éruptions (août-octobre 2015, septembre 2016, janvier-février 2017, juillet-août 2017, avril-mai 2018, septembre-octobre 2018) 178
Figure 43. RSAMs décomposés en 4 bandes de fréquence pour les éruptions de 2015 à 2018 188
Figure 44. Comparaison des RSAMs et des valeurs de VFR 190
Figure 45. Exemples de modèles de correction du RSAM journalier moyen en fonction de la distance station-évent 191
Figure 46. RSAM journalier moyen tracé en fonction du taux d'émission de lave 193
Figure 47. Morphologie du cône éruptif, RSAM et taux d'émission de lave lors des neuf premiers jours de l'éruption de juillet-août 2017 195
Figure 48. Photographies aériennes de cône éruptif ouvert et fermé 196
Figure 49. Récapitulatif des conclusions principales concernant l'effet de la présence d'un cône éruptif fermé sur le Tremor 197

Tableaux

Tableau 1. Echantillon comparatif de suites de reconstruction photogrammétriques disponibles en 2018 et caractéristiques associées 37
Tableau 2. Base de données stéréo-photographique utilisée dans ce manuscrit 47
Tableau 3. Résumé des produits orthoimages à l'échelle de l'Enclos 64
Tableau 4. Résumé des produits MNT à l'échelle de l'Enclos 68
Tableau 5. Résumé des produits orthoimages à l'échelle du sommet 117
Tableau 6. Résumé des produits MNT à l'échelle du sommet 118
Tableau 7. Résumé des produits orthoimages et MNTs sur les éruptions 172

1. Introduction

1.1. Préambule

Le volcanisme fait partie des phénomènes naturels destructeurs les plus impressionnants qui soient, mais toujours mal compris, notamment du grand public. Encore aujourd'hui, de nombreux volcans actifs sont l'objet de mythes, de légendes et de croyances dans les spiritualités locales. L'heure précise d'une éruption reste globalement imprévisible, même aux plus chevronnés des volcanologues, donnant à cette science un goût d'exploration intense, mêlé à un risque permanent de l'inconnu pour ceux qui s'aventurent sur le terrain. Comme l'alpiniste pour la montagne, la ou le volcanologue ne peut que jeter un regard humble sur sa maîtrise en la matière, tant les comportements impétueux de son objet de travail peuvent surprendre.

Malgré tout, il est des manières de mieux connaître les volcans. Contrairement à d'autres domaines, les meilleurs laboratoires pour les volcanologues se situent à l'air libre - ce sont les volcans eux-mêmes. Leurs plus grandes crises représentent également les plus grandes périodes de productivité scientifique. Au milieu du XXe siècle G.A.M. Taylor, géologue australien réputé, citait déjà la volcanologie comme la « science de Cendrillon », car elle "avance uniquement sur les cendres de la catastrophe". Ma croyance personnelle résonne avec ce surnom évocateur. En effet, malgré la contribution évidente des études analytiques, analogiques et numériques, les progrès scientifiques majeurs en la matière ont eu lieu, et se feront encore à l'avenir, au pied des volcans et en temps de crise.

Cette certitude a conduit mon choix d'écrire ce mémoire au chevet de l'un des volcans les plus actifs au monde, le Piton de la Fournaise. En participant quotidiennement à la vie de son observatoire (l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise ; OVPF), au fil des éruptions, il s'est créé une compréhension duelle, raisonnée et intuitive, de l'objet d'étude. J'ai l'espoir que cette expérience rare de thèse à l'OVPF, partagée par une douzaine de docteurs, ait contribué à quelques-unes des idées et communications présentées dans ce manuscrit.

1.2. Contexte géologique du Piton de la Fournaise

1.2.1. Morphologie de surface et nature des laves

Le Piton de la Fournaise est un volcan "bouclier" surplombant de 2632 mètres le littoral sud-est de l'île de La Réunion, localisée à quelques 700 kilomètres au large des côtes de Madagascar, dans

l'océan Indien. Cet édifice a grandi sur le flanc sud-est de son prédécesseur, le Piton des Neiges (Fig.1), et présente un emboîtement de calderas et de structures d'effondrements (Staudacher et Allègre, 1993; Labazuy, 1996; Merle et Lénat, 2003). Ces effondrements se sont formés au sein de larges édifices volcaniques, de taille de plus en plus restreinte (Fig.2a; Zimmermann, 1912). Les remparts de la Rivière des Remparts (RR), des Sables (RS), de la Rivière de l'est (RE), et de Bellecombe (RB) seraient les témoins de ces effondrements passés, et montrent en coupe les épanchements de lave successifs issus des anciens cônes volcaniques aujourd'hui démantelés (III, IVa, IVb - comme définis par Bachèlery, 1981- sur la Fig.2b; voir également Bachèlery et Mairine, 1990; Merle et al., 2010; Lénat et al., 2012). Au cœur de ces effondrements emboîtés, à l'intérieur de l'Enclos Fouqué (EF) formé il y a environ 4500-5500 ans (Bachèlery, 1981 ; Ort et al., 2016), se dresse le cône terminal, actuellement actif, du Piton de la Fournaise (V sur la Fig.2). Dans ce manuscrit, nous utiliserons également le terme de cône central (une appellation plus géographique) pour désigner cette même structure. Sur et autour de celui-ci se concentre la majorité de l'activité volcanique (Villeneuve et Bachèlery, 2006; Peltier et al., 2009a), en particulier le long de deux rift-zones incurvées, d'une longueur de plusieurs kilomètres, orientées respectivement N10 et N170 (Bachèlery, 1981; Michon et al., 2007a) et le long d'une rift-zone orientée N120. Les trois rift-zones se rejoignent au sommet du cône terminal (Fig.2a). Plus rarement des éruptions se produisent hors de l'Enclos Fouqué (e.g. Michon et al., 2013), menaçant des territoires habités et/ou utilisés par la communauté réunionnaise, comme ce fut le cas en 1977, 1986 et 1998 (pour les trois évènements de ce type les plus récents). Le sommet du Piton de la Fournaise est constitué actuellement de deux cratères, le Bory (à l'ouest) et le Dolomieu (à l'Est), qui sont régulièrement restructurés au fil des éruptions et des effondrements qui s'y produisent (e.g. Bachèlery, 1981; Michon et al., 2013).

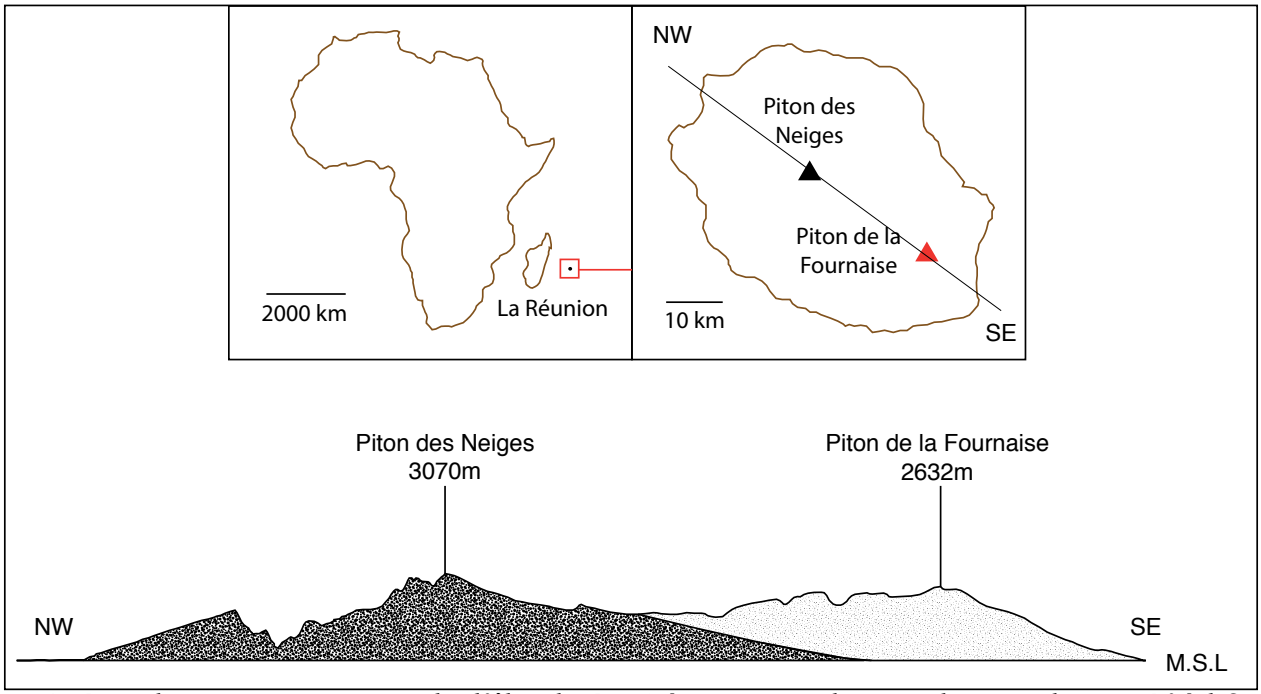


Figure 1. Localisation et coupe de l'île de La Réunion et de ses deux volcans. L'édifice du Piton de la Fournaise, au sud-est de l'île, repose sur celui, plus ancien, du Piton des Neiges.

Les basaltes du Piton de la Fournaise, depuis le début de son activité il y aurait 0,5 Ma, sont majoritairement des basaltes transitionnels, alcalins à tholéiitiques (Upton et Wadsworth, 1965, 1966, 1972; Ludden, 1978). Ils ont été divisés en quatre classes par les études précédentes (e.g. Albarède et Tamagnan, 1988; Albarède et al., 1997, Peltier et al., 2009a, Lénat et al., 2012). La classe la plus représentée (~65%) est appelée Steady State Basalts (SSB), avec des basaltes majoritairement aphyriques (MgO ~ 5-8 wt%, K2O ~ 0,5-1 wt%, CaO ~ 10-12 wt%). Ils sont généralement émis lors d'éruptions dites "sommitales" ou "proximales" (Peltier, 2007), sur ou proches du cône terminal et caractérisent la majorité des éruptions au Piton de la Fournaise (Peltier et al., 2009a).

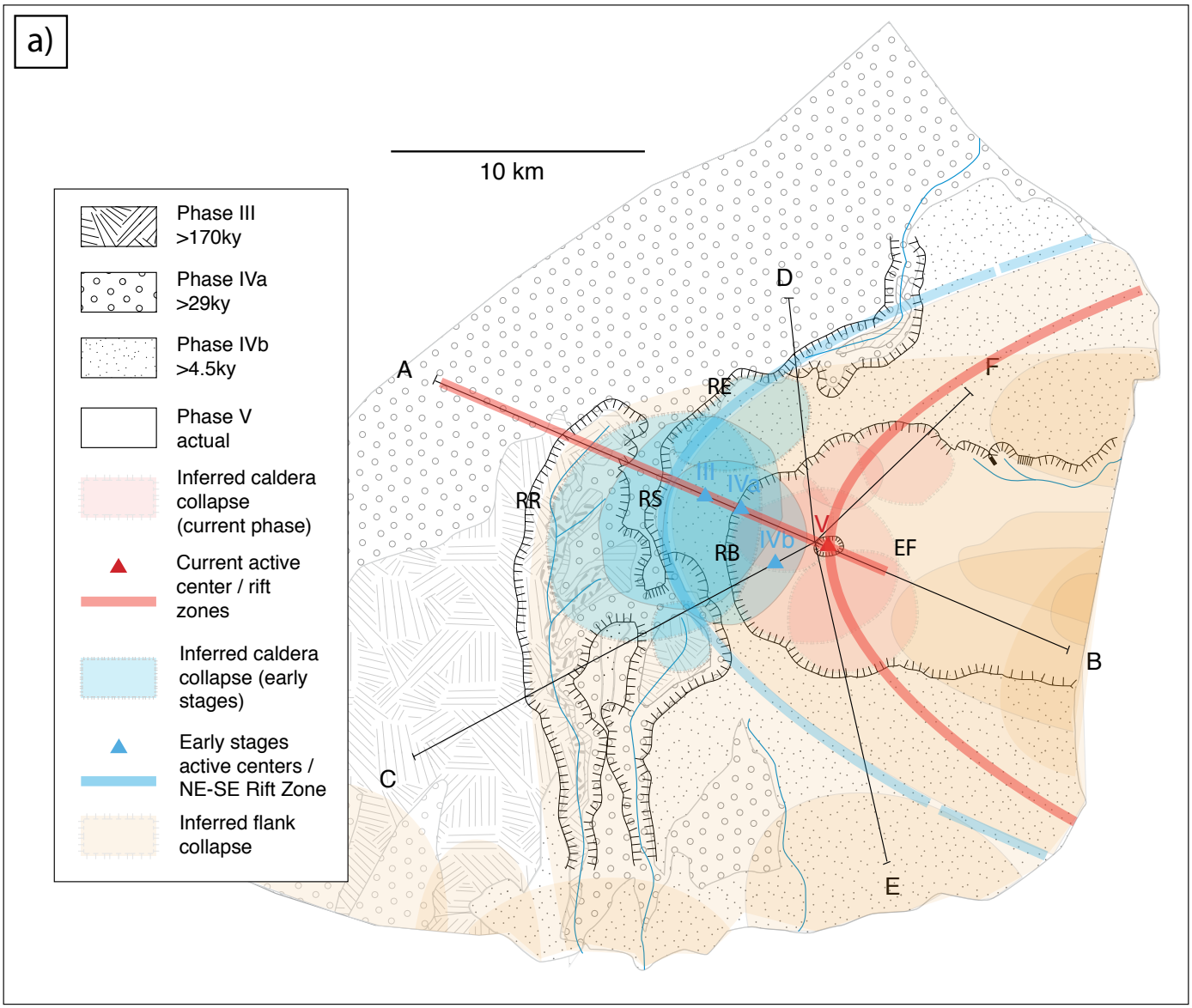


Figure 2. a) Unités morphologiques principales du massif du Piton de la Fournaise, d'après Bachèlery, 1981; Bachèlery et Mairine, 1990; Staudacher et Allègre, 1993; Labazuy, 1996; Merle et Lénat, 2003; Villeneuve et Bachèlery, 2006; Peltier et al., 2009a; Merle et al., 2010; Lénat et al., 2012; Michon et al., 2013.

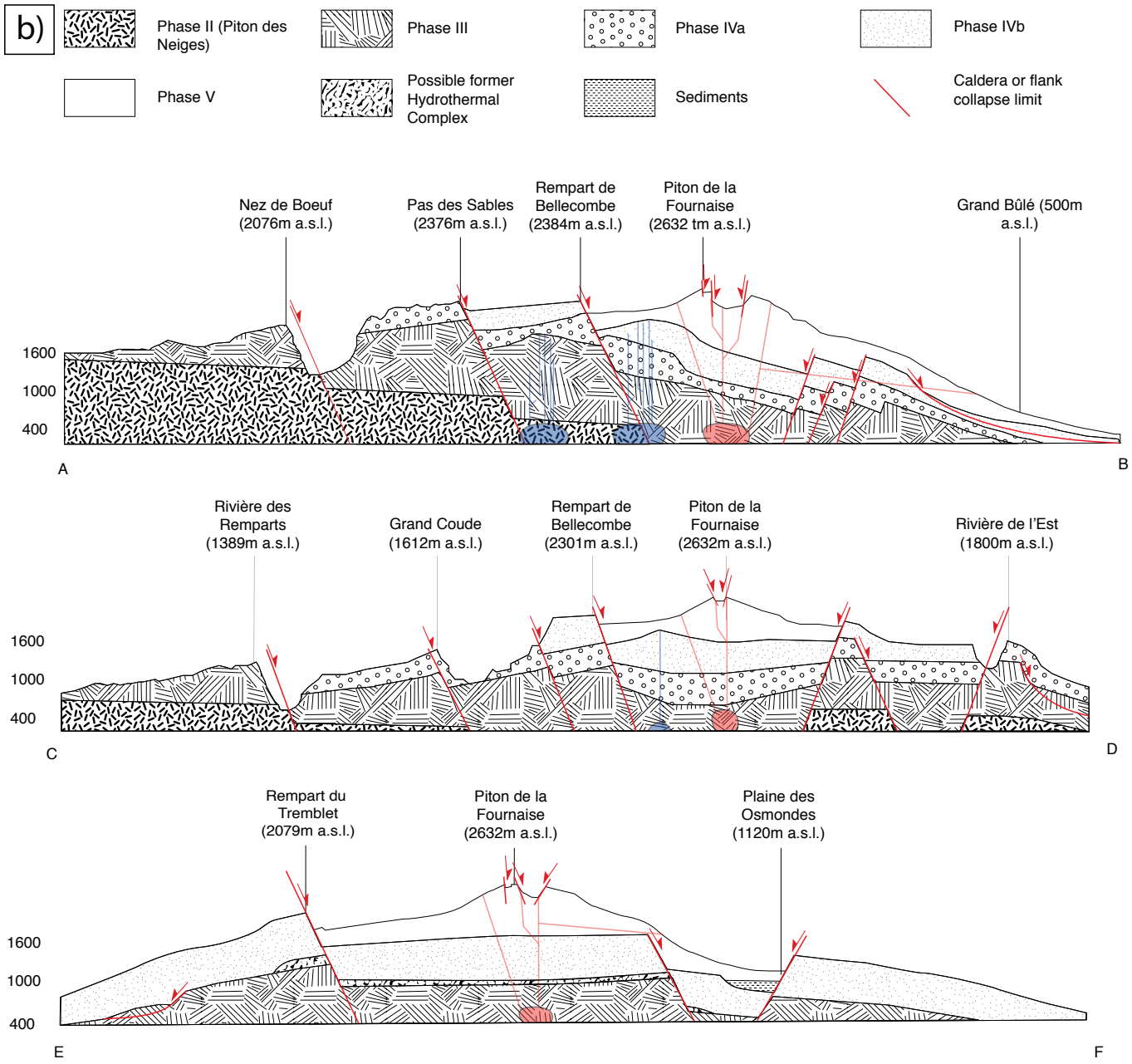


Figure 2 - suite. b) Coupes géologiques du massif du Piton de la Fournaise, d'après Bachèlery, 1981; Bachèlery et Mairine, 1990; Staudacher et Allègre, 1993; Labazuy, 1996; Merle et Lénat, 2003; Villeneuve et Bachèlery, 2006; Peltier et al., 2009a; Merle et al., 2010; Lénat et al., 2012; Michon et al., 2013. La localisation des coupes est indiquée sur l'encart a).

Le second groupe inclut les laves appelées océanites (terme introduit par Lacroix (1912)), basaltes mélanocrates riches en cristaux d'olivine. Les études s'accordent à dire que ces laves sont dérivées des SSB par accumulation d'olivine (MgO ~ 8-28 wt%, K2O ~ 0,4-0,7wt%, CaO ~ 5-11 wt%; e.g. Alabarède et Tamagnan, 1988; Albarède et al., 1997; Roult et al., 2012). Ces laves sont principalement (mais pas uniquement) liées à des éruptions plus rares dites "distales", plus éloignées du cône terminal et plus basses en altitude. Le troisième groupe, appelé "évolué" résulte de la cristallisation fractionnée de magma SSB à faible profondeur (MgO ~ 1-5 wt%, K2O ~ 1-4 wt%, CaO ~ 1,8-10 wt%). Ces basaltes sont surtout représentés dans les coulées anciennes du Piton de la Fournaise. Le quatrième et dernier groupe, intitulé "anormal", est enrichi en Mg, Fe, Ti, Na et K comparé aux SSB (MgO ~ 7,5-10 wt%, K2O ~ 0,9-1,2 wt%, CaO ~ 8,5-10 wt%). Ces laves sont principalement issues de coulées distales préhistoriques (à l'exception notable des basaltes du Cratère Hudson en 1998; Boivin et Bachèlery, 2009).

1.2.2. Système de transfert magmatique superficiel

Les laves du Piton de la Fournaise proviennent de magma issu, comme la majorité des volcans de points chauds (e.g. Kilauea, Fogo, Fernandina, El Teide), de panache(s) mantellique(s) (e.g. Schilling, 1973 -Islande-; White et al., 1993 -Galapagos-; Hauri, 1996 -Hawai'i-; Sobolev et al., 2005 -Hawai'i-; Vlastélic et al., 2018 -La Réunion-). Ceux- ci peuvent s'enraciner jusqu'au noyau terrestre externe et présenter des géométries complexes (Ritsema et al., 2011; French et Romanovicz, 2015). Plus haut dans le système d'alimentation de ces volcans, les magmas en provenance du manteau peuvent s'épancher horizontalement à l'interface entre différentes hétérogénéités dans le milieu: on parle de sous-plaquage (e.g. Klügel et al., 2005a - Canaries-; Boudoire et al., 2017 -La Réunion-). Enfin, quelques kilomètres sous le sommet du volcan, il peut exister un ou plusieurs réservoirs superficiels, dont la profondeur et la géométrie sont variables. Par exemple, un volcan à fort taux d'alimentation comme le Kilauea (environ 0,1 km^3/ an; Poland, 2014) présente un réservoir superficiel complexe, souvent en système ouvert avec la surface (lac de lave, e.g. Ryan, 1988; Zhai et Shirzaei, 2016). Un volcan comme le Piton de la Fournaise, présentant des taux d'alimentation plus modérés (0,01-0,04 km^3/an; White 1993; Peltier et al., 2009a), possède un réservoir plus localisé et une activité en système ouvert avec la surface plus rare (e.g. Michon et al., 2015, 2016). Enfin, certains volcans de point chaud ne montrent plus d'évidences de l'existence d'un réservoir superficiel à l'heure actuelle. C'est le cas par exemple du Fogo au Cap Vert (e.g. Mata et al., 2017).

Dans le cas du Piton de la Fournaise, l'étude de diverses crises sismiques profondes (e.g. Michon et al., 2016), couplée à une cartographie détaillée des émission de CO_2 dans le sol (Boudoire et al., 2017), a permis de mettre en évidence un système d'alimentation allongé, orienté N130 et au pendage incliné vers le nord-ouest du sommet actuel, entre la Plaine des Palmistes et l'Enclos Fouqué (Fig.3). Autour de 11 kilomètres de profondeur, au niveau de la limite inférieure de la

croûte océanique, pourrait se trouver un sous-plaquage de magma pouvant constituer un réservoir (Vlastélic et al., 2007; Lénat et al., 2012; Boudoire et al., 2017). Celui-ci serait connecté à un ou plusieurs réservoirs intermédiaires localisés au niveau de la limite supérieure de la croûte océanique (~ 5-6 km sous le niveau de la mer), sous la base de l'édifice volcanique (Battaglia et al., 2005a; Peltier et al., 2009a; Lénat et al., 2012).

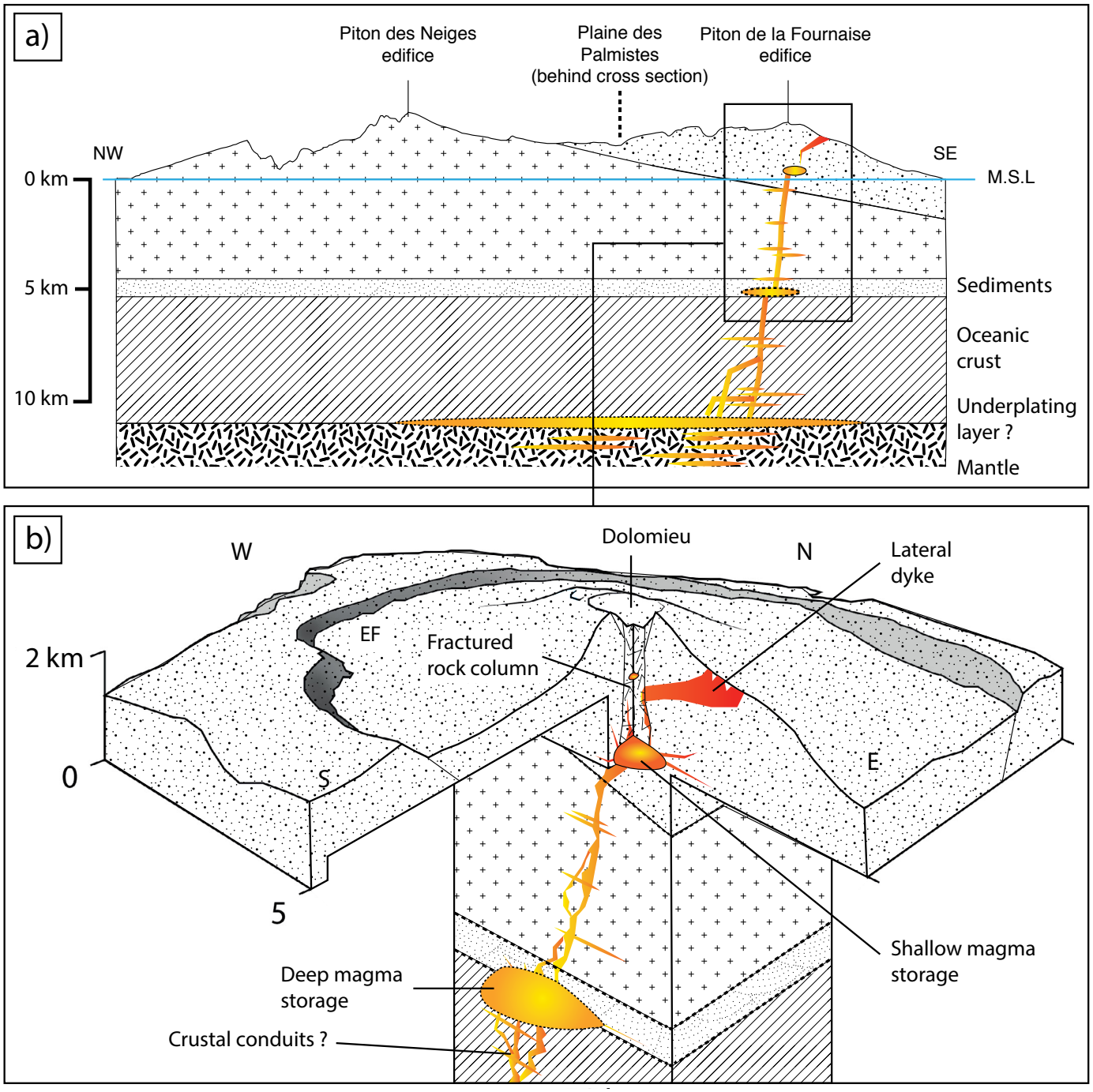


Figure 3. Schéma conceptuel du système d'alimentation du Piton de la Fournaise. a) Coupe NO-SE des 15 premiers kilomètres sous le sommet. b) Représentation 3D des 7 premiers kilomètres sous le sommet. D'après Battaglia et al., 2005; Vlastélic et al., 2007; Lénat et al., 2012; Boudoire et al., 2017.

L'étude de la migration de la sismicité lors de la crise sismique exceptionnelle de 1998 a permis de mettre en évidence une zone d'alimentation préférentielle sub-verticale entre 5 et 0 km sous le niveau de la mer à l'aplomb de la zone sommitale (e.g. Battaglia et al., 2005a; Peltier et al., 2009a). Plus superficiellement, la localisation des séismes lors des crises récentes (e.g. Lengliné et al., 2016; Duputel et al., 2019), la tomographie sismique (e.g. Brenguier et al., 2007; Prôno et al., 2009), et l'inversion de données géodésiques (e.g. Peltier et al., 2009a, 2016a) ont confirmé la forte probabilité de l'existence d'un réservoir superficiel. Ce dernier a été modélisé par un sphéroïde (en se basant sur les données géodésiques pré-avril 2007) d'environ 600 x 400 x 400 m (rayons E-O, N-S, vertical; Peltier et al., 2008), localisé entre 0 et 0,5 km au dessus du niveau de la mer sous le sommet du Piton de la Fournaise (e.g. Nercessian et al., 1996; Peltier et al., 2007). La géométrie exacte de ce réservoir reste toutefois méconnue. Depuis ce réservoir superficiel, le magma se propage périodiquement vers la surface en intrudant l'encaissant sous forme de dykes et/ou de sills (e.g. Fukushima et al., 2005; Peltier et al., 2005; Peltier et al., 2009a; Got et al., 2013). Dans ce manuscrit, nous nous focaliserons sur cette partie, la plus superficielle, du système d'alimentation du Piton de la Fournaise.

La mise en place de dykes et de sills représente la majorité des intrusions au sein de la croûte terrestre et des édifices volcaniques (Mathieu et al., 2008). Ils se présentent sous la forme de « lentilles » de magma (sub-verticale pour un dyke, sub-horizontale pour un sill), d'une épaisseur d'un demi à plusieurs mètres voire dizaines de mètres (Gudmundsson, 2011; Neal et al., 2019) et de longueur allant de quelques mètres à plusieurs dizaines de kilomètres dans les cas les plus extrêmes (par exemple, les éruptions distales de 2007 au Piton de la Fournaise (e.g. Staudacher et al., 2009), de 2014 au Bárðarbunga (e.g. Sigmundsson et al., 2015) et de 2018 au Kilauea (Neal et al., 2019). D'autres types d'intrusions plus épaisses existent et peuvent constituer des réservoirs magmatiques (laccolithes, cryptodomes, plutons, lopolithes, e.g. Mathieu et al., 2008). Les intrusions "fines" de types dykes et sills se propagent principalement dans une ou plusieurs directions préférentielles par ouverture, en fracturant l'encaissant, tandis que les intrusions plus épaisses se développent en déplaçant/déformant l'encaissant de manière plus isotrope. L'activité intrusive récente (inférieure à un siècle) au Piton de la Fournaise a principalement été caractérisée par des intrusions de types dykes et sills.

1.3. Activité, risques, surveillance et réseaux du Piton de la Fournaise

1.3.1. Activité du Piton de la Fournaise

L'activité fréquente du Piton de la Fournaise (113 éruptions entre 1942 et 2018 ; Vlastélic et al., 2018) produit majoritairement des laves peu visqueuses lors d'éruptions effusives fissurales. Les éruptions se manifestent généralement par l'ouverture d'une ou plusieurs fissures, d'où s'échappent des fontaines et des coulées de lave. Progressivement, un à plusieurs cône(s) de scories se

forme(nt) par retombée de projections. À l'intérieur du ou des évent(s) se met rapidement en place une activité strombolienne (en général au bout de quelques jours seulement). Enfin, après la consolidation de levées latérales des coulées de lave et la stabilisation de leur front, la croissance du champ de lave se fait majoritairement par épaississement (plus que par étalement). À ce stade, l'activité se poursuit majoritairement en régime de tunnels de lave. Ces derniers, du fait de la conservation de la chaleur, sont d'une grande importance dans l'écoulement général, car ils permettent le transport de la lave sur de longues distances (plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres) sans déperdition de chaleur (Fig.4).

Des activités de lac de lave ont également été reportées par le passé au Piton de la Fournaise. Ainsi, la présence de lacs de lave permanents (sur plusieurs années) a pu être observée au sommet du Piton de la Fournaise par les premiers explorateurs et naturalistes de l'île de La Réunion, aux XVIIIe et XIXe siècles (e.g. Bachèlery, 1981; Villeneuve et Bachèlery, 2006; Michon et al., 2013).

Même si l'activité effusive est dominante, plusieurs évènements explosifs périodiques affectant les cratères sommitaux du volcan ont pu être décrits au Piton de la Fournaise à partir d'observations directes, d'indicateurs géologiques, ou de rapports historiques. Des épisodes explosifs ont notamment été reportés lors des effondrements sommitaux de 1931, 1961, 1986 et 2007 (e.g. Michon et al., 2013).

Les éruptions du Piton de la Fournaise ont une durée comprise entre quelques heures et quelques mois (e.g. Roult et al., 2012), avec des débits de lave moyens généralement de l'ordre de un à quelques m^3/s (Peltier et al., 2009a; Coppola et al., 2017). Les premiers jours d'éruption et lors d'évènements exceptionnels comme l'éruption de mars-mai 2007 les débits de lave peuvent atteindre plusieurs dizaines voire centaines de m^3/s. Depuis 1942, le taux d'alimentation en magma du volcan (moyenné sur 7 à 30 ans selon les cycles "longs", séparés par des périodes de repos de 2 à 6 ans) déduit des volumes émis en surface a varié entre 0,25 m^3/s (1942-1966) et 0,97 m^3/s (2007-2014 ; Vlastélic et al., 2018). D'autres études menées sur des périodes de temps différentes ont proposé des débits similaires compris entre 0,32 et 1,28 m^3/s (White, 1993; Peltier et al., 2009a).

Une cyclicité de l'activité à court terme (1-4 ans) a pu être observée lors de la phase d'intense activité de 1998 à 2007 (Peltier et al., 2008, 2009a). Chaque cycle débutait par la propagation de dykes depuis le toit du réservoir superficiel, localisé à environ 2-2,5 km sous la surface de la zone sommitale, alimentant des éruptions "sommitales" à basaltes différenciés. Les volumes émis lors de ces éruptions étaient de l'ordre de 0 à 2 Mm^3. Chaque cycle se terminait par la propagation lointaine de dykes et/ou sills depuis la bordure est du réservoir superficiel jusqu'à des distances comprises entre 3 et 8 km du sommet ("éruptions distales" ; Peltier et al., 2008, 2009a), et produisant des éruptions plus volumineuses (dont les volumes émis dépassaient généralement 10 à

20 Mm^3), à basaltes plus primitifs. En milieu de cycle se produisaient des éruptions "proximales", localisées à la base du cône terminal ou jusqu'à trois kilomètres de celle-ci, et de volumes intermédiaires généralement compris entre 2 et 10 Mm^3.

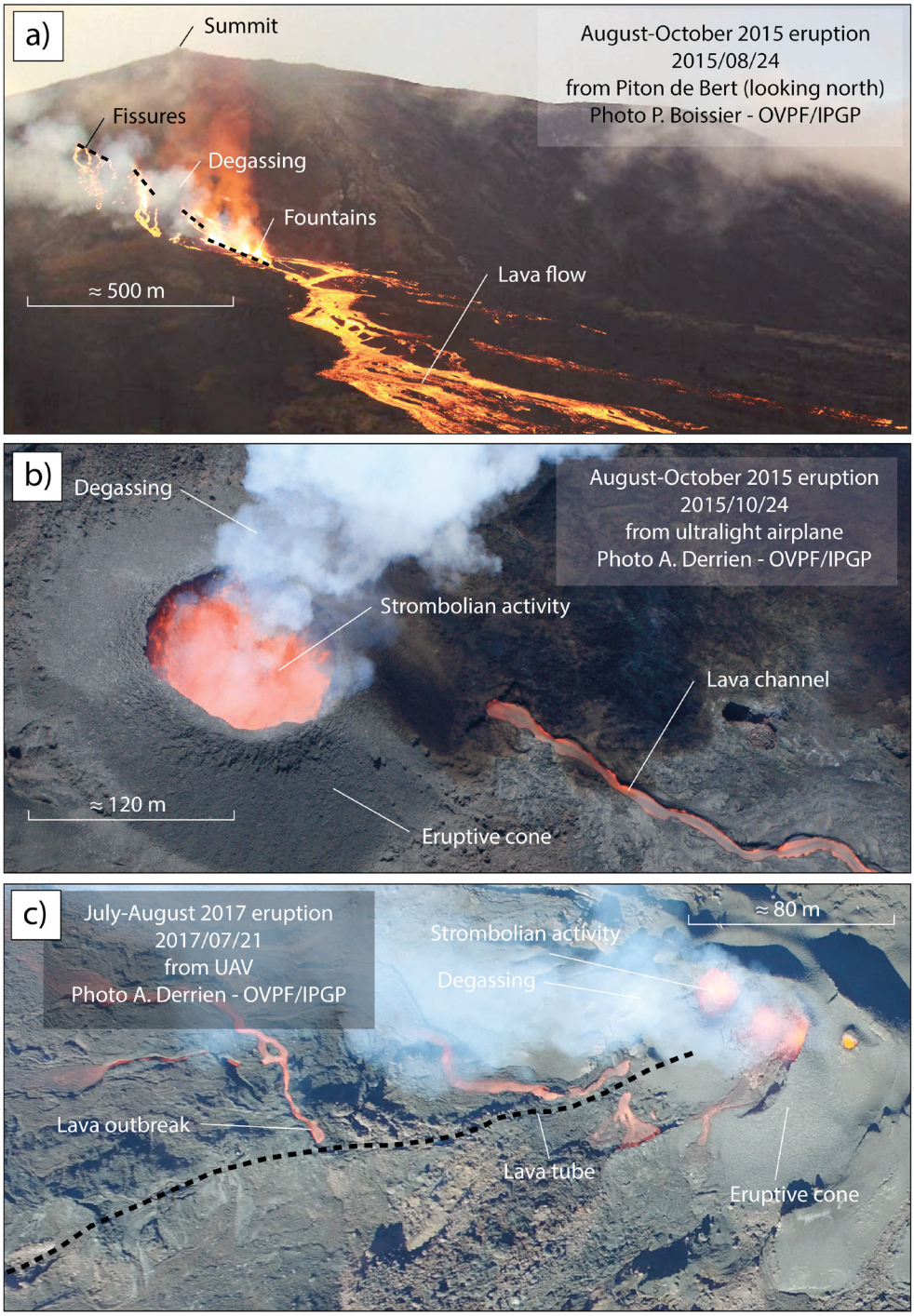


Figure 4. Illustrations de l'évolution de l'activité effusive typique au Piton de la Fournaise. Les photographies sont représentatives de la phénoménologie a) de début et (b-c) de phases plus avancées d'éruption. b) Typiquement, des chenaux de lave ouverts peuvent rapidement se mettre en place dès que des levées latérales se consolident autour de la coulée. c) Un ou des tunnels de lave peuvent ensuite apparaître.

Le système d'alimentation superficiel du Piton de la Fournaise a été considérablement remanié lors de l'effondrement sommital d'avril 2007 (Michon et al., 2007b; Peltier et al., 2009b; Staudacher et al., 2009; Massin et al., 2011). Cet évènement se produisit lors de l'éruption du 30 mars – 1 mai 2007, qui a vidangé entre 140 et 240 Mm^3 de magma du réservoir superficiel (10 fois plus qu'une éruption moyenne au Piton de la Fournaise ; Staudacher et al., 2009; Roult et al., 2012), dont le volume se situait autour de 350-400 Mm^3 d'après plusieurs études basées sur l'inversion de données géodésiques (Peltier et al., 2008) et de données géochimiques (Sigmarrson et al., 2005). Cet évènement a également remodelé significativement l'intérieur du Cratère Dolomieu qui s'est effondré sur près de 300 m de profondeur (Urai et al., 2007), alors que celui-ci était comblé sur sa partie orientale et dont le planché était relativement plan.

Suite à l'éruption majeure de mars-mai 2007, l'activité au Piton de la Fournaise a considérablement diminué. La période 2008-2010 fut caractérisée par sept éruptions sommitales, à l'intérieur ou en bordure du Cratère Dolomieu (Staudacher, 2010; Hibert et al., 2015) et une éruption proximale (Brenguier et al., 2012), dont les volumes étaient faibles et compris entre 0,1 et 2,7 Mm^3 (Roult et al., 2012). Dix-neuf crises sismiques ou intrusions magmatiques n'atteignant pas la surface ont également été enregistrées sous le sommet au cours de la période 2008-2010 (Peltier et al., 2010; Roult et al., 2012), traduisant la migration de petits volumes de magma dans la colonne de roche fracturée sous le Cratère Dolomieu. Il s'en est suivi une période de repos entre février 2011 et juin 2014, au cours de laquelle le sommet du Piton de la Fournaise continua à se contracter et à s'affaisser, à l'image des périodes inter-éruptives de 2008-2010 (Peltier et al., 2010; Rivet et al., 2014).

À partir de mars 2014, une reprise de la sismicité fut observée. Le mois de juin 2014 a marqué la fin de cette période de repos et la reprise de l'inflation de l'édifice, traduisant la reprise de l'alimentation de réservoir superficiel et de l'activité éruptive en surface (e.g. Peltier et al., 2016a; Coppola et al., 2017). L'année 2014 fut suivie par une année 2015 très active avec quatre éruptions dont la dernière (24 août-31 octobre) s'est terminée par une phase d'activité intense et séquentielle peu commune, probablement liée à une recharge magmatique rapide (Coppola et al., 2017). Après quelques mois de repos, les années 2016, 2017 et 2018 ont vu une augmentation graduelle de l'activité, avec respectivement deux, trois et quatre éruptions, toutes proximales, sur les flancs ou à la base du cône terminal (Peltier et al., 2018).

1.3.2. Aléas et risques associés à l'activité volcanique du Piton de la Fournaise

Les risques au Piton de la Fournaise, comme sur beaucoup de volcans de type effusif, sont plus restreints comparés aux risques liés aux systèmes de type explosif.

Au travers des différentes catastrophes, tant historiques que récentes, les volcanologues ont identifié divers composants des aléas volcaniques. Les coulées pyroclastiques (nuées ardentes, e.g. Lacroix, 1904; Fisher et Heiken; 1982; Lajoie et al., 1989), les retombées de débris, les coulées de lave, les débordements de lacs de lave et les émissions de gaz ont un impact relativement local (environnement immédiat du volcan dans un rayon de quelques centaines de mètres à quelques dizaines de kilomètres). Au contraire, les dispersions de cendres dans l'atmosphère (e.g. éruptions de l'Eyjafjallajökull en 2010, e.g. Gudmundsson et al., 2012; ou de l'Agung en 2017, e.g. Marchese et al., 2018), les injections stratosphériques (e.g. Stenchikov et al., 2002) et les effondrements de flanc (e.g. Rançon et al., 1989; Labazuy, 1996; Ramalho et al., 2015; Paris et al., 2018) peuvent avoir des répercussions régionales (affectant une région du globe, e.g. Sigurdsson, 1982) voire globales (affectant par exemple le climat sur l'une ou les deux hémisphères, e.g. Sigl et al., 2015).

Au Piton de la Fournaise, les quatre aléas (Fig.5) les plus représentés sont, par ordre croissant de fréquence (et décroissant d'impact): les effondrements de flanc (e.g. Labazuy, 1996), les retombées de cendres ou de débris volcaniques (e.g. Michon et al., 2013), les coulées des lave (e.g. Kieffer et al., 1977), et les émissions gazeuses (e.g. Tulet et Villeneuve, 2011).

Les risques associés dépendent de l'exposition, de la vulnérabilité et de la capacité de reconstruction des communautés exposées. Kelfoun et al., 2010 estiment, d'après des modélisations numériques, qu'un effondrement de 10 km^3 du flanc est du Piton de la Fournaise générerait un important tsunami dans l'océan Indien. Des vagues d'une dizaine de mètres au minimum affecteraient l'intégralité du littoral réunionnais en moins de 12 minutes, et atteindraient les côtes de l'île Maurice en 18 minutes, touchant ainsi au moins 150 000 personnes. Paris et al., 2013 ont mis en évidence des preuves sédimentaires d'anciens tsunamis sur les côtes de l'île Maurice, entre 10 et 15 mètres d'altitude, pouvant correspondre aux conséquences d'effondrements du flanc est du Piton de la Fournaise il y a environ 4500-5500 ans (date de la formation présumée de la caldera de l'Enclos Fouqué ; Bachèlery, 1981 ; Ort et al., 2016). Le récent tsunami dans le détroit de la Sonde, généré par l'effondrement de flanc de l'Anak Krakatau le 22 décembre 2018, rappelle les conséquences de ce type de catastrophe. Comme pour le Piton de la Fournaise, des simulations de propagations de vagues consécutives à un effondrement de flanc avaient d'ailleurs déjà été publiées (Giachetti et al., 2012).

Les retombées de cendres issues de l'activité du Piton de la Fournaise n'impactent que rarement la population de l'île, qui vit principalement sur le littoral, relativement loin (à plus de 15 kilomètres) du centre actif du volcan. Sur les derniers siècles (depuis l'arrivée de l'homme sur l'île au XVIIe siècle), les rares évènements explosifs au sommet (Michon et al., 2013; Ort et al., 2016) n'ont produit que des colonnes de cendres atmosphériques (non stratosphériques) et les retombées ont majoritairement été concentrées sur la partie supérieure de l'édifice. Toute-

fois, certains écrits historiques (Hubert, Maillard, Hugoulin dans Lacroix, 1936) décrivent des retombées cendreuses sur les villages proches du volcan, et même jusqu'à Saint-Denis dans le nord de l'île (à 50 kilomètres du sommet) lors des éruptions de 1761, 1776 et 1802 (Lacroix, 1936). Des dépôts de cendres sur le pont du Maria-Elisa, un navire croisant au large à quelques 40 kilomètres à l'est du sommet, ont également été rapportés lors de l'éruption de 1860 (Villeneuve and Bachèlery, 2006). Le Piton de la Fournaise peut donc périodiquement être le siège d'éruptions explosives importantes impactant la population.

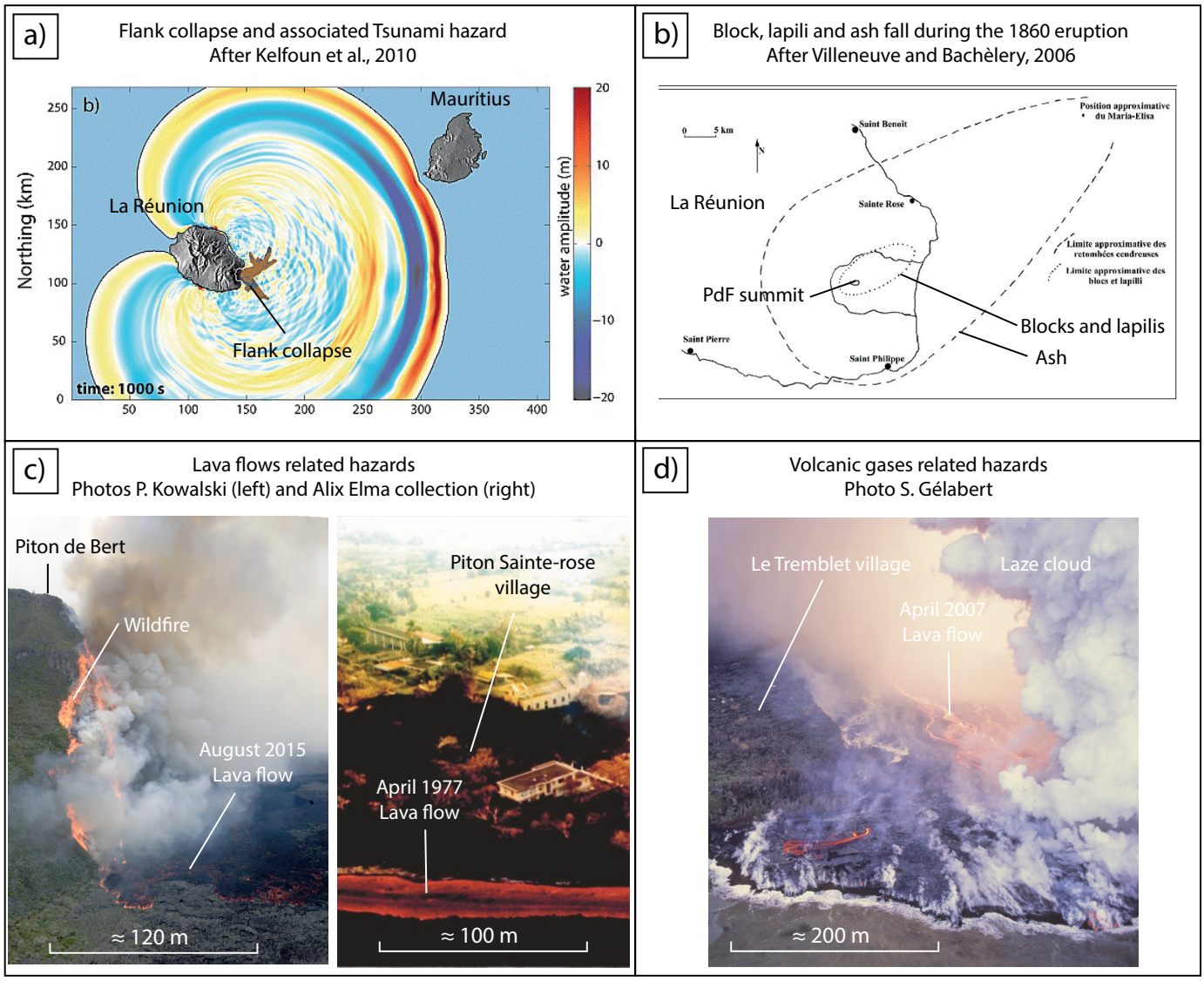


Figure 5. Illustration des aléas principaux liés à l'activité volcanique du Piton de la Fournaise et des risques associés. a) Risque de tsunami lié à un effondrement possible du flanc est du volcan dans l'Océan Indien. b) Risque lié à une activité explosive prononcée du Piton de la Fournaise comme par exemple lors de l'éruption de 1860. c) Risque lié aux coulées de lave pouvant s'épancher à l'intérieur ou en dehors de l'Enclos Fouqué et pouvant provoquer des incendies. d) Risque lié aux émantations gazeuses durant les éruptions.

Parmi les sept éruptions hors Enclos Fouqué recensées depuis le début du XVIIIe siècle (1708, 1774, 1776, 1800, 1977, 1986 et 1998, e.g. Villeneuve et Bachèlery, 2006; Michon et al., 2013), seules les coulées de 1977 et de 1986 ont endommagé des habitations et des terres agricoles, respectivement dans les villages de Piton Sainte-Rose et du Tremblet. Cependant, les coulées précédentes auraient affecté des zones urbanisées si l'utilisation du territoire avait été celle d'aujourd'hui (Villeneuve et Bachèlery, 2006). À noter que les coulées de l'éruption de mars-mai 2007, même si elle fut localisée à l'intérieur de la caldera de l'Enclos Fouqué, ont aussi fortement impacté les résidents du Tremblet par des retombées de cendres issues des explosions lors de l'entrée de la lave en mer, mais aussi par des pluies acides et des fortes concentrations en SO_2 dans l'atmosphère (Bachèlery et al., 2010). Le potentiel destructeur de ce type d'évènements (éruptions distales sur les volcans basaltiques) s'est illustré très récemment, par l'ouverture de fissures et l'émission rapide de lave au milieu de zones habitées, en mai 2018 au Kilauea à Hawai'i (Neal et al., 2019). Dans le cas du Piton de la Fournaise, il est également bon d'ajouter que des portions de la route littorale du Grand Brûlé (qui est bordée par ailleurs par les réseaux électriques, téléphoniques et de fibre optique) ont régulièrement été détruites par les coulées de lave atteignant les parties basses de l'Enclos Fouqué (notamment lors de la période d'activité intense 1998-2007), et que les coulées de lave récentes des années 2015-2018 ont régulièrement touché le rempart de l'Enclos Fouqué, fortement végétalisé, à l'origine d'incendies locaux (Fig.5c).

Les émissions de SO_2 au Piton de la Fournaise (e.g. Tulet et Villeneuve, 2011) représentent surtout un risque pour les randonneurs lors des périodes éruptives, mais également dans certains cas pour la population de l'île, notamment dans les cirques, qui sont des cuvettes naturelles (Oehler et al., 2008) pouvant retenir de plus grandes concentrations que dans les hauts de l'île ou sur le littoral. Lors d'éruptions dont les coulées de lave atteignent la mer, il peut se produire des réactions entre les gaz contenus dans la lave et l'eau salée (phénomène de "laze", e.g. Kullman et al., 1994). Les gaz produits peuvent être extrêmement dangereux pour la santé voire être à l'origine de décès (Heggie et al., 2009).

1.3.3. Surveillance et réseaux

La création de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF) et de son réseau de surveillance datent de décembre 1979. Avant la création de l'observatoire, seul un réseau géodésique de re-itération (mesures de nivellement) existait depuis 1948 même si un projet d'installation de sismomètre à la Réunion avait toutefois été discuté dès les années 1920 (Villeneuve, 2017). La décision de surveiller, d'observer et d'étudier de manière continue le volcan fit suite à l'éruption hors Enclos d'avril 1977. Pour la première fois, l'activité volcanique du Piton de la Fournaise affectait de manière significative la société réunionnaise: le village de Piton Sainte-Rose fut traversé par une large coulée de lave, détruisant des habitation et des terrains agricoles

jusqu'au littoral (e.g. Kieffer et al., 1977; Villeneuve et Bachèlery, 2006). Les autorités prirent conscience de la nécessité de disposer d'une structure permettant le suivi de l'activité du Piton de la Fournaise et la prévention des risques volcaniques. Les premières acquisitions sismologiques en continu permirent un bond en avant dans la compréhension du système d'alimentation et du fonctionnement du volcan (Chevallier et al., 1981; Bachèlery et al., 1982). Entre autres, les premiers précurseurs éruptifs (augmentation de la sismicité sous la zone sommitale, inflation de l'édifice) ont été clairement identifiés lors de l'éruption de février 1981, première éruption suivie par l'OVPF (Blum et al., 1981). Grâce aux systèmes de surveillance en temps réel, composés à l'époque principalement de sismomètres et d'inclinomètres, l'observatoire fut capable de localiser et de suivre les mouvements du magma en temps réel avant que celui-ci n'atteigne la surface (e.g. Toutain et al., 1992).

À partir de 1998, alors que le volcan sortait d'une période de repos de six ans (Villeneuve, 2000), de nouveaux outils devinrent progressivement disponibles. Dans le domaine de la géodésie notamment, l'interférométrie radar (InSAR) permit de publier les premières images exhaustives de la déformation du sol lors d'une éruption (e.g. Sigmundsson et al., 1999; Froger et al., 2003), et ainsi de préciser la géométrie et le volume des injections magmatiques impliqués (e.g. Fukushima et al., 2005). Toujours dans ce domaine, l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise se dota progressivement au début des années 2000 de stations GNSS (Global Navigation Satellite System) permanentes. Les déformations de la surface du Piton de la Fournaise en temps réel étaient jusqu'alors mesurées par un réseau d'inclinomètres (Peltier et al., 2005) , d'extensomètres (Peltier et al., 2006) et de distancemètres (ce dernier fut ensuite abandonné). Les premières stations GNSS permanentes installées entre 2004 et 2005 (Peltier et al., 2015) permirent de mieux contraindre les déplacements du sol en trois dimensions, et de localiser précisément la source des injections magmatiques superficielles et des sources de pression pre-éruptives (e.g. Peltier et al., 2008). Suite à l'éruption de mars-mai 2007, un réseau géochimique fut également progressivement mis en place afin de suivre les concentrations en gaz dans le sol et dans l'air. Actuellement (en juillet 2019) le réseau est composé de 40 sismomètres, 24 stations GNSS, 10 inclinomètres, 3 extensomètres, 3 stations DOAS, 4 stations mesurant les concentrations en CO_2 dans le sol, 1 station multigaz, 8 caméras, 1 caméra thermique, ainsi que des capteurs météorologiques (Fig.6). Enfin, un portail web (WebObs) permettant le traitement intégré des données, l'affichage, et la gestion en temps réel du réseau de surveillance fut progressivement installé afin de faciliter le travail de surveillance.

L'ensemble des données issues de ces réseaux a permis de mieux comprendre et anticiper les éruptions au Piton de la Fournaise, et de mettre en évidence un changement du comportement pré-éruptif du volcan entre 1998 et 2018. Alors qu'entre 1998 et 2007, les précurseurs éruptifs (augmentation de la sismicité et inflation de l'édifice) à long terme liés à la pressurisation du système d'alimentation superficiel semblaient identifiables plusieurs semaines voire plusieurs mois

à l'avance (e.g. Peltier et al., 2006; 2008), ceux-ci apparaissaient plus tardivement et étaient plus faibles en intensité lors de la période 2008-2018 (Peltier et al., 2018). Ceci représente très probablement la conséquence du remaniement important du système superficiel du Piton de la Fournaise lors de l'éruption, et de l'effondrement, d'avril 2007 (Staudacher et al., 2009 ; Peltier et al., 2018), le milieu fortement fracturé permettant une fragilisation du toit du réservoir et le départ d'injections magmatiques beaucoup plus rapidement.

Si peu de technologies vraiment nouvelles (à l'instar de l'InSAR et du GNSS dans les années 2000) ont été implémentées depuis 2010, les capacités d'acquisition, de transfert et de traitement des données pour les outils de surveillance existants se sont développées de manière importante. Cela est particulièrement vrai en sismologie, où le calcul des taux d'accélération du sol enregistrés sur une station lointaine (la station RER confinée dans un tunnel artificiel à 8 km du sommet) a permis de mettre en place un nouvel outil d'alarme à court terme pour discriminer les injections magmatiques conduisant à des intrusions de celles conduisant à des éruptions (Roult et al., 2012).

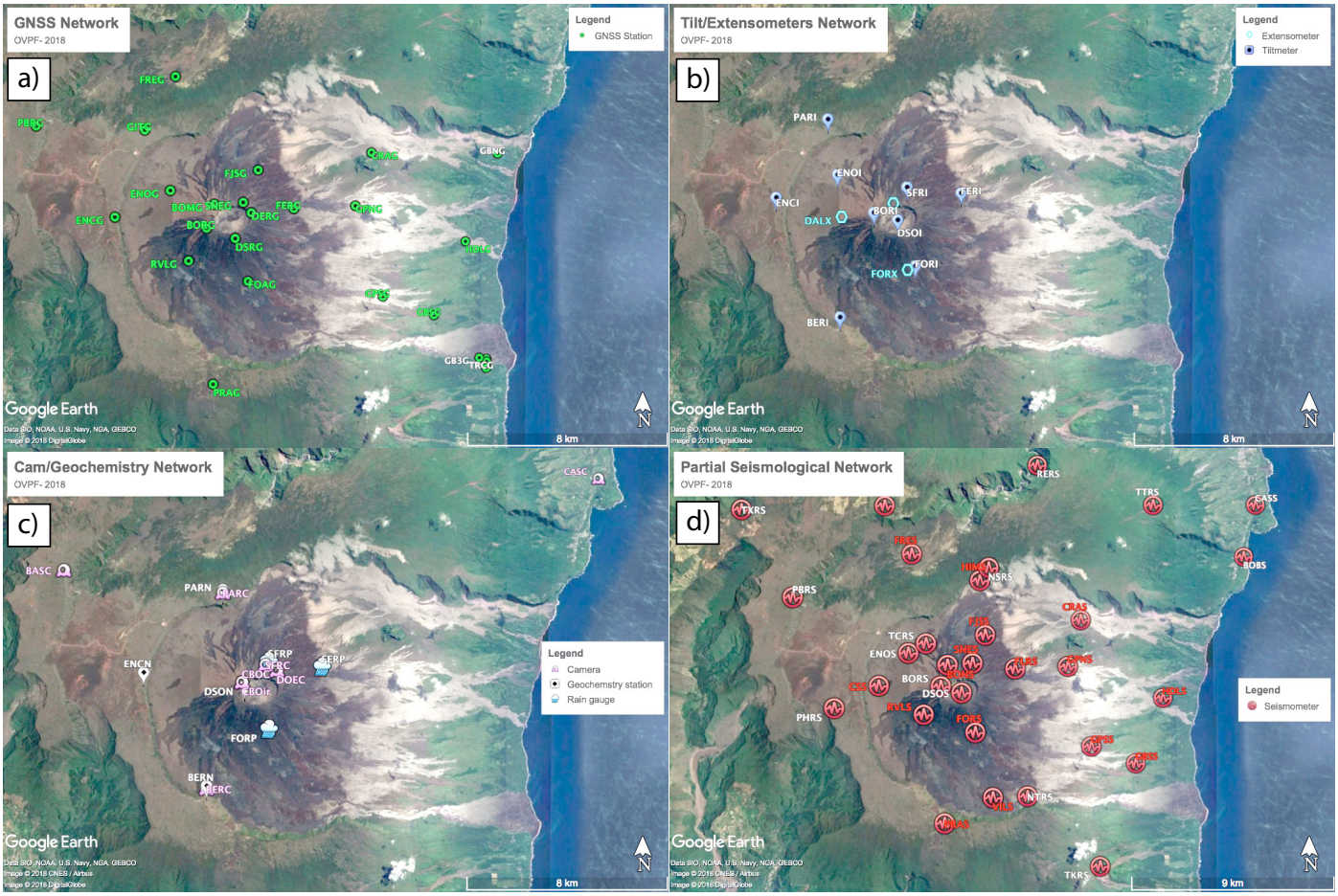


Figure 6. Localisation des stations des réseaux d'observation de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise. a) Stations GNSS. b) Inclinomètres et extensomètres. c) Caméras et stations géochimiques. d) Sismomètres. Réseaux opérationnels en 2018, dans et aux alentours de l'Enclos Fouqué. Notez que d'autres stations plus lointaines se trouvent en dehors de la zone présentée.

De nouveaux algorithmes de classement automatique des évènements sismiques ont été implémentés dans l'interface virtuelle du système de surveillance (WebObs), augmentant considérablement la rapidité et la capacité d'analyse des signaux sismiques à l'OVPF (Maggi et al., 2017). L'interférométrie radar et la photogrammétrie (dans le domaine de la télédétection) ont également bénéficié de l'augmentation des capacités de calcul numérique, et du développement des codes associés. La précision des images et la qualité de restitution des modifications de surface des édifices volcaniques ont évolué de manière significative, à tel point que la photogrammétrie, l'une des techniques de mesure de la morphologie de surface les plus anciennes, connait un nouvel essor. En volcanologie, cette technique a récemment permis des mesures extrêmement précises de volumes/taux d'émission des laves en surface (e.g. Diefenbach et al., 2012; 2013), de rugosité de terrain (Bretar et al., 2013) ou de déformation de surface (Derrien et al., 2015; 2019). De plus, depuis 2015, l'utilisation croissante des drones civils légers par l'OVPF permet d'acquérir régulièrement des prises de vues aériennes précises lors des éruptions. Ainsi, les capacités d'acquisition et de traitement se sont démultipliées dans ce domaine au cours des dernières années, au bénéfice de l'observatoire.

1.4. Étendue technique et objectifs de la thèse

C'est dans ce contexte de nouvelles perspectives que ce travail de thèse veut s'inscrire. Les données principales utilisées au cours de cette thèse viennent d'acquisitions photogrammétriques et sont intégrées aux données déjà disponibles à l'OVPF (notamment les signaux sismiques et géodésiques). La base de données photographiques au Piton de la Fournaise couvre un très large spectre d'échelles spatiales et temporelles, faisant de cette approche un choix d'exception afin de mieux comprendre le fonctionnement du Piton de la Fournaise de manière intégrée.

1.4.1. Une ouverture sur le passé

Il existe une base de données de prises de vues aériennes réalisées par l'IGN couvrant la région du volcan à intervalles relativement réguliers (de 5 à 16 ans) entre 1950 et 2016. Ces données, disponibles pour la grande majorité en téléchargement libre d'accès via l'interface de l'IGN (Géoportail, section « Remonter le temps »), n'ont alors jamais été valorisées en volcanologie, si l'on considère l'intégralité de la base de données. Par ailleurs, très peu d'études portant sur l'exploitation de ce type d'archives, de part le monde, ont été réalisées (e.g. Marsella et al., 2012; Gomez, 2014). Pourtant, des informations importantes se cachent dans ces clichés historiques: mise en place, volumes, aires des coulées, et localisation des fissures éruptives antérieures à la création de l'observatoire peuvent en être déduites, après traitements et corrections. L'accès à la déformation de l'édifice sur le long terme, une donnée jusqu'à présent limitée aux observations géodésiques récentes (au mieux, depuis la création de l'observatoire en 1979), devient également

possible. Trente ans de données supplémentaires permettant d'accéder à la déformation de surface deviennent ainsi disponibles. Ceci est d'un grand intérêt pour l'étude d'un système évoluant rapidement à l'échelle de la décennie, voire du siècle. L'étude de ces données par méthode photogrammétrique permet d'agrandir le champ de vision et de connaissance sur le système volcanique du Piton de la Fournaise et de mieux comprendre ses évolutions futures.

1.4.2. Un spectre complet d'échelles spatiales

Un second intérêt à l'exploitation des données photographiques réside dans la multitude d'échelles spatiales couvertes par la technique. De la caméra DSLR (Digital Single-Lense Reflex Camera, ou plus simplement caméra de type "Reflex" en français) haute définition aux capteurs satellites, la photogrammétrie s'adapte aussi bien au laboratoire qu'aux études de terrain sur les édifices naturels. Des résolutions de l'ordre de la centaine de microns peuvent être atteintes, comme des couvertures de plusieurs dizaines de kilomètres. Souvent légers et communément répandus, les systèmes d'acquisition en photogrammétrie (principalement des caméras DSLR ou des capteurs compacts montés sur drones) sont adaptés à des réponses rapides en temps de crise (e.g. acquisition au cours des éruptions) et peuvent emprunter divers vecteurs. Ainsi, une ou plusieurs caméras peuvent être rapidement déployée(s) sur un site éruptif afin d'observer précisément et exhaustivement l'évolution de l'activité sur le site éruptif, et les détails de la mise en place d'une coulée par exemple (e.g. James et Robson, 2014a; Richter et al., 2016). Un survol de la partie active de l'édifice en drone, ou à bord d'un appareil ultra-léger motorisé, permet en quelques dizaines de minutes de restituer la topographie en quasi temps-réel, et d'en déduire (entre autres) le volume et la vitesse de propagation des coulées et d'édification d'un cône éruptif, à deux ou trois dizaines de centimètres de résolution (e.g. Bull et al., 2013; Nakano et al., 2014; Shevchenko et al., 2015; Walter et al., 2018). Enfin le traitement de données satellitaires, des images stéréographiques pléiades par exemple, permet de rendre compte a posteriori des variations à plus grande échelle spatiale sur l'intégralité de la surface du volcan (e.g. Martino et al., 2015; Bagnardi et al., 2016; Ganci et al., 2018).

1.4.3. Une étude intégrée au sein de l'OVPF

Même si les nouvelles méthodes photogrammétriques promettent d'intéressants développements en volcanologie, il reste indispensable de maîtriser l'interprétation phénoménologique des données plus classiques (en sismologie, géodésie, et géochimie) afin de garder une vue d'ensemble de l'objet étudié. C'est cette constatation, couplée avec la nécessité de se trouver à proximité de l'objet d'étude pour bénéficier au maximum des enseignements de chaque crise éruptive, qui a motivé le choix de baser cette étude à l'OVPF, au plus près du volcan et entouré de ses experts. Ainsi, les données de photogrammétrie seront confrontées à celles issues des réseaux de surveillance, notamment sismologiques et géodésiques (cf. section 1.3.3.). Les résultats de l'an-

alyse géochimique des prélèvements de lave lors des éruptions et divers rapports opérationnels, officiels ou scientifiques seront également utilisés. Cette confrontation des données n'est pas à considérer comme une dispersion de la productivité scientifique, mais comme la construction d'une vision d'ensemble permettant des déductions affinées. Un volcan, après tout, ne saurait se réduire à sa seule surface.

Au regard des considérations précédentes, les objectifs de cette thèse sont donc :

1/ de traiter et analyser les clichés historiques numérisés de l'IGN afin d'extraire un maximum d'informations inédites sur les changements morphologiques passés à la surface du Piton de la Fournaise, à partir des années 1930 ;

2/ de traiter et analyser les archives de photographies aériennes de l'OVPF sur le sommet du Piton de la Fournaise entre 2007 et 2015, et les compléter par de nouvelles acquisitions entre 2015 et 2019, afin de caractériser avec précision l'effondrement du Cratère Dolomieu en avril 2007 et les changements morphologiques affectant le sommet depuis lors (éboulements, déformation, évolution des fractures) ;

3/ et de mettre en place un suivi systématique par photogrammétrie des coulées et sites éruptifs issus des éruptions de la période 2015-2018, afin de mesurer précisément les volumes de lave émis et d'étudier l'influence de la morphologie des sites éruptifs sur les caractéristiques du trémor lors des éruptions.

De manière générale, cette étude a pour but d'explorer les apports des techniques photogrammétriques à l'observation et la compréhension des volcans actifs à travers l'exemple du Piton de la Fournaise.

2. Outils et méthodes

2.1. La photogrammétrie

2.1.1. Principe général

La photogrammétrie est un ensemble de techniques qui, à partir d'une image photographique, permet de traiter et/ou modifier sa projection, ses dimensions ou sa position. Le mot photogrammétrie a deux racines : d'un côté, photographie, qui vient lui-même du grec *photos* (lumière) et *graphein* (dessin), littéralement "dessin de lumière" ; d'un autre côté, *metria* (mesure). Cette définition englobe donc toutes les techniques et développements permettant de quantifier, mesurer et extraire des données depuis des photographies. Récemment, ce champ s'est largement développé et englobe la science de la vision par ordinateur (*computer vision*), une discipline du numérique dans laquelle les algorithmes miment la capacité de nos cerveaux à interpréter des images (Hau, 2015).

En effet, depuis ses débuts la photogrammétrie reprend les mécanismes de la perception de l'environnement 3D par l'œil puis le cerveau, via la lumière. Ces mécanismes sont basés sur la mise en correspondance et l'interprétation de deux images similaires mais légèrement différentes, qui sont celles captées par chacun des deux yeux (ce qu'on appelle la vision stéréoscopique, e.g. Hubel et Wiesel, 1970). Dans le cas de la photogrammétrie (aussi appelée *Structure from Motion* ou SfM), la vision stéréoscopique est reproduite par des prises de vue d'une même scène sous deux angles relativement proches (e.g. Bertozz et al., 1998; Deseilligny et Cléry, 2011). De manière plus générale, davantage de prises de vues sous des angles différents permettent de mieux contraindre la restitution 3D, si bien que le processus peut s'effectuer avec plusieurs prises de vues d'une même scène sous des angles proches (Smith et al., 2016).

Le principe fondamental reste le même entre la photogrammétrie et le fonctionnement de l'œil, il s'agit dans un premier temps de superposer ou d'aligner les images en retrouvant les points homologues (qui représentent le même point dans l'espace sur les images), puis de retrouver à partir de ces images alignées la position initiale des points dans l'espace (e.g. Barazzetti et al., 2010).

2.1.2. Calculs et algorithmes

2.1.2.1. Formalisation mathématique: résolution d'une équation de R^4 dans R^3

Les détails des différents algorithmes utilisés au cours de cette thèse n'ont pas vocation à être présentés en détail ici car ils n'ont pas été développés dans le cadre de cette thèse et ont déjà été présentés dans de nombreux ouvrages (e.g. Sona et al., 2014; Bemis et al., 2014; Gonzalez-Aguilera et al., 2016; Rupnik et al., 2017; Duarte et al., 2017). Toutefois, il semble important de présenter rapidement la formulation mathématique permettant de résoudre le problème stéréoscopique, afin de clarifier le fonctionnement de ces outils.

Le système d'équations associé repose sur deux méthodes indépendantes, mais basées sur le même principe. Il s'agit dans un cas comme dans l'autre de retrouver un ensemble de positions (x, y, z) (coordonnées de points dans l'espace réel) à partir d'au moins deux couples (x', y') (x'', y'') (coordonnées de ces mêmes points dans le plan de chacune d'au moins deux images). Voici une illustration de ce principe: soient Ai (i entier variant entre 1 et n et n>2) n points de l'espace présents sur deux photographies (respectivement A'i et A''i). Leurs coordonnées respectives dans l'espace réel (considérant un système de coordonnées cartésiennes) sont (xi, yi, zi). Leur coordonnée dans les images I' et I'' (aussi décrits comme deux espaces de dimension 2 en coordonnées cartésiennes) sont respectivement (x'i, y'i) et (x''i, y''i). On définit également F' et F'' comme respectivement les points focaux de I' et I''. À partir de là, deux systèmes différents, mais équivalents, peuvent être résolus : l'équation de colinéarité et l'équation de coplanarité.

1/ Dans l'équation de colinéarité, on suppose que pour tout i compris entre 1 et n, Ai, F' et A'i sont alignés, ainsi que Ai, F'' et A''i. Ceci est rarement rigoureusement exact dans la nature car les optiques (biologiques ou non) présentent, de par leur nature courbée et légèrement épaissie, des distorsions (notamment pour les points situés en bordure d'image). Une bonne connaissance des paramètres optiques (indice de réfraction, courbure et défauts) des lentilles utilisées pendant la prise de vue est donc importante pour une bonne précision de la reconstitution stéréoscopique. S'ils ne sont pas connus a priori, ces paramètres peuvent être contraints par l'augmentation du nombre n de prises de vues.

La résolution de ce système conduit à une solution non référencée, pour laquelle aucune échelle ni orientation ne peut être définie dans l'espace réel. Dans le cas d'une reconstitution stéréographique, seule la connaissance de la position d'au moins trois des points de la scène reconstituée permet de retrouver sa position absolue, et d'obtenir ainsi son référencement.

2/ Dans l'équation de coplanarité, les vecteurs Ai A'i, Ai A''i, et F'F'' sont coplanaires et le plan ainsi défini est nommé plan épipolaire. Leur produit mixte est donc nul, autrement dit F'F'' et le

produit vectoriel de Ai A'i et Ai A''i, sont perpendiculaires. Ici aussi, une étape de référencement est nécessaire.

Quelle que soit la méthode, il est nécessaire d'identifier les points homologues sur les différentes images. Pendant de nombreuses années, cette étape a nécessité une intervention humaine, mais les récentes avancées en terme de puissance numérique ont rendu possible le développement et l'implémentation d'algorithmes dédiés à cette étape.

2.1.2.2. Algorithmes de reconnaissance des points homologues

Il existe plusieurs manières de retrouver numériquement des points semblables sur deux images. Le principe de base, cependant, reste le même. Les images numériques sont produites à partir de capteurs CCD (*Charge-Coupled Device*) composés d'un nombre fini n d'éléments (constituant ainsi une matrice à a colonnes et b lignes, où a*b=n). Chacun de ces éléments est un pixel auquel est associé une (dans le cas d'une image en noir et blanc) ou plusieurs valeurs (dans le cas d'une image en couleur). Les algorithmes peuvent utiliser l'ensemble de ces valeurs, mais pour des raisons d'efficacité seule l'intensité lumineuse est souvent privilégiée et donc utilisée. Dans ce cas l'algorithme "balaye" l'image en sélectionnant des secteurs de pixels (qui peuvent être circulaires ou carrés) et compare ces secteurs à ceux de la seconde image. A chaque secteur, sont attribuées une ou plusieurs caractéristiques (intensité moyenne, degré de texture, présence de changements importants des valeurs en X ou en Y, présence d'arêtes marquées, présence de points remarquables isolés, etc…) qui sont alors comparées aux valeurs trouvées sur la seconde image. A partir d'un certain seuil de similarité, l'algorithme choisit ces points comme points homologues.

Parmi les différentes méthodes, celle de Harris (aussi appelée méthode de détection de coins ; e.g. Harris et Stephens, 1988) et celle de Lowe (aussi appelée méthode SIFT - *Scale Invariant Feature Transform*; Lowe, 2004) sont les plus communément utilisées. La méthode de Harris fait appel à des correspondances entre les "coins" (*corner points*) de l'image. Ces points ont la particularité de présenter d'importantes variations de leur valeur de pixel dans deux directions, et sont souvent situés à l'intersection de deux arêtes. Ils sont particuliers, car sur deux images semblables il sera facile pour l'algorithme de reconnaitre deux points homologues tout en discriminant le reste de l'image. La détection de coins repose sur le principe que la fonction image (en nuance de gris) f(x,y) peut être approximée par le produit matriciel des dérivées partielles de l'image selon x et y et d'une matrice spécifique, appelée le tenseur de structure. En calculant les valeurs propres de ce tenseur, l'algorithme peut identifier les *corner points* sans avoir à les trouver manuellement. La détection de *corner points* est largement utilisée pour la mise en correspondance et le calcul des déplacements de points entre deux images.

La méthode de Lowe calcule d'abord pour chaque point, et à différentes échelles, un ensemble

de descripteurs SIFT, puis passe à la mise en correspondance (minimisation des différences entre les descripteurs pour trouver les points homologues). L'intérêt de la méthode SIFT repose sur une analyse de l'image sur une très grande gamme d'échelles favorisant ainsi la détection d'un nombre de points homologues plus important. Elle est utilisée notamment dans la suite MicMac, un logiciel libre d'accès développée par l'IGN (Rupnik et al., 2017).

Grâce à l'engouement récent de la communauté scientifique pour ces outils puissants (e.g. Furukawa et Ponce, 2009; Remondino et al., 2012; Fonstad et al., 2013; Schöning et Heidemann, 2015; Micheletti et al., 2015; Jaud et al., 2016), nous avons pu réaliser une étude comparative préliminaire des différentes solutions existantes (Tableau 1). Il en ressort, d'un point de vue pratique, que l'utilisation du logiciel Agisoft Photoscan Pro (v 1.2.3 et ultérieures) est la solution la plus adaptée aux besoins en observatoire car 1/ ce logiciel bénéficie d'une facilité d'installation sur les trois principaux systèmes d'exploitation utilisés en sciences de la terre (Windows, Linux, OSX) et d'un support technique rapide, ce qui est crucial d'un point de vue opérationnel, et 2/ il fait partie des logiciels de photogrammétrie les plus fiables et précis d'après une étude récente (jusqu'à 4 fois plus précis dans la reconstruction comparé à d'autres solutions; Sona et al., 2014).

Application	License	Platform	Automatic Modelling	Type of photogrammetry	Data Source	Inception	Vendor/Creator	Guide Price
3DF Zephyr	Proprietary	Windows	Yes	Close-Range, UAS	Video, Laser scans	2013	3DF Zephyr	Free-US$4,200
PhotoModeler	Proprietary	Windows	Semi-automatic	Close-Range	Images	1994	EOS Systems	US$995
Photoscan	Proprietary	Windows, OSX, Linux	Yes	Aerial, Close-Range, UAS	Images	2010	Agisoft	US$179-3499
Photosynth	Unknown	Windows	No	Close-Range	Images	2008	MicrosoftLive	Free
RealityCapture	Proprietary	Windows	Yes	Aerial, Close-Range, UAS	Images, Laser scans	2014	CapturingReality	US$99-15000
SocetSet	Proprietary	Windows	No	Aerial, Close-Range, Satellite	Images	Unknown	BAE Systems	Unknown
MicMac	Open Source	Windows, OSX, Linux	Semi-automatic	Aerial, Close-Range, Satellite	Images	2003	IGN	Free
Pix4D	Proprietary	Windows, OSX, Linux	Yes	Aerial, Close-Range, UAS	Images	2011	Pix4D SA	Free-US$8900

Tableau 1. Echantillon comparatif de suites de reconstruction photogrammétrique disponibles en 2018 et leurs caractéristiques associées, modifié d'après Sona et al., 2014.

2.1.2.3. Étapes de traitement lors de la reconstruction 3D (*workflow*)

Agisoft Photoscan Pro (v1.2.3 et ultérieures) procède par une suite d'étapes précises, permettant d'affiner et de régler différents paramètres influant sur la qualité des sorties. Lors de la première étape, dite d'alignement, un nuage de points "dispersé" est généré représentant dans l'espace la position des points homologues (dans lequel l'algorithme retrouve également la position et l'orientation relative des images, ainsi que les paramètres optiques de la lentille et du capteur utilisés s'ils ne sont pas précisés préalablement par l'utilisateur). Lors de la seconde étape, l'algorithme construit un nuage de points "dense" en utilisant l'a priori donné par la position, l'orientation et les paramètres optiques des images issus de l'étape 1. Ce nuage de points, si l'appareil d'acquisition utilisé ne dispose pas de GPS, n'existe que dans un référentiel artificiel généré lors de l'alignement. Afin de replacer les données traitées dans l'espace réel (étape dite de référencement), il convient d'assigner des coordonnées à au moins trois points du nuage (ces points sont appelés *Ground Control Points* ou GCP). La position réelle de l'ensemble des points peut ensuite être calculée par une combinaison d'homothétie, de rotation et de translation. La mesure de la position réelle des GCP se fait soit sur le terrain grâce à un couple récepteur/antenne GNSS (Global Navigation Satellite System), soit sur un modèle 3D préexistant de la même zone (pour cela il faut négliger, ou connaître, la déformation du sol entre les deux modèles). De nombreux référentiels décrivant la position réelle de points sur Terre existent et ont existé par le passé (à La Réunion, de nombreuses études ont longtemps été basées sur le système Gauss-Laborde, e.g. Lagabrielle, 2003; Peltier, 2007). Par souci de simplicité, d'homogénéité et de clarté dans la communication, tous les résultats de ce manuscrit seront présentés dans le système international WGS84 - UTM (à La Réunion, la zone UTM est 40S). Ce système présente le double avantage d'être métrique (l'unité y est le mètre -à la différence de systèmes géocentriques utilisant le degré, la minute ou la seconde- ce qui facilite les calculs) et international (étant le plus communément utilisé en volcanologie).

2.1.3. Produits bruts

Les premiers produits bruts en sortie de traitements photogrammétriques sont appelés nuages de points. Il s'agit simplement de la matrice des coordonnées dans l'espace des points homologues, dans le système de référence choisi (Fig.7a).

Les nuages de points denses ainsi référencés servent de base à la génération des Modèles Numériques de Surface (MNS, ou DSM - *Digital Surface Models* en anglais-). Un MNS est une représentation bi-dimensionnelle discrète de la topographie d'une zone, incluant les éléments de surface comme des habitations ou la canopée d'une forêt. Autrement dit, il se présente sous la forme d'une matrice (x,y) de pixels dont l'unique valeur est l'élévation (z), et peut être matérialisé graphiquement par la topographie d'une zone (Fig.7b).

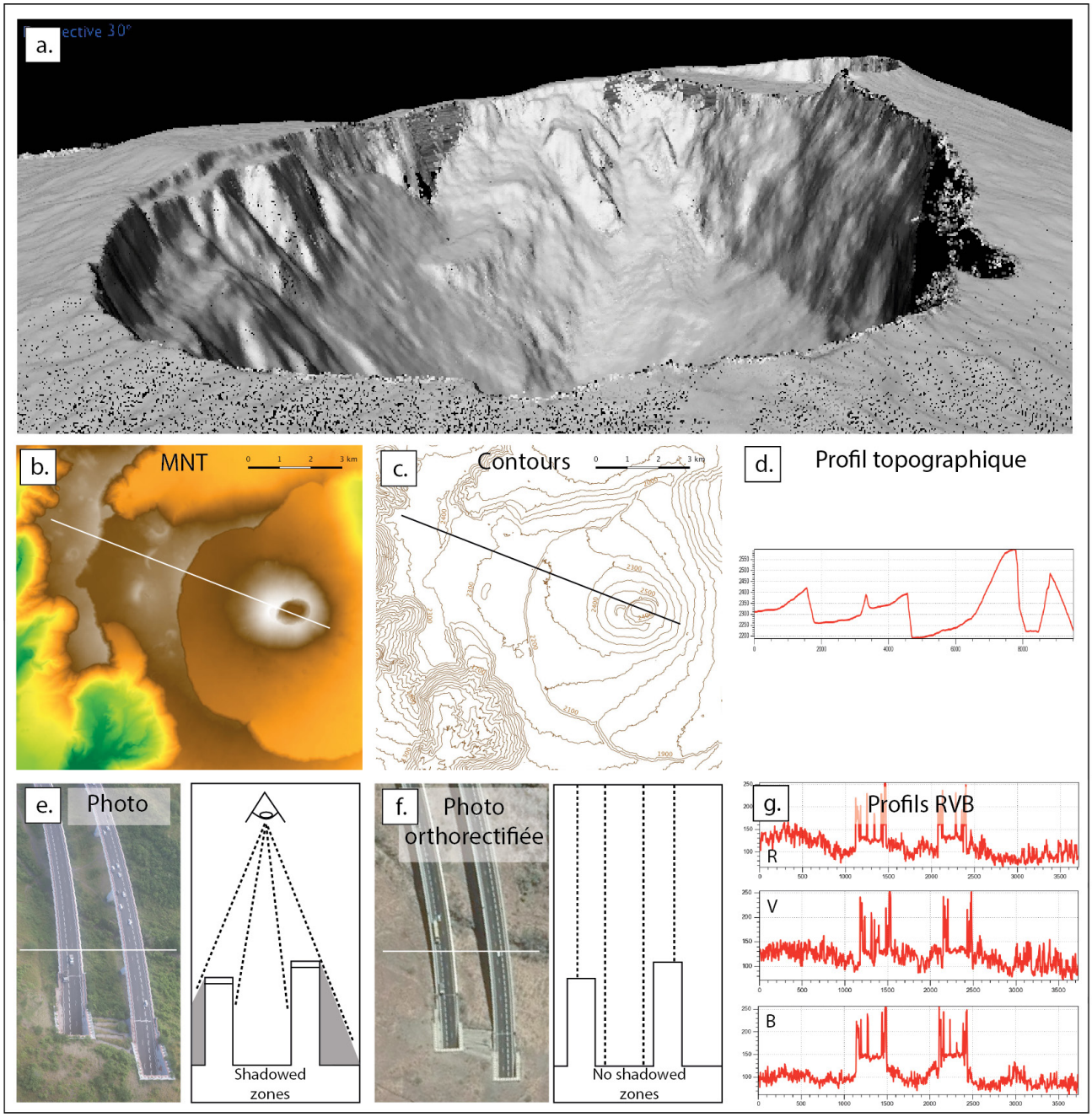


Figure 7. Description des différents produits bruts de la technique photogrammétrique. a) Nuage de points d'après une campagne photogrammétrique au sommet du Piton de la Fournaise. b) Modèle Numérique de Surface (MNS) d'après une campagne de Lidar aéroporté sur la partie la plus élevée du massif du Piton de la Fournaise en 2009. c) Contours ou courbes de niveaux déduites du MNS précédent. d) Profil topographique déduit du MNS précédent. e) Photographie aérienne brute et schéma de l'angle de vue, ici au niveau du tunnel de Plateau Caillou sur la route des Tamarins (île de La Réunion) prise le 7 avril 2015. f) Photographie aérienne orthorectifiée de la même zone et schéma de l'angle de vue (orthogonal en tout point). g) Profils RVB associés à la photographie présentée en f).

Entre autres, ce sont ces matrices qui servent à produire les courbes de niveaux (aussi appelés contours) que l'on peut voir sur les cartes topographiques (Fig.7c).

Les MNS sont enfin utilisés pour produire ce qu'on appelle des orthoimages, en permettant de corriger les déformations induites sur les photos par la topographie. Elles sont définies comme la projection orthographique des valeurs visuelles (Rouge, Vert, Bleu et/ou niveaux de gris ; Fig.7g) parallèlement à l'axe (z) (ainsi chaque pixel est vu directement du dessus, ce qui annule tout effet de la topographie sur l'apparence de l'image, qui s'en trouve "aplatie"). Une orthoimage n'a pas d'équivalent dans le monde réel, car elle montre une scène comme étant vue d'infiniment loin avec un téléobjectif infini (Fig.7f).

2.1.4. Comparaison des produits bruts

Deux reconstructions photogrammétriques d'une même zone produites à des intervalles de temps différents peuvent montrer des changements. Ce sont ces changements que nous souhaitons détecter au travers notre recherche.

Nous cherchons ainsi les meilleures méthodes pour comparer nuages de points, MNS et orthoimages. Pour les nuages de points, un logiciel performant se trouve être CloudCompare (e.g. Salzer et al., 2017; Carr et al., 2018). Pour les MNS, on procède par soustraction, point par point, entre deux MNS représentant la topographie à deux dates différentes (MNS diachroniques), on parle alors de DoD (*Difference of DSM*). Cette étape peut s'appuyer sur un logiciel de traitement de données géographiques tel qu'ArcGIS ou QGIS (le second étant libre d'accès et gratuit). Enfin pour les orthoimages, on procède par détection de formes/points homologues entre les différentes orthoimages (manuellement ou en utilisant un algorithme de Cross-Corrélation 2D). Ici nous avons privilégié le logiciel CIAS (Cross-correlation Image Analysis Software, e.g. Heid et Kääb, 2012; Derrien et al., 2015), dont la fiabilité et la précision (détection fiable de déformations de l'ordre de 0,25 à 0,7 pixels et plus) ont été démontrées dans le domaine des géosciences (Kääb et Leprince, 2014).

L'utilisation de données diachroniques dans le domaine des sciences de la terre permet de mettre en évidence un large spectre de modifications de la surface des zones étudiées, par exemple les mouvements de sol (e.g. Rosu et al., 2014), les ajustements hydrologiques, les déformations d'édifices volcaniques (e.g. Derrien et al., 2015), les glissements de terrain en zone montagneuse (e.g. Brückl et al., 2006), la dynamique glaciaire (e.g. Kaufmann et Ladstädter, 2003; Ryan et al., 2015), les volumes d'effondrements (e.g. Brothelande et al., 2016), les processus d'érosion et/ou de sédimentation (e.g. Wheaton et al., 2010; Miřijovský et Langhammer, 2015), la croissance de dômes volcaniques (e.g. Diefenbach et al., 2013), les dépôts de neige (e.g. Nolan et al., 2015),

les modifications de la canopée, etc.

2.1.5. Correction des erreurs de reconstruction

Il est important de s'assurer que tout changement mesuré correspond à une modification réelle du terrain et non à une erreur de reconstruction ou de référencement. Le processus de reconstruction 3D implique certaines approximations, qui se retrouvent sous forme d'erreurs dans les produits bruts ; les plus significatives étant dans la direction Z si le jeu de données est essentiellement composé d'images "verticales", c'est à dire regardant vers le bas, ce qui est fréquent pour les campagnes de photographie aérienne. Pour les produits d'Agisoft Photoscan Pro, ces erreurs sur la composante Z peuvent atteindre 0,06% de la longueur du modèle avec GCP (Harwin et Lucieer, 2012) et 0,25% sans GCP (Jaud et al., 2016), sur des campagnes à surfaces restreintes (quelques km^2 à dizaines de km^2 au plus). Cela peut sembler insignifiant, mais ces erreurs peuvent affecter de manière significative les mesures sur des projets couvrant une plus grande surface (ces erreurs peuvent atteindre quelques dizaines de mètres pour des campagnes de plusieurs centaines de km^2). Les exemples suivants illustrent via quelques cas pratiques cet état de fait. Afin de quantifier les limites de fiabilité de la méthode sur des surface étendues (dont une grande partie de ces travaux feront l'objet), nous avons produit plusieurs MNS historiques des territoires d'Outre-Mer français (Saint-Barthélémy, Martinique, Mayotte, et La Réunion) d'après les photographies aériennes de l'IGN disponibles sur la plateforme Géoportail (Fig.8).

La Figure 9 montre des exemples de profils topographiques issus, pour chacune des îles, des deux modèles (l'un du milieu du XXe siècle et l'autre du début du XXIe). Notons que les résolutions d'acquisition sont nettement meilleures pour les campagnes récentes (de l'ordre de 1-2 m contre 5-6 m pour les acquisitions anciennes). Entre deux campagnes, la majeure partie du terrain a peu changé (le référencement étant corrigé du mouvement moyen des plaques tectoniques). On constate toutefois des différences importantes entre les MNS, en particulier lorsque l'on regarde les DoD (orange, Fig.9). Hormis certaines zones spécifiques affectées par des changements de surface importants (e.g. glissements de terrain, éruptions, effondrements ou changements d'origine anthropique) les DoD devraient être proches de 0 en tout point, ce qui n'est clairement pas le cas pour différentes raisons. En effet, il apparaît que :

1/ certains modèles (et ce malgré plusieurs essais et changements de paramètres -nombre de points de correspondance, sélection des images, qualité de la reconstruction- lors des reconstructions via Agisoft Photoscan Pro) présentent des erreurs proportionnelles à l'élévation (e.g. Saint-Barthélémy, Fig.9a) ;

2/ d'autres modèles présentent une erreur sous forme d'une courbure générale (e.g. Martinique, La Réunion, Fig.9b,d), parfois appelée "barrel effect" dans la communauté photogrammétrique ;

3/ enfin, d'autres modèles sont affectés par des distorsions plus complexes (combinaison de courbures spécifiques sur différentes parties du modèle, e.g. Mayotte, Fig.9c). Dans ces travaux nous appellerons cet effet complexe "voilage", et la correction de cet effet le "dévoilage".

Les cas présentés ci-dessus représentent les cas "difficiles" de conditions de reconstruction photogrammétrique (i.e. absence de GCP mesurés par GNSS, paramètres optiques de la lentilles inconnus, et projets de grande envergure sur des surfaces de plusieurs dizaines de kilomètres carrés). Il est donc nécessaire d'apporter des corrections supplémentaires.

La dernière phase du traitement photogrammétrique consiste ainsi à s'affranchir au maximum des erreurs citées ci-dessus. Nous proposons ici une procédure en deux étapes, pouvant s'appliquer à tous les cas de figure et à toutes les échelles.

La première étape consiste à corriger les erreurs topographiques ; en effet certains modèles présentent une exagération verticale. Il s'agit simplement de déterminer la meilleure relation linéaire, valable pour tout couple (X,Y), entre les valeurs Z du DoD et celles des produits bruts.

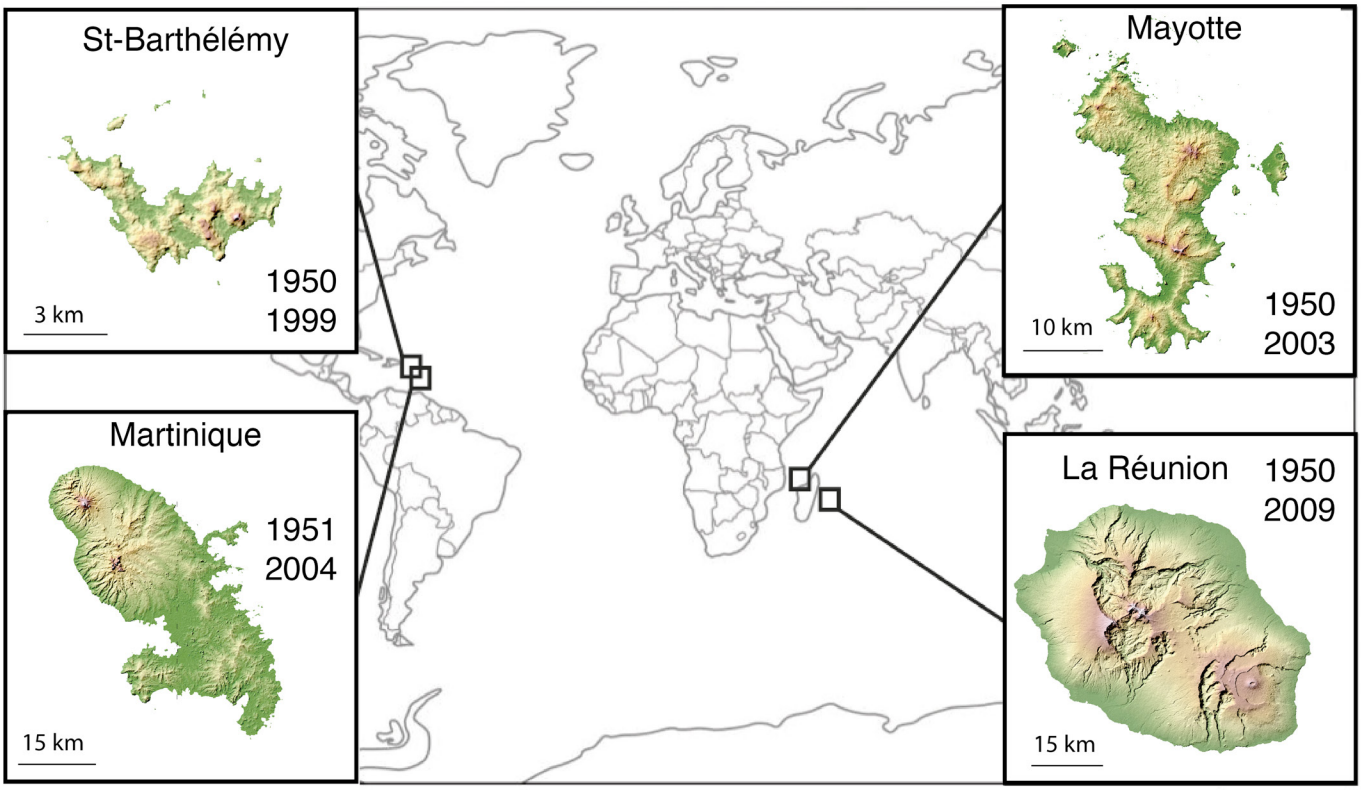


Figure 8. Reconstruction de MNS historiques à partir de photographies aériennes de l'Institut Géographique National, disponible en téléchargement gratuit depuis https://remonterletemps.ign.fr/. La localisation et les dates d'acquisition des projets sont indiqués sur la figure.

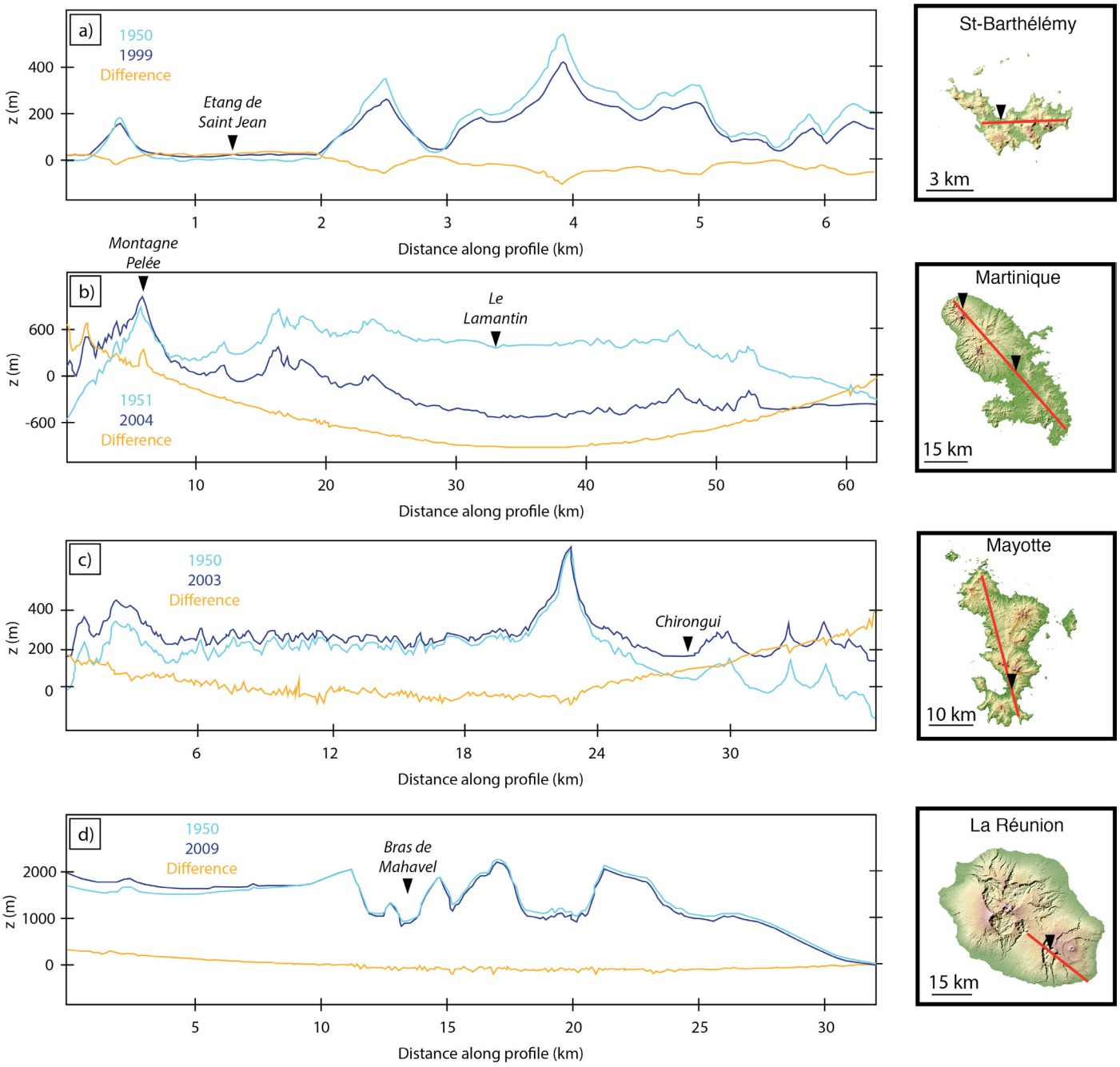


Figure 9. Exemples de cross-sections (profils) des MNS (nuances de bleu suivant les dates d'acquisition des images en entrée des traitements MNS) et différences entre MNS (oranges) bruts en sortie de traitement par Agisoft Photoscan, pour les îles de a) Saint-Barthélémy, b) Martinique, c) Mayotte et d) La Réunion. La localisation des profils est indiquée en rouge sur les MNS. Les points de repère entre profils et MNS sont indiqués par des triangles noirs.

Soient A(x,y) et B(x,y) les MNS bruts et Δ(x,y) le DoD brut.
Soit F la fonction définie par

$$F((A(x,y)+B(x,y))/2)=\Delta(x,y) \qquad \text{(équation 1)}$$

représentant la relation entre élévation moyenne et DoD.

Le modèle de correction à appliquer est défini par :

$$C(x,y)=a(A(x,y)+B(x,y))/2+b \qquad \text{(équation 2)}$$

où a et b sont les paramètres de l'approximation linéaire de la fonction F.

Le DoD corrigé des erreurs topographiques est donné par :

$$\Delta'(x,y) = \Delta(x,y)-C(x,y) \qquad \text{(équation 3)}$$

La seconde étape consiste à corriger les distorsions liées au voilage. Le voilage lié à la reconstruction photogrammétrique agit à plusieurs longueurs d'onde dans plusieurs directions de l'espace. Dans le cas de campagnes de photographies aériennes, le problème est simplifié car le voilage peut être approximé dans le plan horizontal uniquement. Une manière d'obtenir un modèle de voilage (W, Fig.10) est de "lisser" le DoD corrigé des erreurs topographiques (Δ') :

$$W(x,y) = \frac{1}{\pi r^2} \int_{a=-r}^{a=r} \int_{b=-\sqrt{r^2-a^2}}^{b=\sqrt{r^2-a^2}} \Delta'(a+x,b+y)\,dadb \qquad \text{(équation 4)}$$

où r représente le rayon de lissage et doit correspondre à la longueur d'onde typique du voilage.

Le DoD final est ensuite obtenu par soustraction du modèle de voilage :

$$\Delta''(x,y) = \Delta'(x,y)-W(x,y) \quad \text{(équation 5)}$$

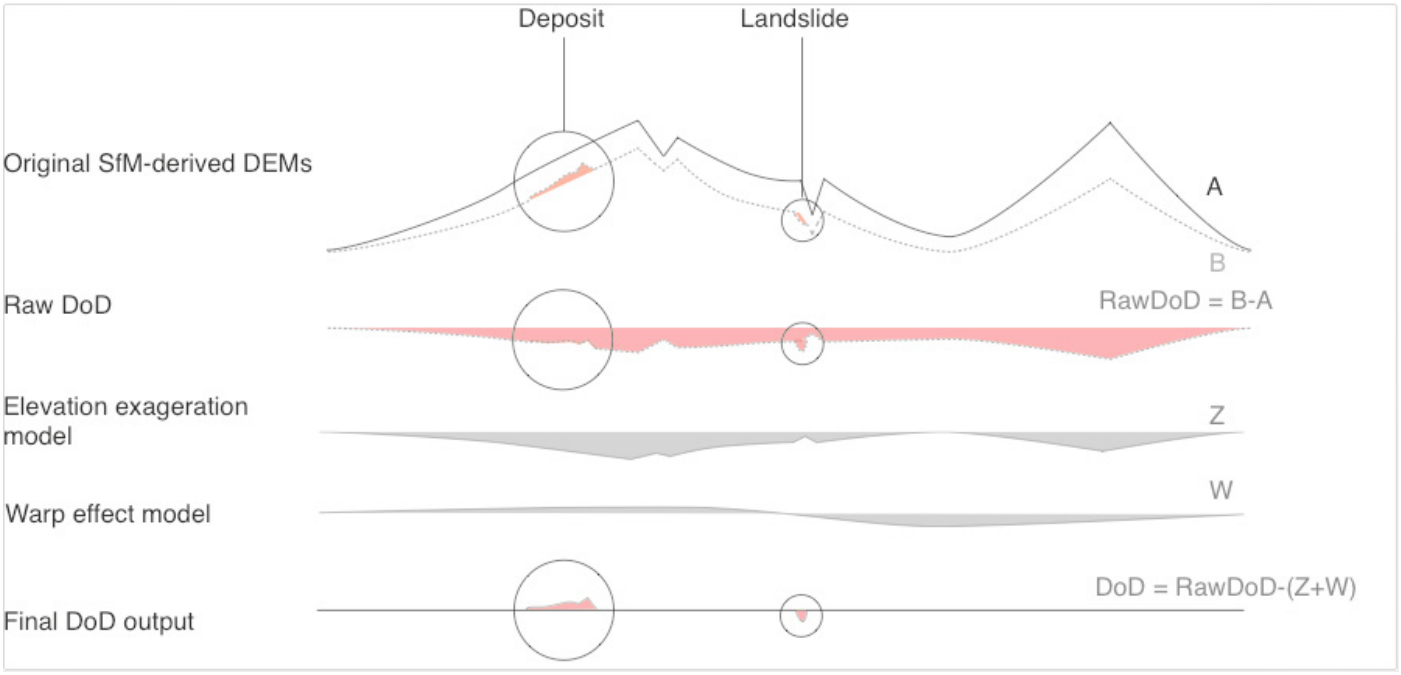


Figure 10. Illustration des étapes de la correction relative des différences de MNS.

L'application de ces deux corrections permet d'optimiser le processus de réduction des erreurs sans pour autant affecter significativement les secteurs présentant des changements topographiques réels, tant que ceux-ci interviennent à des longueurs d'ondes raisonnablement inférieures à r (Fig.10). Ainsi, des données fiables et précises peuvent être produites, même si les produits bruts présentent des artefacts de reconstruction relativement importants (e.g. modèle de la Martinique d'après les photos de 1951, Fig.9b).

2.2. Photogrammétrie au Piton de la Fournaise: bases de données existantes et nouvelles acquisitions au cours de la thèse

2.2.1. Numérisation des clichés historiques de l'IGN: 1949-2012

L'acquisition et l'archivage des photographies aériennes des territoires existent pour la plupart des nations de l'occident depuis le début du XXe siècle, pour s'étendre graduellement au reste du monde au cours du XXe siècle (Cowley et Stichelbaut, 2012). Ces archives représentent la mémoire objective de l'évolution de la surface terrestre sur le dernier siècle, et méritent que l'on s'y intéresse. La première source de données exploitée dans ce travail est donc issue du travail historique de l'IGN. Chargé de produire les cartes topographiques sur le territoire français métropolitain et d'outre-mer, cet institut a acquis au cours du dernier siècle une archive considérable de photographies aériennes. Ces images, souvent stéréoscopiques, permettaient de restituer la topographie du territoire de manière exhaustive (Boutin, 1953). Depuis le début des acquisitions, les clichés de l'IGN ont constitué une base de données majeure pour la recherche en environnement (e.g. Collier et al., 2001; Smith et Vericat, 2015; Mertes et al., 2017; Vargo et al., 2017), en géographie (e.g. Chilès et Matheron, 1975; Gaillot et Chaverot, 2001; Hortobagyi et al., 2016; Feurer et Vinatier, 2018) et en géophysique (e.g. Weber et Herrmann, 2000; Godar et al., 2016). Ces clichés ont récemment été mis en libre accès à travers la plateforme Géoportail.

En 1949-1950, l'IGN s'attela à la réalisation des premières cartes topographiques de l'île, à l'aide de campagnes de stéréo-photogrammétrie aéroportées à bord d'un Hurel-Dubois HD-34 (N. Villeneuve, com. pers.). Celles-ci furent renouvelées à l'échelle de La Réunion en 1966, 1978, 1989, 1997, 2003, 2008 et 2012 (Fig. 11; Tableau 2). Pour ces dates, le massif du Piton de la Fournaise est donc couvert de manière exhaustive par un ensemble de photographies stéréoscopiques. A noter que les photographies issues des campagnes de 1949-1950 présentent un endommagement nettement plus prononcé que les suivantes. Leur qualité et leur précision permettent néanmoins leur exploitation.

Jusqu'en 2003, l'acquisition des photographies aériennes à La Réunion se faisait à l'aide d'une chambre photographique de grande taille embarquée à bord d'un avion dédié. En plaçant un couple de clichés dans un appareil de reconstitution analytique puis numérique, une image virtuelle en trois dimensions du terrain photographié, géométriquement fiable, pouvait alors être reconstituée. Nous avons choisi pour la restitution de la topographie historique du Piton de la Fournaise de réitérer en interne, à l'OVPF, le processus de restitution 3D. Il ne s'agissait pas là de remettre en question la qualité des produits de l'IGN, qui est souvent excellente, mais nous avions besoin de pouvoir manipuler les différents paramètres de reconstruction de manière précise et constante afin d'obtenir une série de produits comparables dans le cadre de ces travaux de thèse.

Date	Source	Aircraft	Target 1	Target 2	Target 3	Notes
08/20/49	IGN	Airplane	Island			De-warped
07/01/66	IGN	Airplane	Island			De-warped
07/01/78	IGN	Airplane	Island			De-warped
07/01/81	Egels	Airplane	Summit			
07/01/89	IGN	Airplane	Island			De-warped
07/01/97	IGN	Airplane	Island			De-warped
03/10/98	Talibart	Airplane	Flow 03/98			Unused
03/11/98	Talibart	Airplane	Flow 03/98			Unused
03/12/98	Talibart	Airplane	Flow 03/98			Unused
01/01/99	Talibart	Airplane	Flow 03/98			Unused
10/01/03	IGN	Airplane	Island			
11/16/03	Cecci	Ulm	Summit			
12/06/06	Staudacher	Ulm	Summit			
10/01/07	Staudacher	Ulm	Summit			
04/06/07	PGHM	Heli	Summit			Collapse
04/07/07	Ferlicot	Ulm	Summit			Collapse
04/07/07	Staudacher	Heli	Summit			Collapse
04/10/07	Staudacher	Ulm	Summit			Collapse
04/12/07	Staudacher	Ulm	Summit			Collapse
04/17/07	Staudacher	Ulm	Summit			Collapse
04/19/07	Villeneuve	Ulm	Summit			Collapse
04/12/08	AIGL	Airplane	Summit			
05/13/08	Staudacher	Ulm	Flow 04/07			
10/08/08	Villeneuve	Ulm	Summit			
11/01/09	OVPF	Airplane	Island			Lidar
12/18/09	Villeneuve	Ulm	Summit			
12/12/14	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 06/14	Flow 12/10	
03/31/15	Derrien	Heli	Summit	Flow 02/15	Flow 06/14	
04/07/15	Derrien	Ulm	Summit	Flow 02/15	Flow 06/14	
05/23/15	Derrien	Ulm	Summit	Flow 05/15	Flow 02/15	
08/08/15	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 07/15		
08/29/15	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 08/15		
09/05/15	Villeneuve	Ulm	Flow 08/15			
09/08/15	Villeneuve	Heli	Cone 08/15			
09/15/15	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 08/15		
09/20/15	ESA	Pleiade	Enclos			MicMac
10/08/15	Villeneuve	Ulm	Flow 08/15			
10/24/15	Derrien	Ulm	Flow 08/15			
11/10/15	Villeneuve	Heli	Cone 08/15		Flow 02/15	
11/12/15	Derrien	Ulm	Flow 08/15	Riv. Est		

Tableau 2. Base de données stéréo-photographique utilisée dans ce manuscrit. Sont donnés, dans l'ordre (de gauche à droite): la date de la mission, la source des données (IGN dans le cas des archives de l'Institut Géographique National ou Nom de la/du photographe ou de l'entreprise ayant réalisé les photographies), le type de moyen aéroporté utilisé pour faire l'acquisition (Avion (Airplane), Hélicoptère (Heli), Ulm, Satellite (Pléiade), Drone) et le/les objectifs de la mission ("target").

Date	Source	Aircraft	Target 1	Target 2	Target 3	Notes
05/31/16	Villeneuve	Ulm	Flow 05/16			
07/08/16	ESA	Pleiade	Enclos			MicMac
09/11/16	Villeneuve	Ulm	Flow 09/16			
09/12/16	Crozet	Ulm	Flow 09/16			
09/15/16	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 09/16		
09/27/16	Pimant	Ulm	Summit			
09/28/16	Douris	Ulm	Flow 09/16			
10/11/16	Villeneuve	Ulm	Flow 09/16			
02/01/17	Villeneuve	Ulm	Flow 02/17			
02/10/17	Derrien	Heli	Flow 02/17	Flow 08/15		
02/16/17	Derrien	Heli	Flow 02/17			
02/22/17	Derrien	Ulm	Flow 02/17			
04/24/17	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 02/17	Flow 09/16	
05/18/17	Villeneuve	Ulm	Summit			
06/23/17	Derrien	Drone	Summit			
07/15/17	Villeneuve	Ulm	Flow 07/17			
07/22/17	Derrien	Ulm	Summit	Flow 07/17		
08/02/17	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 07/17		
08/24/17	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 07/17		
12/19/17	Derrien	Heli +Drone	Summit			
04/03/18	Villeneuve	Heli	Flow 04/03			
04/27/18	Derrien		Summit	Tremblet		
04/28/18			Flow 04/27			
04/30/18			Flow 04/27	Summit		
05/04/18	Villeneuve		Flow 04/27	IR		
05/05/18	Villeneuve		Flow 04/27	IR		
05/11/18	Villeneuve		Flow 04/27	IR		
05/29/18			Flow 04/27			
06/20/18	Derrien	Drone	Summit			
07/14/18	Derrien		Flow 07/13	Summit		
09/15/18	Villeneuve		Flow 09/15			
09/15/18	Chapelet	Drone	Cone 09/15			
09/18/18	Chapelet	Drone	Cone 09/15			
09/20/18	Villeneuve		Flow 09/15			
09/21/18	Villeneuve		Flow 09/15			
09/25/18	Villeneuve		Flow 09/15	Summit		
10/02/18	Derrien	Ulm	Flow 09/15			
01/14/19	Derrien	Drone	Summit			

Tableau 2 - suite. Base de données stéréo-photographique utilisée dans ce manuscrit. Sont donnés, dans l'ordre (de gauche à droite): la date de la mission, la source des données (IGN dans le cas des archives de l'Institut Géographique National ou Nom de la/du photographe ou de l'entreprise ayant réalisé les photographies), le type de moyen aéroporté utilisé pour faire l'acquisition (Avion (Airplane), Hélicoptère (Heli), Ulm, Satellite (Pléiade), Drone) et le/les objectifs de la mission ("target").

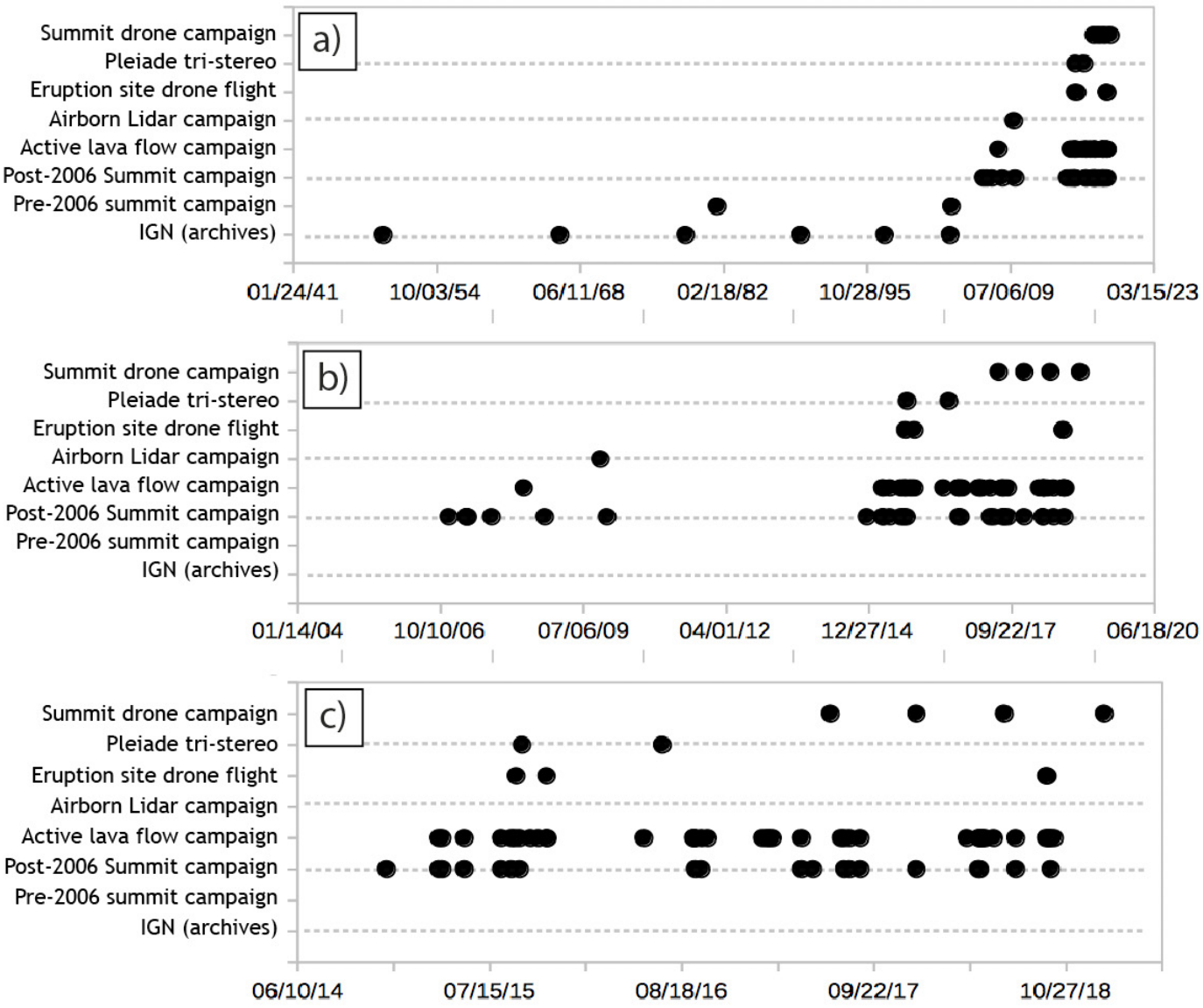


Figure 11. Visualisation de la base de données, par type d'acquisition photogrammétrique, utilisée dans ce manuscrit. a) période 1940-2023, b) période 2004-2020, c) période 2014-2019. Les archives de l'IGN couvrent une période s'étalant de 1949 à 2003. Les campagnes dédiées au sommet commencent en 1981, mais la plupart ont été réalisées après 2007. Les vols de drone et les acquisitions Pléiades commencent début 2015. Un seul MNT Lidar (aéroporté) a été acquis en novembre 2009, couvrant l'intégralité de la surface de l'île et constituant à ce jour l'un des meilleurs jeux de données (parmi les plus complets et fiables) topographiques sur l'île de La Réunion.

Les clichés de l'IGN ont été traités et corrigés comme décrit dans la section 2.1., en utilisant le logiciel de corrélation d'images Agisoft Photoscan Pro (v1.2.3. et ultérieures). Le référencement des modèles dans le système de coordonnées UTM WGS 1984 a été réalisé par replacement de points identiques non mobiles. Les rapports de chantiers détaillés sont disponibles en Annexe 1 (liens vers les rapports en ligne).

2.2.2. Photographies aériennes dédiées : 1981 et dates ultérieures.

La planification et l'exécution des campagnes photogrammétriques sont devenues beaucoup plus efficaces depuis l'amélioration des appareils d'acquisition visuels numériques (principalement des caméras DSLR et de capteurs compacts montés sur drones). Par exemple, des telles opérations peuvent dorénavant être planifiées par de petites équipes de recherche et ce même depuis des endroits reculés (e.g. White et al., 2018) ou depuis différentes plateformes, comme par exemple un navire de recherche (e.g. Hendricks et al., 2016). Dans le cadre des travaux opérationnels et de recherche de l'OVPF, nous avons l'avantage de pouvoir bénéficier de plusieurs vecteurs aériens (hélicoptères, Ultra Légers Motorisés (ULM), drones) pour réaliser des chantiers photogrammétriques réguliers (Fig. 11, Fig.12a).

Pour ces travaux de thèse, nous disposons de trois sources de données :

1/ quatre campagnes dédiées à la stéréo-photogrammétrie ont été réalisées par le passé sur le sommet du volcan (en 1981, 1984, 1999 et 2008) suite à des commandes de l'Institut de Physique du Globe de Paris ;

2/ les archives photographiques de l'OVPF contiennent des jeux de données stéréographiques qui n'étaient pas encore valorisés, notamment sur le sommet en 2003, 2006, 2007, 2008, 2009 et 2010 ;

3/ enfin, entre décembre 2014 et mars 2019, 52 acquisitions photogrammétriques ont été réalisées à l'aide de deux appareils photo, un EOS Mark-III 1DS et un EOS-5DSR (détails des acquisitions en Tableau 2). Ces acquisitions ont concerné les coulées actives ou récentes, et les cônes éruptifs issus de l'activité du Piton de la Fournaise, ainsi que la zone sommitale du volcan (Fig.11c).

Les détails (cartographies, prises de vue, paramètres de reconstruction) de chaque campagne photogrammétrique ne peuvent être reportés dans ce manuscrit au vu de leur quantité. Cependant les rapports individuels de chaque campagne sont reportés en Annexe 1 (liens vers les rapports

en ligne).

Les campagnes photogrammétriques de 1981, 1984, 1999 et 2008 couvrant la zone sommitale du Piton de la Fournaise ont été complétées à l'époque de mesures géodésiques précises sur des points d'amère repérables sur les images, ce qui permet de positionner les modèles dans le système de référencement UTM WGS 1984 (GCP, cf. section 2.1.2.). Les "campagnes de photogrammétrie dédiées" de la zone sommitale entre 2015 et 2016 ont également été complétées de mesures géodésiques précises sur des points d'amère spécifiques à chaque campagne (Fig.12b). Depuis début 2017, les points du réseau de mesures géodésiques de réitérations ponctuelles de

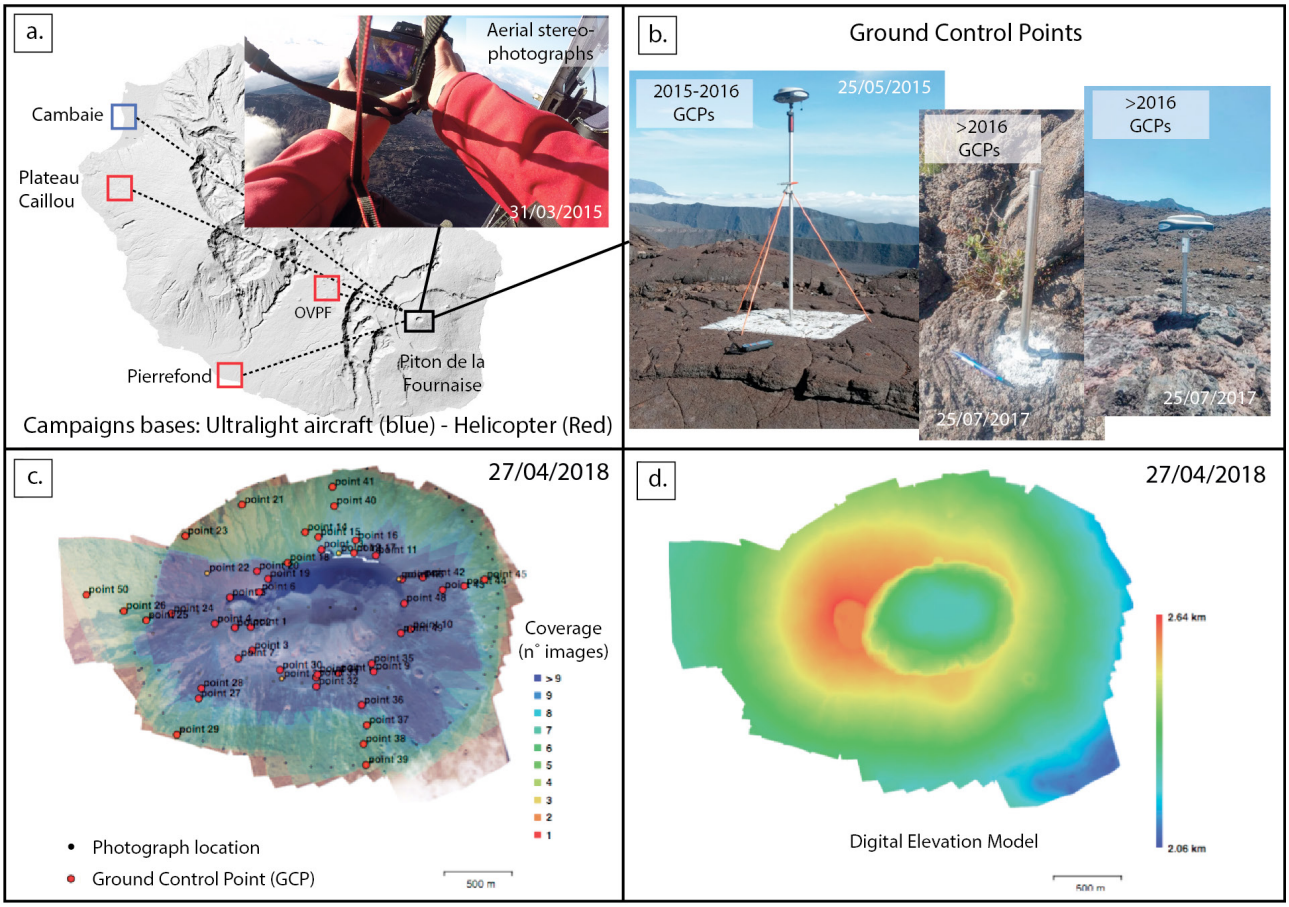


Figure 12. Illustrations principales détaillant la procédure d'acquisition lors des "campagnes de photogrammétrie dédiées". a) Carte des bases ULM (bleu) et hélicoptère (rouge), qui ont servi de bases de vol pour les campagnes présentées dans ces travaux. b) Marqueurs à hauts contrastes sur la surface du volcan servant de points d'amère pour les campagnes dédiées à la zone sommitale (*Ground Control Points* ou GCP). Les GCP étaient indépendants du réseau de mesures géodésiques ponctuelles de l'OVPF avant 2016 et joint à ce dernier depuis début 2017. c) Carte présentant le réseau de mesures géodésiques ponctuelles de l'OVPF, et un exemple de couverture photographique (ici, campagne du 27 avril 2018 sur la zone sommitale). d) Exemple de MNS produit lors de la campagne photogrammétrique du 27 avril 2018.

l'OVPF, mesurés après chaque éruption (afin de densifier les points de mesure de la déformation syn-éruptive du cône sommital ; e.g. Peltier et al., 2017), ont été marqués de cibles blanches à haut contraste afin qu'elles puissent servir de GCP pour les campagnes photogrammétriques dédiées à la zone sommitale (Fig.12b,c). Les autres campagnes de photogrammétrie dédiées (celles qui n'incluent pas la zone sommitale) sont référencées par "repiquage" de points remarquables sur les modèles de référence. Pour chaque campagne, le modèle de référence est la campagne référencée couvrant la même zone la plus proche dans le temps.

2.2.3. Photographies aériennes télépilotées : 2015-2019

La photographie aérienne a connu un essor sans précédent depuis le début des années 2010, grâce à la généralisation des aéronefs télépilotés (ou drones dans le langage courant -*Unmanned Aerial Vehicles* ou UAV en anglais). En particulier, les progrès technologiques dans le domaine des batteries au lithium (Tarascon et Armand, 2011; Julien et al., 2016) ont permis d'augmenter significativement leur autonomie et donc les temps de vol et la capacité d'emport. Simultanément, la miniaturisation des capteurs optiques a permis de réduire la taille et le poids des caméras embarquées, ouvrant la porte à des acquisitions à haute résolution même pour les appareils de petites tailles. Dans le domaine des sciences de la terre, de nombreuses équipes se sont dotées de ce type de matériel, à la fois léger, fiable et peu coûteux. Les études utilisant ce genre d'acquisitions ont été majoritairement basées sur la comparaison de MNS et d'orthoimages (cf. section 2.1.3.) afin d'identifier, mesurer et quantifier les changements de la surface terrestre (e.g. Niethammer et al., 2012; Westoby et al., 2012; James et Robson., 2014b; Lucieer et al., 2014; Ryan et al., 2015; Bhardwaj et al., 2016; Matese et al., 2017; Kasprzak et al., 2018; Rossi et al., 2018; Hawley et Millstein, 2019).

Depuis début 2015, l'OVPF s'est progressivement équipé de plusieurs moyens aériens télépilotés pour mener à bien des acquisitions d'images. Ces appareils ont permis de nombreuses prises de vue aériennes à basse altitude, notamment sur sites éruptifs et sur les réseaux de fractures du sommet. Le choix de systèmes de mesures s'est porté vers les multirotors électriques, pour leur fiabilité d'utilisation et leur capacité à décoller, opérer et atterrir en terrain et conditions climatiques difficiles (e.g. Amici et al., 2013; Yajima et al., 2014; Mori et al., 2016). Entre 2015 et 2016 un drone de notre conception (DJI F450 équipé d'un stabilisateur, d'un système de retour vidéo FatShark et d'une GoPro 4 Black 12Mpix ; Fig.13a) était utilisé. A partir de 2016, les acquisitions ont été réalisées via un Phantom 3 Pro 12 Mpix (Fig.13b). Ces appareils ont permis d'acquérir des photographies à haute résolution au plus près des sites éruptifs lors des éruptions de la période 2015-2018 au Piton de la Fournaise (e.g. Fig. 13c). Ces photographies ont été systématiquement traitées avec Photoscan afin de produire des modèles tridimensionnels des sites éruptifs, et ainsi suivre et quantifier leur évolution morphologique (notamment en terme de hauteur, largeur et volume du cône éruptif ; e.g. cône de l'éruption d'août-octobre 2015, en date du 19 septembre 2015 ; Fig.13d,e).

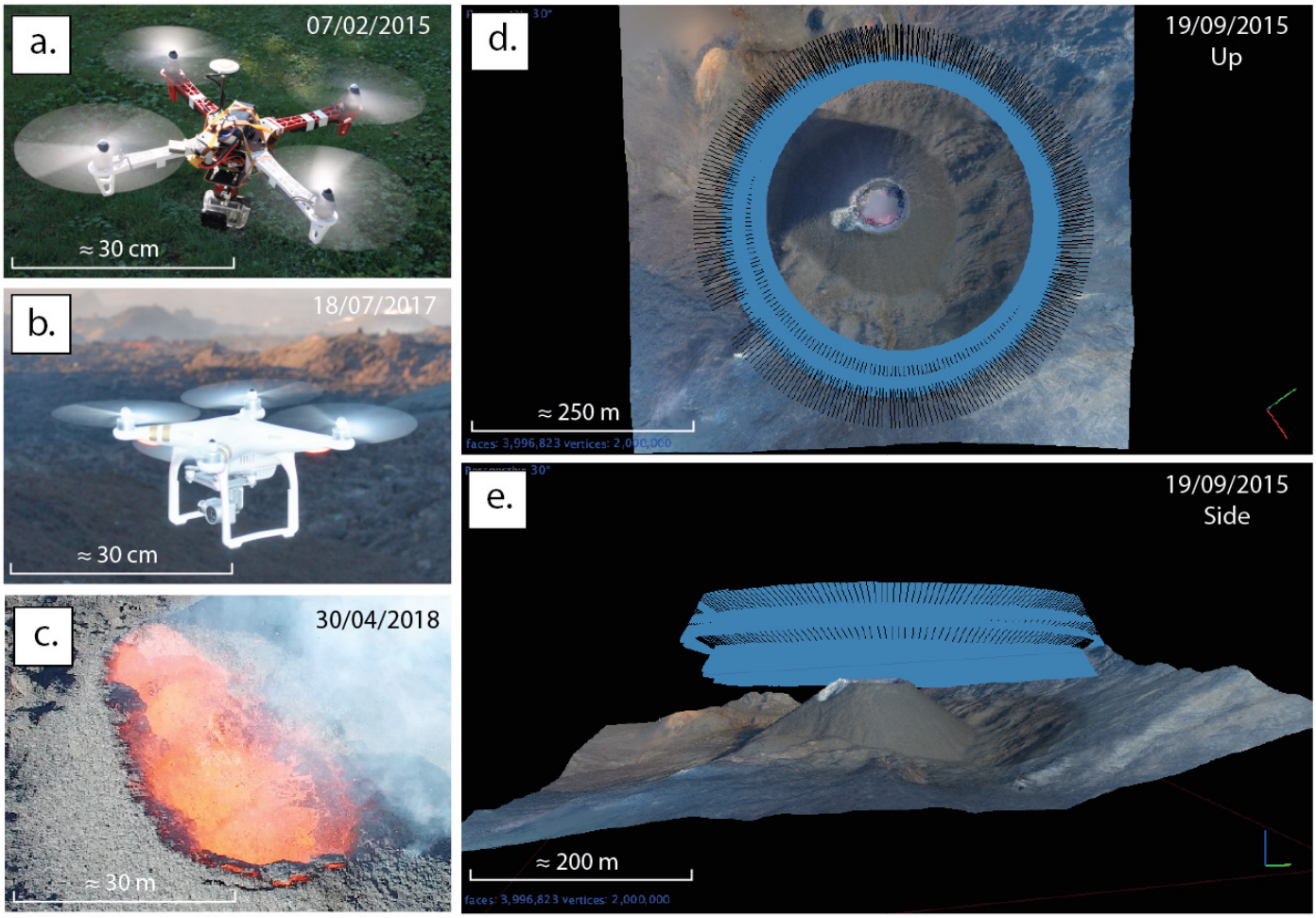


Figure 13. Matériel UAV sur site éruptif : a) F450 utilisé entre 2015 et 2016. b) Phantom 3 Pro, utilisé depuis début 2017. c) Exemple de photographie aérienne de site éruptif, en date du 30 avril 2018. d-e) Exemple de reconstitution 3D de la morphologie d'un cône éruptif (ici, cône de l'éruption d'août-octobre 2015, en date du 19 septembre 2015) d'après un survol drone sur site (photographies Ilotdrones).

Les détails (cartographie, prises de vue, paramètres de reconstruction) des projets réalisés par drone sont reportés en Annexe 1 (liens vers les rapports en ligne).

2.2.4. Stéréo-photographies satellitaires : 2015-2016

Depuis la fin des années 1950, la taille et la qualité du réseau de satellites en orbite terrestre a considérablement augmenté (House et al., 1986). Dès les années 1970-1980, les données satellitaires ont été utilisées pour approcher une vue systématique et complète des caractéristiques géophysiques des édifices volcaniques (e.g. Williams, 1987; Rothery et al., 1988; Glaze et al., 1989). Les données satellitaires ont notamment été utilisées pour mesurer avec précision les déformations de surface par InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar ; e.g. Goldstein et

al., 1988; Gabriel et al., 1989). Au Piton de la Fournaise, les premières observations des déformations de l'édifice par satellite ont concerné la reprise d'activité observée en 1998 (Sigmundsson, 1999; Fukushima, 2005). Ce type de données a progressivement été utilisé pour la modélisation des transferts magmatiques peu profonds au sein de l'édifice du volcan (e.g. Froger et al., 2004; Fukushima et al., 2005; Peltier et al., 2005; Fukushima et al., 2010). Entre 2015 et 2019, dans le cadre du programme de recherche Européen Kalidéos, l'observatoire volcanologique du Piton de la Fournaise a bénéficié d'un accès à certaines scènes tri-stéréoscopiques de la constellation Pléiades (e.g. Perko et al., 2015; Bagnardi et al., 2016), couvrant la zone du Piton de la Fournaise (Tableau 1). Ces scènes à haute résolution (50 cm) ne peuvent pas être traitées de manière conventionnelle avec un logiciel de photogrammétrie dédié aux images optiques classiques (issues d'un enregistrement sur capteur CCD derrière une ou plusieurs lentilles). En effet, les images satellitaires sont acquises par un capteur "balayant" la scène, ce qui leur donne une géométrie particulière (indétectable en regardant l'image dans son ensemble mais affectant de manière significative la géométrie à l'échelle du pixel). Elles ont donc été traitées dans le cadre d'une collaboration avec l'EOST (École et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg) en utilisant le logiciel de l'IGN MicMac (e.g. Deseilligny et Cléry, 2011; Rosu et al., 2015; Ghuffar, 2016; Rupnik et al., 2017) et avec le CNES (Centre National des Etudes Spatiales) de Toulouse en utilisant la suite logicielle S2P (e.g. De Franchis et al., 2014; Berthier et al., 2014), afin de produire plusieurs MNSs et orthoimages de la caldera de l'Enclos Fouqué et de ses alentours. Ces données exhaustives sont d'une importance capitale, car elles nous ont permis (avec les campagnes de mesure GNSS) de vérifier le bon référencement des campagnes de photographies aériennes réalisées à l'aide de vecteurs de type ULM, hélicoptères et drones (cf. sections 2.2.2. et 2.2.3.).

2.3. Données géodésiques et sismologiques de l'OVPF

La base de données photogrammétrique utilisée dans ces travaux nous a fourni des informations sur les volumes, les aires, et les caractéristiques de surface des évènements volcaniques récents au Piton de la Fournaise. Ces évènements sont la conséquence de processus plus profonds à l'intérieur de la structure du volcan, que le réseau d'instruments géophysiques de l'OVPF (cf. section 1.3.3.) permet d'appréhender et dont les données peuvent être mises en relation avec les mesures de surface déduites de la photogrammétrie.

2.3.1. Le réseau géodésique de l'OVPF: inclinomètres, extensomètres, stations et campagnes de réitération GNSS

Le réseau géodésique de l'OVPF a pour vocation d'enregistrer les déplacements de surface du

Piton de la Fournaise et de les transmettre en temps réel à l'observatoire. Ces déformations de surface ont pour origine principale le déplacement ou la mise en pression de corps magmatiques à l'intérieur de la structure volcanique (e.g. Peltier et al., 2008), provoquant ainsi la compression ou la dilatation de leur encaissant, mais aussi des déstabilisations et glissements de flanc. La modélisation de ces déformations à partir des enregistrements de surface permet de retrouver la localisation et les caractéristiques de la source à leur origine en profondeur (e.g. Williams et Wadge, 1998; Dzurisin, 2003).

Le réseau géodésique de l'OVPF est constitué en 2019 de quatre sous-réseaux distincts:

1/ un réseau de 14 stations inclinométriques permanentes installées sur 10 sites différents (Fig.14) mesure en temps réel les variations de pente du sol. Ces mesures permettent notamment le suivi de la migration des dykes et des sills lors des crises pré-éruptives, et ainsi de localiser en temps réel le magma au cours de son transfert final vers la surface (e.g. Toutain et al., 1992; Battaglia et Bachèlery, 2003; Peltier et al., 2005; Peltier et al., 2016a) ;

2/ un réseau de trois extensomètres permanents enregistre l'ouverture/fermeture, le cisaillement et le mouvement vertical de trois fractures pré-existantes à la surface du volcan (Fig.14 ; e.g. Peltier et al., 2016b) ;

3/ un réseau de 26 stations GNSS (Global Navigation Satellite System) permanentes donne accès, après post-traitement, à la position (x,y,z) de ces points à la surface du Piton de la Fournaise (e.g. Peltier et al., 2015). Ce réseau permet une étude plus fine des déformations de l'édifice, mais moins instantanée que les mesures inclinométriques et extensométriques, car elle nécessite un post traitement qui peut être long (plusieurs dizaines de minutes (traitement avec le logiciel Gipsy) à quelques heures (traitement avec le logiciel Gamit) suivant le nombre de stations considéré dans le réseau, les corrections apportées, les éphémérides et le logiciel utilisés) ;

4/ enfin, ces trois réseaux de stations permanentes sont complétés par des campagnes de mesures ponctuelles de ré-itération GNSS de points situés autour du sommet et le long de 7 radiales couvrant le cône central (Fig.14). Ces campagnes sont réitérées en mode "static-rapid" (positionnement de 3 minutes sur chaque point permettant une précision de la mesure de l'ordre de 2 cm) après chaque éruption, afin de compléter le réseau permanent et ainsi augmenter la résolution spatiale des mesures de déformation de surface (e.g. Peltier et al., 2007, 2017; Got et al., 2013).

Les mesures du réseau géodésique nous permettent, dans le cadre de ce travail de thèse, 1/ de référencer certains modèles photogrammétriques, notamment au sommet (cf. section 2.2.2.) et 2/ de valider ou d'invalider les résultats des campagnes photogrammétriques réalisées pour étudier la déformation de l'édifice, en fournissant un jeu de données comparatif indépendant (cf. section 3.3.1.).

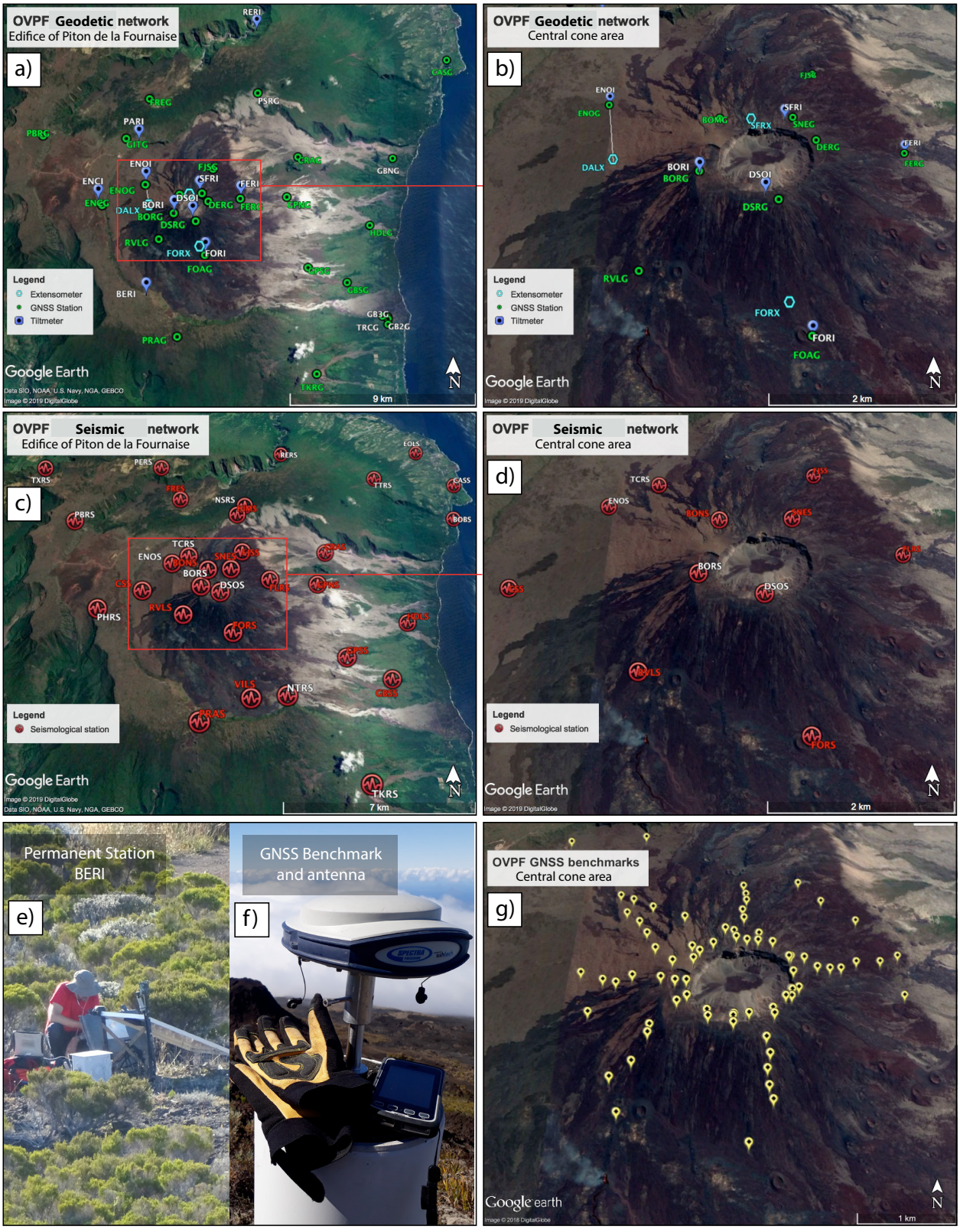


Figure 14. Cartes et illustrations des réseaux de mesures de l'OVPF utilisés dans le cadre des travaux présentés dans ce manuscrit, i.e. (a-b) le réseau géodésique composé de 14 inclinomètres répartis sur 10 stations (exemple en e)), 3 extensomètres et 26 stations GNSS permanentes, (c-d) une partie du réseau sismologique (42 sismomètres au total sur l'île), et (f-g) un réseau de points (tiges métalliques, exemple en f)) permettant de ré-itérer des mesures GNSS lors de campagnes ponctuelles autour du sommet et le long de sept radiales sur le cône central.

2.3.2. Le réseau sismologique de l'OVPF

Un réseau sismologique permanent au Piton de la Fournaise a été mis en place et connecté par radio dès la fondation de l'OVPF en 1979, afin d'enregistrer et de surveiller la sismicité se produisant au sein de l'édifice (Bachèlery et al., 1982; Delorme et al., 1989). Le nombre de sismomètres n'a cessé d'augmenter depuis, et en 2019, ce sont 42 sismomètres qui couvrent l'intégralité de l'île, dont 32 sur le massif du Piton de la Fournaise (Fig.14). Les enregistrements issus de ce réseau sont particulièrement utiles pour localiser et caractériser le ou les foyer(s) sismique(s) (e.g. Lénat et al., 1989b; Battaglia, 2001), souvent lié(s) à une fracturation de l'encaissant lors de mouvements du magma ou de l'accumulation de ce dernier dans un réservoir. La localisation et la caractérisation de la sismicité permettent par exemple de suivre les transferts magmatiques en subsurface, du réservoir superficiel vers la surface, au cours des crises pré-éruptives (e.g. Battaglia et Aki, 2003; Battaglia et al., 2005a; Taisne et al., 2011a; Caudron et al., 2015) ou de retrouver certains paramètres de la source des vibrations générées lors de l'activité éruptive, ou trémor volcanique (e.g. localisation du site éruptif et amplitude moyenne du trémor ; e.g. Battaglia et al., 2005b,c; Di Grazia et al., 2006; Nadeau et al., 2011; Zuccarello et al., 2013; Droznin et al., 2015; Salerno et al., 2018).

Une partie des travaux présentée dans cette thèse utilise les signaux sismiques du réseau de l'OVPF enregistrés au cours des éruptions de 2015 à 2018. Ces données seront comparées avec les mesures photogrammétriques de volume des coulées, issues des campagnes dédiées (cf. section 2.2.2.), et des mesures géomorphologiques "sur site" effectuées via les appareils télépilotés de l'OVPF, afin de mieux comprendre l'influence que peut avoir l'évolution morphologique du cône éruptif sur l'intensité du trémor (cf. section 5.3.).

2.4. Modélisation analogique en laboratoire

Le projet d'étude "long terme" des changements morphologiques de surface au Piton de la Fournaise, via le traitement des images historiques de l'IGN (cf. section 2.2.1.) a soulevé des questions plus larges, notamment sur l'évolution de l'activité des systèmes volcaniques au-delà de l'échelle du siècle. En particulier, s'est posée la question du temps de récurrence d'évènements exceptionnels tels que les éruptions distales ou les effondrements sommitaux qui sont des évènements de grande ampleur sur ce type de volcan et potentiellement dangereux. L'éruption exceptionnelle du Kilauea (Hawai'i) débutée le 3 mai 2018 (e.g. Neal et al., 2019), faisant écho à la crise historique de 1960 (e.g. Delaney et McTigue, 1994), a conduit à l'évacuation de milliers de

personnes habitant dans la partie est de la grande île d'Hawai'i et fut à l'origine de la destruction de 716 habitations, tandis que plus de 40 kilomètres de routes ont été recouvertes par la lave (chiffres d'après les rapports du comté d'Hawai'i). Cet évènement récent nous rappelle qu'au Piton de la Fournaise, un volcan analogue au Kilauea, une éruption peut se produire à tout moment hors de l'Enclos Fouqué (Villeneuve et Bachèlery, 2006) et affecter les populations environnantes, renforçant ainsi un peu plus l'importance d'étudier et de mieux comprendre les raisons de la cyclicité de ces évènements et notamment l'occurrence des éruptions distales.

C'est dans cette optique que nous avons ajouté à ce travail de thèse une série d'expériences modélisant la croissance et l'activité long terme d'un édifice similaire aux volcans boucliers d'îles océaniques (e.g. Piton de la Fournaise, Kilauea, Pico de Fogo…), afin d'observer la réponse de ces systèmes dans le cas d'une activité périodique fréquente.

La modélisation analogique des transferts magmatiques en laboratoire est un domaine ayant bénéficié de nombreuses études, représentant une base solide sur laquelle appuyer nos expériences.

2.4.1. Généralités sur les milieux élasto-plastiques et les transferts magmatiques

Le magma se propage généralement, aux profondeurs qui nous intéressent (entre 0 et quelques kilomètres) dans une roche hôte aux propriétés élasto-plastiques. Ainsi à l'échelle de l'édifice, la roche peut se déformer de manière élastique (réversible, e.g. compression ou extension élastique), mais aussi plastique (irréversible, e.g. fracturation). Le magma progresse dans cette roche par fracturation hydraulique, générant un ou plusieurs dyke(s) et/ou sill(s). Ce type de propagation a été reproduit dès la seconde moitié du XXe siècle (e.g. Pollard, 1973; Hyndman et Alt, 1987; Takada, 1994) par des modèles analogiques à base de gélatine (matériau élastique reproduisant certaines des propriétés de la croûte terrestre à l'échelle du laboratoire sous des conditions raisonnables de pression et de température ; Kavanagh et al., 2013), et plus récemment par des modèles numériques complexes intégrant les propriétés rhéologiques et élasto-plastiques de la roche hôte (e.g. Maccaferri et al., 2017; Areias et al., 2019).

La vitesse et la direction de propagation des intrusions magmatiques dans leur encaissant dépendent de nombreux facteurs, révélés par l'analyse 1/ des déformations de surface des édifices volcaniques au cours de ces phénomènes (e.g. Fukushima et Cayol, 2005; Peltier et al 2009a, Sigmundsson et al., 2015; Neal et al., 2019), 2/ de la géométrie des structures anciennes exposées par l'érosion (e.g. Gudmundsson, 2011; Kavanagh et al., 2018) et 3/ du comportement de répliques analogiques et numériques de dykes et sills en laboratoire (e.g. Taisne et Tait, 2009; Taisne et al., 2011b; Kavanagh et al., 2015; Galland et al., 2015; Corbi et al., 2016; Kavanagh et al., 2018; Urbani et al., 2018).

Parmi ces facteurs, on peut distinguer 1/ les facteurs liés aux propriétés du magma (composition -e.g. Pinel et Jaupart, 2004; Acocella et Neri, 2009-, contraste de densité avec l'encaissant -e.g. Lister et Kerr, 1991; Taisne et Jaupart, 2011-, surpression -e.g. Buck et al., 2006-), 2/ de ceux liés aux propriétés de l'encaissant (stratification -e.g. Kavanagh et al., 2006; Taisne and Jaupart, 2009; Gudmundsson, 2011-, endommagement et zones de fragilité -e.g. Gudmundsson et Loetveit, 2005; Letourneur et al., 2008-) et 3/ de ceux liés au champ de contraintes affectant le milieu de propagation (contexte tectonique local ou régional -e.g. Buck et al., 2006; Acocella et Neri, 2009; Daniels et Menand, 2015-, charge topographique -e.g. Pinel et Jaupart, 2004; Acocella et Neri, 2009; Kervyn et al., 2009; Macaferri et al., 2015, 2017-, surpression du réservoir -e.g. Gudmundsson, 2006; Pansino et Taisne, 2019-, compression progressive -e.g. Macaferri et al., 2011-, ou extension gravitaire de l'édifice -e.g. Klügel et al., 2005b, Le Corvec et Walter, 2009-).

2.4.2. Matériaux analogues

Différents matériaux ont été utilisés afin de reproduire des caractéristiques spécifiques aux édifices volcaniques, en particulier la manière dont ils se compressent, se déforment ou se rompent lors des injections magmatiques (e.g. Abdelmalak et al., 2016). Les roches de la croûte terrestre (à l'intérieur desquelles le magma se propage de sources peu profondes vers la surface) présentent le plus souvent un comportement élasto-plastique à l'échelle d'un volcan (Galland et al., 2015). La rhéologie (réponse des matériaux aux contraintes, e.g. Evans et Kohlstedt, 1995) peut être dominée par une extrémité ou l'autre (élastique - Gurtin, 1973- ou plastique - Kachanov, 1971-), en fonction du type de roche et de l'échelle d'observation (tant spatiale que temporelle). Les matériaux de laboratoire permettent généralement de modéliser l'une ou l'autre extrémité (milieu à dominante plastique ou, au contraire, à dominante élastique).

Par exemple à l'extrémité «faible», ou plastique, de l'échelle élasto-plastique d'analogues de la croûte terrestre, des matériaux granulaires tels que le sable sec ou humide, la farine, diverses poudres métalliques ou un mélange de ceux-ci ont été utilisés pour imiter les propriétés d'objets naturels à grande échelle (de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres de large, où la plasticité est la caractéristique dominante). Ceci a permis de mieux comprendre les processus crustaux ; par exemple, les effondrements de caldera (e.g. Roche et al., 2000; Delcamp et al., 2012), ou les intrusions de magma dans un contexte d'extension tectonique (e.g. Bonini et al., 2001; Corti et al., 2001; Corti et al., 2004) ou de modéliser des dynamiques complexes de la propagation du magma (e.g. Gulstrand et al., 2017).

À l'extrémité «forte» de l'échelle élasto-plastique, des gels tels que le mélange eau-gélatine, l'agar et les gels acryliques ont été utilisés pour modéliser des objets à plus petite échelle (de

quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres de large) des milieux bien consolidés et les interactions entre croûte terrestre et magma. Les champs d'applications de ces études incluent la nucléation et la propagation de dyke (e.g. McLeod et Tait, 1999; Kavanagh et al., 2006; Taisne et Tait, 2009; Taisne et al., 2011b; Le Corvec et al., 2013), l'interaction entre deux dykes (e.g. Ito et Martel, 2002) ou l'effet de diverses propriétés du magma sur sa propagation (e.g. Taisne et Tait, 2009; Chanceaux et Menand, 2014). Notez que cette liste est non exhaustive, et que le lecteur peut se référer à des articles de synthèse tels que Kavanagh et al. (2013), Galland et al. (2015) ou Rivalta et al. (2015) pour des écrits plus exhaustifs sur la modélisation analogique des systèmes volcaniques.

Par rapport à d'autres études, nos expériences présentent un défi supplémentaire: nous devons utiliser le même matériau analogique pour la roche hôte et le magma. En effet, les injections successives (dykes, sills et laccolithes) deviennent une partie de la roche hôte pour la prochaine injection. Des études antérieures ont montré qu'un mélange eau/gélatine (2 à 5% en poids) est un analogue approprié pour simuler des roches crustales intrudées par des dykes ou des sills, conformément aux lois d'échelle (Kavanagh et al., 2013). Nous avons donc choisi, après quelques essais, d'utiliser une gélatine industrielle (Food grad, Bloom 250, à 4,5% en poids dans de l'eau dé-ionisée, et un peu d'eau de Javel pour empêcher la croissance bactérienne). À l'état liquide (à des températures supérieures à 29°C), elle se comporte presque comme de l'eau avec une densité et une viscosité légèrement supérieures (environ 1 g/cm^3 et 1 mPa/s à 20°C), ce qui en fait un bon fluide newtonien pour la modélisation analogique du magma. Une fois solidifiée (à des températures d'environ 5 à 20 ° C), il s'agit d'un gel «fort» transparent et biréfringent présentant un module d'Young de 5 à 9 kPa (déterminé à la suite de mesures effectuées sur la même gélatine, Pansino et Taisne, 2019), qui nous permet de visualiser les intrusions dans la roche hôte analogique et les changements de contrainte associés.

2.4.3. Contexte expérimental choisi

Les expériences se sont déroulées à l'Earth Observatory of Singapore (EOS) dans le laboratoire de dynamique des transferts magmatiques, sous la supervision du Dr. B. Taisne. Ce laboratoire dispose d'un environnement thermostaté (15°C) indispensable à la bonne conduite des expériences. Celles-ci ont été suivies par un système d'acquisition composé d'un Arduino (1. sur la Fig.15) contrôlant des appareils photographiques reflex numériques (2. sur la Fig.15). Les expériences de croissance d'édifice ont été réalisées, pour la plupart, dans une cuve de 83x83x15 centimètres (3. sur la Fig.15). Celle-ci était reliée à sa base à un système d'alimentation en gélatine situé au centre (4. sur la Fig.15). Ce système d'alimentation comprenait une petite chambre thermostatée (35°C) maintenant la gélatine liquide (un serpentin de chauffage permettait de faire passer de l'eau chaude à l'intérieur de la chambre sans mélange avec le matériau analogique ; Fig.15c, d). Sur le dessus de la chambre, un petit ballon élastique (0,5 centimètre de diamètre) percé de 20

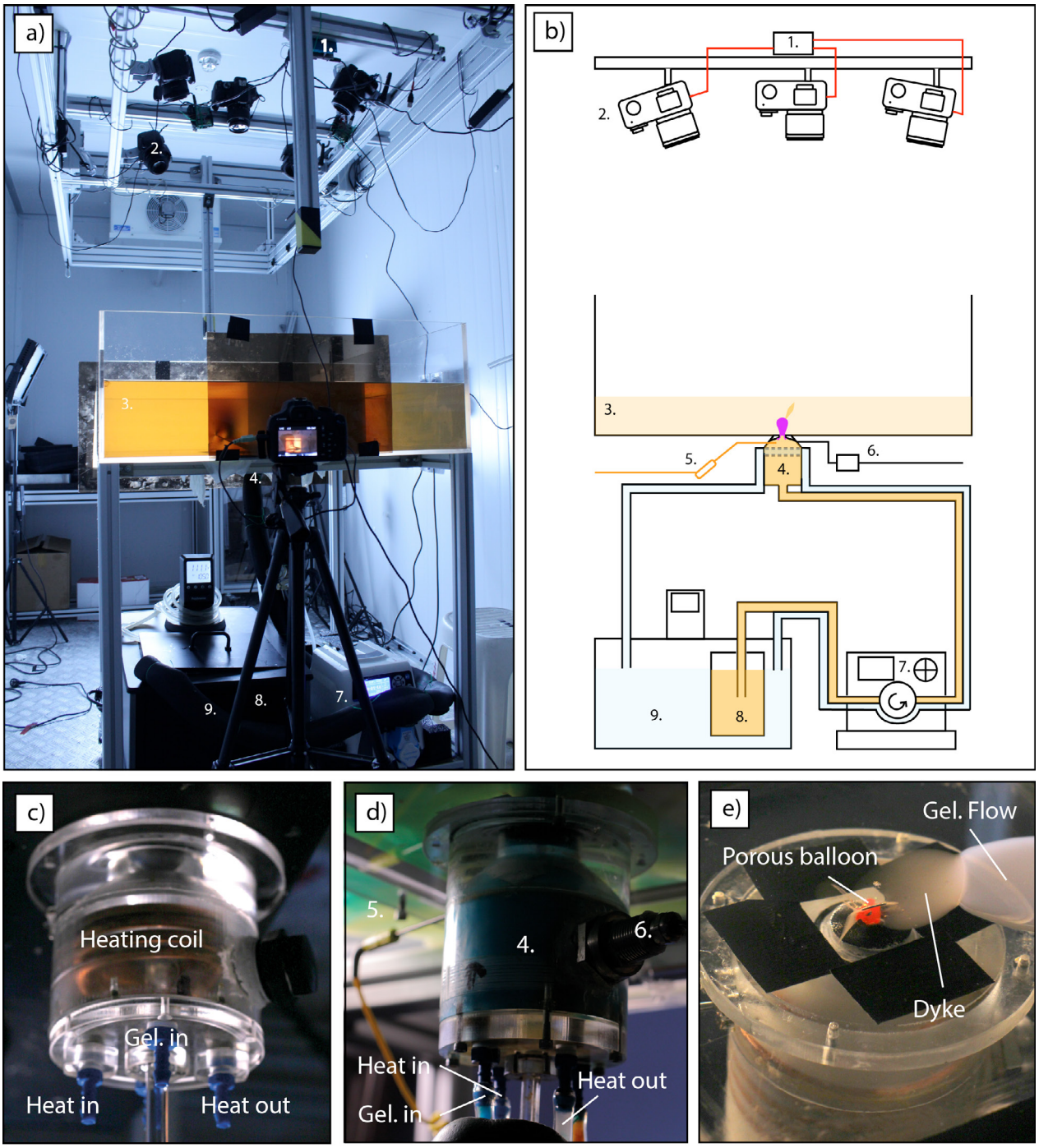


Figure 15. Photographies et schéma du système expérimental utilisé dans le laboratoire de dynamique des transports magmatiques de l'EOS. a-b) Le système d'acquisition composé d'un Arduino (1.) contrôlant des appareils photographiques reflex numériques (2.) se situe au dessus d'un réservoir de 83x83x15 centimètres (3.). Celui-ci est relié en bas à un système d'alimentation en gélatine situé au centre (4.). c-d) Ce système d'alimentation comprend une petite chambre thermostatée (35°C) maintenant la gélatine liquide. e) Sur le dessus de la chambre, un petit ballon élastique (0,5 centimètre de diamètre) est percé de manière homogène de 20 trous. Deux capteurs permettent d'enregistrer la température (5.) et la pression (6.). Une pompe péristaltique programmable (7.) injecte dans le modèle des volumes précis de gélatine liquide provenant d'un réservoir thermostaté (à 35°C) (8.), grâce à un circuit externe d'eau chaude permettant également de garder la gélatine à l'intérieur du tube d'alimentation à l'état liquide (9.)

trous a été installé (Fig.15e). Il était prévu d'enregistrer la température (5.) et la pression (6. sur la Fig.15) dans la chambre d'alimentation mais en raison de problèmes techniques, seule la température a pu l'être. Une pompe péristaltique programmable (7. sur la Fig.15) a été installée pour injecter dans le modèle des volumes précis de gélatine liquide provenant d'un réservoir thermostaté (à 35°C ; 8. sur la Fig.15). L'ensemble du tube permettant le transfert de magma analogique du réservoir au modèle a également été maintenu à une température constante (35°C) avec un circuit d'eau chaude (9. sur la Fig.15), afin d'éviter la solidification des matériaux pendant les périodes de repos.

Durant sa préparation, le matériau analogue de la roche hôte avait été mélangé avec de l'eau dé-ionisée pendant deux heures à 75°C, puis versé dans le réservoir jusqu'à une épaisseur de 3 à 20 centimètres (selon les expériences), avant d'observer un temps de repos de 48 heures à 15°C pour la solidification.

Les détails du déroulement des expériences (six au total) comme par exemple la durée, le taux d'injection, la topographie initiale, seront présentés en section 3.5.

3. Première partie : les transformations de l'édifice à l'échelle du siècle

Le développement des édifices volcaniques en surface se fait par apport de magma depuis un système d'alimentation situé plus ou moins profond. L'apport magmatique participe à la croissance de l'édifice principalement par deux mécanismes. Premièrement, une partie du magma (celle qui n'a pas atteint la surface) reste à l'intérieur de l'édifice, notamment sous forme de dykes et sills qui refroidissent lentement et participent ainsi à la croissance « par l'intérieur » de l'édifice. On parlera ici de croissance endogène. Deuxièmement, la mise en place de coulées de lave en surface et l'édification de cônes éruptifs au cours des éruptions participent à l'augmentation du volume de l'édifice par ajout de matériel en surface. On parlera alors de croissance endogène.

Dans cette première partie il est question de retracer et d'étudier l'histoire éruptive du Piton de la Fournaise sur le long terme, depuis 1931, de quantifier les parts de croissance exogène et endogène, et les déplacements de surface du volcan, via la comparaison des orthoimages et MNS calculés à l'aide des archives photographiques de l'IGN et des nouvelles acquisitions satellitaires.

3.1. Produits issus des photographies et des campagnes de photographie aérienne à l'échelle de l'Enclos Fouqué : 1950-2016

Pour cette étude nous avons utilisés comme données les orthoimages et MNS issus de traitements photogrammétriques sur:

1/ les campagnes historiques de l'IGN, de 1949-50, 1966, 1978, 1989, 1997, 2003 et 2012,
2/ et les images tri-stéréo Pléiades de septembre 2015 et de juillet 2016.

En complément des produits issus de ce travail de thèse, nous avons utilisé le MNS au pas de 5 mètres produit par l'IGN sur l'ensemble du territoire réunionnais depuis un système Lidar aéroporté en novembre 2009. Ce MNS (calculé par rapport au géoïde terrestre) a été utilisé comme base aux corrections appliquées à l'ensemble des produits photogrammétriques (cf. section 2.1.3.).

3.1.1. Les orthoimages

Les caractéristiques principales des orthoimages reconstruites au cours de ce travail de thèse d'après la base de données de photographies historiques de l'IGN, des orthoimages de 2012 produites par l'IGN sur la surface complète de l'île de La Réunion (OIGN), et des orthoimages issues des traitements des images tri-stéréo de la constellation Pléiade (TSP) ont été reportés dans le Tableau 3. Les résolutions (Res) des orthoimages sont données en mètres. Elles sont comprises entre 0,43 et 1,78 mètres, ce qui permet d'identifier précisément un bon nombre de structures importantes à l'analyse des changements morphologiques à la surface du volcan, incluant mais n'étant pas limitées à certaines fractures autour des cratères sommitaux, les fissures éruptives, les cônes volcaniques associés aux éruptions, les nouvelles coulées de lave et de repérer précisément des points d'amères servant à mesurer les déplacements du sol. Le Tableau 3 présente également l'erreur de référencement absolue (Absolute Mean Shift ou AMS, e.g. James et al., 2017) associée aux restitutions photogrammétriques, qui représente la valeur moyenne de la distance entre la position estimée des points de contrôle sur les modèles et leur position réelle dans l'espace. L'AMS varie de 12,53 à 21,8 mètres pour les restitutions photogrammétriques issues des images d'archive de l'IGN. Les corrections appliquées (W: dévoilage, cf. section 2.1.5. pour plus de précisions) et le rayon de dévoilage utilisé (r, en kilomètres, cf. section 2.1.5. pour plus de précisions) pour les produits de comparaison (i.e. cartes de déplacements horizontaux) sont égale-

Year	Type	Res (m)	AMS (m)	Correction	r (km)	Comment
1950	IGN	1.02	12.53	W	15	Couverture partielle
1966	IGN	1.78	20.57	W	15	
1978	IGN	0.53	21.3	W	15	
1989	IGN	0.43	20.2	W	15	
1997	IGN	0.63	21.8	W	15	
2003	IGN	0.93	.....	W	15	
2012	OIGN	0.50	--	--	--	
2015	TSP	0.50	--	--	--	
2016	TSP	0.50	--	--	--	

Tableau 3. Résumé des produits orthoimages utilisés dans cette étude. IGN : steréo-photographies historiques de l'IGN. OIGN: orthoimage produite directement par l'IGN. TSP: produit Tri-Stéréo Pléiades (EOST Strasbourg). Res: résolution. AMS: Absolute Mean Shift (erreur de référencement absolue) des points de référence, cf. James et al., 2017). Correction: W (dévoilage, cf. section 2.1.5. pour plus de détails) et r : rayon de dévoilage utilisé.

ment présentés. Nous avons appliqué systématiquement une correction de dévoilage en utilisant un rayon de 15 kilomètres, afin de corriger les erreurs de géoréférencement sans pour autant affecter la mesure des déplacements de surface liés à l'activité volcanique, qui ne concernent typiquement que des surfaces de quelques kilomètres (en largeur et longueur) au maximum.

Les rapports détaillés des reconstructions IGN et des cartes de déformations corrigées sont disponibles en Annexes 1 et 3.

Ce jeu de données traitées représente une base de données historique à haute résolution permettant de mieux comprendre la croissance exogène (cf. section 3.2.1.) et endogène (cf. section 3.2.2.) de l'édifice au cours du temps.

Dans un premier temps, nous avons cartographié l'intégralité des coulées visibles sur les orthoimages à l'aide du logiciel d'information géographique QGIS (Fig.16). Ce travail a permis de cartographier 136 coulées entre 1931 et 2018 (cf. Annexe 2, pour les principaux détails, position de l'évent, durée, volume de lave émis (estimé) et aire couverte par la ou les coulée(s) de chacune des 136 éruptions identifiées entre 1931 et 2018), et de mettre en évidence des évènements absents, non connus, ou partiellement décrits dans les bases de données, cartographies et rapports historiques disponibles sur l'activité récente du Piton de la Fournaise (e.g. Jean, 1930; Lacroix, 1931; 1939; 1940; Ducrot, 1958; 1959; Montaggioni, 1964; Aubert de la Rüe, 1965; Montaggioni et al., 1972; Kieffer et al., 1977; Krafft et Gérente, 1977; Ludden, 1977; Stieltjes et Moutou, 1989; Peltier et al., 2009a; Roult et al., 2012; Vlastélic et al., 2018). L'absence de description relative à ces évènements nouvellement mis en évidence est très certainement lié à la rareté des observations à cette époque, du fait de l'absence d'une route menant à la partie haute de la caldera de l'Enclos Fouqué, d'une plus faible densité de population et d'un intérêt pour les phénomènes volcaniques moins prononcé qu'aujourd'hui. Ainsi grâce aux orthoimages produites au cours de ces travaux de thèse, dix coulées ont pu être cartographiées sur l'orthoimages de 1950 (07/1931; 1936; 13/08/1937; 1938; 16/12/1938; 10/1942; 04/1943; 18/06/1946; 14/02/1948 et 03/1950; encadrées en vert sur la Fig.16a,b) et trois coulées correspondant très probablement à des éruptions qui ont eu lieu en 1958 et 1959 (deux en 1958 et une en 1959) ont pu être cartographiées sur l'orthoimage de 1966 (dont les dates sont encadrées en vert sur la Fig.16c). La cartographie des coulées présentée en Fig.16 est organisée en 15 périodes (1931-1943; 1944-1953; 1955-1961; 1964-1972; 1973-1976; 1976-1977; 1979-1986; 1987-1990; 1991-1998; 1999-2002; 2002-2004; 2004-2005; 2005; 2006-2007 et 2008-2018) délimitées arbitrairement afin d'offrir la meilleure lisibilité possible (ces périodes ne correspondent pas aux cycles qui seront définis par ailleurs dans ce manuscrit, cf section 3.4.). Ce jeu de données a également permis de caractériser plus finement les trois principaux changements sommitaux (effondrements) qui ont eu lieu entre 1931 et 1935, en 1961, et en 2007 et qui furent associés à des éruptions distales, localisées dans la Plaine des Osmondes pour les deux premiers effondrements (Fig.16a,c), et dans le secteur sud du Grand Brûlé pour le troisième (Fig.16n) (cf. section 4.2.).

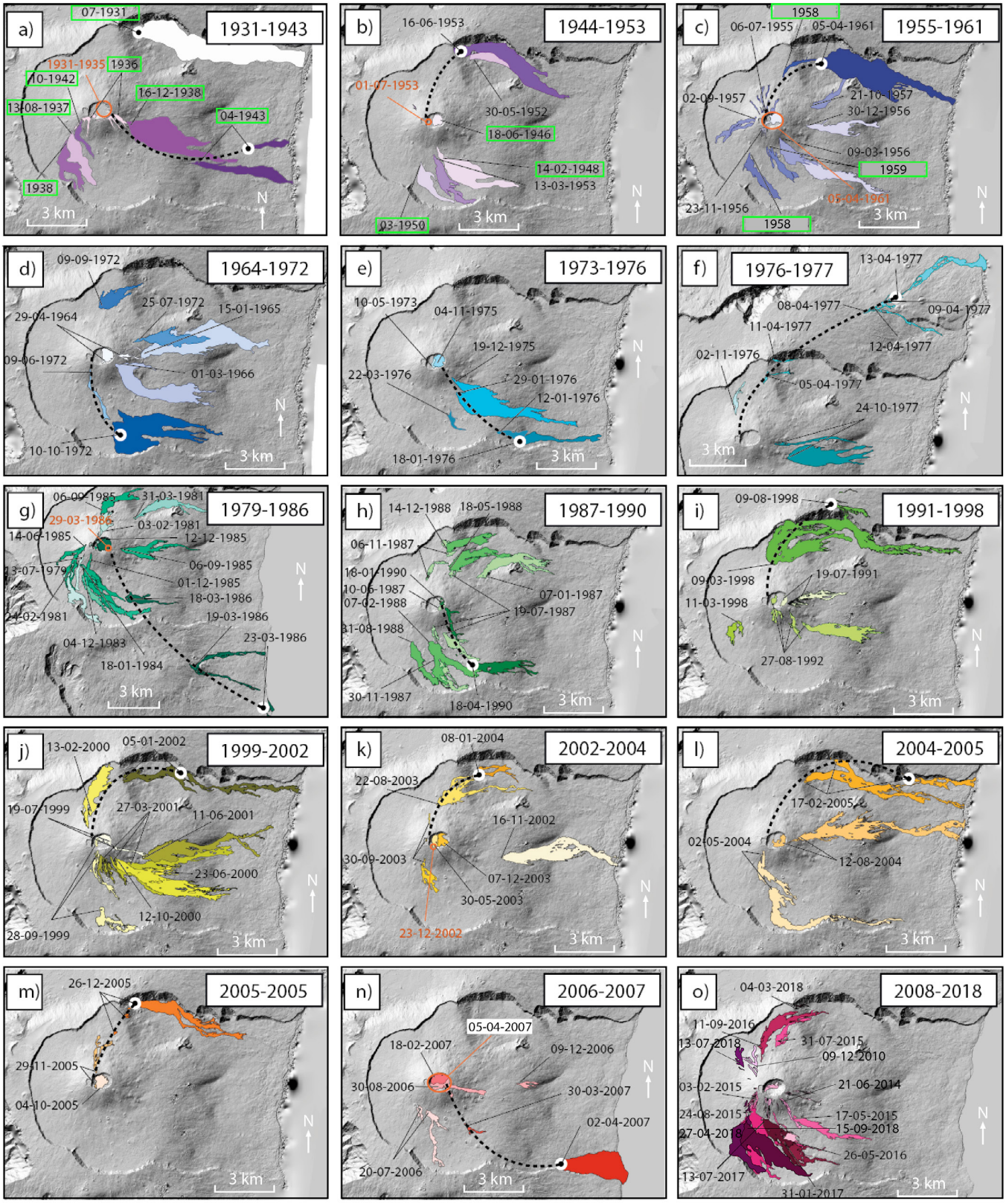


Figure 16. Cartographie des coulées historiques du Piton de la Fournaise depuis 1931, d'après les orthoimages produites par traitement photogrammétrique des photographies de l'IGN, et les rapports et articles existants (Jean, 1930; Lacroix, 1931; 1939; 1940; Ducrot, 1958; 1959; Montaggioni, 1964; Aubert de la Rüe, 1965; Montaggioni et al., 1972; Kieffer et al., 1977; Krafft et Gérente, 1977; Ludden, 1977; Stieltjes et Moutou, 1989; Peltier et al., 2009a; Roult et al., 2012; Vlastélic et al., 2018) pour les périodes de a) 1931-1943; b) 1944-1953; c) 1955-1961; d) 1964-1972; e)1973-1976; f) 1976-1977; g) 1979-1986; h) 1987-1990; i) 1991-1998; j) 1999-2002; k) 2002-2004; l) 2004-2005; m) 2005; n) 2006-2007; o) 2008-2018. Les éruptions encadrées en vert sont celles nouvellement cartographiées au cours de ces travaux de thèse. Les MNS ombrés utilisés en fond de carte sont ceux produits lors de ce travail de thèse (a-m) et le MNS de l'IGN produit en 2009 (n,f). Les rapports détaillés des restitutions photogrammétriques sont disponibles en Annexe 1.

Dans un second temps, la comparaison des orthoimages à l'aide d'un outil de mise en correspondance de points homologues, nous a permis de produire des cartes de déformation 2D (X,Y) (cf. section 2.1.4. pour plus de détails sur la méthode). Ces cartes ont révélé les déformations long terme affectant la structure du volcan (Fig. 17, Annexe 3, plus de détails dans la section 3.3.). Toutefois, les déformations sur le flanc est du volcan avant 1966 n'ont pas pu être restituées lors de ce travail de thèse. En effet, la résolution de la numérisation et l'état de préservation des photographies aériennes des années 1949-50 n'ont pas permis d'imager des déformations inférieures à deux mètres. Par ailleurs, la présence de nuages sur le flanc est du volcan au moment de leur acquisition a masqué une grande partie de la zone concernée. En revanche, les déformations du sommet étant plus importantes (jusqu'à 9 mètres entre 1950 et 2015), elles ont pu être bien caractérisées et ont fait l'objet d'une étude antérieure à cette thèse (Derrien et al., 2015, Annexe 7).

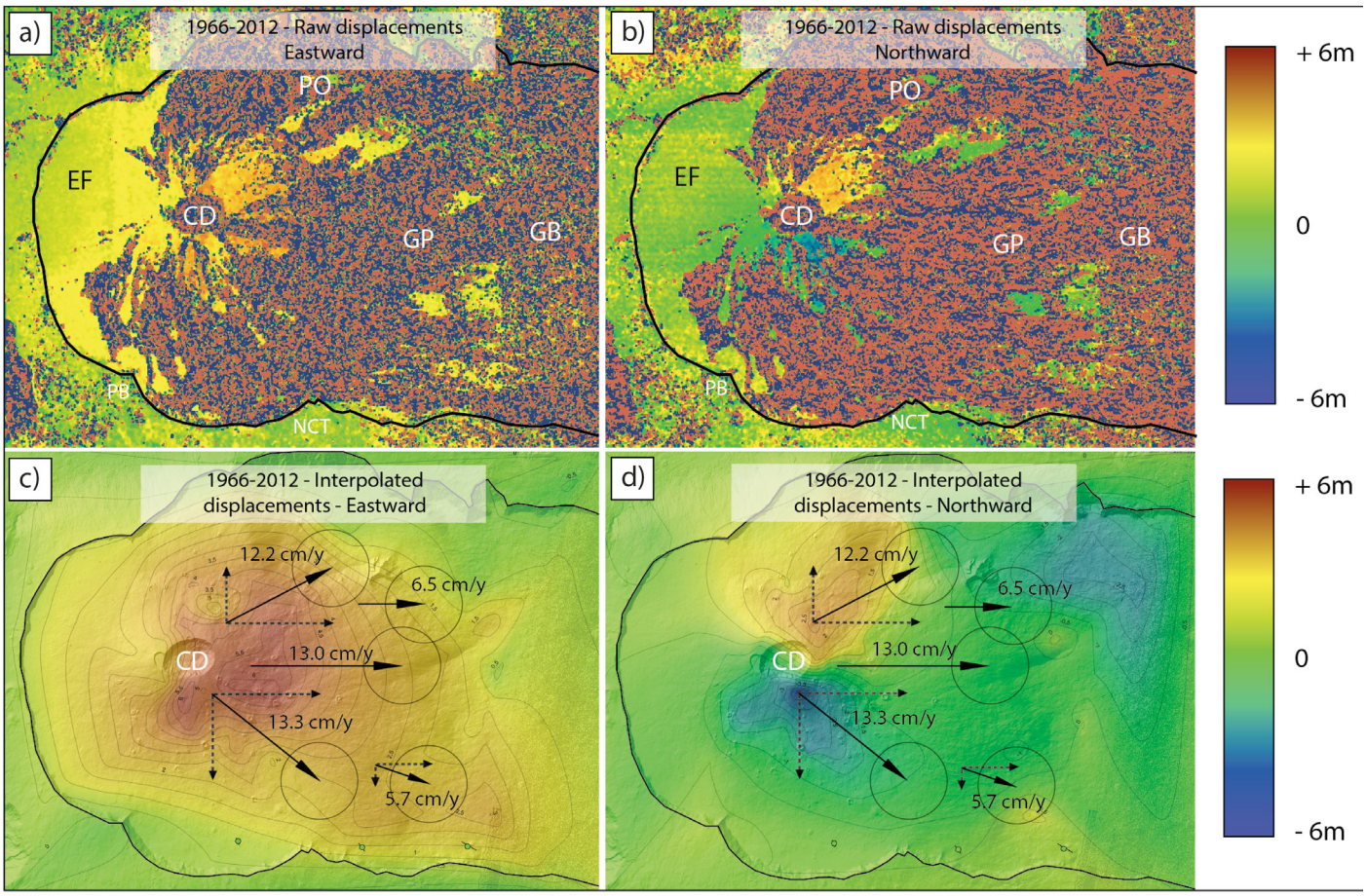


Figure 17. Carte des déplacements de surface à l'échelle de l'Enclos Fouqué (EF) sur la période 1966-2012. a) Cartes "brutes" des déplacements de surface ouest-est et b) sud-nord (on peut noter la mise en place des nombreuses nouvelles coulées aux niveau des zones décorrélées). c) Cartes des déplacements interpolées d'après les points cohérents des cartes brutes en ouest-est et d) sud-nord. CD: Cratère Dolomieu, PB: Piton de Bert, EF: Enclos Fouqué, GP: Grandes Pentes, GB: Grand Brûlé, NCT: Nez Coupé du Tremblet. Les ellipses associées aux vecteurs sur les cartes c) et d) indiquent l'incertitude de trois mètres sur la mesure des déplacements dans les directions ouest-est et sud-nord, entre 1966 et 2012.

3.1.2. Modèles Numériques de Surface (MNS)

Les caractéristiques principales des MNS historiques reconstruits au cours de ce travail de thèse (d'après les photographies aériennes historiques de l'IGN), du MNS Lidar à 5 m de 2009 de La Réunion (LIDAR, produit par l'IGN), et des MNS issus des traitements des images tri-stéréo de la constellation Pléiade (TSP) ont été reportées dans le Tableau 4. Les résolutions (Res) des MNS sont données en mètres. Elles sont comprises entre 0,93 et 5 mètres, ce qui permet d'identifier précisément un bon nombre de changements morphologiques verticaux à la surface du volcan, incluant mais n'étant pas limités à la subsidence ou l'effondrement de cratères au sommet du volcan, les hauteurs des cônes volcaniques associés aux éruptions et les épaisseurs des nouvelles coulées de lave. Le Tableau 4 présente également l'erreur de référencement absolue (Absolute Mean Shift ou AMS, e.g. James et al., 2017) associée aux restitutions photogrammétriques, qui représente la valeur moyenne de la distance entre la position estimée des points de contrôle sur les modèles et leur position réelle dans l'espace. L'AMS varie de 12,57 à 21,8 mètres pour les restitutions photogrammétriques issues des images d'archive de l'IGN.

Year	Type	Res (m)	AMS (m)	Correction	r (km)	Comment
1950	IGN	4.06	12.57	A+W	5.0	
1966	IGN	3.57	20.57	A+W	5.0	
1978	IGN	2.1	21.3	A+W	5.0	
1989	IGN	1.72	20.2	A+W	5.0	
1997	IGN	2.53	21.8	A+W	5.0	
2003	IGN	0.93	.....	A+W	5.0	
2009	LIDAR	5.0	--	--	--	
2015	TSP	1.0	--	--	--	
2016	TSP	1.0	--	--	--	

Tableau 4. Résumé des produits MNTs produits au cours de ces travaux de thèse. IGN : steréo-photographies historiques de l'IGN. LIDAR: MNS au pas de 5 m de 'île de La Réunion, produit en 2009 par l'IGN. TSP: produit Tri-Stéréo Pléiades (produits en collaboration avec l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg). Res: résolution. AMS: Absolute Mean Shift (erreur de référencement absolue) des points de référence, cf. James et al., 2017). Correction: W (dévoilage, cf. section 2.1.5. pour plus de détails) et r : rayon de dévoilage utilisé.

Les corrections appliquées (W: dévoilage, cf. section 2.1.5. pour plus de précisions) et le rayon de dévoilage utilisé (r, en kilomètres, cf. section 2.1.5. pour plus de précisions) pour les produits de comparaison (i.e. cartes de déplacements horizontaux) sont également présentés. Nous avons appliqué systématiquement une correction de dévoilage en utilisant un rayon de quinze kilomètres, afin de corriger les erreurs de géoréférencement sans pour autant affecter la mesure des déplacements de surface liés à l'activité volcanique, qui ne concernent typiquement que des surfaces de quelques kilomètres (en largeur et longueur) au maximum.

3.2. Croissance de l'édifice du Piton de la Fournaise de 1931 à 2019

3.2.1. Croissance exogène par accumulation des coulées de lave

La croissance exogène de l'édifice se fait par accumulation de matériaux volcaniques à sa surface et concerne tous les dépôts externes issus des éruptions (coulées de lave et cônes éruptifs). Les évents au Piton de la Fournaise se concentrent principalement, mais pas uniquement, le long de trois zones de rift (ou rift-zones) se rejoignant au sommet. Deux de ces zones d'intrusions préférentielles s'étendent au nord et au sud du cône central, et sont incurvées vers l'est (rift-zones nord-est et sud-est). La troisième, alignée avec d'anciens centres éruptifs de l'île (i.e., le Piton des Neiges et les anciens centres éruptifs du Piton de la Fournaise), est orientée N120 (Fig.2a). Les pentes de l'Enclos Fouqué majoritairement orientées vers l'est et entourées de remparts hauts de plusieurs centaines de mètres au nord, à l'ouest et au sud, favorisent un écoulement de la lave préférentiellement vers l'est. Les éruptions dont les évents se situent dans un rayon inférieur à deux kilomètres du sommet (40% des éruptions entre 1931 et 2018) produisent généralement des coulées n'atteignant pas la mer (la seule coulée ayant atteint la mer depuis cette zone entre 1931 et 2018 est celle du 12 août 2004), et s'étendent principalement par un étalement en largeur (et un accroissement de leur épaisseur) au niveau de la base du cône central constituant une zone de replat. Ceci est également vrai pour les éruptions ayant lieu au sud ou au nord du cône central, au niveau de cette zone de replat (41%). Les éruptions dont les évents sont situés à l'est du cône central (9%), ou plus bas en altitude comme dans le secteur de la Plaine des Osmondes, hors de l'Enclos Fouqué ou dans la zone du Grand Brûlé (10%), produisent souvent des coulées plus allongées (du fait de la pente plus importantes dans ces secteurs, de 30° à 40°), qui sont plus enclines à atteindre le littoral en contrebas (Fig.16).

Le secteur à l'ouest du cône central est resté quasiment intact et très peu recouvert par de nouvelles coulées depuis la formation du Champ de Lave de l'Enclos Fouqué (CLEF) dont la mise en place a été estimée avoir eu lieu au cours des XVIIe et XVIIIe siècles (Bachèlery, 1981; Lénat et al., 2001; Villeneuve et Bachèlery, 2006). Les seules exceptions sont des éruptions à faible volume,

notamment l'éruption du Cratère Séry (antérieure à la période d'étude et non datée), celle du Cratère Hudson (en mars 1998), et plus récemment celle du 13 juillet 2018.

Grâce à la cartographie des 136 coulées identifiées entre 1931 et 2018 (Fig.16) et aux cartes de différences de MNS produites (e.g. Fig.18), nous avons pu extraire diverses caractéristiques (aire, volume, distance de l'évent au sommet, altitude) pour la majorité des éruptions non recouvertes par d'autres sur la période et sur les changements morphologiques du sommet (effondrements et pit-craters). Il en ressort que le volume moyen des coulées au Piton de la Fournaise sur cette période est d'environ 9,4 Mm^3, (0,1 Mm^3 au minimum pour les petites éruptions sommitales et 184 Mm^3 au maximum pour l'éruption distale de mars-mai 2007) pour une médiane de 3,4 Mm^3. La surface couverte par les coulées de lave est d'en moyenne 1,5 km^2 (médiane de 0,9 km^2, minimum de 0,1 km^2 et maximum de 7,9 km^2). Les évents éruptifs associés sont situés entre 0,1 et 14,3 kilomètres du sommet, pour une moyenne de 2,4 kilomètres et une médiane de 2 kilomètres. Sur cette période, nous distinguons quatre types d'éruptions au Piton de la Fournaise sur cette période ; par rapport à la classification de Peltier et al. (2008) nous distinguons les éruptions intra-cratériques (à l'intérieur du Cratère Dolomieu) des éruptions sommitales (sur la bordure externe du Cratère Dolomieu).

1/ Les éruptions dites intra-cratériques (environ 27%) sont celles ayant lieu à l'intérieur du Cratère Dolomieu. Celles-ci peuvent émettre de faibles volumes de lave sur un temps court (par exemple, 0,1 Mm^3 pour l'éruption du 27 novembre 2008 d'une durée de moins de 24 heures) ou des volumes importants, mais sur un temps relativement long (par exemple, 20 Mm^3 pour l'éruption débutée le 30 août 2006 d'une durée de 123 jours).

2/ Les éruptions dites sommitales (environ 14%) sont caractérisées par des évents localisés autour des cratères sommitaux et/ou dans le Cratère Bory. Les mesures montrent que les éruptions sommitales émettent le plus souvent des faibles volumes de lave en surface, avec un volume moyen de lave émis par éruption de seulement 0,8 Mm^3.

3/ Les éruptions proximales (environ 49%) sont caractérisées par des évents à l'intérieur de l'Enclos Fouqué entre 1500 et 2300 mètres d'altitude. Ces éruptions présentent des volumes de lave émis en surface (volume moyen d'environ 5,6 Mm^3) plus proches de la moyenne générale du Piton de la Fournaise (9,4 Mm^3 entre 1931 et 2018).

4/ Les éruptions distales (environ 10%) sont caractérisées par des évents en dessous de 1500 mètres d'altitude, et/ou hors de l'Enclos Fouqué (exception faite de l'éruption d'octobre 1972, dont l'évent principal est situé au-dessus de 1500 mètres d'altitude (1820 mètres) mais qui est tout de même considérée comme une éruption distale, car elle est située à une distance importante du sommet sur la rift zone sud-est (3,8 km), et a émis un volume de lave (environ 25,1 Mm^3) suffisants pour justifier cette classification). Les éruptions de ce type émettent un volume moyen de lave significativement plus important, d'environ 36 Mm^3.

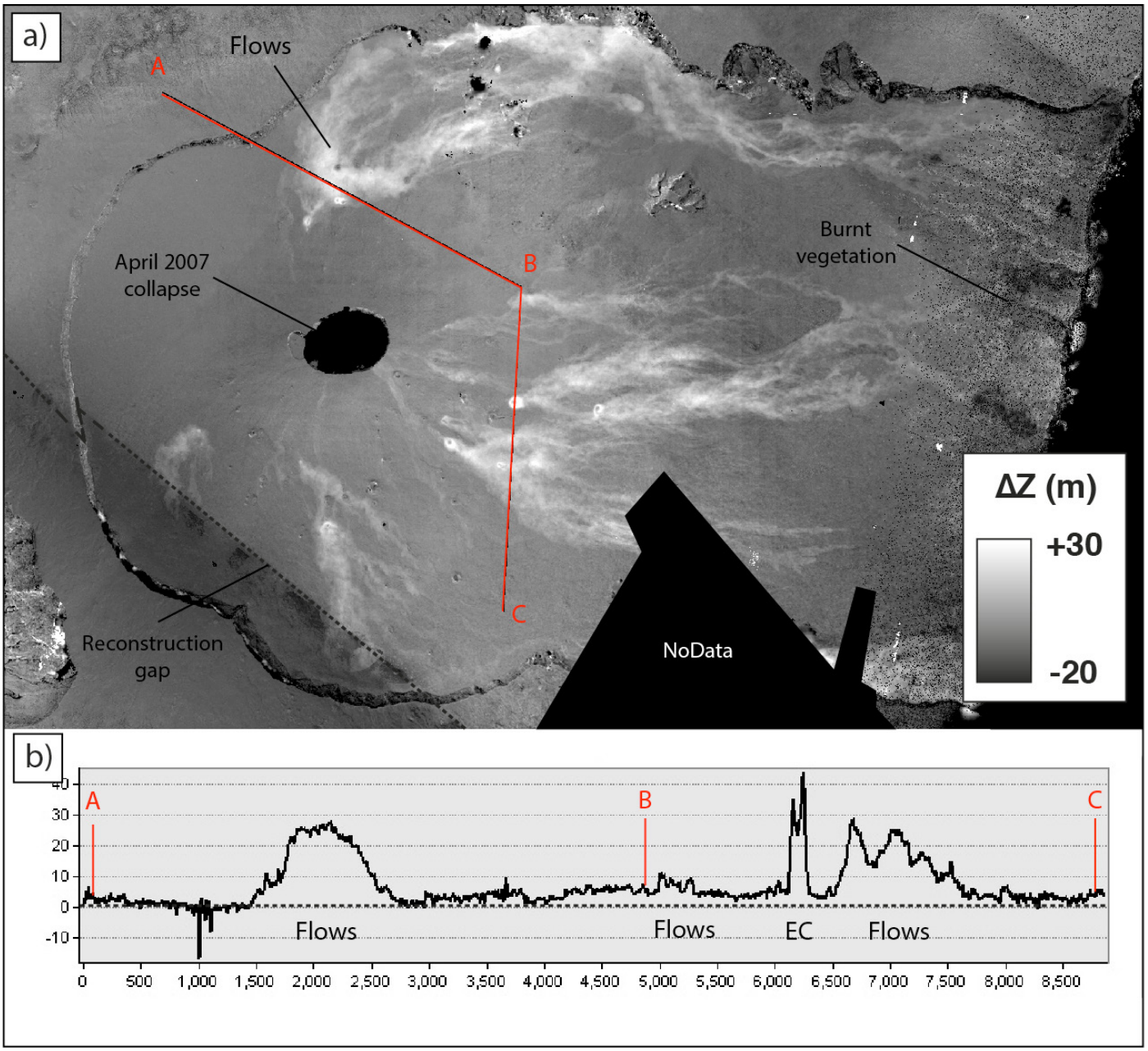


Figure 18. Exemple de a) MNT différentiel et b) coupe associée (voire localisation en a), traits rouges) mettant en évidence les divers changements morphologiques à l'intérieur de l'Enclos Fouqué entre 1997 et 2009, à savoir la mise en place de coulées (flows), la formation de cônes éruptifs (EC), la destruction d'une partie de la canopée dans le Grand Brûlé par des incendies, un effondrement majeur au sommet (collapse). À noter également la présence d'artéfacts de reconstruction ("reconstruction gap") liés à des incohérences dans le calcul photogrammétrique.

Les détails de ces éruptions sont présentés de manière exhaustive en Annexe 2 et en Annexe 4.

L'épaisseur moyenne des coulées semble relativement cohérente pour un secteur donné: de 1 à 1,5 mètres au sommet (en-dehors du Cratère Dolomieu) et sur les flancs du cône central, de 4 à 5 mètres pour les coulées associées aux éruptions proximales, et de 7 à 9 mètres pour les coulées associées aux éruptions distales (Fig.19). Quelques exceptions à cette tendance générale peuvent être notées, notamment:

1/ l'éruption du 30 mars – 1 mai 2007, dont l'épaisseur moyenne des coulées de la partie sub-aérienne issues de la fissure la plus basse en altitude (590 m) est significativement plus importante (environ 24 mètres) que celle des coulées issues des autres éruptions distales (entre 7 et 9 mètres, Fig.19) de la période étudiée. Ceci peut être expliqué par les débits de lave extrêmement importants lors de cette éruption (estimés à plus de 200 m^3/s par Staudacher et al. (2009) lors du paroxysme d'activité), et un écoulement bas en altitude (550-660 m) et sur une zone peu pentée (<20°) par rapport aux autres éruptions distales de la période étudiée (400-1400m, 10-40°).

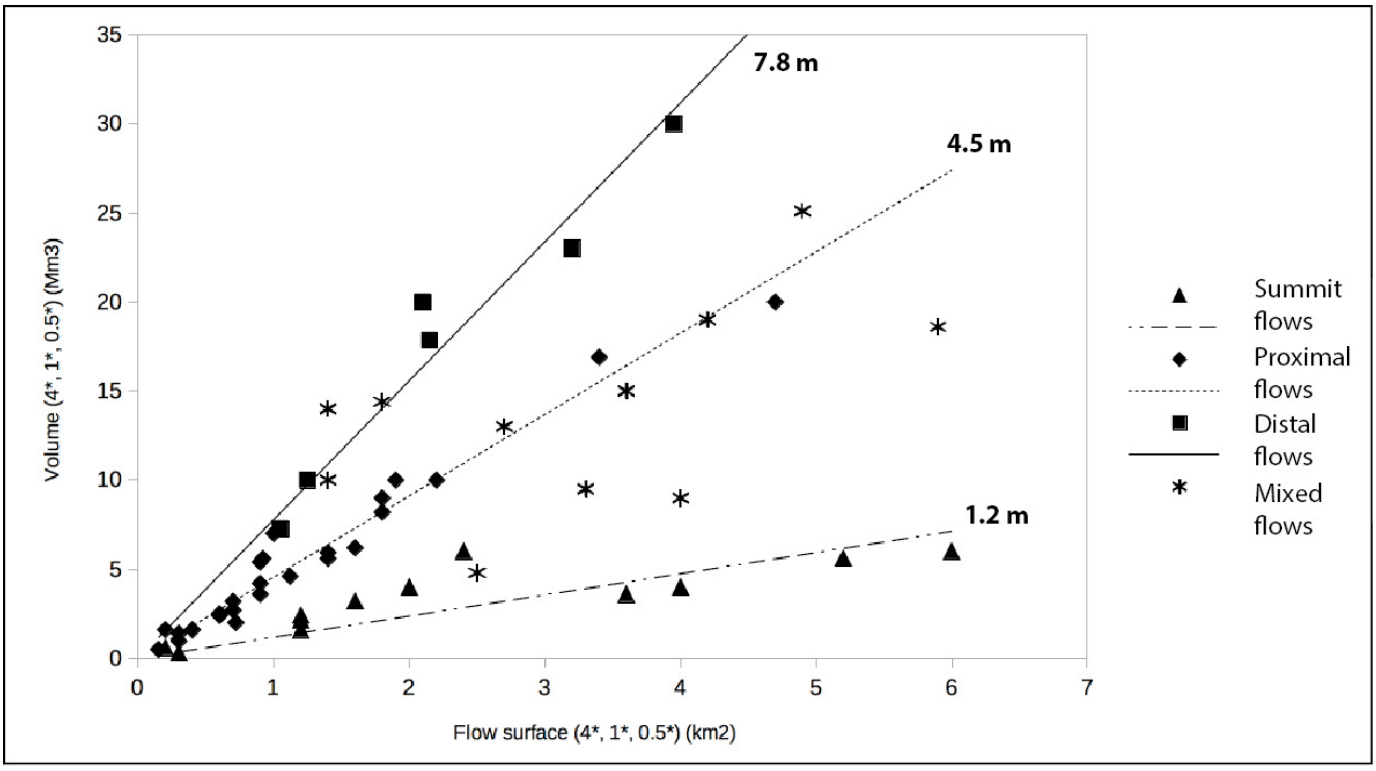


Figure 19. Volume des coulées de la période 1950-2018 (1966-2018 pour les Grandes Pentes) au Piton de la Fournaise, en fonction de leur aire, déduites des mesures sur les différences de MNS. Triangles: coulées issues des éruptions en bordure des cratères sommitaux (volumes et aires multipliés par 4 afin de les représenter sur la même échelle), losanges: coulées issues des éruptions proximales, carrés: coulées issues des éruptions distales (volumes et aires divisés par 2 afin de les représenter sur la même échelle), étoiles: cas particuliers (coulées avec entrée en mer et mélange de coulées issues de différents types d'éruptions).

2/ Trois éruptions consécutives sur le sud-est du cône central (12 octobre 2000, 27 mars 2001 et 11 juin 2001), dont l'épaisseur moyenne (entre 1,8 et 3 mètres) est significativement inférieure à la moyenne des éruptions proximales (entre 4 et 5 mètres, Fig.19) dont elles font partie. Ceci peut être expliqué par la localisation des évents associés à ces éruptions, dans une zone où la pente (>20°) est supérieure à celle des zones où s'écoulent généralement les coulées des éruptions proximales (5-20°).

3/ Deux éruptions au sud du cône central (10 octobre 1972 et 24 août 2015), dont l'épaisseur moyenne (entre 5.1 et 8.3 mètres) est supérieure à la moyenne des éruptions proximales (entre 4 et 5 mètres, Fig.19) dont elles font partie. Ceci peut être expliqué par leur longue durée, environ 2 mois, supérieure à la durée moyenne des éruptions proximales (24 jours).

Certaines mesures de volume (pré-1950, et pré-1966 pour les Grandes Pentes) n'ont pas pu être réalisées directement sur les différences de MNS, car nous ne disposons pas de MNS couvrant la surface de l'Enclos Fouqué avant 1950 (1966 pour les Grandes Pentes). En revanche, l'orthoimage de 1950 (complétée par celle de 1966 pour les Grandes Pentes) permet de mesurer l'aire de la plupart de ces coulées, qui y sont clairement visibles et dont les contours ont pu être tracés avec précision (Fig.16). Le volume de l'éruption de juillet 1931 a été estimé à environ 130 Mm^3 par les observateurs scientifiques de l'époque (Jean, 1931). Pour les autres coulées mises en place entre 1931 et 1950, nous nous sommes basés sur les statistiques des coulées de 1950 à 2018 (dont les volumes ont été calculés directement par différence de MNS sur la surface de ces coulées ; Fig.19). Par conséquent, pour les éruptions dont nous ne disposions pas du volume, nous avons utilisé une valeur moyenne d'épaisseur de 1,2 mètres pour les éruption sommitales, de 4,5 mètres pour les éruptions proximales "classiques", et de 7,8 mètres pour les éruptions distales, afin de calculer leur volume à partir de leur surface.

Les éruptions du 13 août 1936 (Cratère Rivals), du 16 décembre 1938 (Signal de l'Enclos) et du 14 février 1948 (Château Fort) présentent des coulées et des cônes éruptifs à la morphologie bien particulière (cône imposant, très évasé, et coulées plus larges que les autres éruptions proximales). Ces caractéristiques se rapprochant fortement de celles de l'éruption du 24 août 2015, nous avons utilisé l'épaisseur moyenne de cette dernière (8,3 mètres) pour calculer le volume de ces trois éruptions (1936, 1938, 1948).

Ainsi, à partir des données purement cartographiques (emplacement de l'évent et contour de la coulée), nous avons pu estimer le volume de l'ensemble des coulées émises entre 1931 et 1950, et des coulées émises dans les Grandes Pentes entre 1950 et 1966 (cf. Annexe 4) ; valeurs qui étaient jusque là inconnues ou très mal contraintes.

Deux études récentes (Roult et al., 2012; Vlastélic et al., 2018) proposent des valeurs pour les volumes des coulées du Piton de la Fournaise sur, respectivement, les périodes 1985-2010 et 1942-2017. Les volumes estimés dans ces études se basent sur les mesures de l'OVPF (estimations des volumes et des débits moyens sur la base de cartographies des contours de coulées systématiquement réalisées par mesures GNSS, photo-interprétations, stéréophotogrammétrie, et photogrammétrie aérienne depuis 2014) et sur les chiffres cités dans les rapports pré-1980 pour l'étude de Vlastélic et al. (2018). Nous avons comparé les volumes calculés lors de ce travail de thèse avec les données présentées dans ces deux études (Roult et al., 2012; Vlastélic et al., 2018). On note que les différentes études s'accordent bien pour la période récente (hors éruption de mars-mai 2007), en revanche avant 1985, les volumes estimés dans nos travaux sont légèrement plus importants que ceux proposés par Vlastélic et al. (2018). Un écart croissant est ainsi observé entre les deux courbes entre 1942 et 1985 (Fig.20). Ceci est cohérent avec le fait que :

1/ Quelques éruptions pré-1966 n'étaient pas répertoriées dans les études précédentes (au moins deux en 1958 et une en 1959), et leur volume fait défaut dans l'estimation totale du volume cumulé des études précédentes.

2/ Les estimations anciennes (antérieures à 1980) des volumes de coulées ne se basant ni sur des mesures de débit, ni sur des mesures d'aire de coulée (ces estimations se basaient dans la plupart des cas sur une estimation du débit en fonction de l'intensité perçue de l'activité sur le site éruptif par l'observateur), il en résultait une importante incertitude.

Les valeurs de volume pour les effondrements sommitaux de 1927-1936, 1961 et 2007 présentées sur la Fig.20 seront développées dans la section 4.2.

Notez que les valeurs de volume ainsi obtenues incluent les vides présents au sein de la coulée, i.e. les tunnels de lave, les bulles et toutes autres cavités de tailles intermédiaires. Villeneuve (2000) mesure sur une série d'échantillons de la coulée de mars 1998 au Piton de La Fournaise, une porosité (dans ce cas uniquement les bulles) de l'ordre de 35 à 50 % du volume total. Servadio (2011) utilise une valeur de vésiculation moyenne pour les laves du Piton de la Fournaise de 30%. Kesthelyi et Pieri (1993) et Thordarson (1995) présentent, pour des coulées hawaiiennes, des valeurs proches de 20 %. Cela peut expliquer aussi les valeurs de volume de coulées estimées au cours de ce travail de thèse, plus élevées que celle estimées par les études précédentes.

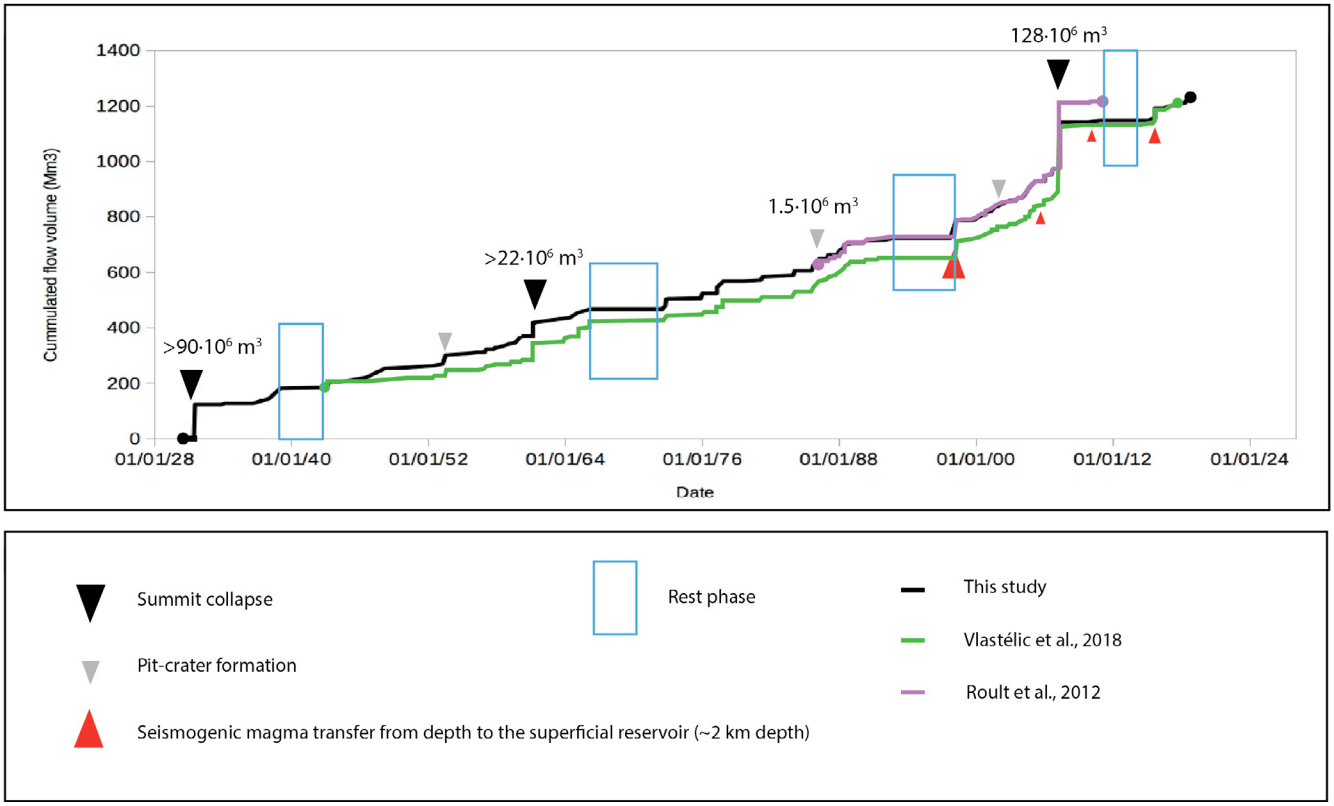


Figure 20. Volume cumulé des coulées de lave au Piton de la Fournaise depuis 1931 estimé dans cette étude, comparé à deux études précédentes (Roult et al., 2012; Vlastélic et al., 2018, respectivement en violet et en vert). Les volumes des effondrements sommitaux sont également reportés (chiffres associés aux triangles renversés). Notez que les valeurs de volume des pit-craters de 1953 et 2002 n'ont pas été reportées, car inférieures à 1 Mm³.

3.2.2. Croissance endogène par intrusions successives dans la structure volcanique

Comme défini précédemment, nous considérons que la croissance endogène de l'édifice se fait par augmentations du volume interne de l'édifice suite à :

1/ l'injection de dykes et de sills à l'intérieur de la structure du volcan au cours des épisodes intrusifs, qu'ils aboutissent ou non à une éruption en surface ;

2/ l'accumulation de magma en profondeur et le refroidissement d'une portion de ce magma autour du système d'alimentation. Notons que ce second apport est considéré comme négligeable dans ce travail de thèse, au regard, d'une part, des changements de volumes assez faibles (inférieur à 1 Mm³, pour chaque période inter-éruptive, Peltier et al., 2016a) engendrées par ce phénomène, et d'autre part de la résolution inhérente aux techniques photogrammétriques à cette échelle qui ne permet pas de mesurer ces changements.

Notons que cette croissance peut être négative (perte de volume) lors des phases de relaxation du système (e.g. entre 2010 et 2014) ou lors des effondrements sommitaux (e.g. en avril 2007).

Quelques études antérieures (Froger et al., 2004; Fukushima et al., 2005; Peltier, 2007) ont présenté des valeurs de volumes de dykes s'étant propagés au Piton de la Fournaise dans les années 2000 (Fig.21). Les valeurs proposées dans ces études se basent sur l'inversion de données de déformation de surface issus des méthodes InSAR (télédétection) et GNSS (campagnes de ré-itération et stations permanentes de l'OVPF, cf. section 2.3.1.). En complément de ces valeurs existantes dans la littérature, nous avons ajouté lors de ce travail de thèse 12 calculs de volumes de dykes concernant les éruptions ayant eu lieu entre 2015 et 2018. Ces valeurs sont issues de l'inversion des données de déplacements de surface, acquises lors de campagnes de réitération GNSS en mode « static-rapid » sur un réseau d'environ quatre vingt tiges de l'OVPF présentes au sommet et sur les flancs du cône terminal du Piton de la Fournaise. Les déplacements de surface calculés par le modèle utilisent les équations d'Okada (1985) pour des failles en ouverture simple dans un milieu homogène élastique (Annexe 5).

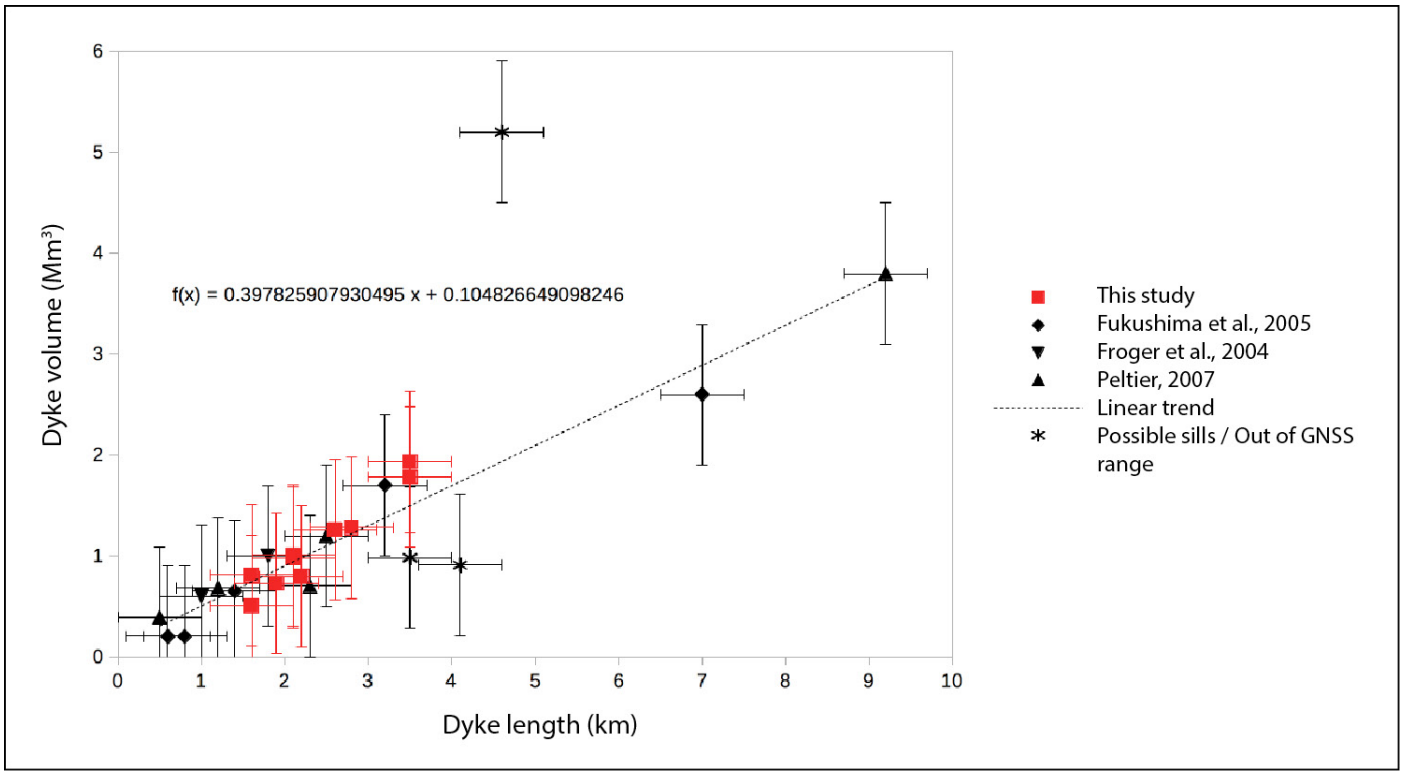


Figure 21. Compilation des volumes de dykes récents au Piton de la Fournaise obtenus par inversion des données de déformation de surface, comparés à leur longueur estimée (distance sommet-évent en suivant le tracé des rift-zones). Le rapport moyen entre la distance de l'évent au sommet (en kilomètres, suivant le tracé des rift-zones) et le volume du dyke (en Mm³) est d'environ 0,4; plus une constante de 0,1 Mm³.

La Fig.21 montre la relation entre la longueur des dykes et leur volume au Piton de la Fournaise. Cette relation est à interpréter avec précaution et ne présente qu'une tendance générale. En effet, certains dykes peuvent présenter des géométries plus complexes que les modèles simples utilisés ici (plan simple; Okada, 1985), comme celui du 26 mai 2016 qui a été modélisé par une géométrie plus complexe (Smittarello et al., 2019) ; et l'effet de glissements de flanc peuvent s'ajouter au champs de déformation (e.g. Got et al., 2013) pris en compte dans les modèles inverses complexifiant leur compréhension.

Nous avons tout de même utilisé cette relation pour estimer le volume des dykes antérieurs à l'année 2000, pour lesquels nous ne disposions pas de données denses de déformation de surface pour les modéliser. Ceci a permis de donner un ordre de grandeur à la croissance endogène du Piton de la Fournaise sur la période 1931-2018, soit un volume total de 0,16 km^3 (Fig.22). Il est important de noter que les valeurs de volumes intrudés pour les périodes anciennes (antérieures à l'installation du réseau de surveillance à la fin de l'année 1979) sont très probablement sous-estimées, car les intrusions n'ayant pas donné suite à une éruption n'ont pas pu être détectées et restent donc inconnues à ce jour.

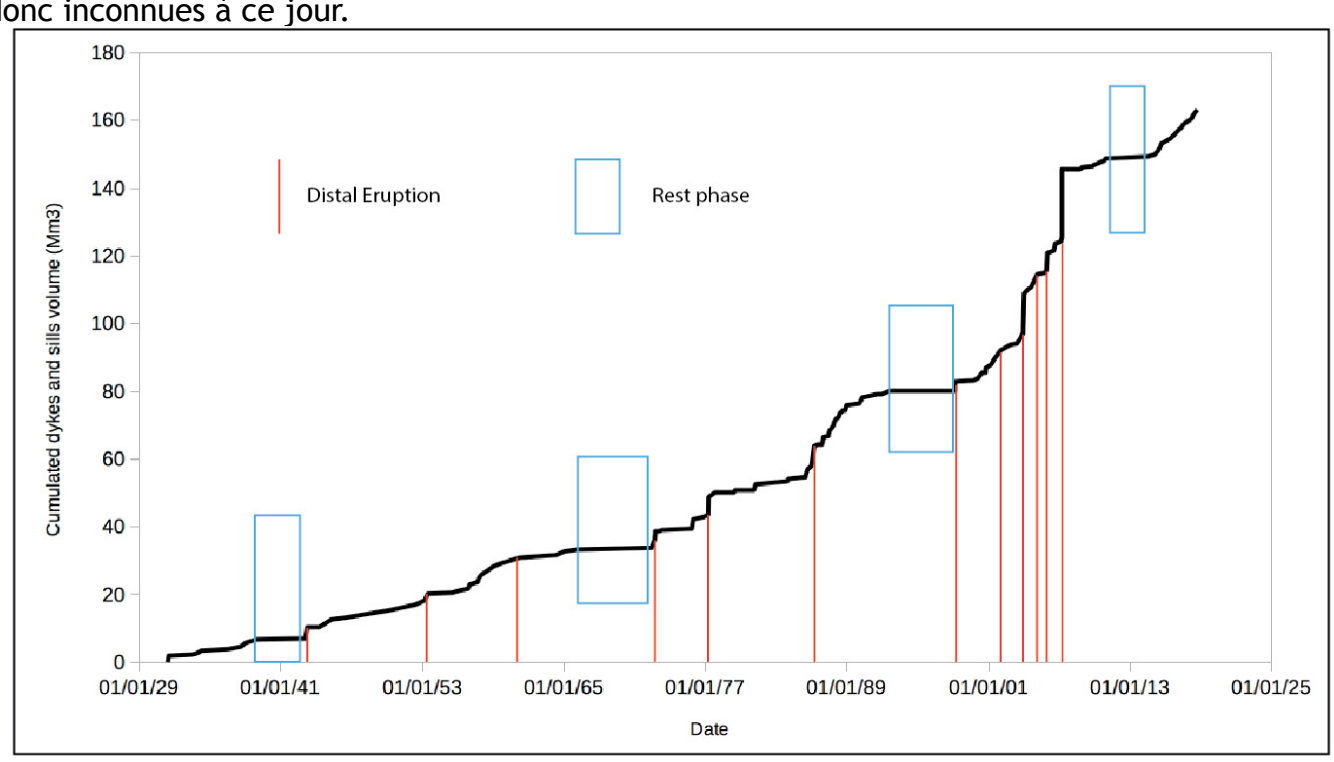


Figure 22. Volume cumulé estimé de la croissance endogène de l'édifice lié à l'injection de dykes et de sills au Piton de la Fournaise entre 1931 et 2018, d'après la relation déduite de la figure 21. Les éruptions de type distal ont été reportées en rouge sur le graphique. Elles correspondent à l'intrusion de dykes et/ou de sills présentant un volume important (généralement égal ou supérieur à 2 Mm^3), et pouvant atteindre 20 Mm^3 comme pour le dyke ayant alimenté l'éruption du 30 mars - 1er mai 2007 (Staudacher et al., 2009).

Ainsi, le Piton de la Fournaise a connu une augmentation totale de son volume de 1,15 km^3 entre 1931 et 2018, dont :

+ 1,23 km^3 de coulées de lave et de cônes éruptifs
+ 0,16 km^3 de dykes et de sills
- 0,24 km^3 d'effondrements sommitaux (cf. section 4.2. pour plus de détails)

Il a donc augmenté de volume (budget final incluant les parts de croissance exogène et endogène et les pertes de volume par effondrement) à un taux moyen d'environ 0,42 m^3/s sur cette période (taux de croissance de l'édifice). Ces résultats confirment et précisent les valeurs de taux d'alimentation obtenues auparavant sur de plus courtes périodes (entre 0,25 m^3/s (1942-1966) et 0,97 m^3/s (2007-2014) d'après Vlastélic et al., 2018, entre 0,32 et 1,28 m^3/s (1972-2007) d'après White 1993; Peltier et al., 2009a). À noter toutefois que le taux d'alimentation défini dans ces études correspond au taux de production de lave en surface.

Selon les résultats obtenus lors de ce travail de thèse, le rapport entre la croissance endogène et la croissance exogène au Piton de la Fournaise est de 11,5%, ce qui est relativement proche de l'estimation de Peltier et al. (2012) (qui ont estimé ce rapport à 8,8%, entre 2005 et 2007, en utilisant les données de déformation fournies par 10 stations GNSS permanentes de l'OVPF sur et autour du cône central). En revanche, nos résultats entrent en contradiction avec ceux d'Annen et al. (2001) qui estiment la proportion de croissance endogène à 70% d'après des simulations numériques sur 10 000 intrusions. Notons que lors de ces simulations, seulement 7% des dykes atteignent la surface et donnent lieu à une éruption. Entre 1980 et 2010, 61 éruptions et 12 intrusions ont été répertoriées (Peltier et al., 2009a; Roult et al., 2012), suggérant plutôt un rapport entre le nombre d'intrusions atteignant la surface et donnant lieu à une éruption et le nombre total d'intrusions de 83,5% au Piton de la Fournaise sur cette période. La croissance de l'édifice se fait donc principalement de manière exogène.

3.3. Asymétrie de la croissance de l'édifice et risques associés

3.3.1. La croissance asymétrique du cône central : 1950-2015

Depuis les premières mesures continues de déformation réalisées au Piton de la Fournaise à la suite de la création de l'OVPF en 1979, il est apparu que les déformations du volcan n'étaient pas symétriques au fil des éruptions, avec en particulier un déplacement préférentiel du flanc est vers l'est, au détriment du flanc ouest qui semble moins mobile (e.g. Chevallier et Bachèlery, 1981; Briole et al., 1998; Froger et al., 2004; Fukushima, 2005; Peltier et al., 2007). L'analyse des déformations 2D issue de la comparaison des orthoimages et des variations de volume issues de la comparaison des MNS du sommet a permis de remonter dans le passé et de mettre en évi-

dence les tendances long terme affectant le cône central depuis 1950. . Les parties nord et sud de la bordure du Cratère Dolomieu présentent une déformation relativement symétrique, avec un déplacement d'environ 3 mètres vers le nord et 1,8 mètres vers l'est pour le secteur nord, et 1,9 mètres vers le sud et 2,2 mètres vers l'est pour le secteur sud entre 1950 et 2015. La déformation long terme de la zone sommitale du Piton de la Fournaise est en accord avec la position des rift-zones au nord, au sud et le long de l'axe N120 (Fig.2a). Plus précisément, les zones de rift sud et N120 ont subi la plupart de l'extension affectant le sommet sur la période 1950-2015, tandis que la déformation a été plus largement distribuée sur la partie nord (Annexe 7). Cette asymétrie entre nord et sud traduit le fait que les rift-zones sud et N120 se concentrent chacune sur une largeur moindre (environ 200 mètres) que la rift-zone nord (environ 500 à 800 mètres). La déformation est-ouest du sommet s'est en revanche faite de manière asymétrique : le flanc est s'est déplacé vers l'est d'un maximum de 9,2±2,5 mètres, alors que le flanc ouest s'est déplacé d'un maximum de 1,3±2,5 mètres vers l'ouest entre 1950 et 2015 (Derrien et al., 2015 ; Annexe 7). Lors des injections de magma vers la surface, l'action de l'ouverture du dike, majoritairement orienté N-S, déplace ainsi de manière préférentielle le flanc est mobile, "libre vers la mer" (e.g. Peltier et al., 2009a).

3.3.2. Le glissement des Grandes Pentes : origine gravitaire ou magmatique?

En contrebas du flanc est du cône central (FE, Fig.23a), la zone des Grandes Pentes (GP, Fig.23a) présente également un mouvement d'ensemble faible mais persistant vers l'est qui a déjà été décrit par le passé. Peltier et al. (2010b) y ont ainsi mis en évidence à partir de PSInSAR (Permanent Scatterers Synthetic Aperture Radar Interferometry) des mouvements de l'ordre de quelques centimètres à 0,1 mètre par an dans la ligne de visée du satellite (i.e. vers l'est et/ou en subsidence dans ce cas) entre 2003 et 2009. Ces déplacements persistants ont été confirmés par les mesures des stations GNSS permanentes de l'OVPF installées dans ce secteur depuis 2010 (e.g. Brenguier et al., 2012; Peltier et al., 2015). A ces mouvements "continus" s'ajoutent des déplacements "instantanés" de cette zone, de plus grande ampleur (de quelques dizaines de centimètres à plus d'un mètre par endroits, vers l'est), notamment lors d'éruptions distales. Ce fut les cas par exemple lors des éruptions de février 2005 (jusqu'à 20 centimètres) et d'avril 2007 (jusqu'à 1,40 mètres ; e.g. Peltier et al., 2010b; Clarke et al., 2013; Froger et al., 2015). Il convient donc de distinguer, comme le remarque à juste titre Poland et al. (2017), les déplacements de flancs d'origine gravitaire (à tendance majoritairement continue) et ceux d'origine magmatique (à tendance majoritairement discrète). Les déplacements d'origine gravitaire traduisent l'influence de la gravité sur une structure instable, capable de glisser ou pivoter lentement vers le bas et, dans le cas du Piton de la Fournaise, vers l'est, potentiellement à la faveur de la présence d'un niveau de décollement. Les déplacements d'origine magmatique concernent les déplacements de flancs liés d'une part aux intrusions (générant une déformation de la structure et/ou créant des niveaux de décollement) et d'autre part à la mise en pression d'un réservoir (générant une déformation de la structure).

Au Piton de la Fournaise, les premières stations permanentes du suivi des déformations sur les flancs plus lointains (notamment dans les Grandes Pentes) n'ont été installées qu'à partir de 2010. Grâce à nos reconstructions photogrammétriques (cf. section 3.1.1.) sur l'ensemble de l'Enclos Fouqué, nous proposons ici une mesure des déplacements sur le long terme, sur une période de 46 ans, entre 1966 et 2012. Considérant les erreurs liées à la méthode (notamment parce que les images anciennes (i) n'avaient pas été acquises initialement avec l'ambition de restituer de telles résolutions, (ii) sont parfois dans un état de conservation moyen, (iii) ont été numérisées à partir de « tirages papier » et malheureusement pas depuis les négatifs (iv) et n'ont pas été associées initialement à une campagne de stéréopréparation), la seule comparaison de reconstructions présentant un mouvement suffisant (supérieur à trois mètres) dans le secteur des Grandes Pentes pour nous fournir une valeur fiable de déplacement est celle de 1966-2012. La campagne de 1950 est perturbée par une importante couverture nuageuse au-dessus des Grandes Pentes, et les autres reconstructions (1978, 1989, 1997 et 2003) sont trop rapprochées dans le temps pour enregistrer un déplacement suffisant pour dépasser le seuil de détection fiable (3 mètres ; cf. Annexe 3).

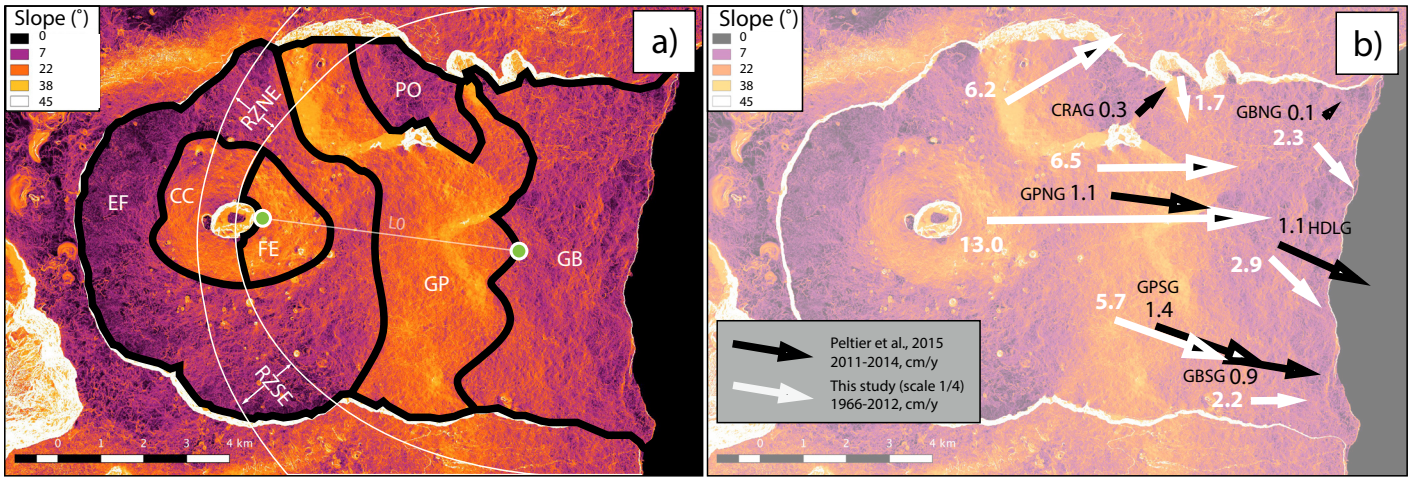


Figure 23. a) Carte représentant la pente en degrés dans l'Enclos Fouqué et aux alentours, au pas de 5 mètres, issue du MNS de novembre 2009 ainsi que les principales structures liées à la topographie (d'après Peltier et al., 2015). EF : Enclos Fouqué (pente majoritairement de 0 à 10°), CC : Cône Central (pente majoritairement de 15 à 25°), FE : Flanc Est (pente majoritairement de 20 à 35°), GP : Grandes Pentes (pente majoritairement de 20 à 40°), PO : Plaine des Osmondes (pente majoritairement de 5 à 15°), GB : Grand Brûlé (pente majoritairement de 5 à 15°), RZNE : Rift-zone nord-est, RZSE : Rift-zone sud-est. b) Comparaison des vitesses moyennes de déplacement, en cm/an, au niveau des zones des Grandes Pentes, de la Plaine des Osmondes et du Grand Brûlé mesurées 1/ par les stations GNSS permanentes de l'OVPF (Peltier et al., 2015) entre 2011 et 2014 (période sans éruption) et 2/ par comparaison des orthoimages de 1966 et 2012 lors de ce travail de thèse. Notez que l'échelle des vecteurs a été modifiée afin de pouvoir mieux comparer visuellement ces deux jeux de données.

La comparaison des orthoimages de 1966 et 2012 suggère un mouvement moyen des Grandes Pentes vers l'est de l'ordre de 5,7 à 6,5 centimètres par an (Fig.23b).Ce mouvement inclut à la fois les mouvements d'origine magmatique et gravitaire.

Ces mesures confirment que le glissement de la partie est du volcan quantifié à partir des années 2000 (e.g. Peltier et al., 2010b, 2015) était déjà présent à cette période (post 1966), et peut être extrapolée à l'avenir. Les mesures de deux stations GNSS permanentes (GPNG et GPSG) suggèrent un mouvement moyen vers l'est, d'origine gravitaire (sur la période sans éruption et sans pressurisation du réservoir superficiel de 2011-2014), de l'ordre de 1,1 à 1,4 centimètres par an dans ce secteur (Fig.23b). Il en résulterait donc, sur le long terme pour la zone des Grandes Pentes, des déplacements moyens de l'ordre de 4,3 à 5,4 centimètres par an d'origine magmatique, principalement vers l'est. Notons que ce déplacement est une valeur moyenne sur la période 1966-2012, mais est fortement variable dans les faits. En effet, une majorité de ce déplacement se produit à la faveur d'éruptions distales, comme nous allons le voir par la suite.

La comparaison des orthoimages de 1966 et 2012 suggère un déplacement total d'environ 3,2 mètres vers l'est dans le secteur des Grandes Pentes au cours de cette période. En estimant un glissement gravitaire persistant sur 46 ans à un taux d'environ 1,25 centimètres par an (moyenne des deux stations GNSS de l'OVPF, GPNG et GPSG, situés dans les Grandes Pentes, sur la période 2011-2014 ; Peltier et al., 2015), on obtient un déplacement total de 0,6 mètres vers l'est. La différence (2,6 mètres) entre cette estimation (composante gravitaire) et les déplacements totaux permet d'estimer la part des déplacements liés à une origine magmatique. Il est donc probable qu'une ou plusieurs éruptions distales (autre(s) que celle d'avril 2007 qui a généré un déplacement maximum de 1,4 mètres vers l'est au niveau de la partie centrale des Grandes Pentes ; e.g. Froger et al., 2015) aient pu générer un déplacement d'une partie ou de toute la zone des Grandes Pentes de quelques dizaines de centimètres à plus d'un mètre, entre 1966 et 2012. Les éruptions candidates potentielles seraient par exemple les éruptions d'avril 1977 pour le secteur nord des Grandes Pentes, et de janvier 1976 et/ou mars 1986 pour le secteur sud des Grandes Pentes, ayant chacune pu être accompagnée d'un glissement majeur de flanc pour expliquer leur propagation lointaine comme ce fût le cas pour l'éruption d'avril 2007 (e.g. Peltier et al., 2015).

Les déplacements totaux vers l'est au cours de la période 1966-2012 dans le Grand Brûlé (0,9 à 2,2 centimètres par an) sont moins importants que ceux affectant le secteur des Grandes Pentes (6,5 centimètres par an maximum), eux-mêmes plus faibles que ceux du flanc est du cône terminal (13 centimètres par an maximum, Fig.23). Notons que cette mesure des déplacements sur le cône central est cohérente avec une mesure indépendante mais utilisant la même technique sur la partie sommitale, montrant un mouvement maximal de 9 mètres vers l'est de la partie haute du flanc est entre 1950 et 2015, soit une moyenne de presque 14 centimètres par an (Derrien et al., 2015, cf. Annexe 7).

Le haut du flanc est se déplaçant plus vite vers l'est que le secteur des Grandes Pentes, lui-même se déplaçant plus rapidement vers l'est que le Grand Brûlé en contrebas, le flanc est se contracte. La somme des déplacements d'origine gravitaire et magmatique aboutit donc, sur le long terme, à une contraction globale du flanc est du volcan (incluant le flanc est du cône central et le secteur des Grandes Pentes, Fig.23a) de l'ordre de 10,8 à 12,1 centimètres par an. Comme présenté par Peltier et al. (2015) et étendu à une période plus large au cours de ces travaux de thèse, cette contraction aboutit à l'augmentation progressive de la pente du flanc est au sens large, de la base des Grandes Pentes à la partie haute du flanc est du cône terminal, approchant l'ensemble de la structure d'un possible point de rupture et d'une déstabilisation sur le long terme (cf. section 3.3.3.).

3.3.3. Effondrement futur du flanc est ? : approche statistique

Au Piton de la Fournaise, plus de 500 km^3 de dépôts, issus d'avalanches de débris anciennes, ont été identifiés à l'aide de données bathymétriques au large du littoral est de l'île de La Réunion (Oehler et al., 2008). Ceux-ci ont été interprétés comme les traces d'anciens effondrements de flanc (e.g. Lénat et al., 1990; Oehler et al., 2008; Lénat et al., 2009; Le Friant et al., 2011) et/ou d'étalements gravitaires de l'édifice du Piton de la Fournaise (e.g. Oehler et al., 2005; Delcamp et al., 2008; Michon et Saint-Ange, 2008). La trace topographique de l'Enclos Fouqué est également interprétée par de nombreux auteurs, au moins dans sa partie basse, comme le résultat possible d'une rupture du flanc est de l'édifice et d'un important transfert de masse de la partie sub-aérienne du volcan vers la mer (e.g. Labazuy, 1996). L'apport rapide de matériel en mer a pu générer un tsunami dont les vagues ont pu atteindre les côtes mauriciennes (e.g. Kelfoun et al., 2010; Paris et al., 2013). La topographie du Piton de la Fournaise et les traces de tsunamis passés dans le sud-ouest de l'Océan Indien (Paris et al., 2013) suggèrent ainsi plusieurs effondrements des flancs du volcan par le passé.

Nous disposons grâce à l'analyse des orthoimages de 1966 et 2012 de données de déformation de surface sur un temps relativement long. En extrapolant les tendances présentées dans la section 3.3.2., une estimation de l'augmentation future de la pente générale du flanc est du Piton de la Fournaise peut être donnée. L'augmentation de cette pente sur le très long terme est un facteur favorisant un mécanisme de déstabilisation du flanc est, pouvant conduire à terme à son effondrement dans la mer.

Les effondrements de flanc semblent un processus commun aux îles volcaniques actives avec la présence de traces de débris d'avalanches anciennes et récentes au large de ces îles. Par exemple, l'Anak Krakatau, un volcan du détroit de la Sonde localisé entre les îles indonésiennes de

Sumatra et de Java, a subi en 2018 une déstabilisation de ce type générant un effondrement de flanc. Cet exemple récent rappelle les dégâts potentiels que peuvent provoquer ces évènements. Le 22 décembre 2018, un tsunami a été généré par un effondrement du flanc sud-ouest de l'Anak Krakatau consécutif à son éruption, provoquant le décès de plus de 400 personnes, tandis que plus de 1000 personnes furent blessées, et plus de 10 000 autres furent déplacées par la catastrophe (chiffres commission européenne). Le CVGHM (centre de mitigation des risques volcanologiques et géologiques indonésien) estime qu'entre 150 et 180 Mm^3 de roches et de cendres sont arrivés en mer lors de cet évènement, occasionnant des dégâts se chiffrant à plus de 250 millions de dollars selon la compagnie d'assurance AON.

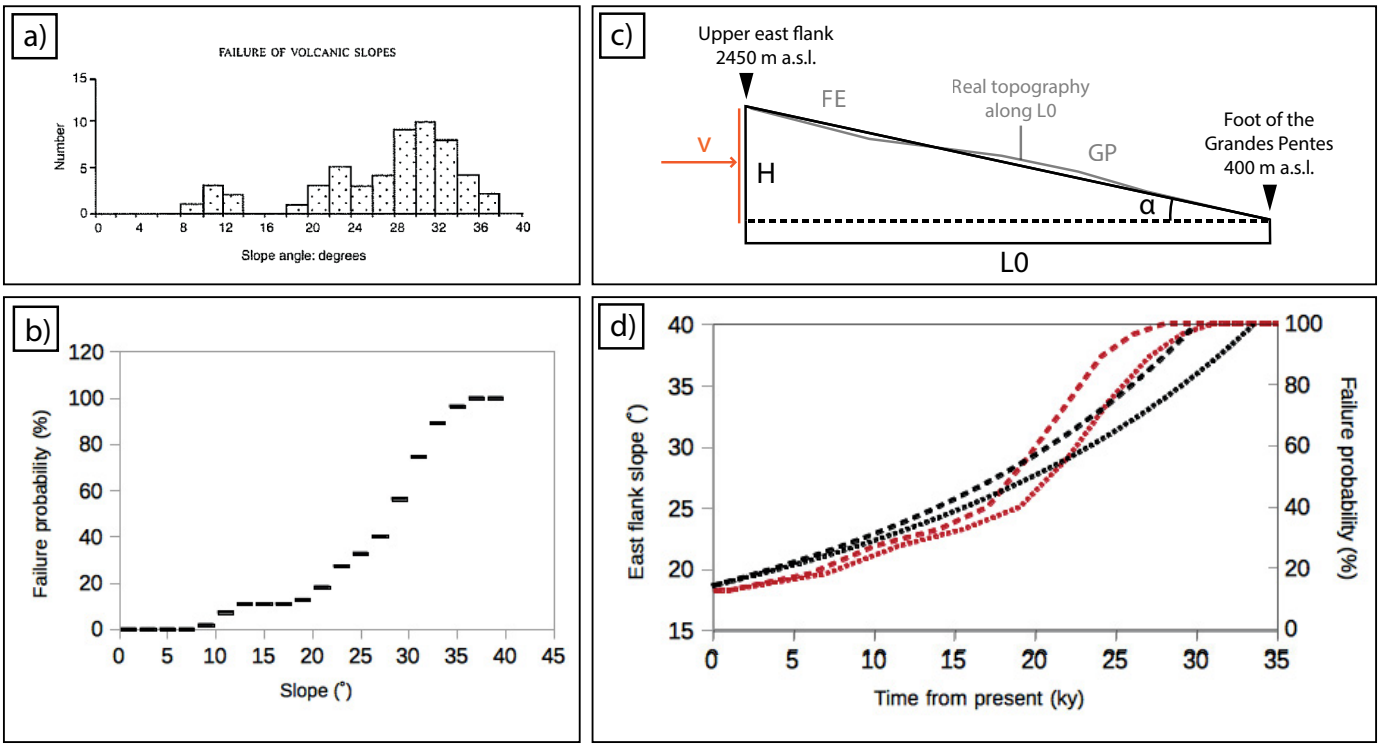


Figure 24. a) Statistiques d'effondrements de flancs d'édifices volcaniques présentées par Siebert (1984) b) Loi probabiliste associée (à tel angle de pente, x % des volcans étudiés ont subi un effondrement de flanc). c) Représentation géométrique des paramètres de l'équation (6), avec V la vitesse de compression de la zone située entre la partie haute du flanc est du cône central et la base des Grandes Pentes (L0 sur la Fig.23). d) Graphe représentant : 1/ En noir, la pente du flanc est du Piton de la Fournaise entre la partie haute du flanc est du cône central et la base des Grandes Pentes (L0 sur la Fig.23) en fonction du temps, si la compression du flanc est se poursuit à des taux similaires à ceux de la période 1966-2012 (pointillés fins : borne inférieure, 10,8 cm/an; pointillés épais : borne supérieure, 12,1 cm/an). 2/ En rouge, la probabilité (cumulative) d'effondrement du flanc est en fonction du temps, en suivant la probabilité d'effondrement en fonction de la pente présentée en b).

De nombreux autres exemples existent dans la littérature, donnant accès à des statistiques sur la relation entre la pente du flanc d'un volcan et la probabilité de son effondrement (Fig.24). Siebert (1984) analyse 55 effondrements de flanc majeurs identifiés sur des volcans de l'Holocène. Cet auteur se focalise sur la comparaison des pentes moyennes des édifices volcaniques composites et boucliers sans distinction, au moment de l'effondrement. Il défini ainsi une loi empirique liant l'angle de la pente et la probabilité d'effondrement (Fig.24).

La relation entre l'angle de la pente moyenne du Piton de la Fournaise (entre le haut du Flanc Est du cône central et le bas des Grandes Pentes) et le temps peut ainsi être définie par:

$$\alpha=\text{atan}(H/(L0-v*t)*180/\pi \qquad \text{(équation 6)}$$

où:

- α est la pente de l'édifice (en °), dans notre cas entre le bas des Grandes Pentes (à 400 mètres d'altitude) et le sommet du flanc est (à 2450 mètres d'altitude),
- H est la différence d'altitude (2050 mètres), dans notre cas entre le bas des Grandes Pentes et le sommet du flanc est,
- L0 est la distance horizontale (6060 mètres, Fig.23a), dans notre cas entre le bas des Grandes Pentes et le sommet du Flanc Est,
- V est la vitesse moyenne de compression (0,108 à 0,121 mètres par an, cf. section 3.3.2.), dans notre cas vers l'est du Flanc Est,
- t est le temps (en années).

L'estimation (Fig.24) de la probabilité d'effondrement en fonction du temps est basée sur la mesure du déplacement horizontal que nous avons estimé entre 1966 et 2012 et qui est représentatif de l'effet combiné :

1/ des injections répétées de magma vers la surface, via majoritairement des dykes sub-verticaux orientés nord-sud le long des zones de rift nord-est et sud-est, à l'origine d'une augmentation de la pente,

2/ et du glissement continu de l'édifice vers l'est (par processus gravitaire) et discontinu (lors de certaines éruptions distales, lorsque le seuil de plasticité du milieu est atteint, possiblement accompagnées d'injection de sills ; Got et al., 2013).

Selon cette approche statistique et si l'on considère une activité moyenne du Piton de la Fournaise, et donc une croissance et une déformation de l'édifice similaires à celles observées sur la période 1966-2012, l'effondrement du flanc est au Piton de la Fournaise lié à l'augmentation de sa pente pourrait se produire avec une probabilité de 80% dans les prochains 22 000 à 25 000 ans.

3.4. Variations du taux de production de lave sur la période 1931-2018 : origines profondes et superficielles

3.4.1. Quatre périodes d'activité majeures

Le Piton de la Fournaise est un volcan extrêmement actif et produit chaque année une à plusieurs éruptions (une éruption tous les huit mois en moyenne depuis 1972, Roult et al., 2012). Le bilan du volume cumulé des coulées et des intrusions (dykes et/ou sills) associées à ces éruptions (estimé d'après les reconstructions photogrammétriques de ce travail de thèse) est d'environ 1390 Mm³ entre 1931 et 2018 (Fig.25 ; cf. également section 3.2.2.).

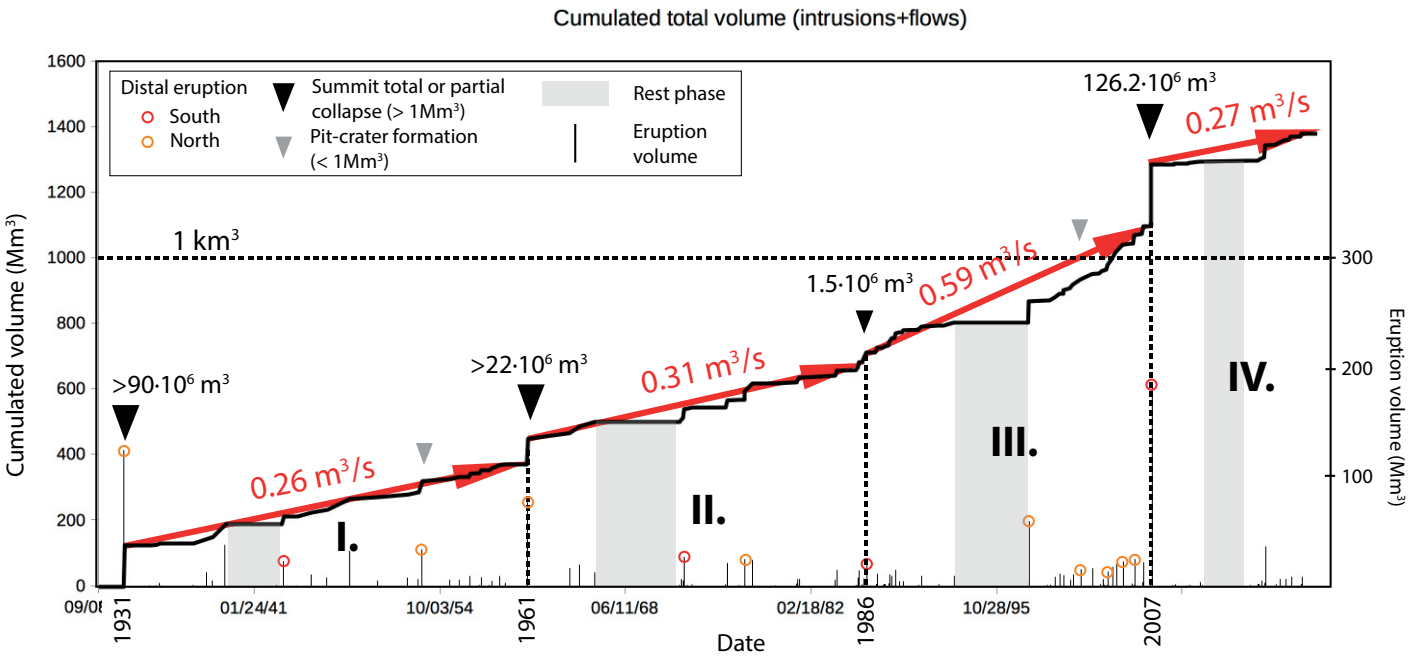


Figure 25. Volume cumulé de l'apport magmatique au Piton de la Fournaise entre 1931 et 2018, incluant 1/ le volume des coulées estimé d'après les reconstructions photogrammétriques des campagnes IGN de 1950, 1966, 1978, 1989, 1997 et 2003, ainsi que le MNS Lidar de novembre 2009 et les campagnes photogrammétriques de l'OVPF entre 2009 et 2018 (cf. section 5.1. pour plus de détails) et 2/ le volume des dykes ayant été injectés dans la structure du volcan estimé d'après Froger et al., 2004; Fukushima et al., 2005; Peltier, 2007 et 12 nouveaux modèles d'inversion de données de déformation de surface (Annexe 5, cf. aussi section 3.2.2. pour plus de détails). Les triangles inversés représentent les effondrements partiels ou totaux du Cratère Dolomieu, supérieurs à 1 Mm³ (noirs) ou inférieurs à 1 Mm³ (gris). Quatre cycles sont visibles (I. à IV.) : ils sont séparés par des éruptions de grande ampleur accompagnées d'effondrements supérieurs à 1 Mm³ au sommet, et présentent une phase de repos dans leur première moitié. Les taux de production (coulées de lave plus intrusions) moyennés sur chaque cycle sont indiqués en rouge.

À ceci doit être soustrait le bilan des volumes effondrés au sommet en 1931-1936, 1961, 1986 et 2007 (mesuré également d'après les restitutions photogrammétriques produites lors de ce travail de thèse), de l'ordre de 240 Mm^3 (Fig.25). Les quatre effondrements majeurs qui ont marqué la période 1931-2007 ont été systématiquement accompagnés d'éruptions distales de grande ampleur (1931, 1961, 1986 et 2007, dont la moyenne du volume émis est de 94 Mm^3). On note que ces effondrements ont systématiquement précédé de quelques années les 4 périodes de repos (de plus d'un an) observées au Piton de la Fournaise entre 1931 et 2018. Quatre périodes d'activité peuvent ainsi être définies, débutant chacune par une éruption distale de grande ampleur associée à un effondrement sommital, et suivie d'une période de repos caractérisant la première moitié de ces périodes (Fig.25).

Nos données indiquent un taux d'augmentation de volume de l'édifice moyen de 0,42 m^3/s entre 1931 et 2018, pour un taux de production de lave en surface moyen de 0,44 m^3/s Ce taux a varié en fonction des périodes d'activité (I. à IV. ; Fig.25) :

. 0,26 m^3/s entre 1931 et 1961 (période I.),
. 0,31 m^3/s entre 1961 et 1986 (période II.),
. 0,59 m^3/s entre 1986 et 2007 (période III.),
. 0,27 m^3/s entre 2007 et 2018 (période IV., actuelle).

La première information que l'on peut tirer de ces valeurs est que, contrairement à une idée reçue du grand public, le volcan ne connaît pas aujourd'hui un regain d'activité. Au contraire même, il est dans une phase de production de lave (0,27 m^3/s) relativement faible au regard de celui de la période 1931-2018 (0,44 m^3/s).

Les périodes I. à IV. pourraient être corrélées à des cycles d'alimentation dans l'apport magmatique profond. En effet, Vlastélic et al. (2018) observent quatre cycles profonds depuis 1940 (1940-1966, 1966-1992, 1992-2010, 2010-actuel), liés à des variations de fertilité de la source mantellique du magma. Ces cycles, détectés sur les variations de rapports isotopiques du Strontium présent dans les laves (Fig.26), sont cohérents avec les quatre phases d'activité observées dans notre étude (1931-1961, 1961-1986, 1986-2007 et 2007-actuel, Fig.25), avec un décalage temporel de l'ordre de 3 à 5 ans. Ces périodes et les évènements qui leur sont associés (dans l'ordre, augmentation de la fertilité de la source magmatique, éruption distale de grande ampleur, effondrement partiel ou total du Cratère Dolomieu, phase de repos, reprise de l'activité) sembleraient avoir une durée comprise entre 20 et 30 ans. Ainsi on peut interpréter cette séquence de la manière suivante : la fertilité de la source magmatique augmentant, l'alimentation en magma du réservoir superficiel est de plus en plus prononcée avant d'atteindre un maximum local. A un certain seuil (correspondant de manière assez systématique aux premières années de diminution de la fertilité de la source suivant le maximum de fertilité), la structure volcanique cède (seuil de plasticité atteint suite à une déformation cumulée trop importante ; Got et al., 2013) et relâche

une quantité de magma significative vers la surface, de l'ordre de plusieurs dizaines à plus de 100 Mm^3. Cette vidange soudaine du réservoir superficiel déstabilise la colonne de roche située directement au-dessus, conduisant à un effondrement partiel ou total du Cratère Dolomieu. L'action de l'effondrement sur le réservoir superficiel (comme un piston) accentue l'émission de lave au cours de l'éruption associée. Il s'ensuit une période de faible activité se déroulant principalement dans le Cratère Dolomieu (cas typique des années 2008, 2009 et 2010 après l'effondrement d'avril 2007), et correspondant probablement à la vidange d'une partie du magma encore présent à l'intérieur du réservoir. Cette vidange terminée, l'activité s'arrête pendant quelques années (trois à six ans). La reprise de l'activité après ces périodes de repos coïncide avec une nouvelle augmentation de la fertilité de la source mantellique.

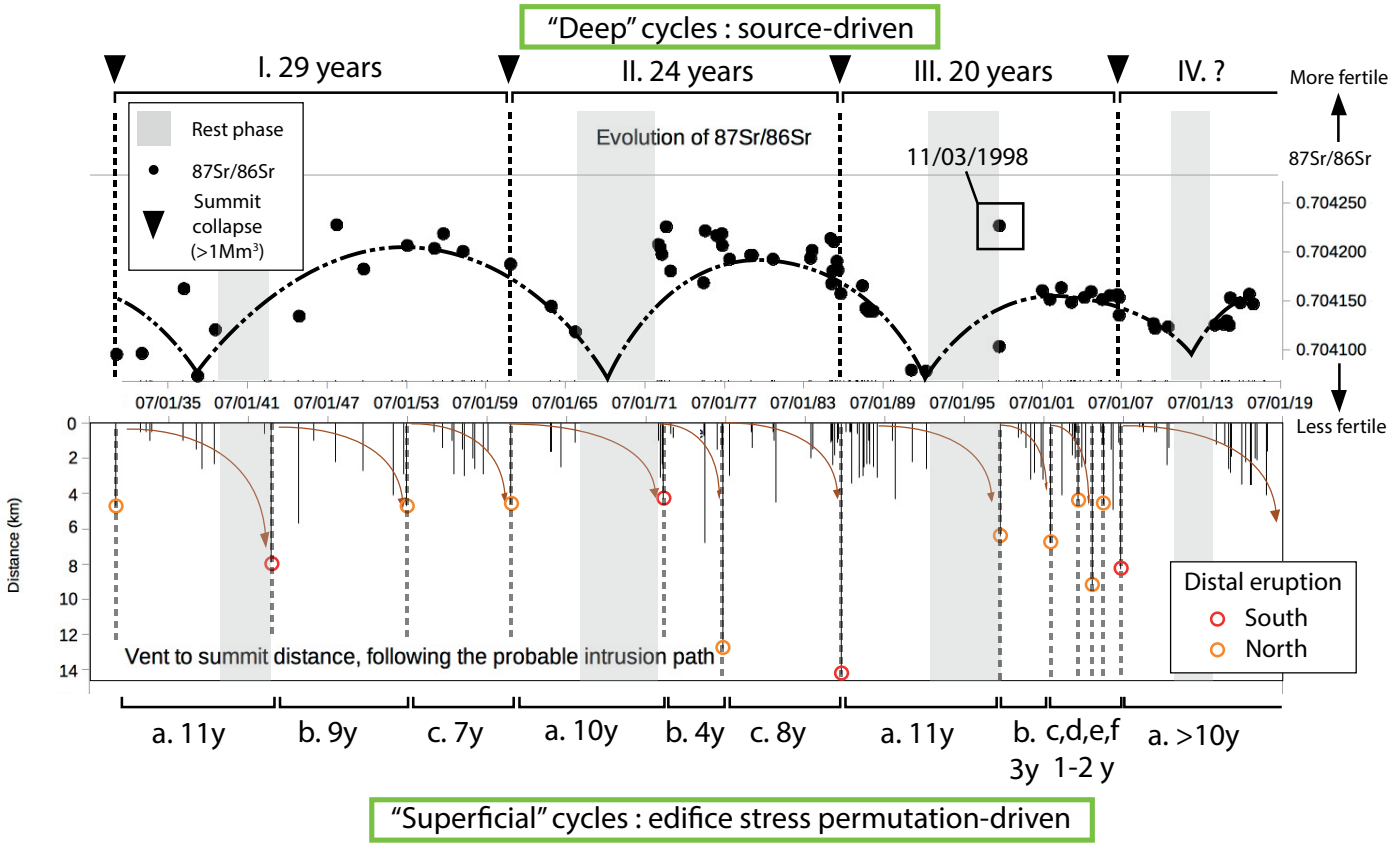


Figure 26. Périodes d'activité I. à IV. au Piton de la Fournaise définies d'après l'analyse de la courbe de volume cumulé des coulées de lave et des effondrements sommitaux entre 1931 et 2018 (Fig. 25), comparées 1/ aux variations des rapports isotopiques du Strontium dans les laves. Ce rapport isotopique particulier marque une fertilité plus ou moins importante de la source de magma au niveau du manteau (Vlastélic et al., 2018) et 2/ à la distance sommet-évent suivant le tracé des rift-zones pour les éruptions de la période 1931-2018. L'augmentation générale de cette distance (flèches marron) au cours des périodes délimitées par les éruptions distales (a. à f.) serait la conséquence de l'augmentation progressive de la contrainte compressive dans la partie superficielle de l'édifice (0 à 2 kilomètres sous le sommet). L'éruption distale de la fin de chaque période permettrait le relâchement de cette contrainte accumulée et la préparation d'un nouveau cycle superficiel (comme montré pour les éruptions des années 2000 à 2007 par Peltier et al., 2009a et Got et al., 2013).

3.4.2. Les éruptions distales de la période 1931-2018

En plus des éruptions distales associées aux cycles de fertilité de la source mantellique (1931, 1961, 1986 et 2007), les éruptions distales de 1943, 1953, 1972, 1977, 1998, 2002, 2004, et 2005 (février et décembre) présentent des volumes de lave émis par éruption significativement supérieurs (de 19 à 60 Mm^3) à la moyenne des éruptions de la période 1931-2018 (6,3 Mm^3, sans compter les éruptions de 1931, 1961 et 2007, associées à un effondrement partiel ou total du Cratère Dolomieu, et qui possèdent des volumes exceptionnels). Toutes les éruptions distales ne semblent pas être nécessairement corrélées avec les cycles profonds décrits précédemment (cf. section 3.4.1), ces dernières étant observées jusqu'à 6 fois au cours d'un même cycle (Fig.26).

Récemment, Peltier et al. (2009a) et Got et al. (2013) ont montré l'existence d'un lien entre les éruptions distales et les permutations du champ de contraintes dans la partie superficielle de l'édifice (0 à 2 kilomètres sous la surface).

Peltier et al. (2009a) ont montré que les éruptions du début des années 2000 (2000-2007) définissaient des cycles courts (quelques mois) initiés par une ou plusieurs petites éruptions sommitales à faible volume (cf section 3.2.), suivies d'évènements proximaux (sur les flancs du volcan), et se terminant par une éruption distale (>5 kilomètres du sommet) accompagnée d'un glissement du flanc est. Le déplacement plastique du flanc est au cours des éruptions distales, finissant ces cycles courts, permettait de relâcher périodiquement la contrainte élastique accumulée tout au long du cycle et la préparation d'un nouveau cycle (Got et al., 2013). Ces cycles se sont répétés 5 fois entre 1998 et 2007 (1998-2002; 2002-2004; 2004-2005; janvier-décembre 2005; 2005-2007 ; e.g. Peltier et al., 2010; Roult et al., 2012).

Les cycles d'activité superficiels de courte durée présentés par Peltier et al. (2009a) sont nommés ainsi car leur origine est attribuée à l'accumulation et au relâchement de contraintes compressives dans la partie supérieure de l'édifice (entre 0 et 2 kilomètres sous le sommet). Ils peuvent ainsi être expliqués sans variations du taux d'alimentation profond (e.g. Got et al., 2013). Cependant, notons que les éruptions distales s'enchainent plus rapidement lors des phases à taux de production plus élevés (i.e. période 1998-2007). Au début des années 2000, la production de lave au Piton de la Fournaise a été d'une intensité supérieure (0,67 m^3/s entre 1998 et 2007, sans compter l'éruption de mars-mai 2007) à la moyenne de la période 1931-2018 (0,44 m^3/s, cf. section 3.4.1.). Ces taux plus importants au cours de la période 1998-2007 ont été à l'origine d'une déformation de la structure superficielle plus importante. La contrainte s'est accumulée plus rapidement, ce qui a produit un enchaînement plus rapide d'éruptions distales lors des phases de relâchement de contrainte (Fig.25).

Comme vu précédemment, les résultats de la comparaison des orthoimages de 1966 et 2012 (cf. section 3.3.) suggèrent que des glissements de flanc d'origine magmatique se sont produits avant les années 2000 (par exemple le déplacement total de 3,2 mètres vers l'est mesuré dans le secteur des Grandes Pentes excède la somme des déplacements enregistrés entre 2000 et 2012, d'environ 1 à 2 mètres; cf. section 3.3.2.). On peut raisonnablement supposer qu'ils ont été contemporains de certaines éruptions distales de la période 1966-2000 (e.g. celle d'avril 1977 pour le secteur nord des Grandes Pentes, et celles de janvier 1976 et mars 1986 pour le secteur sud des Grandes Pentes, cf. section 3.3.2.). Par extension, on peut supposer que les éruptions distales définies sur la période 1931-2018 dans ce travail de thèse (1931, 1943, 1953, 1961, 1972, 1977 et 1986) et celles déjà définies par Peltier et al. (2009a) et Got et al. (2013) pour la période 1998-2007 (1998, 2002, 2004, février 2005, décembre 2005 et 2007) ont pu être associées à des relâchements périodiques de la contrainte élastique du milieu et donc à des cycles superficiels. Les cycles superficiels ainsi délimités par les éruptions distales ont été reportés sur la Fig.26a-f, et présenteraient des durées de onze mois à plus de douze ans.

Il semblerait donc que les variations de l'activité sur le long terme (pour la période 1931-2018) au Piton de la Fournaise soient en partie la conséquence :

1/ de cycles profonds longs de 20 à 30 ans, caractérisés par une hausse puis une baisse de la fertilité de la source mantellique du magma. L'augmentation de l'apport magmatique au cours de la première moitié de chaque cycle pourrait favoriser l'accumulation d'une quantité importante de magma dans le système d'alimentation superficielle de l'édifice (à environ 2 kilomètres sous le sommet) et une déstabilisation de la colonne de roche située au-dessus, conduisant à un effondrement partiel ou complet du Cratère Dolomieu lors d'une éruption distale à fort volume (plusieurs dizaines à plus de 100 Mm^3). La diminution de la fertilité de l'apport magmatique suivant ces évènements serait à l'origine des périodes de repos observées systématiquement quelques années après chaque effondrement (Fig.26) ;

2/et de cycles superficiels d'une durée de onze mois à plus de onze ans (la durée de la période étant inversement proportionnelle aux taux de production magmatique) caractérisés par des accumulations puis des relâchements de contrainte au sein de la partie superficielle de l'édifice (0-2 kilomètres sous le sommet). Ceci serait à l'origine des alternances de phases d'éruptions sommitales, proximales, et finalement distales (Fig.26) observées sur les orthoimages (cf. également la section 3.1.1., Fig.16 pour plus de détails).

3.4.3. État d'avancement du cycle superficiel actuel (2007-actuel)

L'éruption distale de 2007 et l'effondrement sommital associé ont modifié de manière significative la structure superficielle et l'état de contrainte au sein de l'édifice (vidange d'une grande partie

du système d'alimentation superficiel, endommagement de la colonne de roche entre le réservoir superficiel et la surface, e.g. Peltier et al., 2010; Roult et al., 2012), permettant la préparation d'un nouveau cycle superficiel (e.g. Got et al., 2013). Celui-ci a commencé en 2008 avec trois éruptions (21 septembre, 27 novembre et 14 décembre) à l'intérieur du Cratère Dolomieu (en violet sur la Fig.27; e.g. Staudacher, 2010), suivies en 2009 par deux éruptions (5 novembre et 14 décembre) sur les bordures sud et sud-est du Cratère Dolomieu (en bleu sur la Fig.27), puis en 2010 par une nouvelle éruption à l'intérieur du Cratère Dolomieu (2 janvier), une éruption proximale dans la partie sud de l'Enclos Fouqué (14 octobre) et une éruption sur la partie supérieure nord-ouest (9 décembre) du cône central (Fig.27, cf. aussi Annexe 2 pour plus de détails). Une période de repos de plus de trois ans (février 2011 à juin 2014) a suivi. En 2014 et début 2015, l'activité éruptive reprend avec deux éruptions sur la partie haute du cône central (en bleu sur la Fig.27). L'activité fut par la suite et est toujours (période 2015-2019) essentiellement constituée d'éruptions proximales à la base du cône central (en vert sur la Fig.27) et sur le « plateau » de l'Enclos Fouqué (en orange sur la Fig.27). Une exception est notable, celle de l'éruption du 3 avril 2018, pour laquelle les fissures se sont ouvertes dans la partie nord des Grandes Pentes, au pied du Nez Coupé de Sainte Rose (en rouge sur la Fig.27).

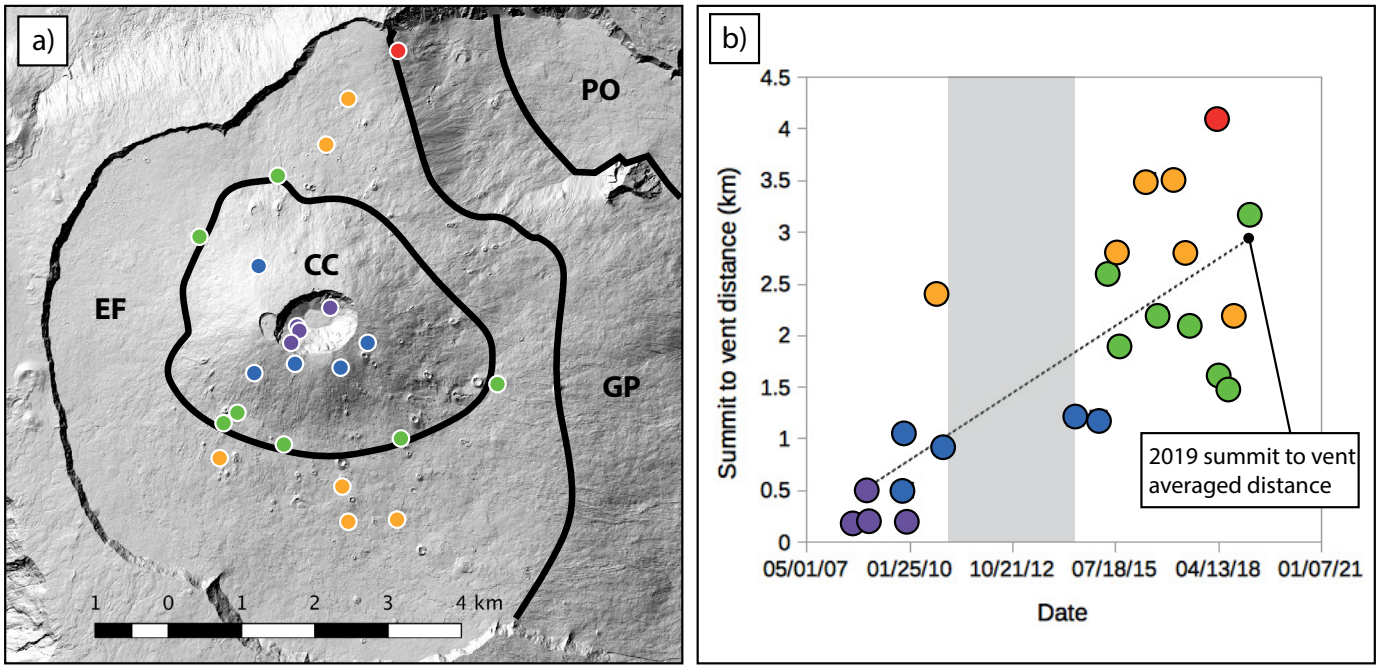


Figure 27. a) Carte de la position des évents au Piton de la Fournaise au cours de la période mai 2007 - mai 2019. En violet, les évents à l'intérieur du cratère Dolomieu. En bleu, ceux sur la partie supérieure du cône central, proches de la bordure du cratère Dolomieu. En vert, ceux à la base du cône central. En orange, ceux à l'intérieur du plateau de l'Enclos Fouqué. En rouge, celui à la limite de la zone des Grandes Pentes (3 avril 2018). CC : Cône Central, EF : Enclos Fouqué, PO : Plaine des Osmondes, GP : Grandes Pentes. b) Distance entre le sommet du Piton de la Fournaise et l'évent pour chaque éruption de la même période, en fonction du temps. La période de repos 2010-2014 est représentée en gris.

Ainsi, une augmentation générale de la distance entre le sommet du Piton de la Fournaise et l'évent principal est observée au cours du temps (Fig. 27b). Les deux dernières éruptions à la date d'écriture de ce manuscrit (février et juin 2019) ont été associées à l'ouverture de fissures dans les secteur sud-est et est du sommet, avant que le magma ne se propage plus à l'est (pour l'éruption de février seulement), avec l'ouverture de fissures éruptives à environ 3,1 kilomètres du sommet, à la base du cône central. À titre de comparaison, la Fig.28 montre une carte d'avancement moyen des cycles superficiels. La moyenne a été faite sur les douze cycles superficiels précédant la période 2007-actuelle, mis en évidence par l'analyse des données photogrammétriques historiques (cf. section 3.4.2. ; 1931-1943, 1943-1953, 1953-1961, 1961-1972, 1972-1977, 1977-1986, 1986-1998, 1998-2002, 2002-2004, 2004-2005 (janvier), 2005 (janvier)-2005 (décembre) et 2005 (décembre)-2007).

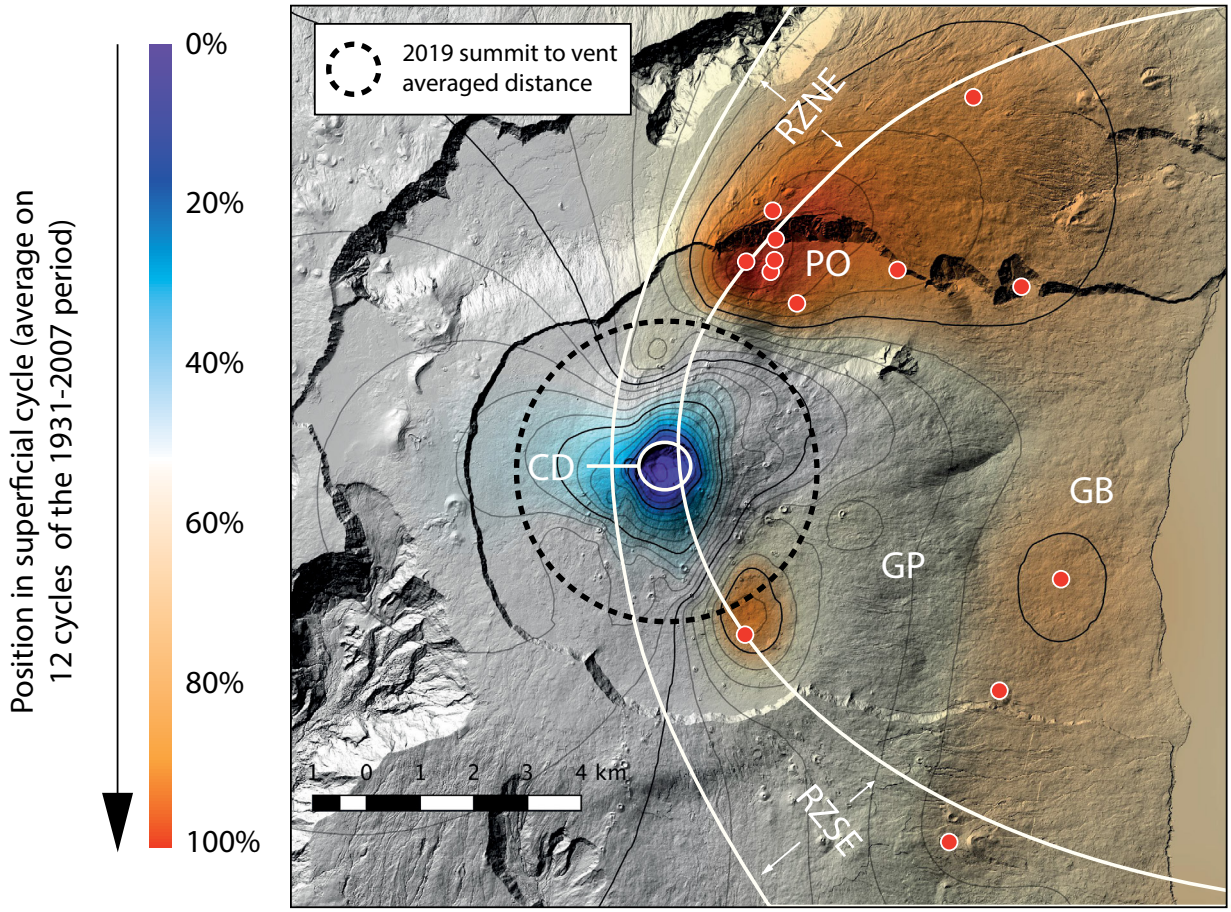


Figure 28. Carte de l'avancement moyen des cycles superficiels (moyenne sur les 12 cycles de la période 1931-2007) au Piton de la Fournaise. Chaque évent s'est vu attribué la valeur de sa position, en pourcentage, dans son cycle superficiel (par exemple, si le cycles comprend cinq éruptions, la première aura la valeur 20%, la seconde 40%, la troisième 60%, la quatrième 80%, et l'éruption distale terminant le cycle 100%). Les valeurs ainsi obtenues ont été reportées sur la carte, puis interpolées, pour chaque cycle. Les 12 cartes d'interpolation ainsi obtenues ont été moyennées. La position des évents des éruptions distales de la période 1931-2007 est indiquée par les points rouges, et correspond aux zones d'avancement de cycle maximal. CD : Cratère Dolomieu, PO : Plaine des Osmondes, GP : Grandes Pentes, GB : Grand Brûlé.

On observe une forte corrélation entre la distance évent éruptif-Cratère Dolomieu et la position de l'éruption associée à cet évent dans le cycle superficiel (exprimée en pourcentage du nombre total d'éruptions dans le cycle). En effet, la moyenne de l'avancement dans un cycle pour les évents à l'intérieur du Cratère Dolomieu est inférieure à 20%, comprise entre 20 et 40% pour la partie supérieure du cône central, entre 40 et 70% pour la base du cône central, et entre 50 et 80% pour le « plateau » de l'Enclos Fouqué. Enfin, la majorité (83%) des évents associés aux éruptions distales sont regroupés dans les zones des Grandes Pentes, de la Plaine des Osmondes et du Grand Brûlé (les plus éloignées du Cratère Dolomieu).

La distance moyenne entre le sommet et les évents du cycle 2007-actuel (courbe en pointillés sur la Fig.27b) était de 0,4 kilomètres en 2008. En mai 2019, elle est de 2,8 kilomètres (Fig.27b), ce qui correspondrait à la zone présentant des valeurs d'avancement (dans le cycle superficiel) de 50 à un peu plus de 80% (Fig.28). Le cycle superficiel actuel débuté suite à l'éruption d'avril 2007 présente déjà une durée de douze ans en mai 2019, pour un avancement de 50 à 80%, ce qui en fait le cycle superficiel le plus long (avec le cycle 1931-1943) observé sur la période d'étude. Cela est probablement lié à un taux de production de lave faible (0,27 m^3/s ; à l'instar de la période 1931-1943, 0,26 m^3/s) et discontinu (Peltier et al., 2018).

3.5. Modélisations analogiques

Quel rôle jouent les cycles de contraintes dans la croissance long terme et la répartition de l'activité sur les volcans boucliers? Afin de proposer des pistes de réflexion et de mieux comprendre nos observations sur le long-terme, nous proposons une expérience permettant de recréer les conditions de croissance d'un édifice de volcan bouclier en laboratoire.

3.5.1. Tests préalables

Afin de reproduire le comportement intrusif périodique observé sur de nombreux volcans boucliers du globe (e.g. Fernandina, Fogo, Piton de la Fournaise, Kilauea, Mauna Loa) en laboratoire, nous nous sommes basés sur l'importante littérature concernant l'étude analogique des intrusions magmatiques (cf. section 2.4. pour plus de détails sur la méthode employée et les analogues utilisées).
Nous avons réalisé 6 expériences en utilisant de la gélatine à la fois comme analogue crustal et magmatique (Fig.29). Lors de ces expériences, des injections ont été réalisées manuellement (#1) ou automatiquement (#2 à #6) à intervalles réguliers (30 minutes).

La première expérience fut un test manuel, lors duquel nous avons réalisé 97 injections à l'aide

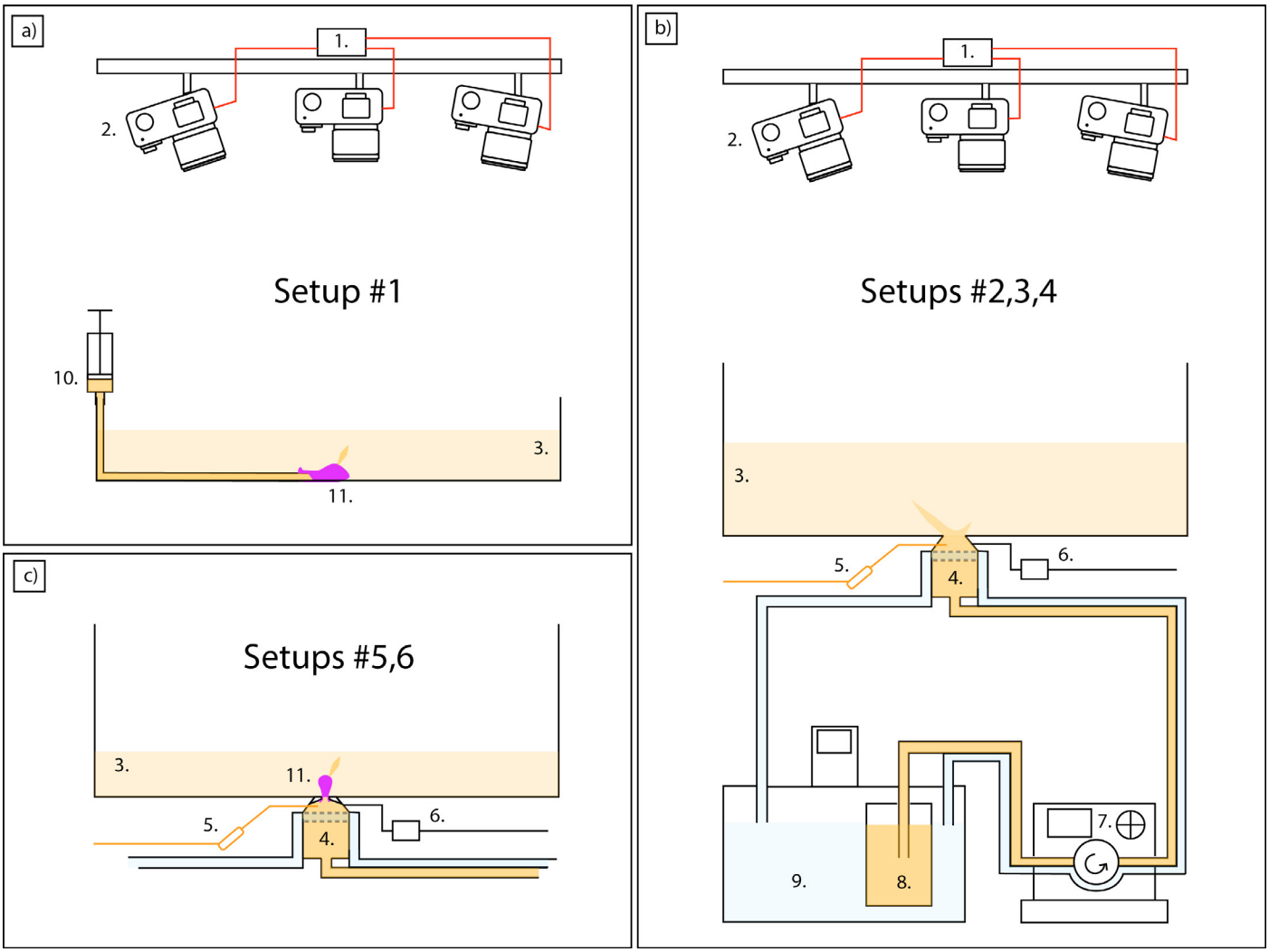


Figure 29. Schémas descriptifs des expériences réalisées durant cette étude utilisant a) un injecteur manuel, b) un injecteur automatique sans ballon et c) un injecteur automatique avec ballon. Les expériences #1 à #5 ont fait office de tests afin de trouver la meilleure configuration pour l'étude du développement d'un analogue de volcan bouclier en laboratoire (#6).

d'une seringue, d'un tube et d'un ballon poreux dans un volume de 70x70x3 centimètres cube (Fig.29a). Les expériences #2 à #4 ont été réalisées à l'aide d'un injecteur automatique (pompe liée à un réservoir thermostaté), d'un tube et d'une chambre thermostatée dans un volume de 40x40x15 centimètres (#2) et 83x83x15 centimètres cube (#3 et #4) (Fig.29b). Enfin, à l'aide du même système d'injection, les expériences #5 et #6 ont été effectuées dans un volume de 83x83x3 centimètres cube (Fig.29c). La topographie du modèle a été enregistrée après chaque injection, en utilisant trois caméras fixes et synchronisées. La texturation de surface, qui est un paramètre crucial du traitement photogrammétrique, a été obtenue en étalant du sable fin (#1) ou en projetant des micro-goutelettes de peinture soluble à l'eau (#2 à #6): cette analyse permet de visualiser les déformations de surface. Les photographies brutes ont été traitées avec 1 / Agisoft Photoscan Pro V1.2.3. (cf. section 2.1.), ce qui a permis de produire des MNS et 2 / une suite de cross-corrélation 2D : le logiciel CIAS (Cross Correlation Image Analysis) basé sur IDL (cf. section 2.1.4.), ce qui a permis de produire des cartes de déformations de surface provoquées par les injections successives.

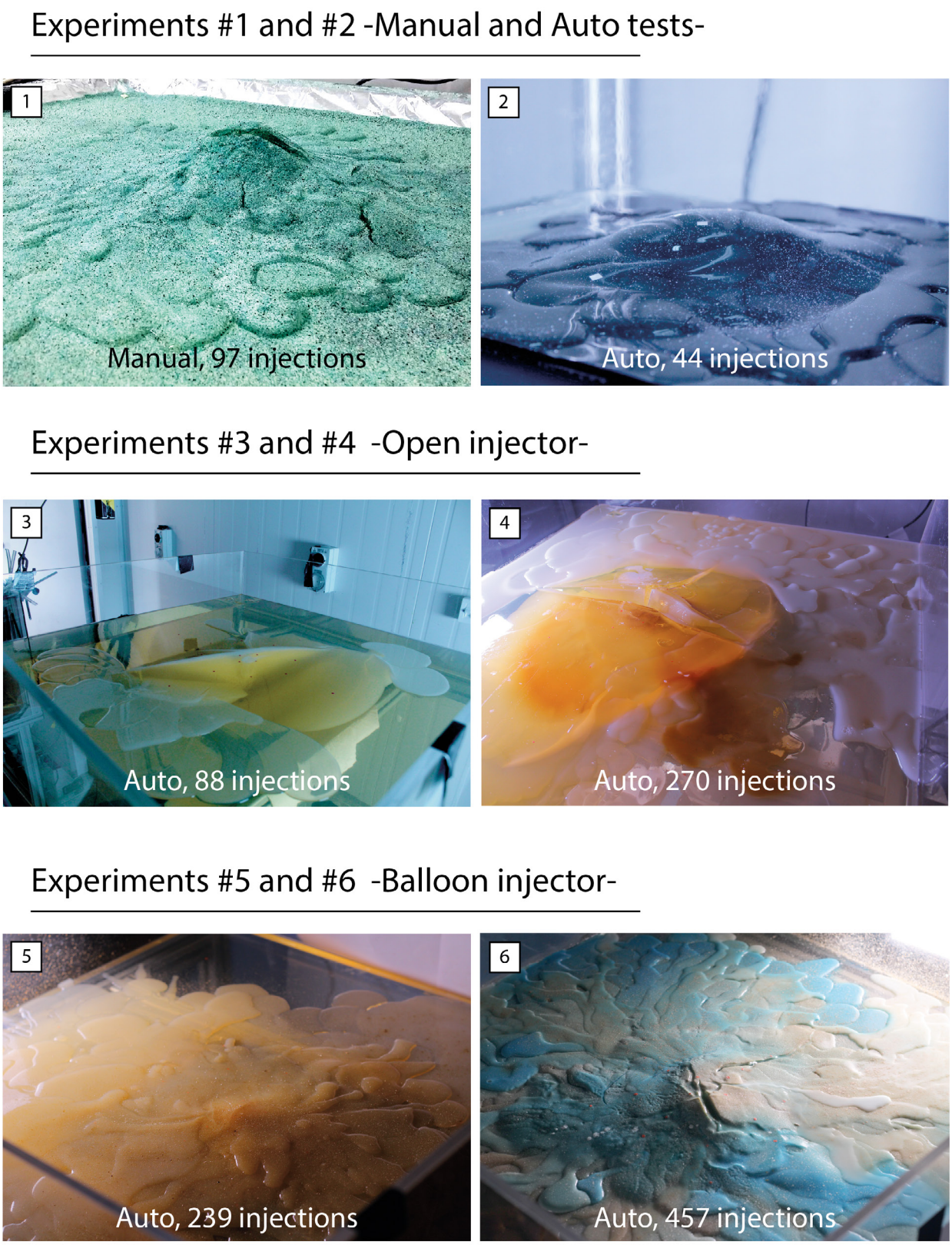


Figure 30. Photographies en fin d'expérience #1 à #6. Seule l'expérience #6 a été retenue pour analyse dans la partie suivante, les précédentes ayant servi de tests afin de trouver les paramètres optimaux de reproduction de croissance d'un édifice volcanique analogue à un volcan type bouclier d'île océanique.

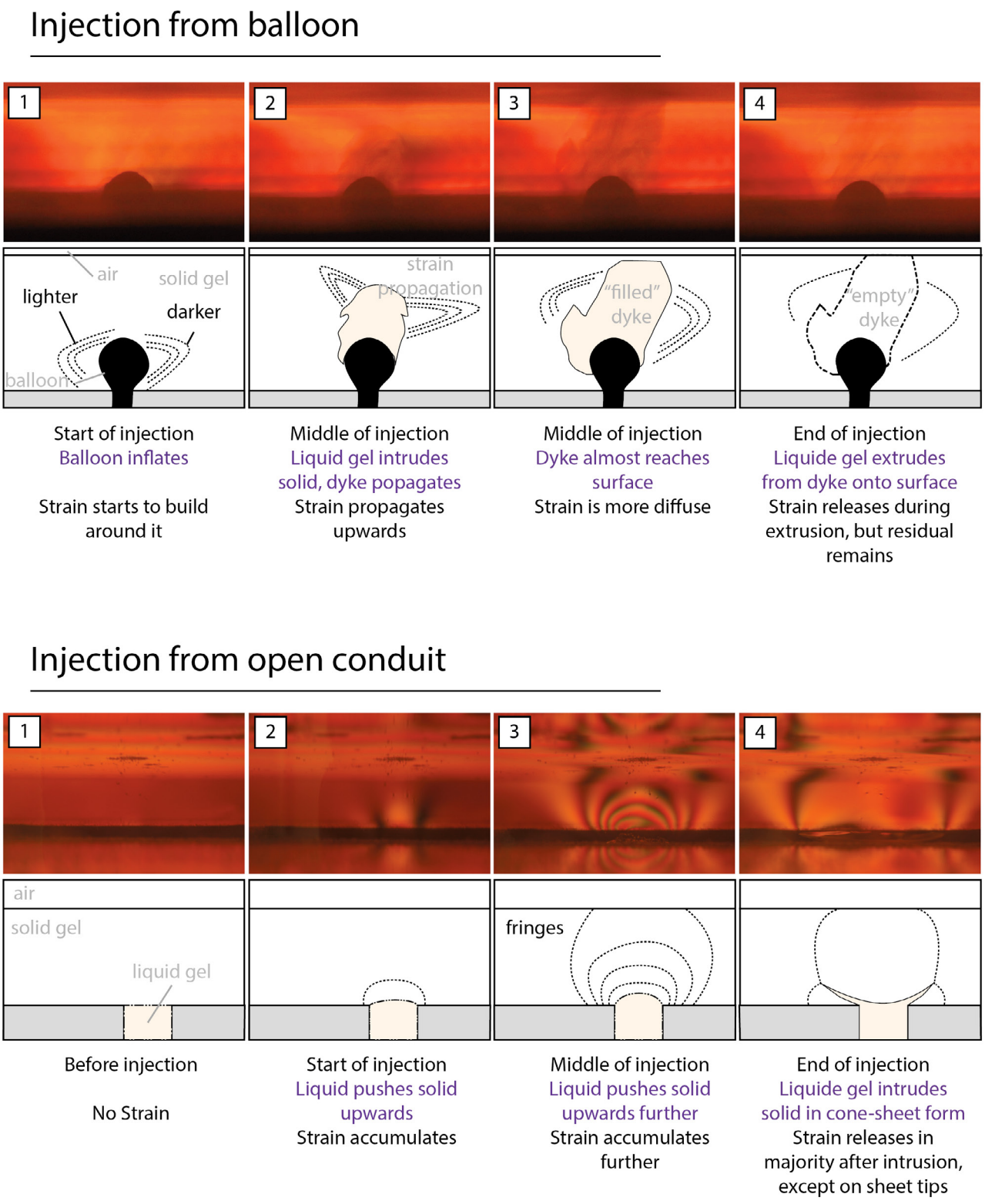


Figure 31. Comparaison des photographies du modèle prises de côté, éclairé par l'arrière à travers un premier panneau polarisant (entre la source lumineuse et le modèle) et un second panneau polarisant entre le modèle et la caméra, permettant de visualiser les changements de contraintes au sein de la gélatine, lors d'injections utilisant un ballon poreux (expériences #1, #5, #6) ou un conduit ouvert (expériences #2 à #4). Dans le premier cas, la plupart des intrusions présentent des morphologies de dykes ou de sills, tandis que dans le second cas la plupart des intrusions forment des "cone sheets".

Les expériences #1 à #6 ont produit différents types de morphologies. L'observation la plus frappante fut le développement de morphologies intrusives en "cone sheet" dans les cas #2 à #4 (sans ballon) et de complexes de dykes et sills surmontés par un cône central dans les cas #1, #5 et #6 (avec ballon) (Fig.30).

Cette différence de comportement peut s'expliquer par l'observation des déformations du matériau hôte au cours de la mise en pression du réservoir avant l'intrusion, mises en évidence en utilisant deux panneaux transparents polarisants de part et d'autre du modèle (la gélatine possède des propriétés biréfringentes qui changent lorsqu'on lui applique une contrainte, ce qui permet d'imager celle-ci en utilisant de la lumière polarisée, Fig.31). Dans les expériences sans ballon ("open conduit"), la mise en pression de la chambre thermostatée génère une compression principalement verticale à l'aplomb de l'injecteur, favorisant la rupture en "cone sheet". Avec l'utilisation d'un ballon poreux, la compression de l'encaissant au cours de la mise en pression de l'injecteur se fait de manière plus isotrope, et la plupart des intrusions se font alors sous forme de dykes. Seule l'expérience #6 a permis de réaliser un nombre important (>300) d'injections et de produire un édifice analogue aux volcans boucliers d'origine basaltique. Elle a fait l'objet d'une communication scientifique dans la revue *Frontiers in Earth Sciences* (cf. section 3.5.2.).

3.5.2. 360 Intrusions in a Miniature Volcano: Birth, Growth, and Evolution of an Analog Edifice : résumé en Français

Dans cette communication, nous présentons l'évolution d'un modèle analogique de volcan bouclier. Nous avons reproduit la construction progressive d'un édifice volcanique en laboratoire, issu de l'injection successive de 360 doses de 15 mL de gélatine liquide à intervalles réguliers depuis la base du modèle. Une fois injectée, cette gélatine se solidifie et participe à l'augmentation du volume de l'édifice, soit par apport interne (endogène) soit par dépôt à la surface du modèle (exogène). La surface du modèle, initialement plat, présente à la fin de l'expérience un cône central dont le sommet s'élevait à 3,82 centimètres au-dessus de la surface initiale. Les injections présentent une alternance de phases comprenant majoritairement 1) des éruptions et 2) des intrusions pures n'atteignant pas la surface. Les principaux groupements de dykes produits au cours de cette expérience sont disposés en étoile à trois branches centrée autour de la source des injections. Ils sont accompagnés de deux réseaux de sills s'étendant autour de la source, l'un à la profondeur de la source, l'autre à la base de l'édifice. L'accumulation de contraintes compressives radiales autour de la source au cours des phases d'intrusions de dykes a probablement été compensée par le relâchement des contraintes compressives radiales lors de l'emplacement de sills. Ce type d'expérience souligne l'intérêt d'étudier les permutations du champ de contraintes dans les édifices volcaniques pour mieux comprendre leur morphologie et leurs phases d'activité successives, comme celles que nous avons définies plus haut à partir des restitution photogrammétriques au Piton de la Fournaise (cf. section 3.4.).

frontiers in Earth Science

ORIGINAL RESEARCH
published: 19 February 2019
doi: 10.3389/feart.2019.00019

360 Intrusions in a Miniature Volcano: Birth, Growth, and Evolution of an Analog Edifice

Allan Derrien[1]* *and Benoit Taisne*[2,3]

[1] Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France, [2] Earth Observatory of Singapore, Nanyang Technological University, Singapore, Singapore, [3] Asian School of the Environment, Nanyang Technological University, Singapore, Singapore

Most volcanoes throughout the world have been monitored with geophysical data (seismology and geodesy) for no more than three decades, a relatively short time compared to their overall life. The consequence is that we lack a long observation of volcanic growth and behavior to get a more complete picture of the interaction between edifice stress state and magma transfer. Here we present the birth and evolution of a 83 x 83 cm analog model, where we reproduce for the first time volcanic growth over 360 successive intrusions (15 mL every half hour, at a rate of 3 mL/min) in an analog elasticity-dominated material (pigskin gelatine). By observing the development of this model volcano, we hope to provide insights to the study of long-term volcanic activity. In particular, we are interested in stress accumulation/release cycles and their role in the triggering of distant eruptions. Our model volcano started as a flat topography and ended 3.82 cm in height at the summit. It displayed cyclic eruptive patterns with alternating phases of eruptive and purely intrusive behavior. Alike to many intraplate volcanoes in nature, main dyke swarms produced in the experiment were disposed in a three-branched radial pattern centered above the injection source ("volcanic rift zones"). They were accompanied by two radial sill networks, at source depth and edifice base. Long-term radial compressive stress building during dyke swarming was likely compensated by radial compressive stress release during sill emplacement. Near-surface stresses, deduced from the main orientation eruptive fissures and "dry" fractures, became more localized as the volcano grew. At the end of the experiment, the shallow stress field was interpreted as generally extensional radial at the summit, extensional tangential on the flanks, and compressive radial in distal areas. This experiment showcases the potential of studying long-term stress permutations in volcanic edifices in the understanding of their morphology and successive activity phases.

Keywords: volcano, growth, edifice, stress state, magma transfer, analog, experiment, intrusions

OPEN ACCESS

Edited by:
Yosuke Aoki,
The University of Tokyo, Japan

Reviewed by:
Matthieu Kervyn,
Vrije University Brussel, Belgium
Alessandro Bonaccorso,
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Italy
Frank Bo Buster Guldstrand,
University of Oslo, Norway

***Correspondence:**
Allan Derrien
derrien@ipgp.fr

Specialty section:
This article was submitted to Volcanology, a section of the journal Frontiers in Earth Science

Received: *25 October 2018*
Accepted: *31 January 2019*
Published: *19 February 2019*

Citation:
Derrien A and Taisne B (2019) 360 Intrusions in a Miniature Volcano: Birth, Growth, and Evolution of an Analog Edifice. Front. Earth Sci. 7:19. doi: 10.3389/feart.2019.00019

INTRODUCTION

Shield oceanic island volcanoes, such as Kilauea, Piton de la Fournaise or Pico de Fogo, often form far from active tectonics boundaries. Contrary to subduction zone stratovolcanoes, which generally exhibit steep active cones, shield volcanoes are sub-circular, gentle-sloped piles of layered rock. On a such edifices, the eye of an occasional visitor can be confused by the seemingly random distribution

of vents, fissure, and craters. A tourist walking on, for instance, Pico de Fogo or Piton de la Fournaise is often surprised to see cones apparently randomly scattered away from the summit. Such a view is far from the iconic idea that one might have from a single vent volcano.

Eruptive cones and fissures are born during eruptive phases, when magma transits from certain depths in the volcano plumbing system to the surface. The upper part of the volcano, where these final transfers happen, is named the *distribution system* (**Figure 1**). It literally distributes the magma supply from shallow storage zones (roughly between 0 and 10 km below the surface; e.g., Michon et al., 2015; Greenfield et al., 2016; Le Corvec and McGovern, 2018) to the surface, both spatially (as evidenced by the wide geographical repartition of eruption markers on most shield volcanoes) and temporally (because it can modulate magma input from continuous supply to discrete eruptions). Depending on the volcano, the source of magma for this final transfer can vary greatly. For instance, it can display a well-developed reservoir with a complex geometry as Kilauea (e.g., Ryan, 1988; Zhai and Shirzaei, 2016), include a single main chamber as Piton de la Fournaise (e.g., Michon et al., 2015, 2016), or have no identified voluminous shallow reservoir as Pico de Fogo (e.g., Mata et al., 2017) (**Figure 1**). In this ultimate phase of the volcanic fluids journey to the surface, magma usually propagates through the intrusion of dykes or sills into the host rock, if no open conduit is available.

Previous studies have shown that the four main parameters (aside from buoyancy) controlling magma propagation in the host rock of the distribution system are (1) structural heterogeneities (such as faulting or layering) (e.g., Gudmundsson, 2002; Kavanagh et al., 2006), (2) local or regional stress field (e.g., Paquet et al., 2007; Sigmundsson et al., 2015), (3) gravitational loading (e.g., Hyndman and Alt, 1987; Dieterich, 1988; Walter and Troll, 2003; Münn et al., 2006; Roman and Jaupart, 2014; Maccaferri et al., 2017), and (4) plumbing system pressure on host rock (e.g., Carracedo, 1994; Gudmundsson, 2012; Tibaldi, 2015). Our study aims to observe how the distribution system (in which magma transits from shallow depths to surface or subsurface) evolves in a "neutral" context, with no extensive/compressive/shear constrain. From this, we aim to get insights on what drives the long-term geometry of distribution systems, in the case of volcanoes that are far from active tectonics boundaries (e.g., intraplate oceanic islands).

It is difficult to answer this question by observing volcanoes in nature. Precious insights can be gained from observing extinct magmatic systems exhumed by erosion, but these are limited when it comes to interpreting dynamic behavior (e.g., Keating et al., 2008; Gudmundsson, 2012; Marsh, 2015). On living, active volcanoes, intervals between intrusive events are at least a few months (e.g., Roult et al., 2012, for the case of Piton de la Fournaise, one of the most active volcanoes on Earth) and volcanoes take a long time to grow, making dynamic observations of active distribution systems short in comparison of their life. In 2018, we have at most 30 years of exploitable geophysical data (earthquakes records, GNSS displacements, InSAR maps, degassing monitoring) for magma transfer imaging at depth at the most well-documented volcanoes of the world. Some of them are 300,000 years old. If volcanoes had a lifespan of one day, we would only have direct access to the last 9 s of their active life, the rest being inferred from geological studies. By creating models that replicate some of nature's volcanoes features, we have a chance to observe, record and analyze a greater amount of successive intrusive events.

Here we present one analog model of the development of a volcanic edifice through the use of gelatine as both host rock and magma. In this experiment, liquid gelatine (simulating magma) was injected at the bottom of a solid gelatine (simulating host rock) tank, at repeated intervals. We analyzed the surface evolution and distribution of eruptive vents, and showed various periods of dyke and sill swarming. This model highlighted the importance of volcanoes distribution system in various phases of their development, and in their long-term morphology.

MATERIALS AND METHODS

Material Choice and Preparation

Crustal analog materials for dyke and sill emplacement and magma transfer inside the crust have been intensively studied in the past two decades, leading to a good knowledge of how to set up a volcano replica in laboratories. Different materials are able to model specific behaviors of volcanic edifices, especially the way they deform, compress or fail under magma injections (e.g., Abdelmalak et al., 2016). Crustal hosts rocks (inside which magma propagates from shallow sources to surface) most often display a complex elasto-plastic behavior at a volcano's scale (Galland et al., 2015). Rheology (rock response to constraints) can be dominated by one end or the other (elastic or plastic), depending on the rock type and scale of observation. Laboratory materials usually enable to model one or the other end (plasticity-dominated media, or on the contrary, elasticity-dominated host rocks) (**Figure 2**).

For instance, at the "weak," or plastic, end of the elasto-plastic scale of crustal analogs, granular materials such as dry or wet sand, flour, diverse metallic powders or a mix of these were used to mimic the properties of large-scale natural objects (tens to hundreds of kilometers wide, where plasticity is the dominant characteristic) and understand better their behavior (e.g., Caldera collapse and dyke propagation, Roche et al., 2001; Kervyn et al., 2009; Delcamp et al., 2012 or magma emplacement in tectonic extension, Bonini et al., 2001; Corti et al., 2001), or model complex dynamics of magma propagation (e.g., Guldstrand et al., 2017). At the "strong" end of the elasto-plastic scale, gels such as water-gelatine mix, agar and acryl gels were used to model smaller scale objects (tens of meters to a few kilometers wide) or well consolidated mediums (e.g., for dyke nucleation and propagation, McLeod and Tait, 1999; Kavanagh et al., 2006; Taisne and Tait, 2009; Taisne et al., 2011; Le Corvec et al., 2013, interactions between two dykes, Ito and Martel, 2002, or the effect of various dyke properties on propagation, Chanceaux and Menand, 2014). Note that this list is non-exhaustive, and that the reader is referred to review articles such as or Galland et al. (2015); Kavanagh et al. (2018) for more encompassing writings about volcano analog modeling.

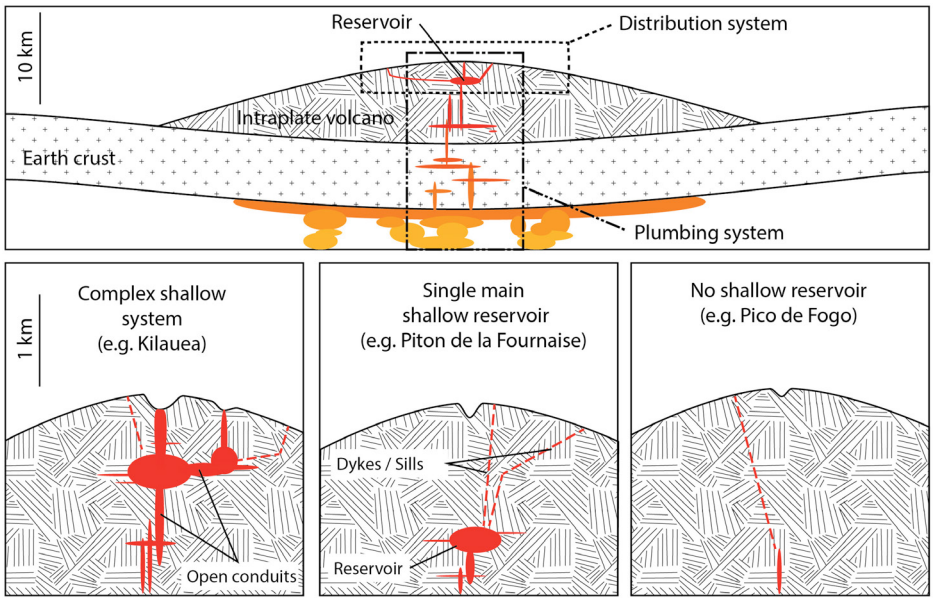


FIGURE 1 | Illustration of typical intraplate shield volcanoes plumbing and distribution systems. The "distribution system" refers to the shallowest part of the host rock, inside which dyke, sills, and open conduits enable the final transfer of magma from shallow reservoirs (or not if not applicable, e.g., Pico de Fogo) to the surface.

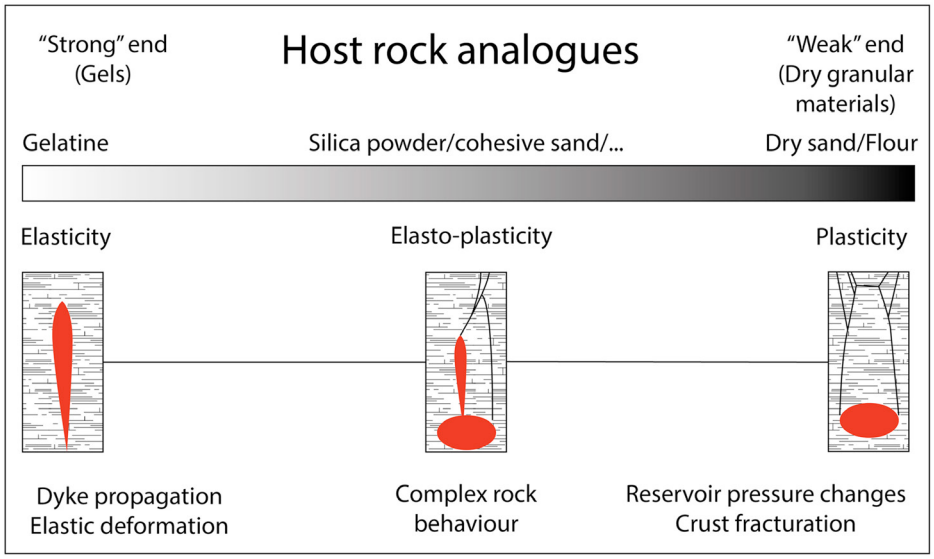


FIGURE 2 | Analog materials used for modeling magma transfer and its interaction with the range of elasto-plastic crustal host rocks.

Compared with other studies, though, ours has one supplementary challenge: we need to use the same material for analog host rock and magma alike. Indeed, since successive injections are made, all dykes, sills, and laccoliths that possibly intrude are becoming part of the host rock for the next injection, so they need to be similar. Previous studies have shown that 2 to 5 wt% pigskin gelatine is a suitable analog for crustal rock intruded by dykes or sills, according to scaling laws (Kavanagh et al., 2013). We thus chose, after some testing, to use pigskin gelatine (food grad, bloom 250, at 4.5 wt% in de-ionized water, with some bleach to prevent bacterial growth). In its liquid state (at temperatures above 29°C), it behaves almost like water with a slightly higher density and viscosity (around 1 g/cm^3 and 0.01 m^2/s at 20°C), making it a good Newtonian fluid for analog magma modeling. Once solidified (at cool temperatures around 5–20°C), it is a transparent, birefringent "strong" gel with a young's modulus of 5–9 kPa (following measurements made on the same gelatine, Pansino and Taisne, 2018 at JGR: Solid Earth), which enables us to visualize intrusions inside the analog host rock and their related relative strain. The only downside

is that the mechanical properties of pigskin gelatine change with cooling time (its Young's modulus increases exponentially and reaches a plateau (E_∞) after several hours. E_∞ is a linear function of gelatine concentration while the time to reach 90% of it ($t_{0.9E\infty}$) is controlled by the thickness of gelatine to be cooled and the room temperature (Kavanagh et al., 2013), so that "old" host rock (deposited in the beginning of the experiment) might be stronger than "fresh" one. However, with enough cooling time and sufficiently small injected volumes, this effect can be tempered.

Scaling and Boundary Effects

In this study, we consider typical oceanic islands volcanoes, located on top of hotspots and not affected by intense local tectonics (e.g., Kilauea, Piton de la Fournaise, Fernandina, Fogo). In order to provide a scaled model for the structural development of such volcanoes, we followed the classic similarity procedure described in e.g., Ramberg (1981). The shallow distribution system of these edifices is usually composed of a network of dykes and sills as well as small magma bodies between 0 and 3 km below the summit, while the upper part of the edifice is usually 10–30 km wide (e.g., Hildner et al., 2011; Bagnardi and Amelung, 2012; Michon et al., 2015). Since we had at our disposal a 83 × 83 cm tank (**Figures 3A,B**), the point of analog magma injection should be <8.3 cm below the summit. Thus, at the beginning of the experiment, the injector was placed 3 cm below the surface, leaving a 5.3 cm vertical growth margin). Bear in mind that scaling in this experiment followed similarity alone instead of, for instance, dimensionless ratios as proposed in Galland et al. (2015). The latest approach would have required a bigger number of experiments, which was not possible due to time constraints.

It was also necessary to make sure that the box sides did not significantly affect the model physics, and in particular the stress state of the volume where the magma distribution system was developing (boundary effects). Previous studies have shown that analog edifice gravitational loading and stress adjustments can be affected if the sides of the box are too close to the distribution system (e.g., Corbi et al., 2016). We thus realized preliminary experiments using the same experimental setup. The typical deformation induced by a new intrusion did not reach further than 6 cm away from the dyke (as evidenced by changes on gelatine birefringence colors and surface deformation, see **Supplementary Material**). To prevent boundary effects from the side of the box on dyke propagation, we ended the experiment when the distribution system (composed of dykes and sills) was still a little more than 8 cm away from the box sides (for the farthest 5 intrusions), and even 13 cm for the rest of the intrusions. Corbi et al. (2016) also showed that a box at least twice the diameter of the "central cone" (as defined in their study) was enough to prevent boundary effects that significantly modify gravitational loading. In our case, the box is a 83 × 83 cm square. We stopped the experiment when the central cone was a little <20 cm in diameter. Finally, note that boundary effects from the bottom of the box might (in our experiment) have played a role for deep (around source depth) intrusions.

We wanted to give the miniature volcano a level of activity close to what can be observed at very active intraplate hotspots (e.g., Kilauea, Piton de la Fournaise). The ratio between activated/cooling times of the distribution system in the model (20%) was of the order of what is observed at e.g., Piton de la Fournaise in active phases. This was 11.6% on average over the 1950–2017 period, that includes long rest phases (e.g., Roult et al., 2012), and 20% on average over the 9 eruptions of the 2015–2017 cycles (e.g., Coppola et al., 2017). Following these considerations, we chose to activate injections during 5 min every 30 min (20% activated/cooling time ratio).

Because of this choice of scaling, we are investigating long-term structural growth processes that affect the shallowest part of plumbing systems, roughly from surface to 3 km deep under the summit, on highly-active oceanic islands volcanoes.

Experimental Setup

The experiment took place over the course of 2 weeks in a thermostated (15°C) environment. It was observed by an acquisition system composed of an Arduino (1. on **Figure 3**) controlling DSLR cameras (2.). We grew a miniature volcano in a 83*83*15 cm tank (3.), attached to a gelatine feeding system at its bottom center (4.). This feeding system included a thermostated (35°C) small chamber keeping the gelatine liquid [a heating coil enabled to run warm water inside the chamber without mixing with the analog material (**Figures 3C,D**)]. On top of the chamber we fitted a small elastic balloon (0.5 cm in diameter) that was pierced homogeneously with 20 holes (**Figure 3E**). Temperature (5.) and pressure (6.) in the feeding chamber were planned to be recorded (but due to technical problems only the temperature could be). We used a programmable peristaltic pump (7.) to inject precise volumes of liquid gelatine from a thermostated (35°C) reservoir (8.) into the model. The whole tube enabling the transfer of analog magma from the reservoir to the model was also kept at a constant temperature (35°C) with a warm water circuit (9.), to prevent the freezing of material during repose times. The original host rock analog material (see Material Choice and Preparation) was mixed with de-ionized water for 2 h at 75°C then poured into the tank until 3 cm thick (note that the photograph in **Figure 3A** suggests more than 3 cm, because it comes from an earlier similar experiment with the exact same setup), before observing a 48 h repose time at 15Â○C for solidification.

Experimental Protocol

Once the original host rock analog had solidified (48 h after preparation), we launched the injection cycles. Every 30 min, the injection system (reservoir + pump + chamber) pushed 15 ml of liquid gelatine (at 35°C) inside the tank from the bottom, at a rate of 3 ml/min. Thus, each injection lasted for 5 min, during which analog magma slowly intruded the edifice, and often reached the surface, emplacing a small flow (injection #265 was displayed as an example photograph of the model while the experiment was running, on **Figure 4**). After each injection, the fluid cooled down quickly and solidified, simulating the emplacement of a dyke/sill/external flow and adding volume to the edifice. Gelatine in the reservoir was renewed daily, so that it remained freshly mixed. Four hundred and fifty eight injections (amongst which only the first 360 were selected for the study in the result analysis)

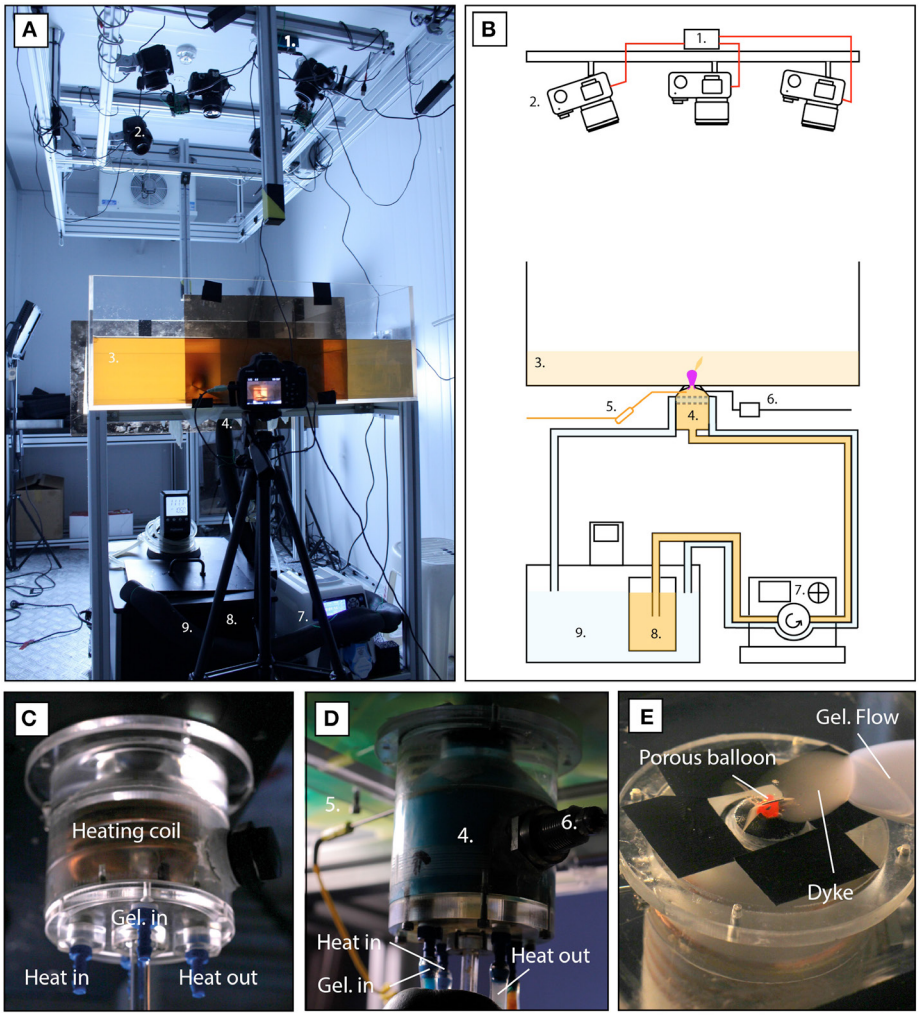


FIGURE 3 | Photographs **(A,C,D,E)** and sketch **(B)** of the experimental setup in the cold room. An Arduino program (1) controls multiple-views cameras (2) to synchronously take regular photographs of the mini-volcano surface. Injections in an initial volume (3) are realized through a porous balloon on top of a heated chamber (4) which pressure and temperature are controlled (5, 6). Injections are controlled by a programmable peristaltic pump (7) that pushes liquid gelatine from the main reservoir (8) into the chamber. To ensure that gelatine stays liquid in the injection system, it is coupled with a hot water circuit (9).

were performed this way over the course of 10 days, without interruption or changes in the room temperature.

The temperatures of the room, of the injection tube, reservoir and chamber were verified by thermocouples. Pressure inside the injection chamber failed to be acquired continuously (technical issues). However, as the injection rate was very low (0.05 ml/s) compared to the chamber volume (0.8 l), variations in the chamber pressure are expected to remain low (around 0.006% per second). The growth of the miniature volcano was monitored by a network of 4 cameras. Three on top of the experiment (for stereo-photogrammetric purposes) and one on the side were synchronized and programmed to take 10 pictures, with an interval of 30 s, starting 1 s before each injection. Stereo-photographs were processed with Agisoft Photoscan Pro (v.1.2.3) (a reliable structure-from-motion software, e.g., Bolognesi et al., 2015; Derrien et al., 2015) to make Digital Elevation Models (DEMs). Occasionally, photographs of particular injections from the side through a polarized sheet (**Supplementary Material**) were taken to visualize dyke propagation and typical strain changes inside the analog crust.

The top-view images (5,184 x 3,456, 0.24 mm/pixel) acquired between each injection were used to create a short timelapse animation of the analog edifice growth (**Supplementary Material**). This set of pictures was used to map the location of eruptive fissures and intrusion tips (accuracy of 0.5 cm). In addition, the top view images could be processed to extract (X,Y) surface deformation using Digital Image Correlation (DIC) (**Supplementary Material**). The DIC code (Version 4) was adapted from a version developed by Dr. Elizabeth Jones© (2013, 2014, 2015) based on previous developments by Christoph Eberl et al. (http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/12413).

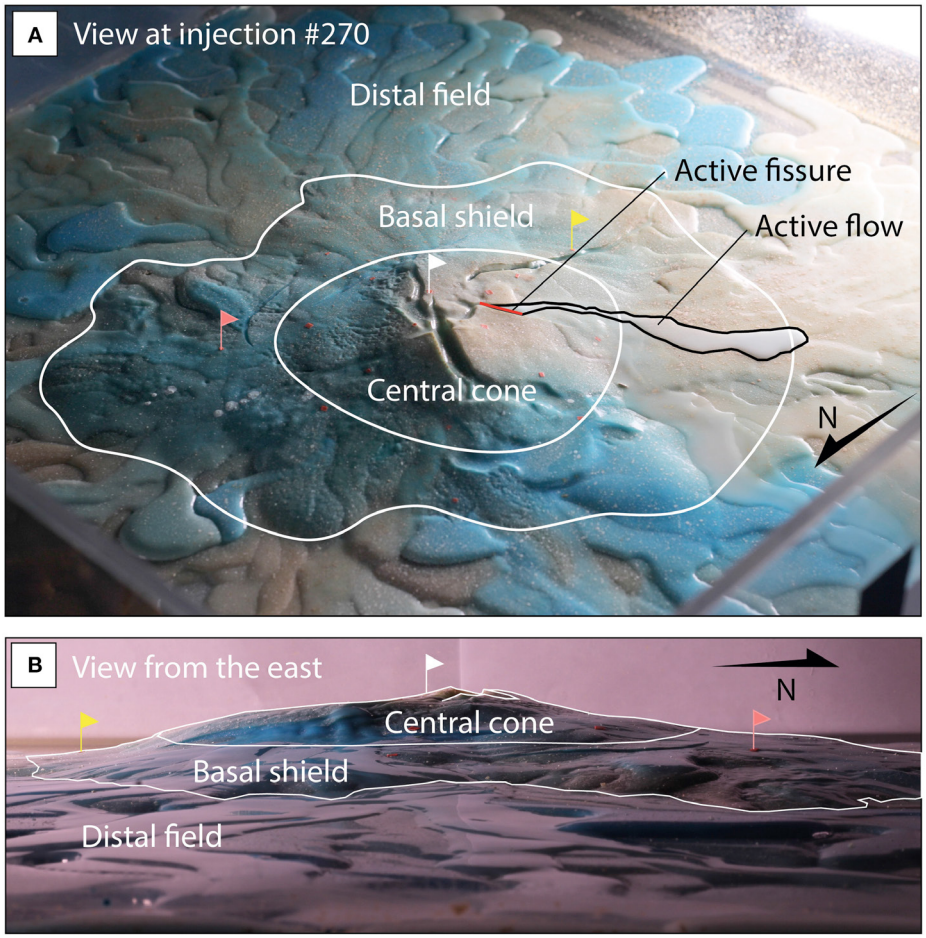


FIGURE 4 | An example of the mini-volcano morphology at injection #323. Note the central cone surrounded by steep slopes, atop a basal shield displaying gentler elevation changes, and finally the distal deposit field where most of the flows are emplaced. The summit, rising 3.64 cm above starting level, is affected by significant type I surface fractures (radially, in perpendicular WNW-ESE and SSW-NNE directions, and tangentially especially south of the summit). **(A)** Oblique photo from the Northwest **(B)** side-view of the central cone from the East.

and using the Matlab image processing toolbox. Note that texture has been added in form of micro-drops of paint sprayed on the model's surface so that displacements could be measured. Bear in mind that the use of DIC in this communication will purposely be limited only to showcase examples of what surface deformation measurements can be achieved. We wish to focus on presenting the long-term growth trends and not enter the detail of each intrusion characteristics.

The multiple-views dataset enabled to produce, for certain time steps, DEMs of the experiment surface using Agisoft's Photoscan (raw photographs and metadata available at NTU repository). Fifteen DEMs were produced at injections #0, #53, #87, #109, #141, #156, #178, #201, #219, #238, #264, #282, #327, #333 and #381 (see examples on **Figures 5A–E**). The surface difference between two successive DEMs was integrated to obtain volume changes. In particular, we differentiated endogenous volume changes (addition of material inside the edifice in dykes and sills) and exogenous volume changes (from external deposits). This was most of the time straightforward, as the two phenomenon did not affect the same areas (see examples on **Figures 5F–I**).

In order to clarify the description and analysis of dyke/sill intrusions and surface fissure opening during the miniature edifice growth, we defined an arbitrary coordinate system based on the orientation of the central top photograph (N/S/E/W corresponding to Up/Down/Right/Left, respectively).

RESULTS

History Summary

During the course of the experiment and throughout the growth of the model, different phases could be observed. **Figure 6A** and **Table 1** summarize the successive intrusion phases described here. The first 141 injections (phase a.) intruded the solid through sub-vertical dykes mainly oriented N-S. Most reached the surface and opened fissures oriented WNW-ESE from which injected material extruded. We differentiated phases a.(1) and a.(2). During phase a.(1) (#0-46) all eruptions originated from the same fissure, while there were slight changes (>2 cm) during

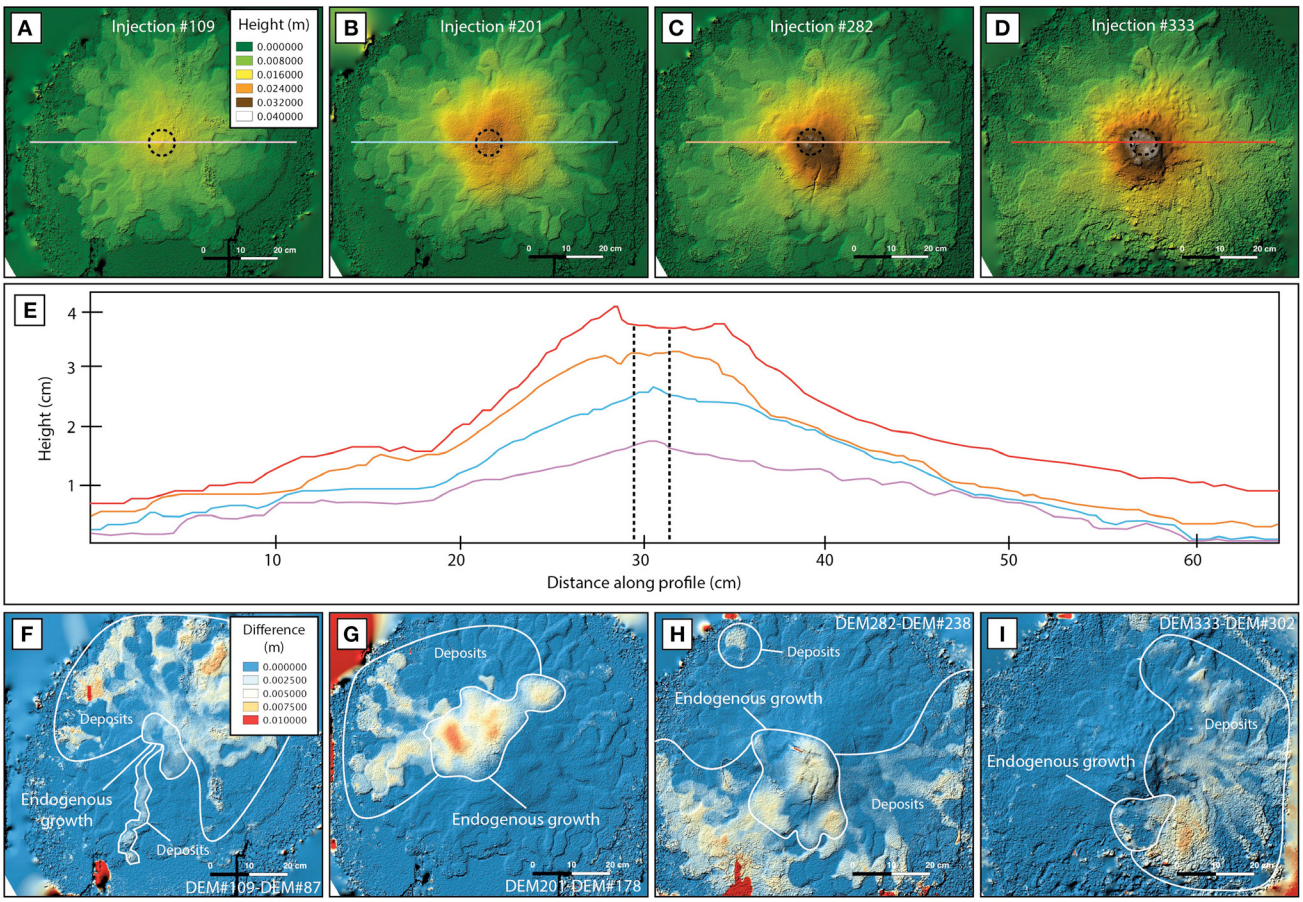


FIGURE 5 | (A–D) DEMs of the experiment, extracted from the multiple-views photograph dataset. **(E)** related cross-sections and detail of the different morphological units present at the end of the experiment (summit, central cone, basal shield, distal field). **(F–I)** Examples of difference of DEMs and segregation of endogenous vs. exogenous growth areas.

phase a.(2) (#47-141). Flows formed a rather flat field of 40–50 cm in diameter.

At injection #142, the intrusive behavior changed radically with a predominance of sub-horizontal sill intrusions, that did not end up with surface fissure opening and extrusion. Sills of this period started intruding to the W from the injection position, gradually and constantly rotating clockwise at each new intrusion. This ended at injection #166 with the opening of distal fissures, (first one at 13.9 cm W of the summit), after a complete rotation around the injection point. Distal eruption sites then migrated clockwise over 17 injections, gradually moving closer to the source (up to 12.6 cm NE of the summit).

After injection #184, dykes started to swarm to the ESE, with extrusions happening close to the summit (5–10 cm). Fissures opened mainly in the N-S direction, indicating a shift of orientation between intrusions at depth (oriented ESE-WNW) and close to the surface [phase f.(1)]. After this period, surface fissures appeared a little closer to the summit [phase f.(2), between #220 and #234], opening radially from the source (ESE-WNW, thus following better the orientation of dykes at depth), while alternating with sill emplacement both close to the source and in distal areas (up to 14 cm to the South). A steeper central cone, 10 to 12 cm in diameter, overlooked a region of lower slopes. Coevally to the emergence of this central structure, the summit surface started to crack in the ESE direction under the extension generated by successive intrusions. The overall edifice (including the farthest external flows) was at that time almost 70 cm in diameter.

Injection #235 marked the start of a new swarming period to the WSW, where fissures started opening radially (WSW-ENE) near the summit and gradually propagated down to the foot of the central cone until injection #298 (phase g.(1), example of injection #265 on **Figure 4**). Between #299 and #310 [period f.(2)], in a first time, 9 sills were emplaced at depth near the source, making the central cone grow internally. Then in a second time, two final distal sills (10–19 cm from the source) intruded to the Northeast, reaching the surface and producing small flows.

Finally, the last swarm emplaced 42 N-S sub-vertical dykes in a swarm oriented N-S, and 8 deep sills near and far from source that mostly did not reach the surface. Dyke intrusions were first followed by opening of eruptive fissures to the east and southeast of the summit, oriented N-S and NE-SW, respectively, close to

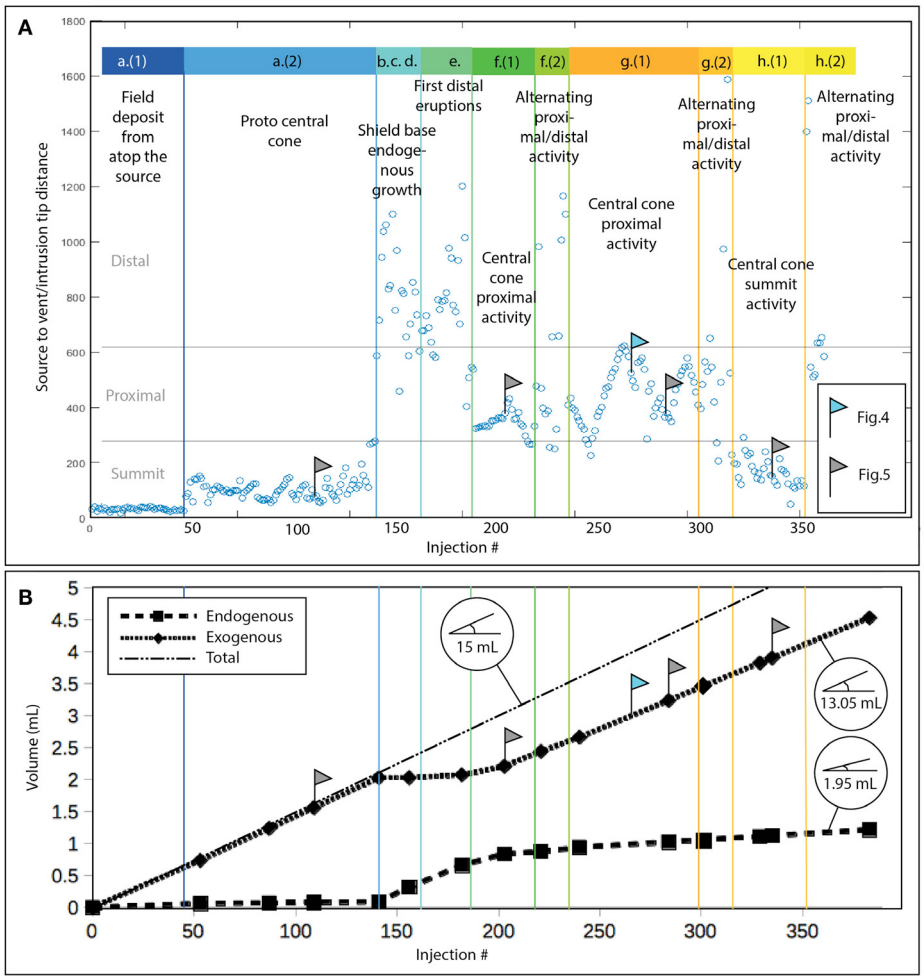


FIGURE 6 | (A) Eruption's radial distance to source throughout the experiment (in pixels on the top image). Several phases can be observed. During phase a (1 and 2, dark blue), magma transited from source to surface through sub-vertical dykes and volcano growth is mostly exogenous. Horizontal compression builds at depth. During phases b–e (light blue), several sill swarms were emplaced, releasing or balancing part of the horizontal compression. During phases f–h, cycles of dyke/horizontal compression and sill/compression release/balancing occurred, resulting in alternating summit/proximal/distal activity. Dyke swarms shifted of around 120° azimuth between each phase. **(B)** Endogenous/exogenous cumulated volume of the model, from the integration of selected areas in the differences of DEMs. Bubbles indicate the average percentage of endogenous growth during phase a, phases b to d and during phase g and h, when a stabilization was observed.

the source [2–5 cm, period h.(1)]. Then finally after two distal sills to the south, 8 fissures oriented NNW-SSE opened at the base of the central cone to the southeast [8–18 cm from the source, period h.(2)].

We made 458 injections in total, but the study period was limited to the first 360 injections. Since it was observed that the model was vulnerable to bacterial growth and chemical changes inside the gelatine. After around 350 injections the miniature volcano started to display surface alteration in very limited areas. Parts of the surface (< 3 mm thick) of the steepest slopes started to melt down and slowly flow downhill in specific locations. This meltdown slowly spread and began to be significant after injection #400, which is why we only used data before injection #360, to keep a safety margin about the reliability of model rheology. Cross-sections in the model after the end of the experiment confirmed that meltdown did not affect the model under 5 mm depth, pointing toward an air-related problem (bacteria growth or chemical reaction).

Morphology

In the tank, we could observe after phase f.(1), and until the end of the experiment, an edifice composed of three distinct parts. A cone-like structure displaying slopes of 20–30%, and 10–18 cm in diameter (growing in size throughout the experiment), rose at the center above the source. This central cone (**Figure 4**) was overlying, and surrounded by, a shield-like base, with slopes of 5–15%, 20–43 cm in diameter (growing in size throughout the experiment). Finally, around the basal shield, we could observe an almost flat field of distal flows, consisting of piled external flows 1–9 mm thick (**Figure 4**). At the end of the experiment, the summit was 3.82 cm high above the initial surface.

TABLE 1 | Successive intrusion phases observed during the course of the experiment, associated with distance to source, swarms and fissures main orientations.

Injection	Type of intrusions	Distance to source (cm)	Swarm orientation at depth	Fissures orientation	Comment
0–46	Dyke swarm	0–2	N-S	WNW-ESE	a.(1)
47–141	Dyke swarm	0–4	N-S	WNW-ESE	a.(2)
142–165	Sills without eruptions	0–13	W->N->E->S	NA	b,c,d.
166–183	Sills with eruptions	12.6–13.9	W->N->NE	Variable	e.
184–219	Dyke swarm	5–10	ESE-WNW	N-S	f.(1)
220–234	Dyke swarm + sills	3–14	ESE-WNW	ESE-WNW	f.(2)
236–298	Dyke swarm	3–8	ENE-WSW	ENE-WSW	g.(1)
299–310	Sills without/with eruptions	2–19	ENE-WSW	Variable	g.(2)
311–349	Dyke swarm + sills	2–5	N-S	N-S/NE-SW	h.(1)
350-360	Dyke swarm + sills	8–18	N-S	NNW-SSE	h.(2)

We integrated DEM differences at regular intervals over the areas of predominant endogenous growth (where volume increase was mostly due to emplacement of sills and, in a lesser amount, dykes: this was easy to distinguish because they mostly did not overlap with areas of external deposits) (**Figures 5F–I**). Thus, we followed the evolution of endogenous vs. exogenous growth (**Figure 6B**). There were three main periods: (1) During phases a.(1,2), the percentage of long-term endogenous growth varied between 4 and 7% of the injected volume. (2) Over phases b,c,d and e. this percentage increased to 92% on average. (3). Finally it tended to stabilize around 13% for the later phases (f,g,h, **Figure 6B**). Overall around 21% of the edifice has been grown from within and 79% from external deposits. Although these deposits made most of the volcanic edifice in the distal regions, the percentage of endogenous growth was greater closer to the summit (**Figures 5F–I**).

Distribution System Geometry

During each injection, the edifice inflated at first, the inflation becoming more and more noticeable as the dyke propagated toward the surface (**Supplementary Material**). Note that some injections did not reach the surface and froze as intrusions. After the opening of an eruptive fissure, the edifice started to deflate as a new flow progressed on the slopes. A remaining deformation was always observed after the end of the injection and freezing of material remaining in the dyke (**Supplementary Material**).

After the end of the experiment, we dissected the model following horizontal planes (at 0, −1, −2 cm). This revealed a surprisingly geometric plumbing system at depths between −3 and 0 cm, displaying 4 main sub-vertical dyke swarms [2xN-S (a. and h.), 1xESE-WNW (f.) and 1xWSW-ENE (g.)] and 4 main sub-horizontal sill swarms [elongated to the NE (b.), SE (c.), SSW (d.) and N (e.)] (**Figure 7**). Amongst the latest, only the N sills were located at shallow depth (between −1 and 0 cm) while the others were emplaced at more than 2 cm depth (**Figure 8**). Shallow sills lead in most cases to distal eruptions, while deep sills lead in most cases to pure intrusions. Surface fissures were often deflected by near-surface effects and not necessarily aligned with their respective feeding dykes at depth **Table 1**. Remarkably, fissures that opened on the sides of the grown central cone were for the majority oriented radially from the source.

The shallow magma distribution system naturally developed in a three-branched radial geometry (**Figures 7**, **8**). In this experiment we could clearly define differentiated periods of activity separated from each other by transition points, where swarming shifted from one dominant orientation to another. For instance, this was well represented at injection #142 by the shift from a series of N-S sub-vertical dykes to a series of sub-horizontal sills. We observed 4 such transition points during the experiment, at #142, #184, #235, and #311, during which the main orientation of dyke/sill swarms shifted significantly. At each transition point the new swarm had either a 120° angle in azimuth with the previous one (in the case of sub-vertical dyke swarms) or a 90° angle in dip (in the case of dyke to sill, or sill to dyke, shift). The sub-vertical part of the distribution system (dykes) was key for the central cone growth (which is predominantly endogenous), while the horizontal part (sills) was mostly responsible for the basal shield construction.

The intrusive behavior could change slightly between the beginning and end of each swarm sequence. Intrusions at the beginning of new swarms tended to leave inside the edifice thicker dykes/sills than intrusions at the end of swarming periods (0.5 to 0.8 mm of surface opening at the beginning vs. 0.1–0.2 mm close to the end). Around the end of sub-vertical dyke swarm sequences, sills could be emplaced [phases f.(2), g.(2), and h.(2)].

DISCUSSION

Processes Behind Swarm Directions and Transitions

In this section we will attempt to interpret our model surface and subsurface evolution, and in particular discuss the reasons behind the observed swarm transitions. We acknowledge that newly formed dykes may damage the host rock, and favor the opening of subsequent dykes in the same direction. However, we observed several transition points where swarming completely changed of direction, thus suggesting an effect overcoming the easiness to intrude damaged host rock.

We already know from previous studies that the stress state of elastic media is a strong influencer of dyke and sill propagation (e.g., Dahm, 2000; Watanabe et al., 2002; Paquet et al., 2007;

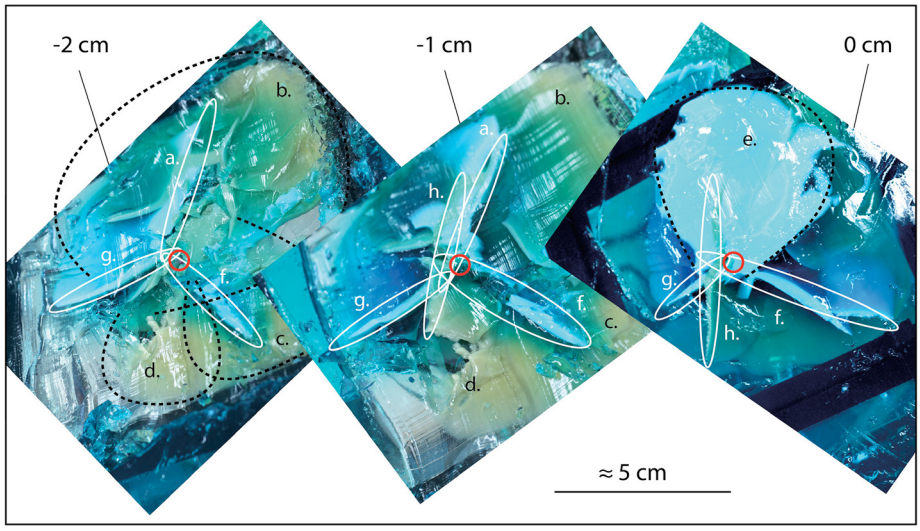


FIGURE 7 | Photographs of dissected model, consisting of horizontal sections at depths of −2, −1, and 0 cm. The various dyke and sill swarms emplaced during phases a–h are drawn on top of the photographs.

Maccaferri et al., 2011; Kavanagh et al., 2013; Le Corvec et al., 2013; Roman and Jaupart, 2014). For instance, reservoir overpressure at Bardarbunga volcano (Iceland), generates a strong radial stress field favoring the propagation of dykes radially around the source, while further away regional stress field takes over and favors parallel dyke swarming (Paquet et al., 2007; Sigmundsson et al., 2015). On the other hand, if the regional stress field is weak, dyke propagation is likely to be influenced by volcano-related stress fields, as reservoir overpressure (for instance during the 2005 Sierra Negra eruption; Jónsson, 2009), cumulative edifice deformation under repeated intrusions, edifice gravitational loading (Hyndman and Alt, 1987; Kervyn et al., 2009; Roman and Jaupart, 2014) or unloading (e.g., Corbi et al., 2015; Maccaferri et al., 2017). In our case, we start with a neutral stress field affected only by an even (vertical) gravitational load. At the beginning of the experiment, there is no significant edifice load so when the reservoir (porous balloon) is pressurized by the peristaltic pump, a 3D radial stress field builds rapidly around it, favoring the propagation of dykes away from the source. Amongst these different directions, dykes preferentially migrate upwards at early stage, because of the even vertical load (**Figure 9A**). However, each new dyke emplacement applies a compressive horizontal stress to the host rock, and each new flow adds to the load of the edifice, modifying the gravity-induced stress field (#1 to #141). Eventually, horizontal compressive stress becomes sufficient to prevent dyke vertical propagation, and injected material starts to migrate horizontally in places where the most important horizontal compression has been applied (e.g., #142 to #183, **Figure 9B**). From there, we can propose the hypothesis that the host rock was significantly compressed horizontally at depth during the first 141 injections (phase a.), because this is where the first sills began to grow during phases (b, c, and d.). Notably, sills were emplaced in a clockwise pattern at depth after phase (a.) highlighting the fact that horizontal/vertical stress ratios were being gradually adjusted all around the core plumbing system between injections #142 and #165. After injection #165, the stress ratio allowed again vertical propagation of analog magma and ended the emplacement of deep sills (**Figure 9C**). Injections #166 to #183 produced shallow sills northwest, north and northeast of the summit (phase e.). This could have meant that there was at this point a shallow compressed zone in the N-S direction favoring the lateral propagation of shallow sills from 2 to 2.5 cm above the source. Indeed, injections #47 to #141 opened fissures oriented mainly WSW-ENE, thus compressing the shallow subsurface in the NNW-SSE direction (**Figure 4**). At injection #184, new sub-vertical swarming to the ESE (f.) started. It is possible that this new behavior was a consequence of the end of stress release to the N of the summit, with stress being still accumulated at shallow depths to the SSE from period (a.). Meanwhile, dyke swarming to the ESE at depth could have increased compression in the SSW direction. It was then consistent to find that the next dyke swarm (g.) was oriented WSW at depth. Finally, swarming returned to the initial N-S principal orientation after injection #310, possibly because remaining accumulated stress has eventually been released or compensated by injections #236 to #310. It seemed like swarms were shifting with a period of between 41 and 74 injections, in our case, with transition points getting closer in time as the volcano grew.

Synthesis on Edifice Stress State, at Depth and Near the Surface

Following the previous section considerations and morphological observations, we can propose the following qualitative model of stress state in the experiment after it entered a stabilized phase (after phase f., **Figure 9D**):

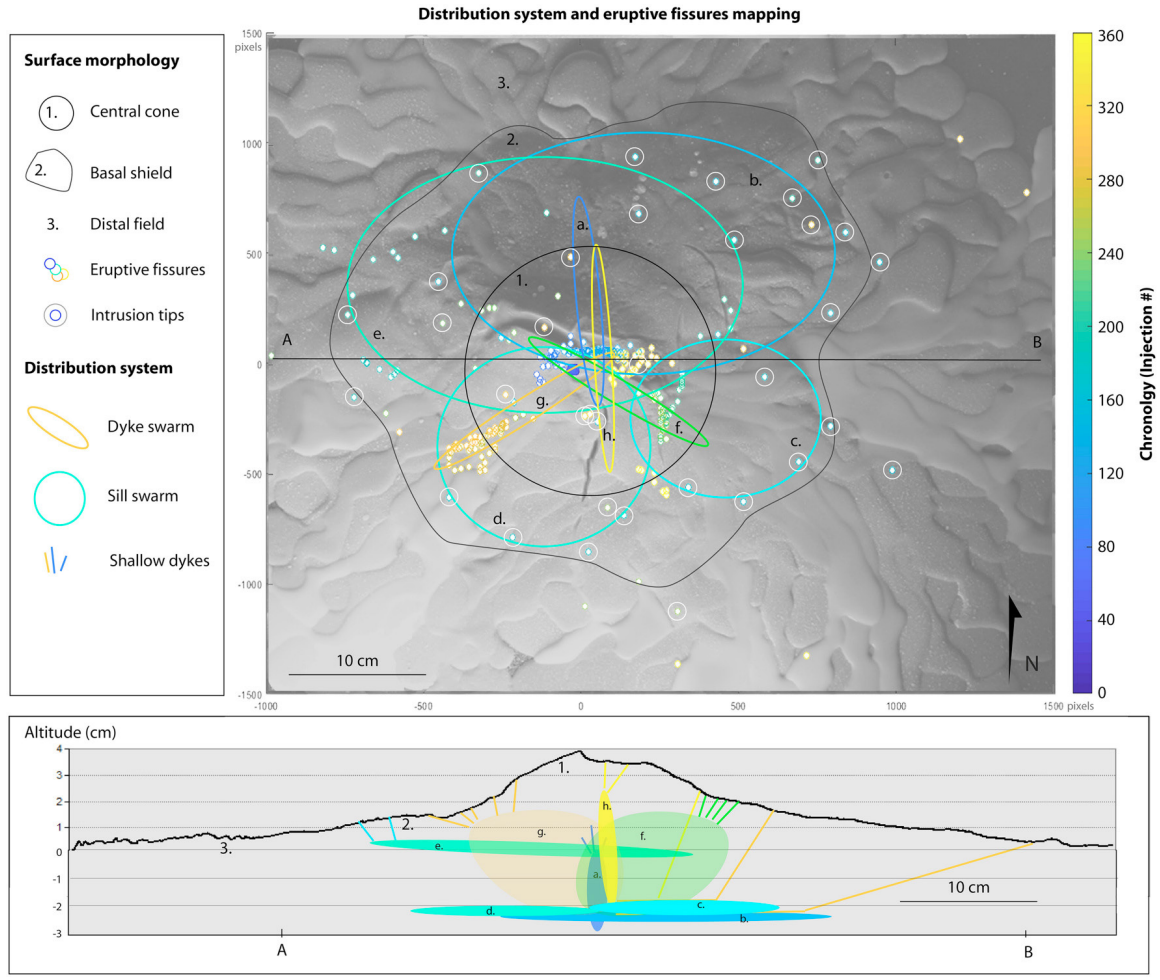


FIGURE 8 | Distribution system geometry (after several cross-sections inside the final edifice, letters a–h representing the main swarms in chronological emplacement order) and extrusion mapping (after semi-automated processing of the top photographs series). Note the triple-branched sub-vertical dyke swarms system below the summit (a, f–h), surrounded by four main sill swarms at depth (b–e). One of them was emplaced closer to the surface (between 0.5 and 1 cm below surface) and lead to numerous distal eruptions.

1- The center of the experiment grew mainly from endogenous deposits above the source. Thus, the surface of the central cone and in particular the summit zone were under significant radial extension. On the summit zone (4–5 cm in diameter), we can infer that σ_3 was oriented radially from the source, near the surface and at shallow depths (0–2 cm below the summit). This stress state could have favored the opening of circular eruptive fissures around the summit during summit eruptions (observed, but rare). It could also have opened a system of type I radial and tangential fractures (non-eruptive) at the surface, in a radial pattern centered above the source. Together these fractures accommodated the extensive radial deformation of the summit. Such tangential/radial eruptive fissures and surface extensional fractures are typical features around caldera rims. Their tangential shape is often attributed to topographic load in the case of calderas at for instance, Fernandina volcano (Galapagos, e.g., Chadwick and Dieterich, 1995).

2- The orientation of eruptive fissures shifted quickly from tangential near the summit "plateau" to mostly radial on the flanks. We interpret this shift as the effect of the stress field induced by topographic load of the central cone (e.g., Chadwick and Dieterich, 1995; Roman and Jaupart, 2014). According to this interpretation, on the flanks and at the base of the central cone σ_3 became tangential at shallow depths (0–1.5 cm below surface), favoring the opening of radial eruptive fissures. In addition, topographic load favored eruptions at the base of the cone rather than in the middle of the flanks (e.g., Kervyn et al., 2009). Type I extensional (non-eruptive) radial fractures could also have accommodated the tangential extension above dyke swarms at depth that did not lead to eruptions (for instance to the south of the central cone). These features could probably have translated into radial grabens in more plasticity-dominated materials, and in real-world volcano morphology. This can be seen as similar to the "volcanic rift zones" observed on several volcanoes around the

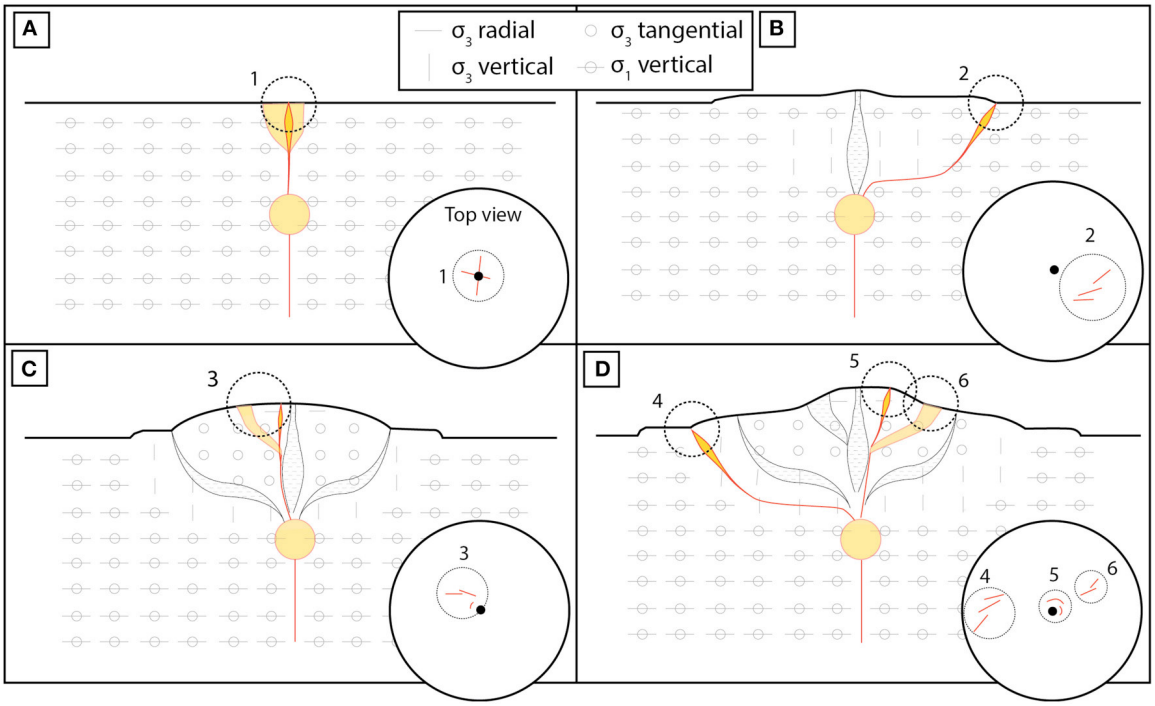


FIGURE 9 | Simplified interpretation of stress state of the miniature volcano, where σ_3 is the direction of least principal stress ("extension") and σ_1 is direction of main principal stress ("compression"). Fractures, eruptive fissures, dykes, and sills are more likely to propagate along planes perpendicular to σ_3. **(A)** Early phases: the edifice load and cumulative intrusive stress do not significantly affect dyke propagation. Most dykes migrate vertically above the source (1). **(B)** Repeated intrusions have created a zone of horizontally compressed medium above source: dyke vertical migration is arrested in this zone and "magma" propagates laterally (sill, 2) until the compression state allows upward migration. The edifice load also favors opening of vents at the foot of the edifice in the near-surface. **(C)** Sill(s) have enabled the release of horizontal compression, allowing dyke vertical migration above source. Topography starts to become significant enough to divert dykes at near-surface depth, resulting in an increase of the proportion of lateral radial fissures (3). **(D)** The volcano enters a steady state phase, where distal (vertical σ_3 at depth, 4) eruptions alternate with summit (radial σ_3 near the surface, 5)/lateral (tangential σ_3 near the surface, 6) eruptions, according to the compression state of the edifice. Lateral intrusions (6) are often diverted to the foot of the central cone by the topographic load. Note that this interpretation of the shallow distribution system is representative of the long-term and edifice-wide general stress trends, but varies locally and at small temporal scales.

world (e.g., Etna, Piton de la Fournaise, Fogo, Marion Island), that are often disposed in a three-branched star pattern, concentrating most of the vents and accommodating most of the edifice extension.

3- At depths <1.5 cm below the surface, we infer that compressive horizontal stresses were dominant (due to successive sub-vertical dykes emplacement). Thus, at this depth σ_3 was sometimes horizontal and sometimes vertical, depending on the ratio of horizontal compression vs. vertical compression. This ratio grew when sub-vertical dykes were emplaced, but diminished when sub-horizontal sills or external flows (topographic load) were emplaced. We can suggest that this is why most sills were emplaced at depths <-1.5 cm, as they accommodated the horizontal compressive stress that was built at depth (**Figure 9D**).

4- Distal zones were globally unaffected by significant stress state changes but could display small radial compression favoring the propagation of radial dykes or sills further away from the source, if the radial migration of the intrusion started deep enough to begin with. Exceptionally, some injections used the deep sill network to propagate radially at depth before starting to propagate upwards, reaching the surface sometimes 18–19 cm away from the source. The more the edifice grew and the more radial compressive stress was accumulated, the farther distal eruptions could happen.

Similarity With Volcanoes in Nature

The vent locations on the model surface tended to cluster in specific locations around the injection point. The density map further showed that vents on the slopes of the model volcano are generally aligned in two radial WSW and ESE directions (**Figure 10A**). Volcanoes in nature also display similar vent alignments, radially from the main reservoir and/or magma rising point. In numerous cases there is two or three "rift zones," radiating from above the principal magma input point. They are often disposed at around 120° angles (Carracedo, 1996). This can for instance be observed on Mauna Kea post-shield edifice (**Figure 10B**), Marion island (**Figure 10C**), Tenerife (**Figure 10D**), Pico de Fogo (**Figure 10E**), and Piton de la Fournaise (**Figure 10F**). This common observation was originally explained by the building of horizontal extensional stresses above a rising plume under the Earth's crust. In an isotropic environment (i.e., not significantly affected by strong regional stress fields), the upward "push" of rising magma will

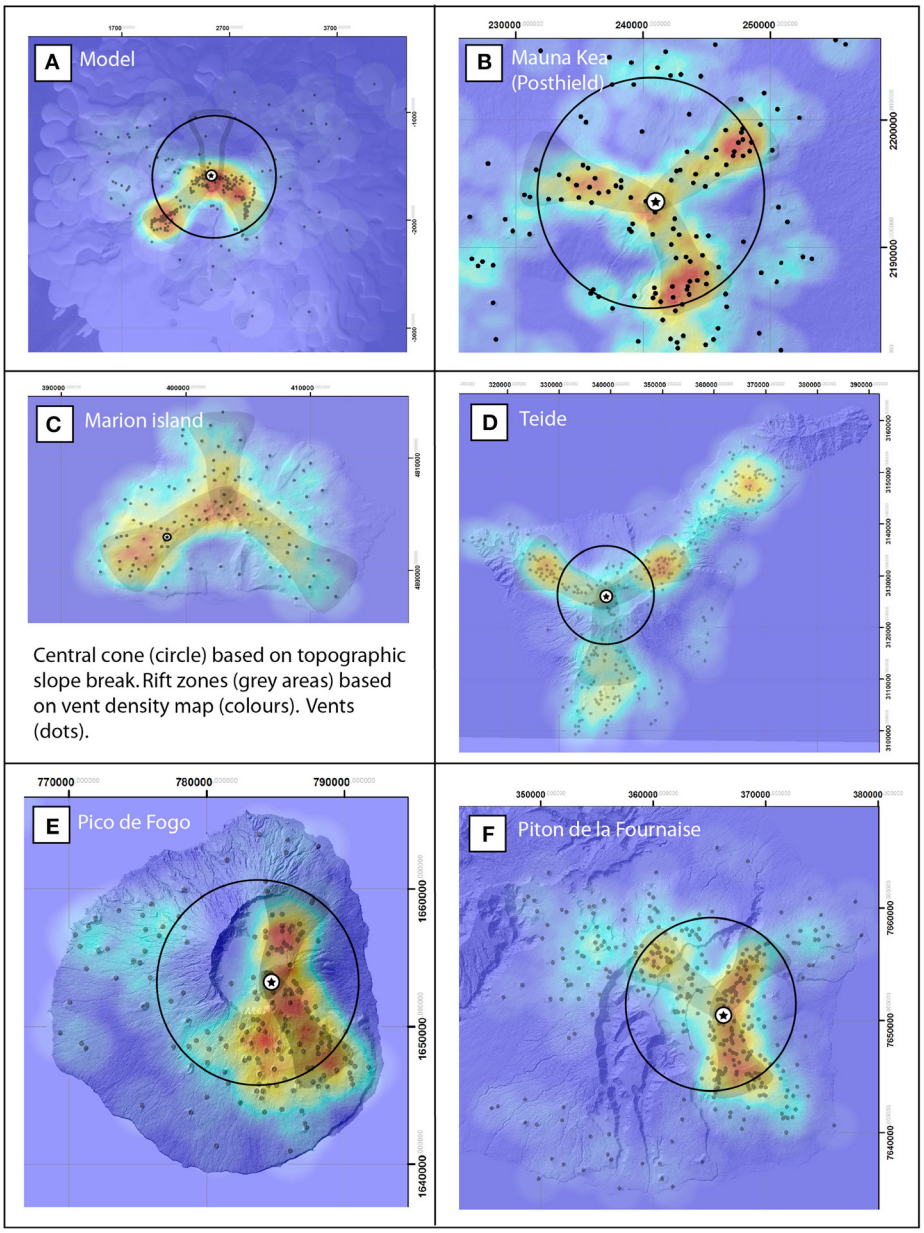


FIGURE 10 | Comparison of model vent density map **(A)** with a selection of intraplate volcanoes, **(B–F)**. Black circles represent the extent of central cones, based on slope break. Rift zone (grayed areas) are based on vent density (warm colors where vent density is higher). Where applicable, straight lines represent the direction of past active center displacement. Vents in the model **(A)** tend to open in two preferential "rift zones" (ESE and WSW). At these intraplate volcanoes, vents statistically gather in three "rift zones" more or less at 120° angle from each other. This is especially true for Mona Kea post-shield edifice **(B)**, Marion island **(C)**, and Teide **(D)**. Pico de Fogo displays a different repartition with a NNE well-defined rift zone and a diffuse SSE one **(E)**. Piton de la Fournaise shows three rift zones (NE, SSE, and WNW) but they are not really well disposed at 120° angle from each other.

create extension of the topping crust. This in turn will favor the opening of both radial and tangential dykes, that tend to swarm in a "least-effort" geometry, i.e., three directions (e.g., Carracedo, 1994). Depending on the volcano, more recent studies suggested that gravitational spreading controls the formation of triple-branched rift systems (i.e., El Hierro in Münn et al., 2006, in which spreading of volcanoes without forceful intrusions is reproduced).

In nature, flank collapses happen regularly (at geological time scales) as shown by significant scarps in their morphology (e.g., Piton de la Fournaise eastern flank, Pico de Fogo, Stromboli, El Teide…) and contribute to redirect shallow magma pathways by releasing accumulated internal stresses and modifying the topographic load (Maccaferri et al., 2017). Finally, regional stress fields can also influence the directional growth of rift zones (for instance in Iceland, e.g., Sigmundsson et al., 2015). These particularities have intentionally not been implemented in our model because the intention was to assess how repeated forceful intrusions alone affect the edifice morphology over time. We focus here on the long-term growth trends resulting

from statistically more significant endogenous growth from the rift zones (sub-horizontal growth) and sill swarms (sub-vertical growth).

Although only two "rift zones" could be evidenced by looking at vent density distribution on the model volcano, post-experiment dissection of the edifice revealed a three-branched magma distribution system above the source (**Figure 7**). Such features can also be found on eroded volcanoes in nature, notably at Shiprock paleo-volcano (Delaney and Pollard, 1981). In the model, two of these dyke swarms were related to the ESE and WSW rifts zones defined from the vent density map, respectively (**Figure 10A**). Even though the subsurface clearly revealed that swarms a. and h. extended north and south of the summit on about the same length as the two other zones (i.e.. 4–8 cm), they were related (in majority) to eruptions near the summit [phases (a.(1)), (a.(2)), and (h.(1)), **Figures 6**, **8**]. This explained the lack of surface evidence of this rift zone (i.e., absence of N-S alignment of vents). Since we only grew one volcano in the laboratory, we are unsure if the three-branched star pattern of the model distribution system is a feature that would automatically be present in such experiments. It is possible that it might be the case, considering (1) the high amount of documented natural structures displaying three-branched volcanic rift zones and (2) the crust deformation models confirming that upward migration of magma under the crust is likely to produce such features. However, additional experiments would enable to be more assured on this particular point.

Finally, in the experiment, the long-term dyke/injected volume ratio stabilized at 13% (1.95/15 mL, **Figure 6**). The average of dyke/injected volume on 10 events on Piton de la Fournaise, for instance, is 12.3% (where the injected volume was equal to flow plus dyke volume, and dyke volumes were inferred from multiple ground deformation inversion studies, Fukushima et al., 2005; Peltier, 2007; Staudacher et al., 2009). Note that in both cases (model and Piton de la Fournaise) this percentage varies a lot depending on the source-vent distance, the duration of the eruption (in nature only), the emplacement or not of accompanying sills, the pre-eruptive inflation, etc. However, we found scaling surprisingly close in this case, suggesting that experiments such as the one presented in this communication might be of worth for real-world volcanoes studies.

CONCLUSION

This model was limited by the use of gelatine as a crustal analog: it proved hard, even with precautions learnt from earlier experiences, to maintain its stability and mechanical properties after 400 injections (8 days), and achieve longer observation periods. Additional experiments would also improve the reliability of the observations and conclusions drawn in this contribution, and enable to vary some of the parameters (repose time between injections, edifice size, gelatine temperature) and assess their importance in the geometry of the distribution system.

We could observe the initiation and evolution of the distribution system of volcanoes, without the constrain of a strong regional stress field induced by complex tectonic setting. All injections lead to intrusions inside the elastic host rock, most of which reached the surface and were followed by eruptions (i.e., intraplate oceanic islands volcanoes). After 360 injections the edifice had a flat-topped central cone surrounded by a low-elevation shield and a distal field of external deposits. We could identify several swarming phases lasting between 41 and 74 injections. Each phase emplaced a new swarm oriented at a 90° dip angle, or a 120° strike angle, from the previous one. We interpret this particularity as the release or compensation of stress accumulated by compression from previous phases.

The interaction between edifice growth and magma transfer lead to the building of a three-branched vertical distribution system (dyke swarms concentrated into volcanic rift zones). The consequent horizontal compressive stress field was probably accommodated by a network of sills at source and intermediate depths. A stable growth state achieved in the second half of the experiment suggested that long-term volume of the edifice would be composed at 13% by dykes and sills, which is rather close to what was inferred from ground deformation at e.g., Piton de la Fournaise (12.3%).

Assessing the different characteristics of the subsurface state of a given edifice (layering, mechanical properties, stress state due to activity) through drilling would probably help to build accurate models of successive injections inside active oceanic island volcanoes. Such models, in the future, could provide insights in the probabilities of opening of eruptive fissures in such or such sector of the volcano.

DATA AVAILABILITY

Data (cited as Derrien and Taisne, 2018) is available at: https://researchdata.ntu.edu.sg/dataverse/minivolc_experiment

AUTHOR CONTRIBUTIONS

BT provided the necessary laboratory equipment and contacts. AD and BT carried out the pre-study experimental tests. AD carried out the experiment described in this contribution. AD provided the original text and figures of this contribution, with significant comments and improvements from BT.

FUNDING

This work comprises Earth Observatory of Singapore contribution no. 234 and Institut de Physique du Globe de Paris contribution no. 4014. This research is partly supported by the National Research Foundation Singapore and the Singapore Ministry of Education under the Research Centres of Excellence initiative. This research is partly supported by Ecole Normale Supérieure of Paris (France) specific PhD grant.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank the teams from the Earth Observatory of Singapore and the Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise for their help and counsels throughout the study. In particular, we

would like to acknowledge the contribution, as volcano sciences experts, of Aline Peltier and Nicolas Villeneuve during the whole study, the precious help and counsels of Stephen Pansino and Fabio Manta during the volcano model conception, and the comments and advice of Eleonora Rivalta that significantly improved the manuscript quality.

SUPPLEMENTARY MATERIAL

The Supplementary Material for this article can be found online at: https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2019.00019/full#supplementary-material

Supplementary Video 1 | Top-view timelapse of the experiment with one image per injection. The box is 83 × 83 cm.

Supplementary Figure 1 | Example of before/after a typical intrusion, viewed from the side through the transparent gelatine. The model is placed between two polarizing sheet so that stress-related birefringence appears. The difference of images shows the spatial extent of the effect of the new intrusion on the elastic medium.

Supplementary Figure 2 | Examples of (X,Y) surface deformation modulus after intrusions. Displacement values are computed automatically using the DIC code (Version 4) developed by Dr. Elizabeth Jones© (2013, 2014, 2015) based on previous developments by Christoph Eberl et al. (http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/12413) and using the Matlab image processing toolbox.

REFERENCES

Abdelmalak, M. M., Bulois, C., Mourgues, R., Galland, O., Legland, J. B., and Gruber, C. (2016). Description of new dry granular materials of variable cohesion and friction coefficient: implications for laboratory modeling of the brittle crust. *Tectonophysics* 684, 39–51. doi: 10.1016/j.tecto.2016.03.003

Bagnardi, M., and Amelung, F. (2012). Space-geodetic evidence for multiple magma reservoirs and subvolcanic lateral intrusions at Fernandina Volcano, Galápagos Islands. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117. doi: 10.1029/2012JB009465

Bolognesi, M., Furini, A., Russo, V., Pellegrinelli, A., and Russo, P. (2015). Testing the low-cost RPAS potential in 3D cultural heritage reconstruction. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* XL-5/W4, 229–235. doi: 10.5194/isprsarchives-XL-5-W4-229-2015

Bonini, M., Sokoutis, D., Mulugeta, G., Boccaletti, M., Corti, G., Innocenti, F., et al. (2001). Dynamics of magma emplacement in centrifuge models of continental extension with implications for flank volcanism. *Tectonics* 20, 1053–1065. doi: 10.1029/2001TC900017

Carracedo, J. C. (1994). The Canary islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 60, 225–241. doi: 10.1016/0377-0273(94)90053-1

Carracedo, J. C. (1996). Morphological and structural evolution of the western Canary islands: hotspot-induced three-armed rifts or regional tectonic trends? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 72, 151–162. doi: 10.1016/0377-0273(95)00080-1

Chadwick, W. W. Jr., and Dieterich, J. H. (1995). Mechanical modeling of circumferential and radial dike intrusion on Galapagos volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 66, 37–52. doi: 10.1016/0377-0273(94)00060-T

Chanceaux, L., and 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

Coppola, D., Di Muro, A., Peltier, A., Villeneuve, N., Ferrazzini, V., Favalli, M., et al. (2017). Shallow system rejuvenation and magma discharge trends at Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). *Earth Planet. Sci. Lett.* 463, 13–24. doi: 10.1016/j.epsl.2017.01.024

Corbi, F., Rivalta, E., Pinel, V., Maccaferri, F., and Acocella, V. (2016). Understanding the link between circumferential dikes and eruptive fissures around calderas based on numerical and analog models. *Geophys. Res. Lett.* 43, 6212–6219. doi: 10.1002/2016GL068721

Corbi, F., Rivalta, E., Pinel, V., Maccaferri, F., Bagnardi, M., and Acocella, V. (2015). How caldera collapse shapes the shallow emplacement and transfer of magma in active volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 431, 287–293. doi: 10.1016/j.epsl.2015.09.028

Corti, G., Bonini, M., Innocenti, F., Manetti, P., and Mulugeta, G. (2001). Centrifuge models simulating magma emplacement during oblique rifting. *J. Geodyn.* 31, 557–576. doi: 10.1016/S0264-3707(01)00032-1

Dahm, T. (2000). Numerical simulations of the propagation path and the arrest of fluid-filled fractures in the Earth. *Geophys. J. Int.* 141, 623–638. doi: 10.1046/j.1365-246x.2000.00102.x

Delaney, P. T., and Pollard, D. D. (1981). *Deformation of Host Rocks and Flow of Magma During Growth of Minette Dikes and Breccia-Bearing Intrusions Near Ship Rock, New Mexico (No. 1202).* Washington, DC:USGPO.

Delcamp, A., de Vries, B. V. W., James, M. R., Gailler, L. S., and Lebas, E. (2012). Relationships between volcano gravitational spreading and magma intrusion. *Bull. Volcanol.* 74, 743–765. doi: 10.1007/s00445-011-0558-9

Derrien, A., and Taisne, B. (2018). *Data repository for: 360 intrusions in a miniature volcano: birth, growth and evolution of an analog edifice*.

Derrien, A., Villeneuve, N., Peltier, A., and Beauducel, F. (2015). Retrieving 65 years of volcano summit deformation from multitemporal structure from motion: the case of Piton de la Fournaise (La Réunion Island). *Geophys. Res. Lett.* 42, 6959–6966. doi: 10.1002/2015GL064820

Dieterich, J. H. (1988). Growth and persistence of Hawaiian volcanic rift zones. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 93, 4258–4270. doi: 10.1029/JB093iB05p04258

Fukushima, Y., Cayol, V., and Durand, P. (2005). Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: the February 2000 eruption at Piton de la Fournaise. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 110. doi: 10.1029/2004JB003268

Galland, O., Holohan, E., de Vries, B. V. W., and Burchardt, S. (2015). "Laboratory modelling of volcano plumbing systems: a review," in *Physical Geology of Shallow Magmatic Systems. Advances in Volcanology (An Official Book Series of the International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior)*, eds C. Breitkreuz and S. Rocchi (Cham: Springer), 147–214. doi: 10.1007/11157_2015_9

Greenfield, T., White, R. S., and Roecker, S. (2016). The magmatic plumbing system of the Askja central volcano, Iceland, as imaged by seismic tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 7211–7229. doi: 10.1002/2016JB013163

Gudmundsson, A. (2002). Emplacement and arrest of sheets and dykes in central volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 116, 279–298. doi: 10.1016/S0377-0273(02)00226-3

Gudmundsson, A. (2012). Magma chambers: formation, local stresses, excess pressures, and compartments. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 237, 19–41. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.05.015

Guldstrand, F., Burchardt, S., Hallot, E., and Galland, O. (2017). Dynamics of surface deformation induced by dikes and cone sheets in a cohesive Coulomb brittle crust. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 8511–8524. doi: 10.1002/2017JB014346

Hildner, E., Klügel, A., and Hauff, F. (2011). Magma storage and ascent during the 1995 eruption of Fogo, Cape Verde Archipelago. *Contrib. Mineral. Petrol.* 162:751. doi: 10.1007/s00410-011-0623-6

Hyndman, D. W., and Alt, D. (1987). Radial dikes, laccoliths, and gelatin models. *J. Geol.* 95, 763–774. doi: 10.1086/629176

Ito, G., and Martel, S. J. (2002). Focusing of magma in the upper mantle through dike interaction. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 107, ECV 6-1–ECV 6-17. doi: 10.1029/2001JB000251

Jónsson, S. (2009). Stress interaction between magma accumulation and trapdoor faulting on Sierra Negra volcano, Galápagos. *Tectonophysics* 471, 36–44. doi: 10.1016/j.tecto.2008.08.005

Kavanagh, J. L., Engwell, S. T., and Martin, S. (2018). A review of analogue and numerical modelling in volcanology. *Solid Earth* 9, 531–571.

Kavanagh, J. L., Menand, T., and Daniels, K. A. (2013). Gelatine as a crustal analogue: determining elastic properties for modelling magmatic intrusions. *Tectonophysics* 582, 101–111. doi: 10.1016/j.tecto.2012.09.032

Kavanagh, J. L., Menand, T., and Sparks, R. S. J. (2006). An experimental investigation of sill formation and propagation in layered elastic media. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 799–813. doi: 10.1016/j.epsl.2006.03.025

Keating, G. N., Valentine, G. A., Krier, D. J., and Perry, F. V. (2008). Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes. *Bull. Volcanol.* 70, 563–582. doi: 10.1007/s00445-007-0154-1

Kervyn, M., Ernst, G. G. J., van Wyk de Vries, B., Mathieu, L., and Jacobs, P. (2009). Volcano load control on dyke propagation and vent distribution: insights from analogue modelling. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 114. doi: 10.1029/2008JB005653

Le Corvec, N., and McGovern, P. J. (2018). The effect of ocean loading on the growth of basaltic ocean island volcanoes and their magmatic plumbing system. *Front. Earth Sci.* 6:119. doi: 10.3389/feart.2018.00119

Le Corvec, N., Spörli, K. B., Rowland, J., and Lindsay, J. (2013). Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth Sci. Rev.* 124, 96–114. doi: 10.1016/j.earscirev.2013.05.005

Maccaferri, F., Bonafede, M., and Rivalta, E. (2011). A quantitative study of the mechanisms governing dike propagation, dike arrest and sill formation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 208, 39–50. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2011.09.001

Maccaferri, F., Richter, N., and Walter, T. R. (2017). The effect of giant lateral collapses on magma pathways and the location of volcanism. *Nat. Commun.* 8:1097. doi: 10.1038/s41467-017-01256-2

Marsh, B. D. (2015). "Magma chambers," in *The Encyclopedia of Volcanoes, 2nd Edn.* ed H. Sigurdsson (Elsevier) 185–201.

Mata, J., Martins, S., Mattielli, N., Madeira, J., Faria, B., Ramalho, R. S., et al. (2017). The 2014–15 eruption and the short-term geochemical evolution of the Fogo volcano (Cape Verde): evidence for small-scale mantle heterogeneity. *Lithos* 288, 91–107. doi: 10.1016/j.lithos.2017.07.001

McLeod, P., and Tait, S. (1999). The growth of dykes from magma chambers. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 92, 231–245. doi: 10.1016/S0377-0273(99)00053-0

Michon, L., Ferrazzini, V., and Di Muro, A. (2016). "Magma paths at Piton de la Fournaise volcano," in *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean,* eds B. Patrick, L. Jean-François, D. M. Andrea, M. Laurent (Berlin; Heidelberg: Springer) 91–106. doi: 10.1007/978-3-642-31395-0_7

Michon, L., Ferrazzini, V., Di Muro, A., Villeneuve, N., and Famin, V. (2015). Rift zones and magma plumbing system of Piton de la Fournaise volcano: How do they differ from Hawaii and Etna? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 303, 112–129. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2015.07.031

Münn, S., Walter, T. R., and Klügel, A. (2006). Gravitational spreading controls rift zones and flank instability on El Hierro, Canary Islands. *Geol. Mag.* 143, 257–268. doi: 10.1017/S0016756806002019

Pansino, S., and Taisne, B. (2018). How magmatic storage regions attract and repel propagating dikes. *J. Geophys. Res. Solid Earth.* doi: 10.1029/2018JB016311

Paquet, F., Dauteuil, O., Hallot, E., and Moreau, F. (2007). Tectonics and magma dynamics coupling in a dyke swarm of Iceland. *J. Struct. Geol.* 29, 1477–1493. doi: 10.1016/j.jsg.2007.06.001

Peltier, A. (2007). *Monitoring, Modelling and Evolution of Magma Injection Processes at Piton de La Fournaise Volcano (Reunion island), From a Cross-Analysis of Deformation, Geochemical and Structural Data.* Ph.D. thesis, Université de la Réunion, Réunion France.

Ramberg, H. (1981). *Gravity, Deformation, and the Earth's Crust: in Theory, Experiments, and Geological Application*. Academic press.

Roche, O., De Vries, B. V. W., and Druitt, T. H. (2001). Sub-surface structures and collapse mechanisms of summit pit craters. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105, 1–18. doi: 10.1016/S0377-0273(00)00248-1

Roman, A., and Jaupart, C. (2014). The impact of a volcanic edifice on intrusive and eruptive activity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 408, 1–8. doi: 10.1016/j.epsl.2014.09.016

Roult, G., Peltier, A., Taisne, B., Staudacher, T., Ferrazzini, V., and Di Muro, A. (2012). A new comprehensive classification of the Piton de la Fournaise activity spanning the 1985–2010 period. Search and analysis of short-term precursors from a broad-band seismological station. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 241, 78–104. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.06.012

Ryan, M. P. (1988). The mechanics and three-dimensional internal structure of active magmatic systems: Kilauea Volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 93, 4213–4248. doi: 10.1029/JB093iB05p04213

Sigmundsson, F., Hooper, A., Hreinsdóttir, S., Vogfjörd, K. S., Ófeigsson, B. G., Heimisson, E. R., et al. (2015). Segmented lateral dyke growth in a rifting event at Bárð*arbunga volcanic system, Iceland. *Nature* 517, 191–195. doi: 10.1038/nature14111

Staudacher, T., Ferrazzini, V., Peltier, A., Kowalski, P., Boissier, P., Catherine, P., et al. (2009). The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 184, 126–137. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.11.005

Taisne, B., and Tait, S. (2009). Eruption versus intrusion? Arrest of propagation of constant volume, buoyant, liquid-filled cracks in an elastic, brittle host. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 114. doi: 10.1029/2009JB006297

Taisne, B., Tait, S., and Jaupart, C. (2011). Conditions for the arrest of a vertical propagating dyke. *Bull. Volcanol.* 73, 191–204. doi: 10.1007/s00445-010-0440-1

Tibaldi, A. (2015). Structure of volcano plumbing systems: a review of multi-parametric effects. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 298, 85–135. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2015.03.023

Walter, T. R., and Troll, V. R. (2003). Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 127, 107–120. doi: 10.1016/S0377-0273(03)00181-1

Watanabe, T., Masuyama, T., Nagaoka, K., and Tahara, T. (2002). Analog experiments on magma-filled cracks. *Earth Planets Space* 54, 1247–1261. doi: 10.1186/BF03352453

Zhai, G., and Shirzaei, M. (2016). Spatiotemporal model of Kilauea's summit magmatic system inferred from InSAR time series and geometry-free time-dependent source inversion. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 5425–5446. doi: 10.1002/2016JB012953

Conflict of Interest Statement: The authors declare that the research was conducted in the absence of any commercial or financial relationships that could be construed as a potential conflict of interest.

Copyright © 2019 Derrien and Taisne. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (CC BY). The use, distribution or reproduction in other forums is permitted, provided the original author(s) and the copyright owner(s) are credited and that the original publication in this journal is cited, in accordance with accepted academic practice. No use, distribution or reproduction is permitted which does not comply with these terms.

3.6. Conclusion : apport de la photogrammétrie à l'étude de l'activité long terme au Piton de la Fournaise

Les reconstructions photogrammétriques réalisées à partir des archives photographiques historiques de l'IGN et des acquisitions tri-stéréo Pléiades ont permis de retrouver, de manière fiable :

1/ **Les volumes émis par les éruptions entre 1931 et 2018**. La plupart de ces volumes ont été mesurés directement par intégration des différences de MNS (1950-2018). Le volume des éruptions de 1931 à 1950 a été entièrement estimé d'après les épaisseurs moyennes des coulées (sur les données de la période 1950-2018). D'après nos estimations, environ 1,23 km^3 de lave ont été émis entre 1931 et 2018, correspondant à un taux de production de nouvelles laves moyen de 0,45 m^3/s.

2/ **Les volumes associés à l'emplacement de dykes et de sills au sein de la partie superficielle (0-2 kilomètres sous le sommet) de la structure volcanique**. Ils ont été estimés d'après une relation simple entre la distance évent-sommet et le volume du dyke. Pour définir cette relation, les volumes des dykes associés à 12 éruptions récentes du Piton de la Fournaise ont été calculés d'après la modélisation des données de déformation de surface (acquises durant ce travail de thèse). D'après nos estimations, environ 0,16 km^3 de magma ont ainsi été intrudés dans la partie superficielle de l'édifice entre 1931 et 2018, correspondant à un taux moyen de 0,06 m^3/s. Le ratio entre augmentation de volume endogène et exogène peut donc être estimé à 11,5%.

3/ **Les volumes des effondrements du Cratère Dolomieu** en 1931-1936, 1961, 1986 et 2007 ont été estimés respectivement à plus de 90 Mm^3, plus de 22 Mm^3, environ 1,5 Mm^3 et 126,2 Mm^3. Au total, ce sont donc plus de 240 Mm^3 qui se sont effondrés dans la partie superficielle du réservoir magmatique entre 1931 et 2018, soit un taux moyen d'environ 0,09 m^3/s.

Le taux moyen d'augmentation du volume de l'édifice, incluant donc les volumes de lave émis, les volumes intrudés et les volumes effondrés est donc de 0,42 m^3/s. La courbe des volumes cumulés montre quatre périodes d'activité (1931-1961, 1961-1986, 1986-2007, 2007-actuel), avec des taux de production magmatique variant entre 0,26 m^3/s (1931-1961) à 0,57 m^3/s (1986-2007). Ces phases d'activité sont séparées par des épisodes d'effondrement du sommet, et semblent être corrélées à des cycles de fertilité de la source mantellique du magma (e.g. Vlastélic et al., 2018).

4/ **La déformation affectant a) le sommet (quantifiée entre 1950 et 2015) et b) le secteur des Grandes Pentes (quantifiée entre 1966 et 2012)**. Ces données nouvelles de déformation confirment les tendances observées sur les périodes plus récentes (1980-2018 pour le sommet, 2005-2018 pour les Grandes Pentes), à savoir une déformation asymétrique de la zone sommitale

et un mouvement préférentiel du flanc est du volcan vers l'est associée à une augmentation de la pente dans ce secteur. La partie haute du flanc est montre un taux de déplacement moyen vers l'est d'environ 13 centimètres par an (entre 1966 et 2012), le secteur des Grandes Pentes de 5,7 à 6,5 centimètres par an, et le secteur du Grand Brûlé de 0,9 à 2,2 centimètres par an. Il en résulte une compression générale du flanc est de 10,8 à 12,1 centimètres par an et une augmentation graduelle de sa pente. Une grande part (75,4%-83,1%) de cette compression vers l'est est attribuée a) dans le cas du flanc est du cône central, aux intrusions successives de dykes dans le massif, principalement orientés nord-sud le long des *rift-zones*, et b) dans le cas des Gandes Pentes, aux mouvements de flancs probablement rapides voire instantanés associés aux dykes alimentant les éruptions distales (e.g. Peltier et al., 2009a; Got et al., 2013). Le reste (16,9-24,6%) pourrait résulter des forces gravitaires s'appliquant à l'édifice. Ce mode de fonctionnement diffère de celui d'autre volcans boucliers ; par exemple au Kilauea, le mouvement de flanc est majoritairement attribué aux forces gravitaires s'appliquant à la structure (e.g. Morgan et al., 2003).

4. Seconde partie : reconstructions photogrammétriques des changements morphologiques du sommet du Piton de la Fournaise : 1927-2019

Cette partie se focalise sur l'évolution morphologique du sommet du Piton de la Fournaise, pour lequel davantage de données photogrammétriques d'archive sont disponibles que pour l'ensemble de l'Enclos Fouqué (notamment, une campagne photogrammétrique haute résolution en 1981, et quelques photographies aériennes datant de 1936). Il existe également quelques schémas et photographies anciennes de la partie sommitale du Piton de la Fournaise (1911 à 1936, Lacroix (1939)) permettant d'étendre notre travail à la période 1927-2019. La partie sommitale a également fait l'objet d'une observation renforcée au cours de ce travail de thèse afin d'étudier la stabilité de la bordure des cratères et les risques associés, avec plus d'une vingtaine de campagnes photogrammétriques à haute résolution entre 2015 et 2019.

4.1. Produits issus des photographies ou des campagnes de photographie aérienne

La période la plus ancienne à laquelle nous pouvons remonter dans les archives, 1927-1949, n'est couverte que par des schémas et des photographies non stéréographiques du sommet (Annexe 2). La période 1950-2007 quant à elle est couverte par plusieurs campagnes de photogrammétrie aérienne. A celles de 1949, 1950, 1959, 1961, 1966, 1971, 1978, 1989, 1997, 2003, 2008 et 2012 réalisées par l'IGN (cf. section 3.1.) s'ajoutent trois campagnes commandées par l'Institut de Physique du Globe de Paris, l'OVPF et le Laboratoire GéoSciences Réunion (LGSR) en 1981, 1984 et 1999. Ces images constituent une archive précieuse que nous avons exploité dans ce travail. Nous n'avons pas utilisé les campagnes de 1959, 1961, 1971 car elles ne permettaient pas de restitution photogrammétrique exhaustive de la zone sommitale, ni celles de 2008 et 2012 car l'OVPF dispose déjà de quinze campagnes couvrant le sommet à partir de 2007. Ces campagnes de l'OVPF sont réalisées à bord d'ULM, d'avion ou d'hélicoptère à l'aide de caméras DSLR. Ces prises de vues ont été réalisées par Lucette Ferlicot, Thomas Staudacher (OVPF/IPGP) et Nicolas Villeneuve (OVPF/IPGP) et ont permis d'obtenir un très bon suivi temporel de la morphologie sommitale entre 2007 et 2014.

Enfin, depuis 2015, ce type de campagnes a été réalisé aussi fréquemment que nécessaire, c'est à dire *a minima* après chaque éruption. Aux acquisitions réalisées depuis un ULM se sont ajoutées depuis 2017 des campagnes par drone ciblant des secteurs spécifiques, à savoir des secteurs instables de la partie ouest du sommet, permettant ainsi d'obtenir des résolutions centimétriques et de suivre en détail l'évolution des fractures autour du Cratère Dolomieu (cf. section 4.3.2.).

4.1.1. Orthoimages

Le Tableau 5 reprend les caractéristiques principales des orthoimages reconstruites à partir des archives historiques de l'IGN au cours de ce travail de thèse, de celles issues du traitement des campagnes commandées par l'IPGP et des orthoimages issues du traitement de campagnes ponctuelles au sommet. Ces restitutions ont permis de produire des orthoimages à très haute résolution, de l'ordre de trois centimètres pour les plus récentes (obtenues pour les campagnes utilisant des drones à partir de 2017) à 1,78 mètres pour la campagne de 1966. Les rapports détaillés des restitutions photogrammétriques sont disponibles en Annexe 1. Les six reconstitutions pré-2007 (hormis celle de 1981) ont utilisé chacune entre 50 et 80 points d'amères (*Ground Control Points*) hors de l'Enclos Fouqué, considérés comme fixes au cours du temps. La campagne de 1981 dédiée au sommet avait été accompagnée d'une campagne de stéréopréparation. Les positions de 187 plaques placées au sol (dont 178 dans l'Enclos Fouqué) avaient été mesurées à l'aide de tachymètres et par aéro-triangulation. Dans l'étude de Derrien et al. (2015), seule une cinquantaine de GCP avaient été nécessaires et utilisés en raison de l'évolution des algorithmes de calculs en stéréophotogrammétrie. Le calage au sol de la campagne de 1981 est donc beaucoup plus précis que celui des autres campagnes pré-2007. La campagne du 12 avril 2008 a également été accompagnée d'une campagne de stéréopréparation. Les 11 campagnes de la période 2007-2014 ont été référencées en utilisant des points d'amères mesurés sur le modèle issu de la campagne du 12 avril 2008. Entre 2015 et 2018, chacune des 20 campagnes de photographie aérienne couvrant la zone sommitale a été accompagnée d'une campagne de mesures géodésiques au sol afin de fournir les coordonnées précises des points d'amères (cf. Fig.12, section 2.2.2.). Les orthoimages produites lors de ce travail de thèse ont permis de suivre l'évolution de la morphologie de la zone sommitale, à savoir mesurer la déformation générale du sommet entre 1950 et 2019 (cf. section 3.3.1.), le mouvement du fond de l'Enclos Velain lors de l'effondrement d'avril 1961 (cf. section 4.2.2.), et de suivre l'évolution des secteurs instables de la bordure du Cratère Dolomieu depuis son effondrement en avril 2007 (cf. section 4.3.1.).

Year	Type	Res (m)	AMS (m)	Correction	r (km)	Comment
1950	IGN	1.02	12.53	W	15	
1966	IGN	1.78	20.57	W	15	
1978	IGN	0.53	21.3	W	15	
1981	IPGP	0.18	1.1	No	NA	
1989	IGN	0.43	20.2	W	15	
1997	IGN	0.63	21.8	W	15	
2007/01/10	TS	NA	NA	NA	NA	
2007/04/07 (1)	LF	NA	NA	NA	NA	
2007/04/07 (2)	TS	NA	NA	NA	NA	
2007/04/10	TS	NA	NA	NA	NA	
2007/04/12	TS	NA	NA	NA	NA	
2007/04/17	TS	NA	NA	NA	NA	
2007/04/19	TS	0.29	3.01	No	NA	
2008/04/12	IPGP	0.13	0.52	No	NA	
2008/10/04	NV	0.16	0.98	No	NA	
2009/12/18	NV	0.26	0.7	No	NA	
2014/12/12	NV	0.13	0.95	No	NA	
2015/04/07	AD	0.11	0.24	No	NA	
2015/05/23	AD	0.19	0.5	No	NA	
2015/09/15	NV	0.1	0.28	No	NA	
2016/09/15	NV	0.15	0.18	No	NA	
2017/02/22	AD	0.24	2.5	No	NA	
2017/04/24	NV	0.27	7.25	No	NA	
2017/05/18	AD	0.17	0.19	No	NA	
2017/06/23	AD	0.03-0.05	0.33	No	NA	Drone
2017/08/02	NV	0.12	4.72	No	NA	
2017/12/19	AD	0.02-0.05	0.06	No	NA	Drone
2018/06/20	AD	0.03-0.05	1.8	No	NA	Drone
2018/09/25	NV	0.17	19.7	No	NA	
2019/01/14	AD	0.03-0.05	1.7	No	NA	Drone
2019/03/19	NV	0.09	24.9	No	NA	

Tableau 5. Résumé des orthoimages produites et utilisées dans cette étude. Caractéristiques principales des orthoimages historiques et reconstruites au cours de ce travail de thèse (notées IGN), de celles issues du traitement des campagnes commandées par l'IPGP (notées IPGP), et des orthoimages issues du traitement de campagnes individuelles au sommet (notées respectivement LF/TS/NV/AD pour Lucette Ferlicot, Thomas Staudacher, Nicolas Villeneuve et Allan Derrien). Les résolutions (Res) des orthoimages et l'Absolute Mean Shift (erreur de référencement absolue ou AMS, e.g. James et al., 2017) sont donnés en mètres. Sont également présentées les corrections appliquées (W: dévoilage, cf. section 2.1.5.) et le rayon de dévoilage utilisé (r, en km, section 2.1.5.). (NA : Non Applicable).

Year	Type	Res (m)	AMS (m)	Correction	r (km)	Comment
1950	IGN	4.06	12.53	W	15	
1966	IGN	3.57	20.57	W	15	
1978	IGN	2.1	21.3	W	15	
1981	IPGP	1.43	1.1	No	NA	
1989	IGN	1.72	20.2	W	15	
1997	IGN	2.53	21.8	W	15	
2007/01/10	CS	0.66	1.86	No	NA	
2007/04/07 (1)	CS	0.37	2.9	No	NA	
2007/04/07 (2)	CS	0.79	0.87	No	NA	
2007/04/10	CS	0.46	3.01	No	NA	
2007/04/12	CS	0.43	2.15	No	NA	
2007/04/17	CS	0.47	1.39	No	NA	
2007/04/19	CS	1.17	3.01	No	NA	
2008/04/12	IPGP	0.49	0.52	No	NA	
2008/10/04	NV	0.66	0.98	No	NA	
2009/12/18	NV	1.04	0.7	No	NA	
2014/12/12	NV	0.55	0.95	No	NA	
2015/04/07	AD	0.45	0.24	No	NA	
2015/05/23	AD	0.74	0.5	No	NA	
2015/09/15	NV	0.42	0.28	No	NA	
2016/09/15	NV	0.29	0.18	No	NA	
2017/02/22	AD	0.48	2.5	No	NA	
2017/04/24	NV	0.61	7.25	No	NA	
2017/05/18	AD	0.34	0.19	No	NA	
2017/06/23	AD	0.06	0.33	No	NA	Drone
2017/08/02	NV	0.25	4.72	No	NA	
2017/12/19	AD	0.07	0.06	No	NA	Drone
2018/06/20	AD	0.07	1.8	No	NA	Drone
2018/09/25	NV	0.17	19.7	No	NA	
2019/01/14	AD	0.07	1.71	No	NA	Drone
2019/03/19	NV	0.18	24.9	No	NA	

Tableau 6. Résumé des MNS produits et utilisés pour le suivi photogrammétrique des changements morphologiques de la zone sommitale. Caractéristiques principales des MNS historiques et reconstruits au cours de ces travaux (notés IGN), de ceux issus du traitement des campagnes commandées par l'IPGP (notés IPGP), et de ceux issus du traitement de campagnes ponctuelles au sommet (notés respectivement LF/TS/NV/AD pour Lucette Ferlicot, Thomas Staudacher, Nicolas Villeneuve et Allan Derrien). Les résolutions (Res) des MNS et l'Absolute Mean Shift (erreur de référencement absolue ou AMS, e.g. James et al., 2017) sont données en mètres. Sont également présentées les corrections appliquées (W: dévoilage, cf section 2.1.5.) et le rayon de dévoilage utilisé (r, en kilomètres, cf. section 2.1.5.) dans le cas des reconstructions historiques. (NA : Non Applicable).

4.1.2. Modèles Numériques de Surface

Le Tableau 6 en page précédente reprend les caractéristiques principales des MNS historiques reconstruits au cours de ces travaux, de ceux issus du traitement des campagnes spécifiquement commandées par l'IPGP, et de ceux issus du traitement de campagnes ponctuelles au sommet. Les rapports détaillés des reconstructions photogrammétriques sont disponibles en Annexe 1. Le traitement photogrammétrique de ces différentes campagnes a permis de produire des MNS à haute résolution, comprises entre 6 centimètres (campagnes récentes utilisant des drones depuis 2017) et 4,06 mètres (campagne de photographie aérienne de l'IGN de 1950). Ces MNS ont permis d'évaluer le volume des effondrements de 1961 et 2007 (par intégration des différences de MNS sur la zone concernée par l'effondrement), et de produire des coupes topographiques précises de la zone sommitale en 1950, 1966, 1978, 1989, 1997 et 2003 (cf. Annexe 7).

4.2. Effondrements de caldera depuis 1927

Les effondrements de calderas et la formation de pit-craters sont des phénomènes communs à la plupart des volcans boucliers. Ces évènements de surface font généralement suite à une vidange rapide d'un réservoir magmatique ou hydrothermal (e.g. Marti et Gudmundsson, 2000; Geshi et al., 2002; Michon et al., 2009b; Staudacher et al., 2009; Neal et al., 2019). Lors de l'effondrement, la structure du volcan située au-dessus de la source vidangée cède, créant une ou plusieurs dépression(s) de dimension allant de plusieurs centaines de mètres (e.g. Cratère Dolomieu au Piton de la Fournaise) à plusieurs dizaines de kilomètres dans les cas les plus extrêmes (e.g. caldera de Toba dans le nord de Sumatra, en Indonésie) en largeur, pour plusieurs dizaines de mètres à un ou deux kilomètres en profondeur (e.g. Michon et al., 2009b; Chesner, 2012). On parle généralement de caldera dans le cas de dépressions de grande envergure (égales ou supérieures au kilomètre en largeur) et aux bords présentant un talus d'effondrement, et de pit-crater pour les structures plus petites (inférieures ou égales au kilomètre en largeur) et aux parois verticales. Les effondrements de caldera les plus récents sont ceux du Kilauea (Hawai'i, 2018; e.g. Neal et al., 2019), du Bárðarbunga (Islande, 2014; e.g. Gudmundsson et al., 2016), du Piton de la Fournaise (La Réunion, 2007; e.g. Staudacher et al., 2009), du Miyakejima (Japon, 2000; eg. Geshi et al., 2002) et de Fernandina (Galapagos, 1968; Simkin et Howard, 1970). A la suite de ces effondrements, les dépressions formées se comblent progressivement par accumulation de coulées émises lors de nouvelles éruptions et ce jusqu'à l'effondrement suivant. Ce cycle se répète de nombreuses fois dans l'histoire d'un volcan, et les effondrements peuvent affecter des zones différentes suivant la localisation et la géométrie du système magmatique et/ou hydrothermal superficiel.

Au Piton de la Fournaise, les effondrements les plus récents (post-1900) ont tous affecté la surface du Cratère Dolomieu, partiellement ou intégralement, et cela à six reprises (entre 1927 et 1936, en 1953, en 1961, en 1986, en 2002 et en 2007, e.g. Michon et al., 2013). Les restitutions photogrammétriques de la période 1950-2019 produites au cours de ce travail de thèse et l'étude précise des schémas et photographies de Lacroix (1939) nous ont permis de retracer avec précision l'évolution morphologique de la zone sommitale au cours de cette période et d'estimer précisément les volumes effondrés lors de ces évènements. Du fait de leur très faible volume (1,5 Mm^3 pour 1986 et inférieur à 1 Mm^3 pour 2002), les effondrements de 1986 et 2002 n'ont pas fait l'objet d'une étude détaillée.

4.2.1. Effondrement de caldera de 1927-1936

En préambule, rappelons que Lacroix (1939) écrit : *« […] lorsque, le 28 octobre 1911, je suis arrivé au sommet du Piton de la Fournaise, au lieu d'y trouver le Cratère Dolomieu, décrit avec de nombreuses variantes par ceux qui m'avaient précédé, je n'ai pas trouvé de cratère du tout. Le sommet du piton était formé d'une sorte de petit plateau bombé occupant la place du cratère, remblayé par une lave en échaudés en grandes ondes, localement découpée en dalles plus ou moins chavirées. Dans la partie Nord-Est de ce plateau existait une cavité irrégulière ayant une quarantaine de mètres de diamètre et quelques mètres seulement de profondeur, cavité résultant d'un affaissement local de la lave, fragile et très bulleuse […] ».*

D'après Lacroix (1939):

1/ Des visiteurs du volcan ont vu apparaître en 1927 pour la première fois une petite dépression de cent mètres de diamètre et de quelques mètres de profondeur dans la partie orientale du sommet. Agrandie en 1929, cette dépression avait en 1930 l'aspect d'un cratère et était remplie de lave fluide.
2/ En novembre 1935, M. Maurice nota, au milieu des laves sommitales, la présence d'une seconde dépression de 100 à 150 m de diamètre et de 20 à 30 m de profondeur. Il nota également de nouvelles laves et une série de fissures tout autour. Quelques mois plus tard, la cloison séparant les deux dépressions évoquées précédemment (les cratères de 1927 et 1935) avaient disparu et avait laissé place à ce qui sera appelé plus tard le "nouveau Cratère Brûlant").
3/ Enfin, en septembre 1936, des photographies aériennes du sommet ont pu être réalisées par Jean Arnoux, lors du premier survol du Piton de la Fournaise à bord d'un avion.

Ces photographies nous ont permis, en comparaison avec l'orthoimage et le MNS de 1950, d'étudier les détails de cet effondrement, d'une surface de 800 mètres sur 700 mètres et d'une profondeur de 200 mètres au minimum (à noter que nos estimations sont supérieures à celles faites par Lacroix (1939), qui sont de 600x400x120 mètres).

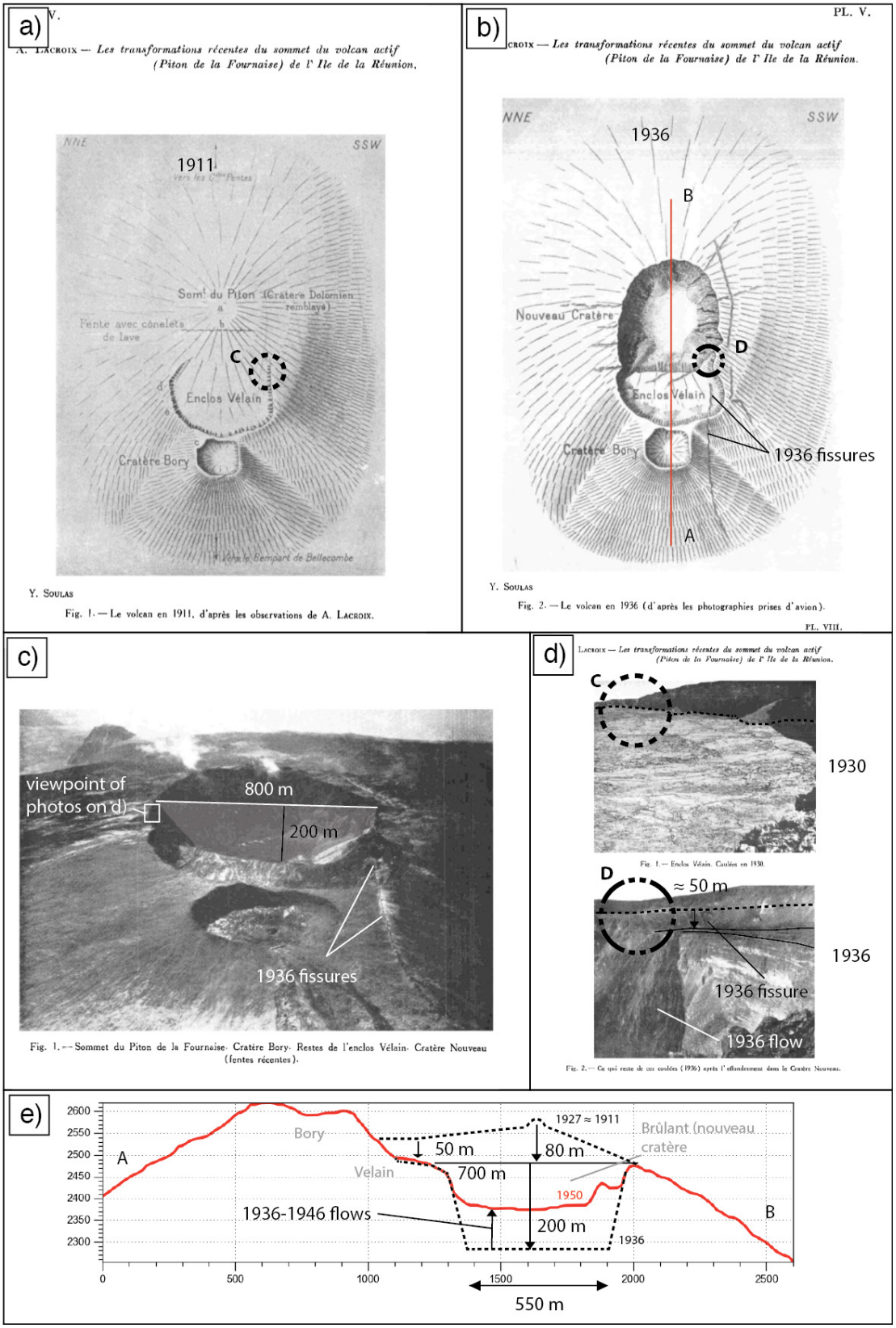


Figure 32. Caractéristiques de l'effondrement de 1927-1936 au Piton de la Fournaise, déduites de l'orthoimage et du MNS de 1950 (Annexe 2), et des descriptions de Lacroix (1939). Cartographies du sommet a) en 1911 et b) en 1936 d'après Lacroix, 1939. Photographies du sommet c) en 1930 et d) en 1936 d'après Lacroix (1939). e) Estimation du profil topographique (en pointillés) O-E du sommet, en 1927, 1936 estimé à partir des schémas et photographies présentés dans les encarts a) à d) et profil topographique en 1950 (en rouge) issu des reconstructions photogrammétriques à partir des campagnes historiques de l'IGN (cf section 3.1.).

Par l'étude des photographies historiques (Fig.32), et notamment la comparaison de deux photographies prises en 1930 et 1936 (Fig.32d), nous voyons que l'Enclos Velain (i.e. la partie du sommet entre le nouveau Cratère Brûlant à l'est et le Cratère Bory à l'ouest) semble également s'être affaissé d'environ 50 m au cours de ce processus (cf. points C et D sur la Fig.32d), alors que la topographie de ce lieu ne semble pas avoir changé entre 1911 et 1930 (Fig.32a,d). Le fond de l'Enclos Velain semble s'être affaissé de quelques dizaines de mètres de plus dans sa partie sud (Fig.32d ; comme déjà mentionné par Carter et al., 2007), et une nouvelle coulée s'est épandue par dessus (très probablement au cours de l'éruption de 1936, avant que la photographie en Fig.32d n'ait été prise). En l'absence de MNS pré-effondrement, ceci reste toutefois sujet à discussion. A noter que sur la photographie aérienne de la Fig.32c, le fond du cratère est très probablement recouvert par la coulée de l'éruption de 1936, dont on voit aussi une partie se déversant du fond de l'Enclos Velain vers le fond du Cratère Brûlant sur la Fig.32d.

Les mesures réalisées sur les photographies historiques permettent d'évaluer le volume de cet effondrement. En effet, le fond du Cratère Brûlant s'est effondré d'au moins 200 mètres sur une surface comprise entre 550 et 700 mètres de diamètre (Fig.33), ce qui équivaut à un volume effondré de 47,5 à 77,0 Mm^3. À ceci s'ajoute un affaissement d'environ 50 mètres sur la surface de l'Enclos Velain et du Cratère Brûlant (0,54 km^2 d'après une mesure sur l'orthoimage de 1950), soit 27 Mm^3 effondrés supplémentaires. Ceci permet d'estimer le volume minimal de l'effondrement ayant eu lieu entre 1927 et 1936 entre 74,5 et 103,9 Mm^3. Cette estimation étant très grossière, on retiendra une valeur de 90 Mm^3 pour cet effondrement. Notons que le rapport (0,69) entre l'estimation du volume de la coulée de 1931 (130 Mm^3, Jean, 1931), et l'estimation du volume de l'effondrement de la période 1927-1936 déduites des mesures sur les photographies aériennes (90 +- 14 Mm^3) est relativement proche du rapport (0,77) entre le volume de la coulée d'avril 2007 (165 Mm^3, cf. Annexe 6) et celui de l'effondrement du Cratère Dolomieu associé (126,2 Mm^3, cf. section 4.2.3.). Notons que ce rapport se distingue de celui présenté par Neal et al. (2019) dans le cas de l'effondrement de la caldera au Kilauea en 2018, qui est d'environ 1 (800 Mm^3 effondrés pour autant de magma retiré du réservoir) et de celui obtenu par Gudmundsson et al. (2016) dans le cas de l'effondrement du Bárðarbunga en 2014, qui est d'environ 1,12 (1800 Mm^3 effondrés pour 1600 Mm^3 de lave émis par l'éruption associée). Les différences observées entre les différents systèmes (Piton de la Fournaise, Bárðarbunga et Kilauea) peuvent s'expliquer par les différences dans leurs contextes géodynamiques respectifs (contexte d'extension tectonique dans le cas du Bárðarbunga et d'extension gravitaire dans le cas du Kilauea) ou par les différences dans le développement de leur système d'alimentation (systèmes plus développés dans le cas du Bárðarbunga et du Kilauea que dans le cas du Piton de la Fournaise). Un contexte extensif et/ou un système d'alimentation plus développer peut favoriser des injections de magma en profondeur, n'atteignant pas la surface, et réduisant ainsi le ratio en volume émis en surface et volume de l'effondrement.

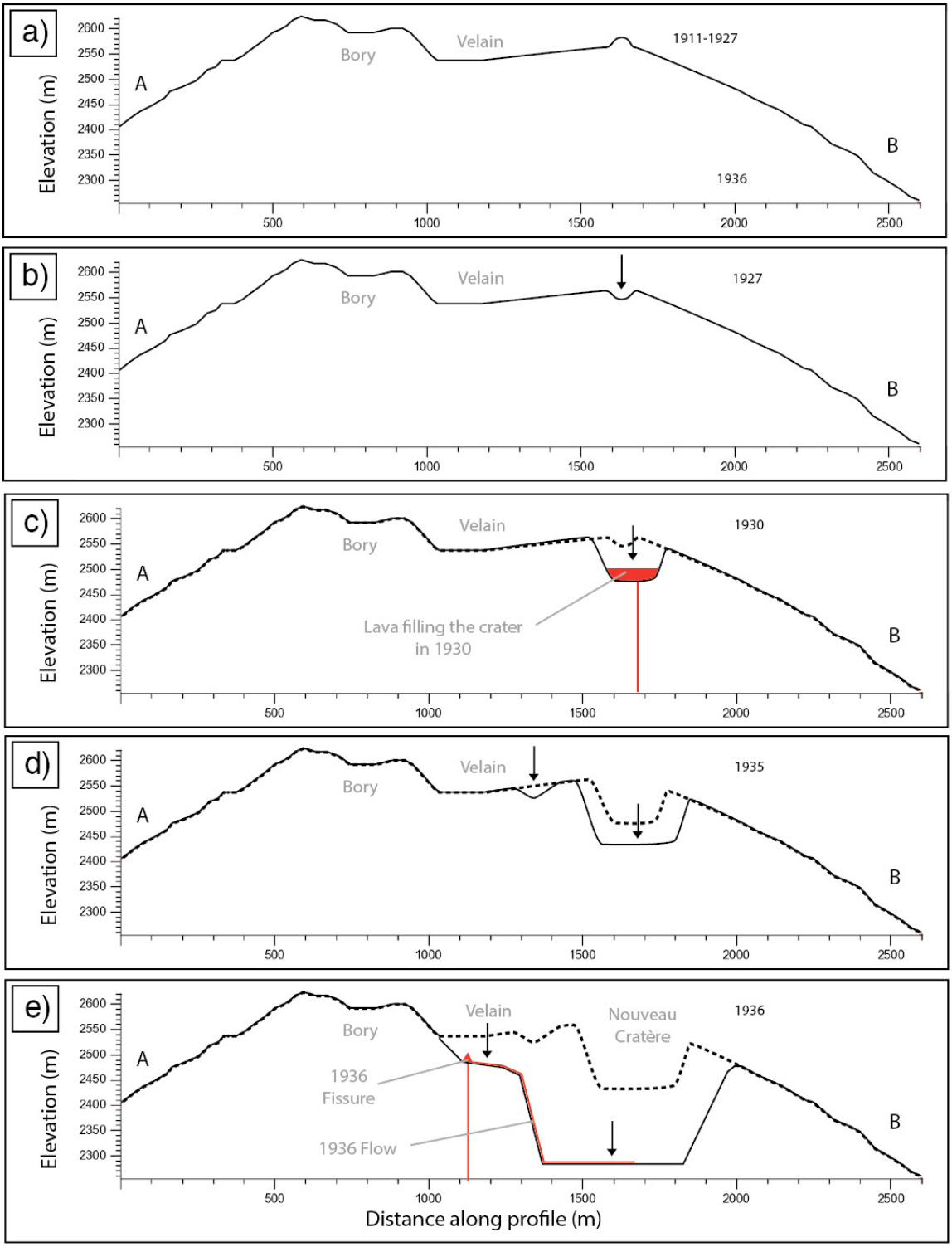


Figure 33. Profils topographiques ouest-est du sommet du Piton de la Fournaise lors des différentes phases de l'effondrement de 1927-1936, interprétés d'après Lacroix (1939), l'analyse des photographies historiques du sommet (1936), l'orthoimage et le MNS de 1950 (cf section 3.1.) en a) 1911-1927, b) 1927, c) 1930, d)1935 et e), 1936.

4.2.2. Effondrements de juillet 1953 et d'avril 1961

La période d'effondrement de 1927-1936 fut suivie par un remplissage graduel du Cratère Brûlant à la faveur d'éruptions sommitales et intra-cratériques, comme par exemple en 1936, 1943, 1944 et 1946-1947. La comparaison de la topographie issue de l'analyse de la photographie aérienne de 1936 et de la reconstruction photogrammétrique de 1950 d'après les images d'archive de l'IGN (Fig.32e) montre que le fond du Cratère Brûlant se trouva rehaussé d'environ 100 mètres entre 1936 et 1950, passant de 2280 à 2380 m d'altitude.

Le 1er juillet 1953, alors qu'une éruption était en cours au niveau de la Plaine des Osmondes (au nord de l'Enclos Fouqué), une dépression s'est formée dans la partie sud-ouest de l'Enclos Velain, de façon contemporaine à une augmentation brutale de l'activité au niveau de l'évent éruptif. Le 8 juillet, ses dimensions étaient de 100 mètres de diamètre pour 10 mètres de profondeur (Ducrot, 1958). Cette dépression continua à s'approfondir progressivement, jusqu'à atteindre 20 mètres de profondeur (comme rapporté en juin 1954 ; Ducrot, 1958). La formation de cette dépression fut également à l'origine de l'effondrement partiel (moitié sud) de la jonction Bory-Velain (Ducrot, 1958) (Fig.34a). La comparaison des orthoimages de 1950 et 1966 (Annexe 2) nous a permis d'identifier plusieurs nouvelles fractures apparues au cours de cette période à l'intérieur et au nord du Cratère Bory (Fig.34b). Il est certain qu'*a minima*, deux fractures concentriques majeures (Fig.34b) à l'intérieur du Cratère Bory et parallèles aux bords du Cratère Dolomieu sont apparues au cours de la formation de la dépression de juillet 1953, car elles sont citées comme contemporaines de cet évènement dans le rapport de M. Ducrot publié en 1958. Elles sont également clairement identifiables sur une photographie aérienne de la campagne de 1961. Cette campagne n'est pas exploitée dans ce travail car malheureusement très incomplète sur le volcan. Une seule photographie couvre le Cratère Bory et seulement une petite partie nord-ouest du Cratère Dolomieu. Cela est d'autant plus regrettable que la résolution de cette campagne et sa qualité de conservation sont bonnes. Les autres fractures identifiées sur les photographies et cartographiées sur la Fig.34b ont pu s'ouvrir lors de la formation de la dépression de juillet 1953 et s'agrandir lors de l'effondrement de 1961, ou avoir été contemporaines uniquement de ce dernier. Nous ne possédons actuellement aucun élément permettant de privilégier l'une ou l'autre de ces deux hypothèses. La différence des MNS de 1950 et 1966 nous apporte des informations inédites sur l'évolution du sommet entre ces deux dates. D'une part, il apparait que le fond de l'Enclos Velain a subsidé, de manière cohérente sur l'ensemble de sa surface, d'au moins 50 mètres (Fig.34c), tandis que le fond du Cratère Brûlant s'est comblé d'autant à la suite de plusieurs éruptions.

D'autre part si l'Enclos Velain, qui représente une plateforme adjacente au Cratère Brûlant, a subi un mouvement de subsidence, il est probable que l'ensemble du Cratère Dolomieu (ensemble Enclos Velain + Cratère Brûlant) ait été affecté. Ces MNS suggèrent donc un affaissement de l'ensemble de la surface du Dolomieu d'au moins 50 mètres pour sa partie ouest, et de potentiellement plus pour sa partie est (mais nous ne disposons pas d'éléments supplémentaires à ce sujet pour pouvoir le quantifier).

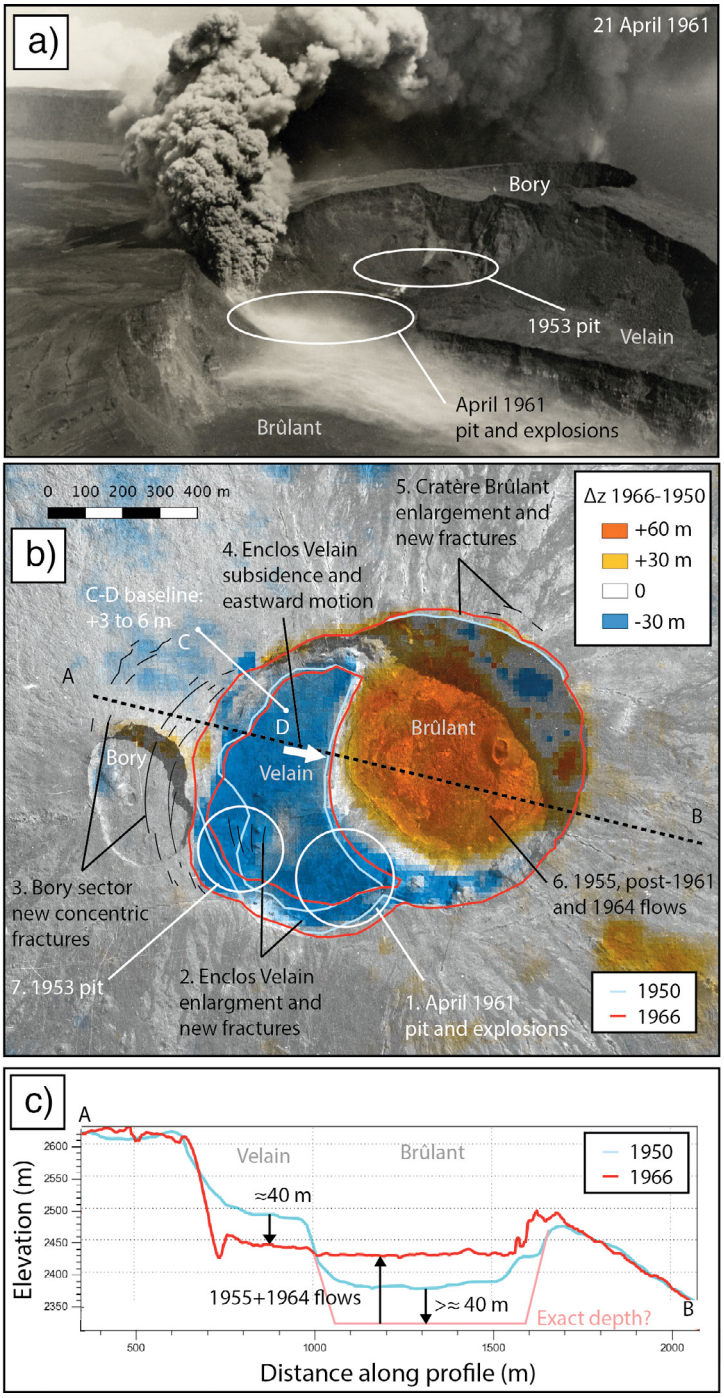


Figure 34. a) Photographie aérienne (© G. Ethève) du sommet du Piton de la Fournaise en avril 1961, alors que le cratère Dolomieu (ensemble Enclos Vélain + cratère Brûlant) est le siège de nombreuses explosions et de la formation d'un pit-crater dans sa partie sud. À noter que la trace de la dépression de 1953 est toujours visible sous le Bory. b) Carte représentant les principales différences observées entre 1950 et 1966, d'après la comparaison des MNS et des orthoimages associées. Les contours de l'Enclos Vélain et du cratère Dolomieu sont représentés en bleu pour 1950 et en rouge pour 1966. À noter les deux dépressions de 1953 et 1961, respectivement au sud-ouest et au sud du Dolomieu, un réseau de nouvelles fractures dans le secteur du Bory et au nord-est du Cratère Brûlant (traits noirs), un mouvement cohérent de l'ensemble du Velain de 3 à 6 mètres vers l'est (flèche blanche) et d'environ 40 mètres vers le bas, l'accumulation de nouvelles coulées (>60 mètres par endroits) dans le Cratère Brûlant, et un élargissement du Dolomieu au nord-est, au sud, et au sud-ouest. c) Profils topographiques O-E du sommet en 1950 (en bleu) et 1966 (en rouge). A noter que la partie est, proche du rempart, présente des zones d'ombre et que la reconstruction topographique de cette zone présente de ce fait des artefacts.

La comparaison des orthoimages montre en outre un déplacement cohérent du Velain vers l'est (Fig.34b): ceci indique probablement un effondrement du Cratère Brûlant, s'étendant à l'ouest à l'Enclos Velain (cela est similaire aux extensions asymétriques classiquement observées lors de la formations de calderas, e.g. avril 2007 au Piton de la Fournaise ; e.g. Michon et al., 2007 ; ou juillet-août 2018 au Kilauea ; e.g. Neal et al., 2019).

Les rapports historiques ne mentionnent pas de subsidence du fond de l'Enclos Velain en 1953, mise à part une dépression locale de 20 mètres de profondeur maximum et de 200 mètres de diamètre maximum dans sa partie sud (Ducrot, 1958; Michon et al., 2013). De ce fait, il apparait donc probable que la subsidence et le déplacement vers l'est de l'ensemble de l'Enclos Velain observés entre 1950 et 1966 soient contemporains des évènements d'avril 1961.

D'après Ducrot (1958), la photographie d'avril 1961 (Fig.34a) et la comparaison des produits MNS et orthoimages de 1950 et 1966 (Fig.34b), il apparait donc que le sommet a été affecté par deux évènements majeurs au cours de ces 15 années. Le fond de l'Enclos Velain reposait alors (en 1950) à environ 2480 mètres d'altitude et celui du Cratère Brûlant à 2380 mètres d'altitude.

1) Le premier évènement, en juillet 1953, a créé une dépression d'amplitude modeste (environ 100 à 200 mètres de diamètre pour 10 à 20 mètres de profondeur) dans le sud-ouest du Cratère Dolomieu, ainsi qu'au moins deux fractures dans le Cratère Bory (Fig.35a,b) et plusieurs fractures dans la partie sud de la bordure du Cratère Dolomieu (Ducrot, 1958). Cet effondrement local dans le sud-ouest du Cratère Dolomieu est probablement lié aux deux secousses sismiques ressenties par le guide Alfred Picard et son fils dans la nuit du 30 juin au 1er juillet 1953, à respectivement minuit et 2:30 heure locale (20:00 et 22:30 UTC ; Ducrot, 1958).

2) Le second évènement est survenu huit ans plus tard, en avril 1961. Entre ces deux évènements, plusieurs éruptions dans le Cratère Brûlant ont été à l'origine de son remplissage partiel. Notamment, en 1955, une coulée a ensevelit jusqu'à son sommet le cône de scorie de 1946-1947, dont la hauteur était estimée à 12 mètres (Ducrot, 1958 ; Fig.35b). Toutefois il faut garder à l'esprit que les mesures de hauteur à cette époque et pour ce type de cône inaccessible à pied, ont pu être mésestimées. En 1961, alors qu'une éruption était en cours depuis le 1er avril dans le rempart nord-ouest de la Plaine des Osmondes, de nombreuses explosions au sommet ont été observées et entendues. Un panache de cendres soutenu a été observé pendant 4 à 5 heures le 21 avril, après une augmentation progressive du débit de lave en surface au niveau de l'évent éruptif entre le 19 et le 21 avril (Michon et al., 2013). Cette émission de cendre a été localisée sur la bordure sud de l'Enclos Velain (Fig.35c).
Le 26 avril, les fissures éruptives dans la Plaine des Osmondes ont émis des fontaines de lave décrites comme atteignant des hauteurs anormalement élevées (Michon et al., 2013) tandis que l'effondrement au sommet alimentait un panache de cendres vertical, d'ampleur plus importante que celui du 21 avril (Michon et al., 2013). L'activité dans la Plaine des Osmondes se termina le 29 avril, assez rapidement après cette phase paroxysmale. Il est possible d'envisager que la phase du

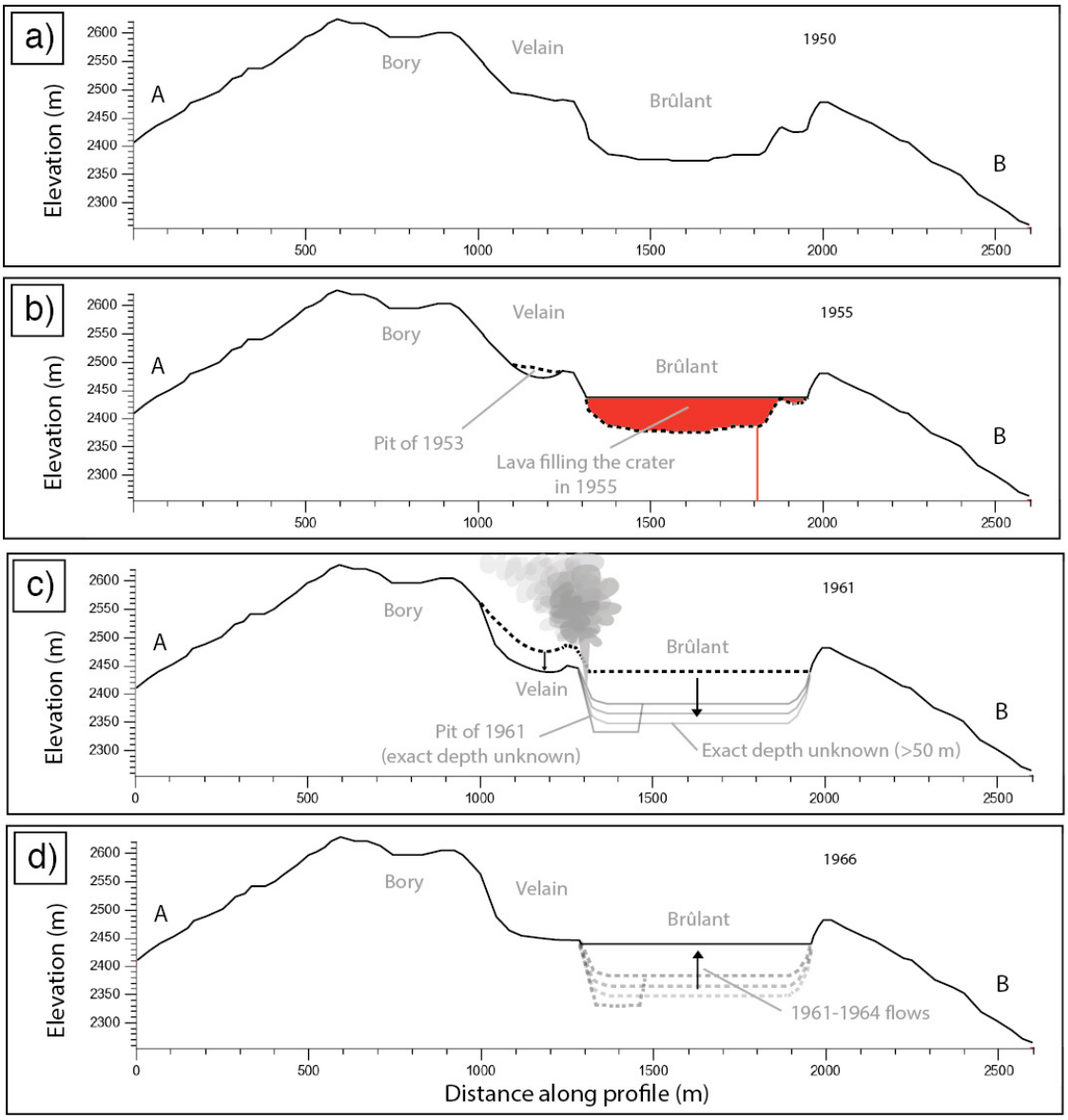


Figure 35. Profils topographiques ouest-est du sommet du Piton de la Fournaise en a) 1950, b) 1955, c) 1961 et d) 1966, illustrant l'ensemble des changements morphologiques au sommet du Piton de la Fournaise au cours de cette période.

21 avril correspondit à la formation d'un pit-crater au sud de l'Enclos Velain (comme le suggère la photographie de G. Ethève en Fig.34a), tandis que le paroxysme du 26 avril fut contemporain de l'effondrement ou de la subsidence de l'ensemble de la surface du Dolomieu. La comparaison des MNS de 1950 et de 1966 permet d'estimer la valeur de cette subsidence à environ 40 mètres (Fig.34b,c) sur l'ensemble de la surface du fond du Cratère Dolomieu (0,54 km^2, d'après une mesure effectuée sur l'orthoimage de 1950). La valeur exacte reste inconnue du fait de la mise en place des coulées de 1955 et 1961-1964 ayant comblé en partie le Cratère Brûlant. Ceci équivaudrait à un volume effondré minimal pour l'effondrement de 1961 de 21,6 Mm^3.

4.2.3. Effondrement d'avril 2007

En avril 2007, alors que le Cratère Dolomieu était comblé par les laves émises lors des éruptions sommitales de 1961 à 2007, et ce jusqu'au niveau de sa bordure sud-est, un effondrement de grande ampleur s'est produit. Le 5 avril, à 20:48 UTC, un séisme a secoué le sommet, et a marqué le début de l'effondrement de la surface du Cratère Dolomieu. Celui-ci a fait suite à plusieurs jours d'activité soutenue (depuis le 2 avril) au niveau d'un évent éruptif situé à basse altitude (580 mètres) dans le sud du Grand Brûlé, une augmentation graduelle de la sismicité sommitale (Staudacher et al., 2009) et une déflation significative du sommet enregistrée sur les stations GNSS permanentes (Peltier et al., 2009b). L'étude ci-après, "The 2007 caldera collapse at Piton de la Fournaise : new insights from multi-temporal Structure from Motion", en préparation pour une soumission dans le journal *Geology*, retrace la dynamique de cet évènement à travers le traitement de diverses images acquises au cours de l'effondrement.

Résumé en français

Grâce au traitement des campagnes stéréo-photogrammétriques couvrant le Cratère Dolomieu avant, pendant et après son effondrement en avril 2007, nous avons produit une série temporelle de neuf nouveaux MNS retraçant l'évolution morphologique de la zone sommitale au cours de cet événement. Ce jeu de donnée nous a permis de retracer l'évolution temporelle précise du volume de l'effondrement et les changements morphologiques à l'intérieur du Cratère Dolomieu entre janvier 2007 et avril 2008. Le taux d'effondrement fut élevé au cours des 30 premières heures (moyenne de 840 m^3/s), et se poursuivit au cours des 12 jours suivants à un taux moindre (moyenne de 46 m^3/s). Le 19 avril, soit 14 jours après le début de l'effondrement, le volume de celui-ci atteignait 96% de son volume final. Les 4% restants furent probablement atteints entre le 19 avril et le 1er mai, date de la fin de l'éruption. La distribution spatiale d'une anomalie thermique et hydrothermale à l'intérieur de la nouvelle caldera est relativement proche de la trace en surface des principales failles actives au cours de l'effondrement. Ces dernières semblent ainsi être connectées au système d'alimentation magmatique et participer significativement aux transferts de fluides vers la surface.

The 2007 caldera collapse at Piton de la Fournaise: new insights from multi-temporal Structure from Motion

Allan Derrien[1], Aline Peltier[1], Nicolas Villeneuve[1],[2], Thomas Staudacher[1]

[1] Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise / Institut de Physique du Globe de Paris, Université Sorbonne Paris Cité, Université Paris Diderot, UMR 7154 CNRS, F-97418 La Plaine des Cafres, France
[2] Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, Université Sorbonne Paris Cité, CNRS, F-97744 Saint Denis, France

Corresponding author: Allan Derrien (+262 692 621 420, derrien@ipgp.fr)

Plain language summary

Volcanoes summit often host one or several craters or calderas. It is admitted by the scientific community that they are mostly built during exceptional eruptions, as very recently observed during the 2018 Hawai'i events, or depicted in the old tales of many cultures that have survived since centuries. Such collapses are very rarely observed. Their birth is usually accompanied by earthquakes and explosions of unusual magnitude, which raise exceptional levels of hazards to neighboring communities.
We gathered a unique dataset of historical aerial photographs of Cratère Dolomieu, one of the world's most recent calderas, located on the Indian Ocean island of La Réunion, and formed during the most intense recent distal eruption of Piton de la Fournaise. With computer vision technology, we turned these photographs into high-resolution 3D models of the inside of the collapsing crater. The collapse was linked to material falling inside the magma reservoir beneath it like a piston, adding pressure and forcefully pushing lava out through a low-elevation fissure. We provide digital models of this crater formation, in order to understand its surface mechanics and help forecast collapse behaviors that can threaten inhabited areas during these exceptional events.

Keypoints

- 4D high-resolution mapping of the 2007 Piton de la Fournaise caldera during the two weeks following its onset suggests its formation lasted longer than previously thought.
- Volume budget between collapsed materials and lava outputs highlights retroactions between reservoir drainage and collapsed materials fallen into the plumbing system.
- 4D mapping of the caldera's floor subsidence explains the distribution of post collapse thermal anomalies inside the Cratère Dolomieu.

Index terms

Caldera. Collapse. 4D mapping. Reservoir volume budget. Magma transport dynamics. Piton de la Fournaise.

Abstract

We produced new multi-temporal Digital Elevation Models (DEMs) of the April 2007 summit collapse at Piton de la Fournaise from previously unused aerial photographs. This dataset revealed the precise temporal evolution of collapsed volume and caldera morphological changes. Four days after the onset of an eruption at an unusually low elevation, the summit started to collapse (at 20:48 UTC on April 5th). During the first 30 hours, collapsing was relatively fast (840 m^3/s average), and continued for at least the following 12 days, at a slower rate (46 m^3/s average). On April 19th, the collapse reached 96% of its final volume, while the remaining 4% were probably attained by May 1st (end of lava emission at the vent). The post-collapse hydrothermal activity in the caldera is closely associated with the main ring faults evidenced as active during the collapse, which are now preferential paths for fluids to reach the surface.

1. Introduction

Volcanic systems often display depressions at the top or on the sides of their edifices. Rapid withdrawal of large magma volume from reservoirs can lead to the formation of caldera(s) at the surface. These exceptional but recurring events pose several hazards to neighboring communities (caldera collapses, summit instabilities, high gas flux release, ash plume, ash deposits, rapid and extended lava flows in distal areas). Even if calderas are classic morphologies on basaltic shield volcanoes, scientific records of observations during their formation are rare (Kilauea, Hawai'i, in 1960 (Delaney and McTigue, 1994), Fernandina, Galápagos, in 1968 (Simkin and Howard, 1970), Miyakejima, Japan, in 2000 (Geshi et al., 2002), Piton de la Fournaise (PdF), La Réunion, in 2007 (e.g. Staudacher et al., 2009), Bárðarbunga, Iceland in 2014 (e.g. Gudmundsson et al., 2016), and Kilauea again in 2018 (e.g. Neal et al., 2019)). Detailing and understanding collapse mechanisms may lead to significant breakthroughs in volcano dynamics science. The April, 2007 collapse of the PdF summit is considered here as representative of this type of process.

Located in the southwestern Indian Ocean (Fig. A1a), this hotspot basaltic shield volcano has undergone a series of summit caldera collapses in the last three centuries (e.g. Peltier et al., 2012; Michon et al., 2013), each forming a depression subsequently filled with the products of following summit eruptions. The dynamics characterizing the onset of such events at PdF have been covered by previous studies. The latest of these events (Fig.A1b,c) began on April 5th, 2007 (20:48 UTC) and was associated with an unusual voluminous distal eruptive phase starting on April 2nd and ending on May 1st (>140·106 m^3 according to Staudacher et al., 2009; 240·106 m^3 according to Roult et al., 2012), which largely emptied the shallow magma reservoir located at a depth of about 1-2 km (Michon et al., 2007, 2009, 2011; Peltier et al., 2009; Staudacher et al., 2009; Di Muro et al., 2014). This event was well documented with ground deformation (Peltier et al., 2009), seismicity (Massin et al., 2011; Fontaine et al., 2014), extrusion rate (Coppola et al., 2009) and gas emission (Tulet and Villeneuve, 2011; Gouhier and Coppola, 2011, Di Muro et al., 2014) datasets. No technique or tools were available in situ at PdF, to directly measure the evolution of the collapse morphology and volume. In this study, we present the first quantified observations of the geomorphological evolution of a volcanic caldera during its formation. Helped by recent developments in image matching software, we produced an unprecedented series of high-resolution Digital Elevation Models (DEMs) of the summit from aerial photographs taken during its collapse. DEMs revealed the caldera volume evolution during the first fourteen days following the initiation of the collapse. With the addition of complementary geophysical data from the Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, we bring new light to the collapse dynamics and the evolution of the volume budget between reservoir drainage and fallen collapsed material during the event.

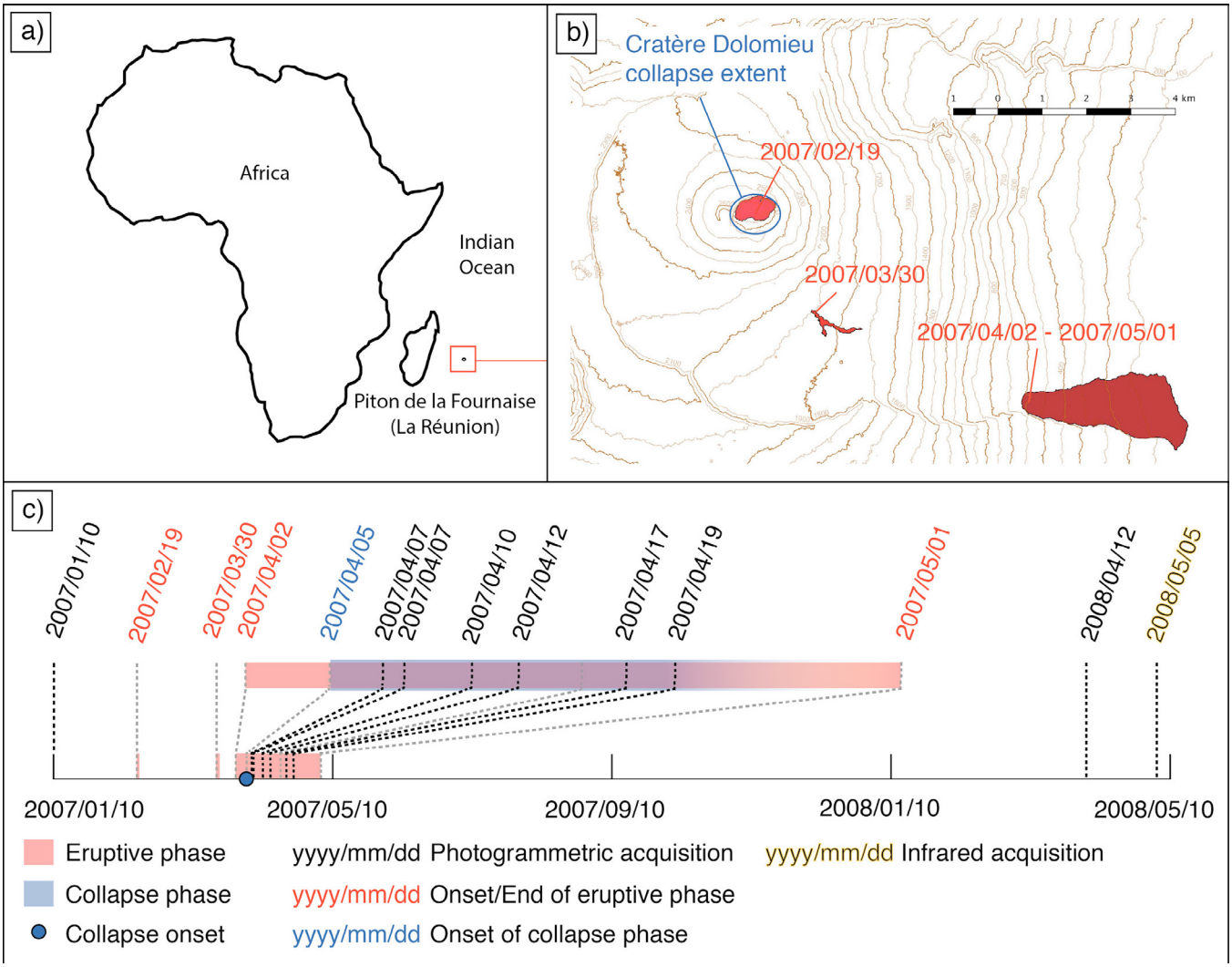


Figure A1. Figure 1. a) Location of Piton de la Fournaise. b) Location of the April 2007 Cratère Dolomieu collapse and maps of the 2007 lava flows. c) Timeline of the Piton de la Fournaise activity (eruptions and collapse) during the period of study. The dates of the aerial surveys used in this study are also reported.

2. Methods

2.1. Production of multi-temporal DEMs of the caldera

The complete 2007 aerial photography dataset used in this study was composed of (1) seven aerial photography campaigns (January 10th, April 7th (two sets), 10th, 12th, 17th and 19th), (2) a Structure-From-Motion (SfM) set of 52 pictures used to georeference the other sets with optimal accuracy (April 12th, 2008) and (3) a set of 130 infrared images (May 5th, 2008). The photographs with sufficient overlap and proper acquisition geometry were selected for an SfM processing. SfM is a technique enabling to build a 3-dimensional digital model of a real object from multiple-view photographs (e.g. Koenderink and Van Doorn, 1991). We processed the 9 datasets with Agisoft Photoscan Pro (V.1.2.3), a software solution that has efficiently yielded precise and reliable results in previous studies (e.g. Frankl et al., 2014; Chandler et al., 2016; Jaud et al., 2016) and notably in the case of PdF (Derrien et al., 2015, 2018). The Photoscan reports are available (open access) in Derrien and Villeneuve, 2018. For each stage, a 3-D model (point cloud) was produced (Table A1).

Date	Camera	Photos	Operator	DEM (m)	GCPs	Type	AMS (m)	Remarks
2007/01/10	DSC-V3	38	T. Staudacher	0.66	9	Land	1.86	Pre-collapse
2007/04/07	unknown	17	L. Ferlicot	0.37	8	Land	2.9	
2007/04/07	DSC-V3	34	T. Staudacher	0.79	5	Land	0.87	Partial model
2007/04/10	DSC-V3	107	T. Staudacher	0.46	6	Land	3.01	
2007/04/12	DSC-V3	66	T. Staudacher	0.43	7	Land	2.15	
2007/04/17	DSC-V3	154	T. Staudacher	0.47	8	Land	1.39	
2007/04/19	DSC-V3	147	T. Staudacher	1.17	6	Land	3.01	
2008/04/12	Phase One	50	A.I.G.L	0.49	39	Targets	0.52	Study reference
2008/05/05	FLIR	29	T. Staudacher	2.11	4	Land	45	Infrared

Table A1. Table 1. Details of aerial photography campaigns and extracted topographic data used in this study. Ph: number of photographs in the survey. DEM : resolution in meters. AMS: Absolute Mean Shift, mean absolute georeferencing shift between model and GCPs (as a measure of the georeferencing error, James et al., 2017). GCP type is land when the GCP location has been retrieved on the reference model, and target when it has been measured in-situ, at the time of the acquisition, with GNSS in static-rapid mode.

Each model was georeferenced using 15 to 25 ground control points (GCPs) points on the caldera's edge, such as rocks, white marks or fractures, whose precise position was known. These GCPs were marked on all the models with a 10 cm to 1.5 m accuracy -depending on the quality of the photographic set-, and their UTM coordinates and elevation were retrieved on the April 2008 3D model (52 cm of mean georeferencing error). All models were thus co-referenced so that the exported DEMs could be compared. 7 high-resolution (0.5 to 2 m) subsidence maps (or differential DEMs) during and after the collapse process were thus produced (Fig.A2).

2.2. Volumes and uncertainties

The caldera volumes at different time steps were computed from the differential DEMs, by integration of the values over the caldera surface. Due to the uncertainty on GCPs location on the photographs, the final co-referencing of the models yielded a mean absolute position error (i.e. the mean distance, in a model, between input coordinates and virtual coordinates for GCPs) of 0.52 m to 3.01 m, mostly in the z component. Considering the 0.795 km^2 surface of the summit caldera, this means that the caldera successive volumes were estimated with a 2.4 Mm^3 maximum uncertainty.

3. Results

3.1. Morphological evolution of the caldera from the multi-temporal DEMs

During the first 6 days of the collapse (April 5th to 10th), the whole Cratère Dolomieu area subsided (Fig.2a-d). After April 10th, some terraces in the south and in the east did not display further subsidence (Fig.2e-g), but most of the caldera area was still subsiding until at least April 19th (e.g. 6 m^3/s between April 17th and April 19th). In some parts, the newly-formed cliff became unstable, leading to small to large rockfalls in the caldera walls (from $1{\cdot}10^3$ up to $809{\cdot}103$ m^3). These rockfalls affected mainly the northwest and the west of the caldera. After April 19th, only the northern half of the caldera (Fig.2h) continued to subside at a very low rate (< 6 m^3/s) until an unkown date. Between April 19th, 2007 and April 12th, 2008, the caldera volume

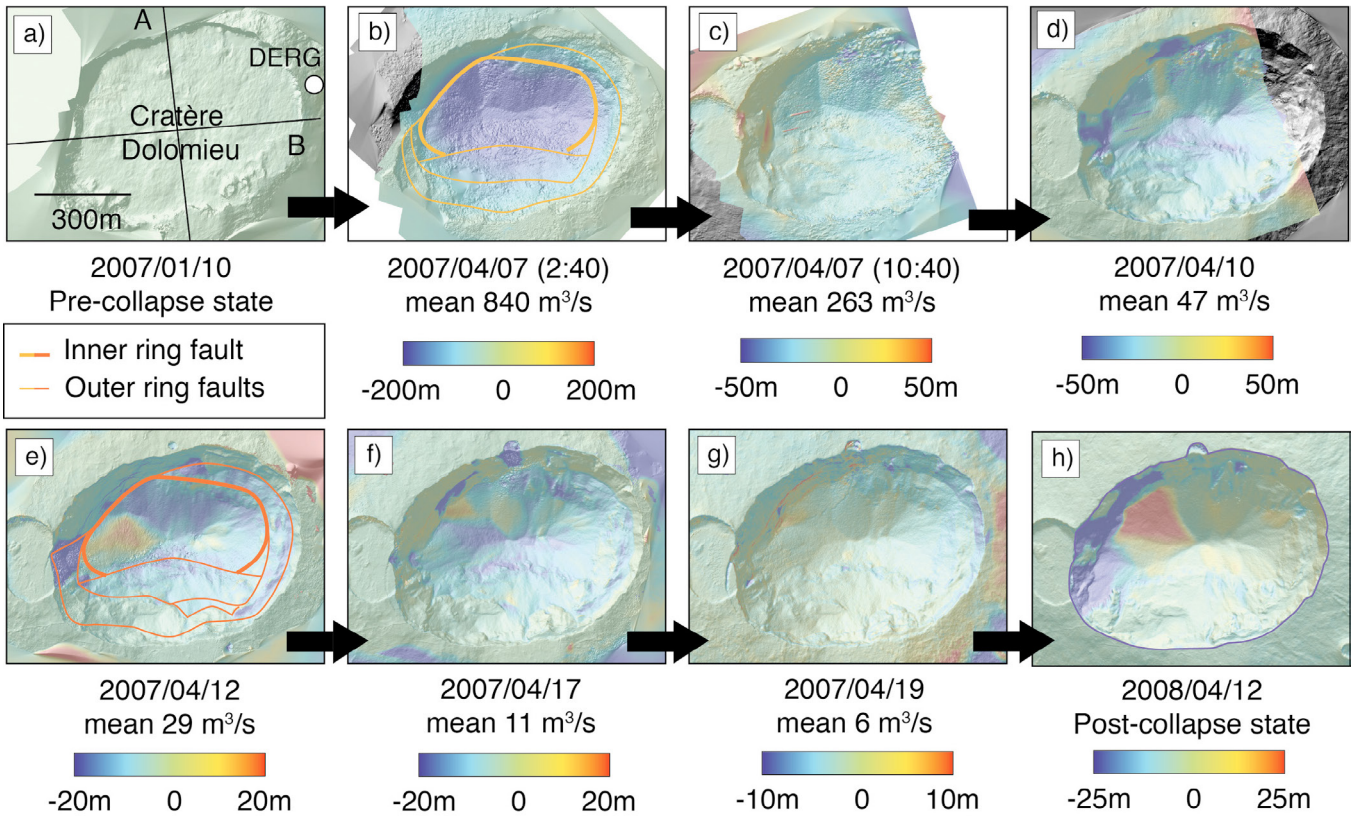


Figure A2. Figure 2. Evolution of subsidence inside the Cratère Dolomieu during and after the collapse, from vertical differences between DEMs. A and B on (a) are the location of the cross-sections shown on Figure 3 a,b. Speeds are obtained by dividing the volume difference by the time period between two acquisitions. The orange and red contours on b) and e) are the outlines of the IRFs (Inner Ring Faults) and ORFs (Outer Ring Faults), reported on Fig.A4b.

had increased by 4.6 Mm³, and a few sectors in the northwest cliff had detached and created deposits inside the caldera. There was a clear difference in behavior between the northwest of the caldera (quick collapse not associated with terraces) and the south and east (slower collapse associated with terraces).

3.2. Temporal evolution of the caldera volume

The DEMs of the caldera showing the morphology at different stages of the April 2007 collapse gave us the opportunity to measure a persistent subsidence several days after the onset of the event (Fig.A3). After April 5th and 6th, the subsidence rate followed an exponential decay trend (slowing of the caldera volume increase as shown on Fig.A3c). On April 7th, 2007, at 2:40 UTC, or 30 hours after the earthquake considered as the collapse initiation on April 5th, the caldera volume was measured at $90.8 \cdot 10^6$ m³. That corresponds to an average volume loss of 840 m³/s between April 5th (20:48 UTC) and April 7th (02:40 UTC)). Twelve days later, on April 19th, 2007, the caldera volume was $121.6 \cdot 10^6$ m³. (average volume loss of around 105 m³/s). This represented 71.9% and 96.4%, respectively, of the final amount of 126.2·106 m³, measured on the April 12th, 2008 DEM.

3.2. Post-collapse thermal mapping

The thermal mapping made on May 5th, 2008 revealed further morphological clues relating to the caldera's structure. The spatial distribution of temperature inside the caldera showed a ring of thermal anomaly. This thermal ring, where temperature was comprised between

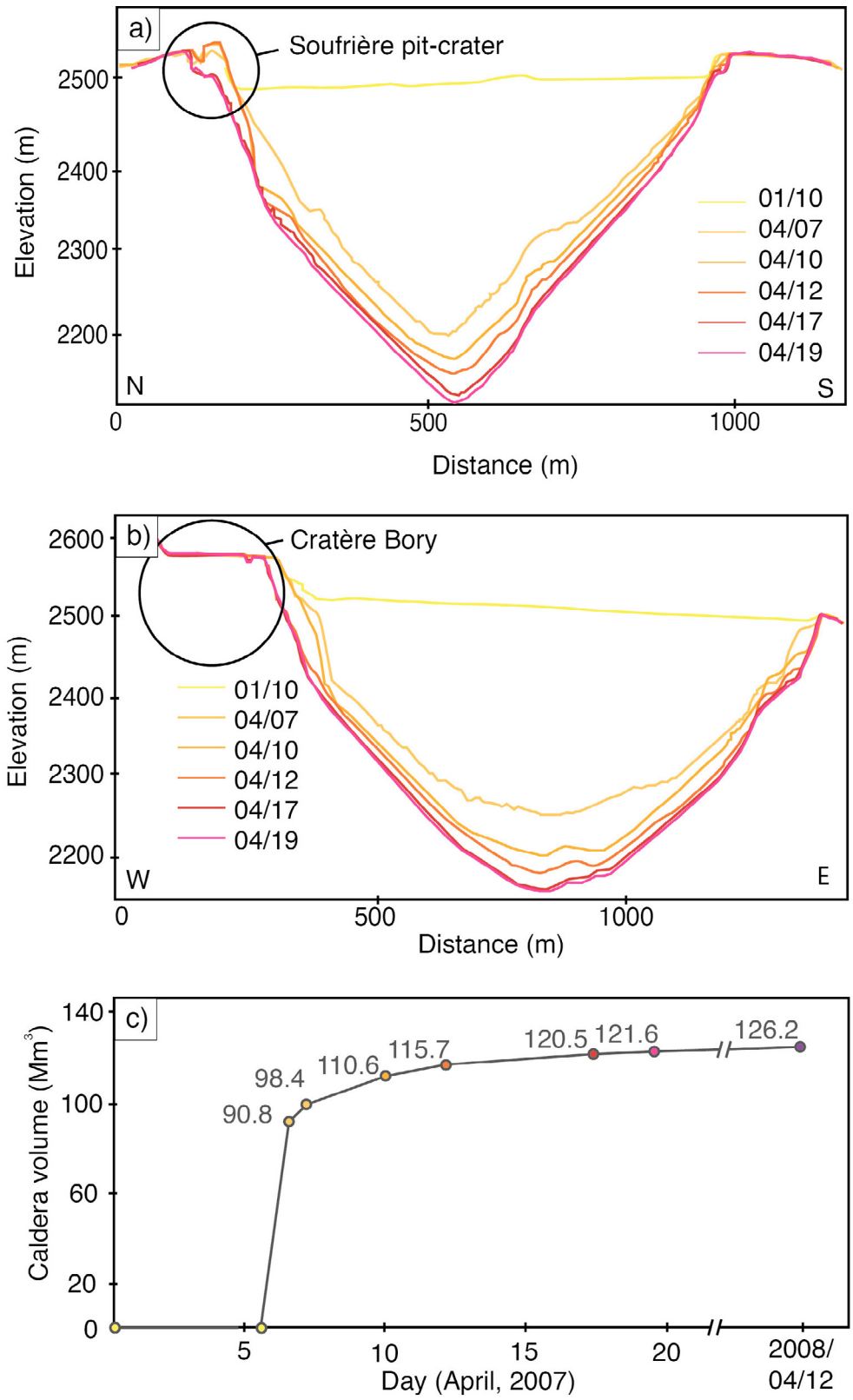


Figure A3. Figure 3. a) N-S cross-sections of the successive DEMs made for 2007. b) E-W cross-sections of the successive DEMs made for 2007. c) Time series of the caldera volume evolution. See location of the cross-sections on Figure 2a. Date in MM/DD format.

20 to 39°C above the surrounding rock average temperature (Fig.A4), circled the northern half of the caldera. It formed a bean-like shape (as seen from above) running along the cliff of the Cratère Dolomieu mostly between 2300 and 2340 m a.s.l.. Furthermore, we noted three distinct secondary thermal zones, in the southwest and south of the caldera (Fig.A4c). This thermal belt and the associated secondary thermal zones were still observed in 2017 (e.g. Fig.A4, inset of December 31st, 2017).

4. Discussion

4.1. Caldera volume and main caldera faults

Our new dataset enabled to precisely quantify the caldera's final volume at 126.6 Mm^3, higher but in relatively good agreement with previous studies (96 Mm^3 from Aster stereo-imagery and 100-120 Mm^3 from field surveys; Urai et al., 2007). Many causes of caldera collapse formation can be found in the literature. The two main models link the caldera to a failure of the structure lying above a magma reservoir as a consequence of 1) an overpressure in the reservoir leading to fractures in the roof (e.g. Gudmundsson et al., 1997) or 2) an underpressure following a large magma withdrawal (e.g. Roche et al., 2000; Staudacher et al., 2009). In the case of the April 2007 collapse at PdF, numerous geophysical parameters suggested the latest model. Unusual high fountaining at the low-elevation vent and strong increase in the eruptive tremor on April 5th, few hours before the onset of the collapse (Staudacher et al., 2009), suggested unusual high magma extrusion rates prior to the collapse. Furthermore, GNSS permanent stations showed a significant deflation of the summit during the days preceding the collapse (April 2nd to 5th, Peltier et al., 2009), strengthening the hypothesis of a large amount of magma being withdrawn from the shallow reservoir located below the summit. The community mainly agrees that calderas are delimited by a set of concentric faults (ring faults) linking the failure of the reservoir roof to the collapse structure at the surface (e.g. Walker, 1984; Gudmundsson, 1988; Acocella, 2007; Michon et al., 2009). These faults can be normal (inward-dipping), vertical or reverse (outward-dipping), depending on the models and location (Roche et al., 2000; Burchardt and Walter, 2009; Gudmundsson et al., 2016). They can be divided in two categories: the inner ring fault (or initial ring fault, IRF) and outer ring faults (ORF) that can develop outside the IRF as the collapse goes on. In the case of the PdF April 2007 collapse, Michon et al. (2007) showed an initial ring fault with a sub-circular shape centred in the north-western part of the caldera, associated later with outer ring faults to the south and east to reach the final caldera extent.

With our new data, we were able to precisely map the ring faults active during the collapse, and link them to the aforementioned broader collapse models. Figure A4 shows the spatial evolution of these faults and their associated terraces with a selection of time steps, deduced from the April 6th aerial photograph (Fig. A4a) and the DEMs we produced for April 7th and 12th (Fig.A2). On April 6th, the IRF (Fig.A4a,b), centred in the north-western part of the caldera, was completed by a set of ORFs in the south and east, delimiting three main terraces (Et, St1 and St2). On April 7th St1 had subsided and moved northward, giving the IRF a bean shape. The other terraces had also moved towards the centre of the caldera (Fig.A4b) and the fault at the base of St2 had significantly propagated eastward. On April 12th, two new terraces had appeared in the southwest and all the structures had again moved towards the centre of the caldera. The final extent of Cratère Dolomieu (0.788 km^2, versus 0.729 km^2 before the collapse) was defined on the April 12th, 2008 DEM, after complete stabilization of the caldera floor (Fig.A5e).

The evolution of the caldera morphology was characterized by the development of a strong N-S and weak E-W asymmetry. The southern terraces moved enough northward so they covered the initial surface trace of the IRF. This caldera morphology is consistent with models proposed for collapses with high roof aspect ratios (i.e. upward propagation of vertical faults surrounding the reservoir, becoming slightly to

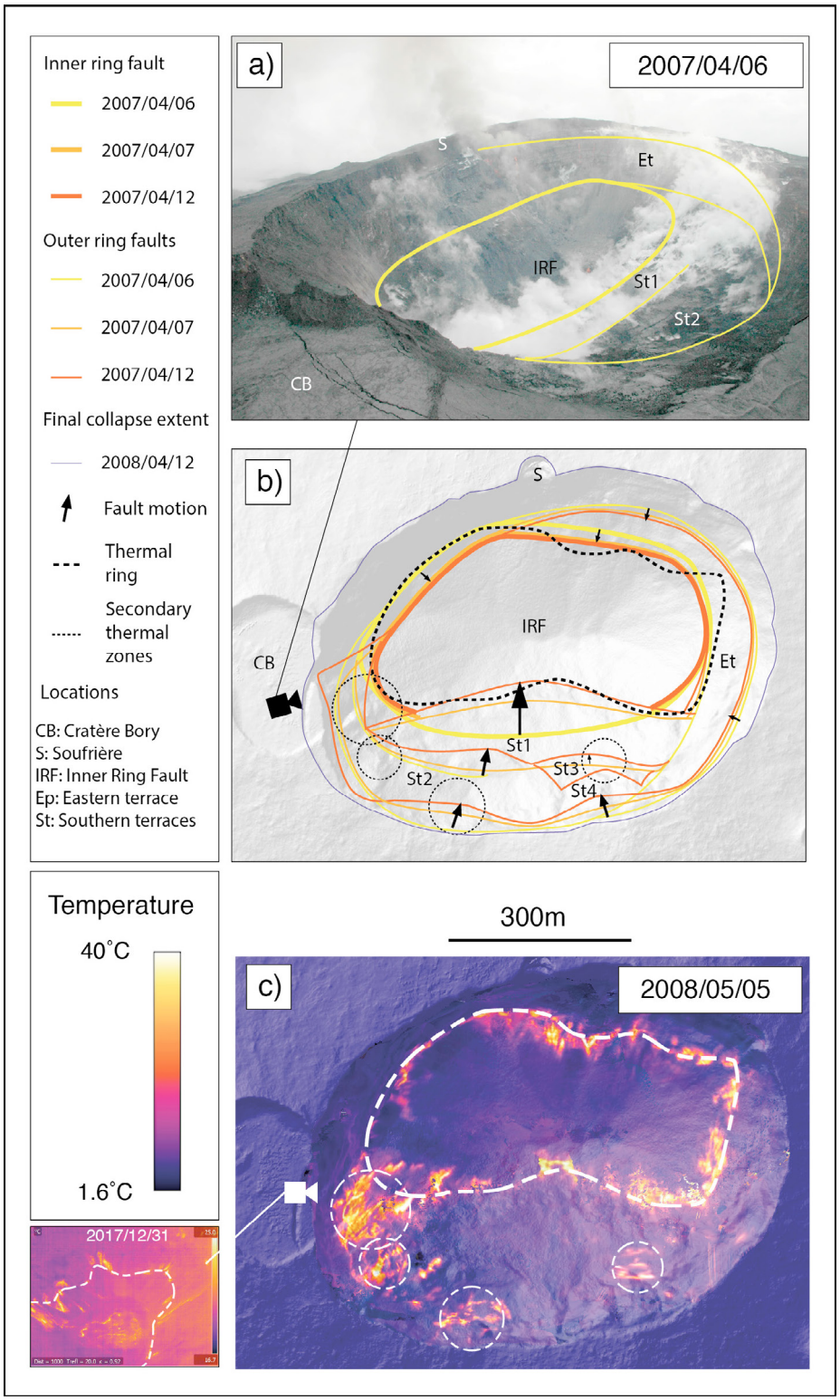


Figure A4. Figure 4. a) Interpreted aerial photograph (courtesy of PGHM) from the west of the Cratère Dolomieu on April 6th, 2007. b) Temporal and spatial evolution of the structures associated with the April 2007 Cratère Dolomieu collapse, as identified on a) and on Fig.A2. Note the progressive appearance of the terraces associated with development of the outer ring faults, with Et, St1 and St2 creating between April 5th and 6th, St3 between April 6th and 7th, and St4 between April 7th and 12th c) Thermal orthoimage of the Cratère Dolomieu on May 5th, 2008. The inset shows a thermal image of the caldera taken from the west on December 12th, 2017.

significantly reverse (outward-dipping) close to the surface, e.g. Roche et al., 2000), as would be expected at PdF (e.g. Michon et al., 2009).

4.2. Active faults during the caldera formation and their relationship with the post-collapse hydrothermal activity

Based on our DEMs, we propose the following caldera structural model, for its very shallow subsurface part (Fig.5). First, the collapse initiated on April 5th by the IRF reaching the former caldera floor (first collapse increment at 20:48 UTC, Staudacher et al., 2009). On April 6th, the central structure delimited by the reverse IRF had significantly subsided (as it was proposed by various authors based on geophysical parameters, it behaved as a coherent block, e.g. Michon et al., 2009, Staudacher et al., 2009), and the IRF network was completed in the south and east by a normal ORF. Later, (e.g. on April 12th), the normal ORF network increased in density so that the collapse extended further (in particular in the south). Debris filled the bottom of the caldera, so that the initial trace of the IRF was not exposed anymore. We propose that a low-dipping reverse fault in the south, possibly as an extension of the southern IRF, was responsible for the significant northward displacement of St1 (Fig.A5c).

The thermal mapping of the caldera's floor carried out on May 5th, 2008, revealed a thermal ring closely matching the IRF in the west, north and east, and the base of St1 in the south (Fig. A4b,c). We thus propose that this thermal ring follows the IRF at depth. In March 2008, field observers reported that 70-80% of the thermal ring displayed fumarolic activity (Staudacher, 2010), so that the thermal anomaly seems linked to hydrothermal fluids circulation in the caldera. The three other distinct secondary thermal zones (Fig.A4c) seem to be located on the southern ORFs, and close to the location of four older pit-crater events (1953, 1961, 1986 and 2002) at the summit of PdF (Fig.A5e). It thus seems likely that hydrothermal fluids) preferentially use the April 2007 faults to reach the surface, and mainly the most damaged ar-

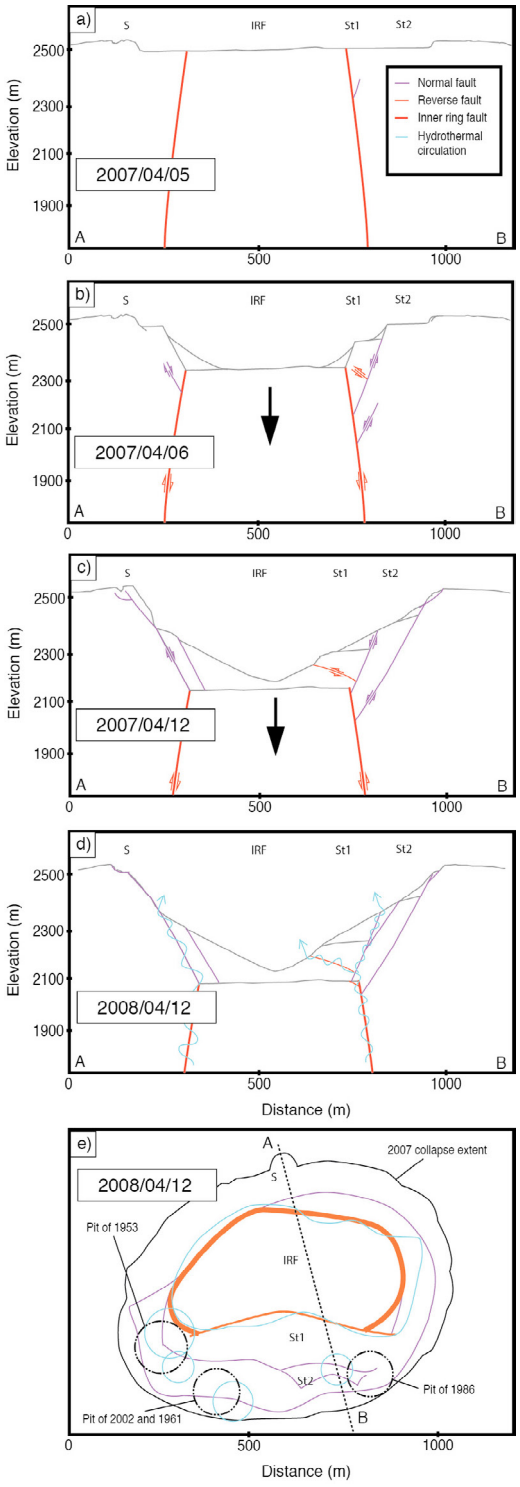


Figure A5. Figure 5. Interpretation of the temporal evolution of the April 2007 Dolomieu collapse on a) April 5th, b) April 6th, c) April 12th, 2007 and d) on April 12th, 2008 after complete arrest of the collapse mechanism. e) Related interpretative map. S: Soufrière pit-crater, IRF: Inner Ring Fault, St1: Southern terrace 1, St2: Southern terrace 2.

eas (i.e. the IRF and the location of previously collapsed structures).

5. Conclusion

Our new multi-temporal Digital Elevation Models (DEMs) of the April 2007 summit collapse at Piton de la Fournaise allowed:

- to assess with good accuracy the spatio-temporal evolution of the caldera throughout the event (both its volume increase and its morphology).

- to assess the precise location, geometry and role of the caldera ring faults. The surface trace of the initial ring fault was still mostly visible in 2019 in the west, south and east of the caldera, but was masked early in the collapse process by terraces and debris in the south.

- to identify a thermal anomaly that closely match the caldera ring faults. Volcanic fluids preferentially used these faults to propagate from depth to the surface. Whether these fluids were directly transferred from the magmatic reservoir or just produced by very shallow hydrothermal circulation remains, however, to be determined.

Acknowledgements

We warmly thank Lucette Ferlicot for the precious set of aerial photographs of the morning of April 7th. Other data presented in this paper were collected by Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris, UMR 7154 CNRS (OVPF/IPGP). Part of this work was supported by the ANR (Agence Nationale de la Recherche) through the SLIDEVOLC project (contract number ANR-16-CE04-004-01).

This is IPGP contribution n°XXXX

References

Acocella, V. (2007), Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. Earth-Science Reviews, 85(3-4), 125-160.

Burchardt, S., and T.R. Walter (2010), Propagation, linkage, and interaction of caldera ring-faults: comparison between analogue experiments and caldera collapse at Miyakejima, Japan, in 2000. Bulletin of Volcanology, 72(3), 297-308.

Chandler, B.M., D.J. Evans, D.H. Roberts, M. Ewertowski, and A.I. Clayton (2016), Glacial geomorphology of the Skálafellsjökull foreland, Iceland: A case study of 'annual'moraines, Journal of Maps, 12(5), 904-916.

Coppola, D., D. Piscopo, T. Staudacher, and C. Cigolini (2009), Lava discharge rate and effusive pattern at Piton de la Fournaise from MODIS data, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184(1),174-192.

Delaney, P.T., and D.F. McTigue (1994), Volume of magma accumulation or withdrawal estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea Volcano. Bulletin of Volcanology, 56(6-7), 417-424.

Derrien, A., N. Villeneuve, A. Peltier, and F. Beauducel (2015), Retrieving 65 years of volcano summit deformation from multitemporal structure from motion: The case of Piton de la Fournaise (La Réunion Island), Geophysical Research Letters, 42(17), 6959-6966, doi:10.1002/2015GL064820.

Derrien A., N. Villeneuve, A. Peltier, and L. Michon (2018), Multi-temporal airborne Structure-from-Motion on caldera rim. Progress in Physical Geography: Earth and Environment, 064820(9), 030913331880820. http://doi.org/10.3390/rs4051392

Derrien, A., and N. Villeneuve (2018) Photoscan reports (name convention : YYYYMMDD_DolomieuCrater_Photoscan). Dois: 10.13140/RG.2.2.30360.70403; 10.13140/RG.2.2.27005.26086;10.13140/RG.2.2.11905.76647; 10.13140/RG.2.2.19455.51367; 10.13140/RG.2.2.16100.07047; 10.13140/RG.2.2.18826.36804; 10.13140/

RG.2.2.32248.14084

Di Muro, A., N. Metrich, D. Vergani, M. Rosi, P. Armienti, T. Fougeroux, E. Deloule, I. Arienzo, and L. Civetta (2014), The shallow plumbing system of Piton de la Fournaise Volcano (La Réunion Island, Indian Ocean) revealed by the major 2007 Caldera-Forming eruption. Journal of Petrology, 55(7), 1287–1315. http://doi.org/10.1093/petrology/egu025

Frankl, A., C. Stal, B. De Wit, A. De Wulf, J. Poesen, and J. Nyssen, (2014), Quantifying the geomorphology of natural hazards: opportunities provided by image-based 3D modelling and UAVs, In 17th Joint Geomorphological Meeting: The geomorphology of natural hazards: mapping, analysis and prevention (63-63). International Association of Geomorphologists (IAG).

Fontaine, F.R., G. Roult, L. Michon, G. Barruol, and A. Di Muro (2014), The 2007 eruptions and caldera collapse of the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island) from tilt analysis at a single very broadband seismic station, Geophysical Research Letters, 41, doi:10.1002/2014GL059691.

Geshi, N., T. Shimano, M. Nagai, and S. Nakada (2002), Magma plumbing system of the 2000 eruption on Miyakejima volcano, Japan. Bulletin of the Volcanological Society of Japan, 47, 419-434.

Gouhier, M., and D. Coppola (2011), Satellite based evidence for a large hydrothermal system at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island), Geophysical Research Letters, 38(2). http://doi.org/10.1029/2010GL046183

Gudmundsson, A. (1988), Formation of collapse calderas. Geology, 16(9), 808-810.

Gudmundsson, A., J. Marti, and E. Turon (1997), Stress fields generating ring faults in volcanoes. Geophysical Research Letters, 24(13), 1559-1562.

Gudmundsson, M.T., K. Jónsdóttir, A. Hooper, E.P. Holohan, S.A. Halldórsson, B.G. Ófeigsson, S. Cesca, K.S. Vogfjörd., F. Sigmundsson, T. Högnadóttir, and P. Einarsson (2016), Gradual caldera collapse at Bárdarbunga volcano, Iceland, regulated by lateral magma outflow. Science, 353(6296), aaf8988. DOI: 10.1126/science.aaf8988

Jaud, M., S. Passot, R. Le Bivic, C. Delacourt, P. Grandjean, and N. Le Dantec (2016), Assessing the accuracy of high resolution digital surface models computed by PhotoScan® and MicMac® in sub-optimal survey conditions, Remote Sensing, 8(6), 465. http://doi.org/10.1002/esp.1886

Koenderink, J.J., and A.J. Van Doorn (1991), Affine structure from motion, Journal of the Optical Society of America, 8(2), 377–385.

Massin, F., V. Ferrazzini, P. Bachèlery, A. Nercessian, Z. Duputel, and T. Staudacher (2011), Structures and evolution of the plumbing system of Piton de la Fournaise volcano inferred from clustering of 2007 eruptive cycle seismicity. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 202(1), 96-106.

Michon, L., T. Staudacher, V. Ferrazzini, P. Bachelery, and J. Marti (2007), April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: a new example of caldera formation, Geophysical Research Letters, 34 (L21301). doi:10.1029/2007GL031248.

Michon, L., N. Villeneuve, T. Catry, and O. Merle, (2009), How summit calderas collapse on basaltic volcanoes: New insights from the April 2007 caldera collapse of Piton de la Fournaise volcano, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184(1-2), 138–151. http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.11.003.

Michon, L., F. Massin, V. Famin, V. Ferrazzini, and G. Roult (2011), Basaltic calderas: Collapse dynamics, edifice deformation, and variations of magma withdrawal, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 116(B3).

Michon, L., A. Di Muro, N. Villeneuve, C. Saint-Marc, P. Fadda, and F. Manta (2013), Explosive activity of the summit cone of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion island): a historical and geological review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 264, 117-33.

Neal, C.A., S.R. Brantley, L. Antolik, J. Babb, N. Burgess, K. Calles, M. Cappos, J.C. Chang, S. Conway, L. Desmither, P. Dotray, T. Elias, P. Fukunaga, S. Fuke, I. A. Johanson, K. Kamibayashi, J. Kauahikaua, R.L. Lee, S. Pekalib, A. Miklius, W. Million, C.J. Moniz, P.A. Nadeau, P. Okubo, C.

Parcheta, M.R. Patrick, B. Shiro, D.A. Swanson, W. Tollett, F. Trusdell, E. F. Younger, M. H. Zoeller, E. K. Montgomery-Brown, K. R. Anderson, M.P. Poland, J.L. Ball, J. Bard, M. Coombs, H.R. Dietterich, C. Kern, W.A. Thelen, P.F. Cervelli, T. Orr, B.F. Houghton, C. Gansecki, R. Hazlett, P. Lundgren, A.K. Diefenbach, A.H. Lerner, G. Waite, P. Kelly, L. Clor, C. Werner, K. Mulliken, G. Fisher, D. Damby, (2019), The 2018 rift eruption and summit collapse of Kīlauea Volcano. Science, Vol. 363, 6425, 367-374 DOI: 10.1126/science.aav7046

Peltier, A., T. Staudacher, P. Bachèlery, and V. Cayol (2009), Formation of the April 2007 caldera collapse at Piton de La Fournaise volcano: Insights from GPS data, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184(1), 152-163.

Peltier, A., F. Massin, P. Bachèlery, and A. Finizola (2012), Internal structures and building of basaltic shield volcanoes: the example of the Piton de La Fournaise terminal cone (La Réunion), Bulletin of Volcanology, 74 , 1881:1897. doi:10.1007/s00445 012 0636 7.

Roche, O., T.H. Druitt, and O. Merle (2000), Experimental study of caldera formation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B1), 395-416.

Roult, G., A. Peltier, B. Taisne, T. Staudacher, V. Ferrazzini, A. di Muro, and the OVPF group (2012), A new comprehensive classification of the Piton de la Fournaise eruptions spanning the 1986-2011 period. Search and analysis of eruption precursors from a broad-band seismological station, Journal of Volcanological and Geothermal Research, 241-242, 78-104.

Simkin, T., and K.A. Howard (1970), Caldera collapse in the Galapagos islands, 1968: The largest known collapse since 1912 followed a flank eruption and explosive volcanism within the caldera. Science, 169 (3944), 429-437.

Staudacher, T., V. Ferrazzini, A. Peltier, P. Kowalski, P. Boissier, P. Catherine, F. Lauret, and F. Massin (2009), The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean), Journal of Volcanological and Geothermal Research, 184, 126–137.

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(1), 60-8.

Tulet, P., and N. Villeneuve (2011), Large scale modelling of the transport, chemical transformation and mass budget of the sulfur emitted during the April 2007 eruption of Piton de la Fournaise, Atmospheric Chemistry and Physics, 11(9), 4533-4546.

Urai, M., N. Geshi, and T. Staudacher (2007), Size and volume evaluation of the caldera collapse on Piton de la Fournaise volcano during the April 2007 eruption using ASTER stereo imagery, Geophysical Research Letters, 34 (L22318). doi:10.1029/2007GL031551.

Walker, G.P. (1984), Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89(B10), 8407-8416.

4.3. Modifications morphologiques de la zone sommitale : 2007-2019

4.3.1. Modifications morphologiques post-effondrement de la bordure du Cratère Dolomieu : 2007-2015

L'effondrement du Cratère Dolomieu en avril 2007 a laissé une dépression de plus de 350 mètres de profondeur dans la partie sommitale du Piton de la Fournaise (cf. section 4.2.3.). Au cours de cet effondrement, la surface du cratère s'est agrandie de 0,059 km^2, passant de 0.729 km^2 à 0.788 km^2, à la faveur de détachements de blocs et d'écailles. La bordure du Cratère Dolomieu, toujours très instable douze années après l'effondrement est une attraction touristique majeure de l'île de La Réunion. Les pouvoirs publics, après consultations de services experts, ont définis un site d'observation dans un des secteurs les plus stables, accessible par un chemin de randonnée pour que les visiteurs puissent observer l'intérieur du cratère. Néanmoins, certains randonneurs sortent parfois des sentiers balisés, et une partie du réseau sommital de l'OVPF se trouve dans des zones potentiellement instables. Afin d'identifier les risques potentiels liés aux déstabilisations et aux chutes de blocs depuis la bordure du Cratère Dolomieu, nous avons suivi son évolution morphologique sur la période 2007-2015. Ce travail a fait l'objet d'une publication dans le journal *Progress in Physical Geography*, présentée ci-après.

Résumé en Français

Nous avons produit huit MNS et orthoimages à haute résolution à partir des huit campagnes de photogrammétrie de la zone sommitale réalisée en 2007, 2008, 2009, 2010, 2014 et 2015 (cf. section 4.1.). La comparaison des orthoimages a permis d'identifier avec précision quatre secteurs particulièrement instables de la bordure du Cratère Dolomieu, respectivement au nord-ouest (deux secteurs), à l'ouest (Cratère Bory) et au sud du Cratère Dolomieu. Ces quatre secteurs présentent des mouvements horizontaux vers l'intérieur du Cratère Dolomieu de l'ordre de 0,5 à un peu plus de 2 mètres entre 2008 et 2015. Les fractures concentriques de ces secteurs montrent quant à elles une extension de 0,3 à 0,56 mètres sur cette même période. Les différences de MNS ont permis de mesurer les volumes effondrés lors des détachements de parties de la bordure du cratère, environ 1,8 Mm^3 au total entre 2008 et 2015. À l'ouest et au nord, il semblerait que ces détachements surviennent suite à une période d'extension des fractures concentriques, liée à l'effet combiné des cycles d'inflation/déflation de l'édifice lors des phases pré-éruptives et des intrusions magmatiques lors des phases éruptives/intrusives. Au sud et à l'est, certaines parties de la bordure du Cratère Dolomieu glissent vers son centre à une vitesse moyenne maximale de 29 centimètres par an (entre 2008 et 2015). La plateforme d'observation officielle du Cratère Dolomieu pour le grand public, située sur sa bordure est repose sur le secteur le plus stable. À l'inverse, la partie la plus visitée de la bordure du Cratère Dolomieu par les visiteurs « hors sentier officiel », située au nord-ouest, est aussi la plus instable.

Check for updates

Article

Progress in Physical Geography
1–22
© The Author(s) 2018
Article reuse guidelines:
sagepub.com/journals-permissions
DOI: 10.1177/0309133318808201
journals.sagepub.com/home/ppg
SAGE

Multi-temporal airborne Structure-from-Motion on caldera rim: hazard, visitor exposure and origins of instabilities at Piton de la Fournaise

Allan Derrien
Institut de Physique du Globe de Paris, Université Sorbonne Paris Cité, Univ. Paris Diderot, La Réunion, France

Nicolas Villeneuve
Institut de Physique du Globe de Paris, Université Sorbonne Paris Cité, Univ. Paris Diderot, La Réunion, France; Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Saint Denis, France

Aline Peltier
Institut de Physique du Globe de Paris, Université Sorbonne Paris Cité, Univ. Paris Diderot, La Réunion, France

Laurent Michon
Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, Université Sorbonne Paris Cité, Saint Denis, France

Abstract
Piton de la Fournaise is one of the world's most active and visited volcanoes. Its summit crater (Cratère Dolomieu), the main tourist attraction, underwent a major caldera collapse in 2007 and its rim is not yet stabilized. In order to assess the caldera rim instability risk for visitors, we followed its structural evolution from 2007 to 2015. Using aerial photogrammetry campaigns, we mapped the unstable sites very precisely, carried out a quantitative analysis of the temporal evolution of these instabilities, and assessed the risks for visitors. Considering the 2008–2015 period, four sites close to the crater's edge showed significant horizontal ground motion (0.5–2 m), fracture widening (average of 0.3–0.56 m) and large-scale mass wasting volumes (total of $1.8 \pm 0.1 \times 10^6$ m^3). We infer two different processes at work: (1) to the west and north, toppling of the basalt units occurs after periods of fracture widening due to the combined effect of magmatic intrusions and long-term inflation/deflation cycles; (2) to the south and east, parts of the caldera rim slowly slide towards the caldera centre, with significant accelerations during periods of enhanced volcanic activity (in 2008–2010 and 2014–2015). The official observation platform is the most stable zone to overlook the Cratère Dolomieu. By contrast, the most frequently visited area of the rim (northwest) outside the official platform is also the most unstable.

Keywords
Structure-from-Motion, Piton de la Fournaise, caldera, mass wasting events, ground motion, risk for visitors

Corresponding author:
Allan Derrien, Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris, Université Sorbonne Paris Cité, Univ. Paris Diderot, CNRS, F-97418 La Plaine des Cafres, La Réunion, France.
Email: allan.derrien@yahoo.fr

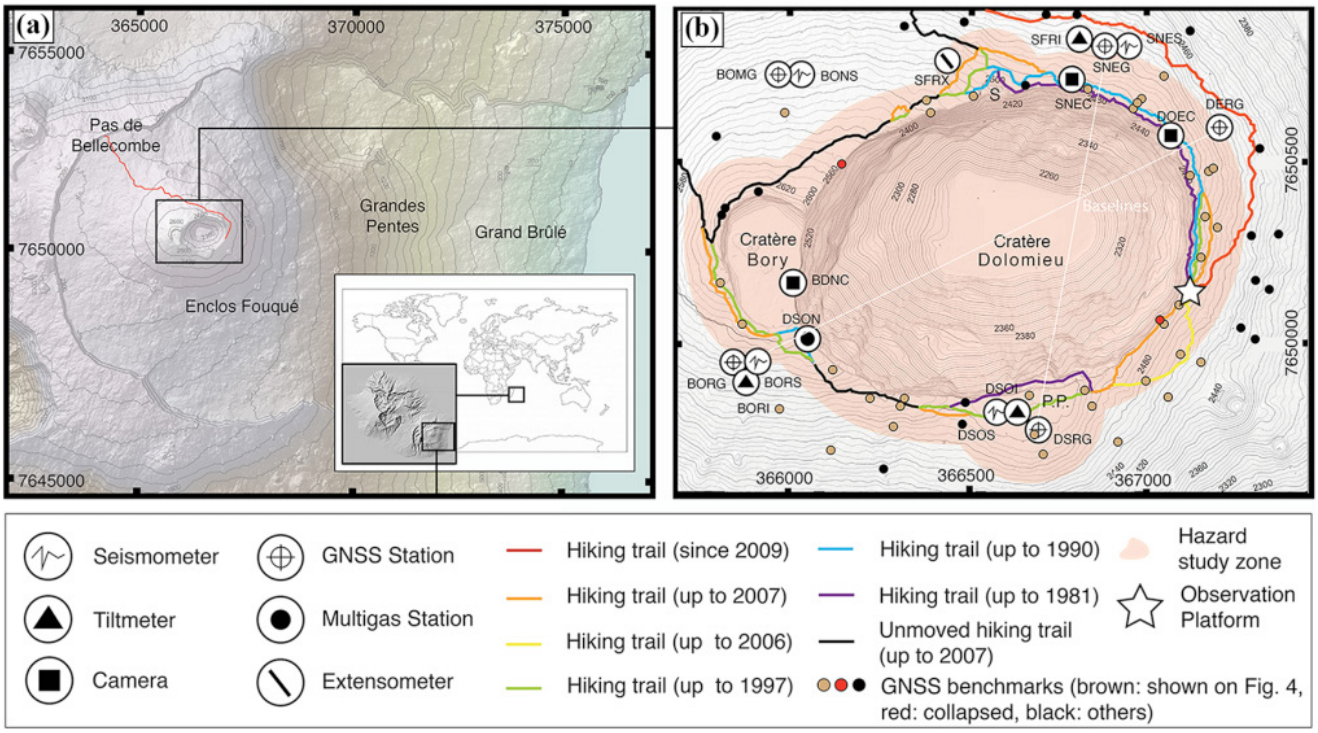


Figure 1. (a) Topographic map and location of Piton de la Fournaise (PdF). (b) Map of the summit area showing the two main summit craters, the Cratère Bory and the Cratère Dolomieu, the location of monitoring stations, the successive locations of the hiking trail, the location of the current observation platform, the GNSS benchmarks used in this study and the hazard study zone. S = Soufrière pit crater. P.P. = Petit Plateau. Coordinates in meters (WGS84, UTM 40 S).

I Introduction

The Piton de la Fournaise (PdF) volcano is a major tourist attraction of La Réunion (Indian Ocean, Figure 1(a)) with 129,000 hikers per year, according to Office National des Forêts (ONF), the French National Forestry Commission (Jacquard and Villeneuve, 2011), and one of the world's most active volcanoes, with a mean rate of one eruption every 5.3 months since 2014.

Until early April 2007, the Cratère Dolomieu (the CD), the largest summit crater topping the terminal cone at PdF, had been filled by the accumulation of lava flows occurring during the last 72 years (Michon et al., 2013). CD deepened and enlarged during the caldera collapse that occurred in April 2007, inducing a slight increase in crater area and a drastic deepening (loss of elevation of up to 320 m) (Michon et al., 2007; Staudacher et al., 2009). This collapse occurred during a major eruption that occurred 7.5 km from the summit (e.g. Michon et al., 2007; Roult et al., 2012). Since then and until at least mid-2015, PdF has undergone three distinct phases of activity. (1) Between 2008 and 2010, four eruptions (September, November and December 2008, and January 2010) opened vents directly inside the CD. In addition, two short-lived (<1 day) eruptions (November and December 2009) opened vents on the caldera rim, outside the CD but close to the edge, and two eruptions (October and December 2010) opened vents on or at the base of the central cone slopes. This was accompanied by intrusion-only events (i.e. aborted eruptions) in 8 and 12 September and 20 and 31 October 2008, 7 and 18 October 2009 and 23 September 2010 (Roult et al., 2012). During the inter-eruptive phases of this period, the summit mainly

deflated slowly. However, the successive dyke injections resulted in a rapid summit inflation over the 2008–2010 period. (2) Between 2011 and 2014, the volcano did not produce any eruptions and slowly deflated. (3) Between mid-2014 and mid-2015, three eruptions (June 2014, February and May 2015) opened vents on the rim close to the edge of the CD (for the two former) and further down the central cone (for the latter). Unlike 2008–2014, during the inter-eruptive phases of 2014–2015 the summit was continuously inflating.

As on many unstable calderas (e.g. McGuire, 1996; Merle et al., 2008), the rim of the CD is still not stabilized and is regularly subjected to toppling or sliding (e.g. Hibert et al., 2014). Initially, access to the summit was strictly forbidden after the 2007 collapse event. On 24 December 2009, the authorities reopened the summit with a new hiking trail leading to the eastern part of the caldera (Figure 1(b)). This new official track keeps visitors more than 180 m away from the caldera depression and leads up to a natural stable platform selected by the Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF), the BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières: the Geological and Mining Research Bureau), the ONF and the National Park. Nevertheless, the former hiking path running along the unstable crater's edge is still regularly used by mountaineering guides with tourists, unaccompanied visitors or scientific teams that are then exposed to a high risk of falling (Figure 2). Regarding the infrastructure, eleven permanent stations of the OVPF are installed close to the unstable caldera rim (Figure 1(b)).

Although various risks linked to PdF volcanic activity have been addressed (e.g. Michon et al., 2013; Peltier et al., 2012; Stieltjes and Moutou, 1989; Villeneuve and Bachèlery, 2006), no study has been made of the relationship between instability hazard and visitor presence at the summit. Yet this risk does exist. Several deadly falls at the summit and on the Enclos Fouqué caldera rim have been reported in the local press, even before the April 2007 collapse.

The major April 2007 collapse (i) significantly increased the depth of the caldera, (ii) destabilized the edges of the summit, (iii) changed the consideration of this risk for visitors and authorities and, as a consequence, (iv) confined visitors to a less impressive but safer trail to reach the summit.

We aim to evaluate the potential risks encountered at the summit since the collapse, using Structure-from-Motion (SfM). SfM enabled us to (1) map ground motion around the caldera's rim with decimetre precision, (2) map the fracture width around the caldera and (3) measure the volumes of collapsed material inside the CD. Data produced from SfM was corroborated by regular GNSS (global navigation satellite system) measurements made on benchmarks around the CD and by rock-fall detection from seismic signals.

II Methods

1 Ground displacements and rock-fall budget

1.1 Multi-temporal SfM. SfM allows the reconstruction of three-dimensional (3D) digital models from multiple photographs (e.g. Koenderink and Van Doorn 1991; Turner et al., 2012). We analysed digital images of the summit to explore two parameters: (1) surface processes, including ground motion, fracture widening, retrogressive erosion of the rim, and (2) mass wasting balance inside the caldera. We used seven aerial photographic sets, taken between April 2007 and May 2015. Photographs were acquired from a light airplane with hand-held cameras (see details in Table 1 and Annex 2 of the Appendix; full PhotoScan reports are available online in Derrien and Villeneuve, 2018). Each photograph dataset was processed with Agisoft PhotoScan Pro (v.1.2.3) SfM software (e.g. Bolognesi et al.,

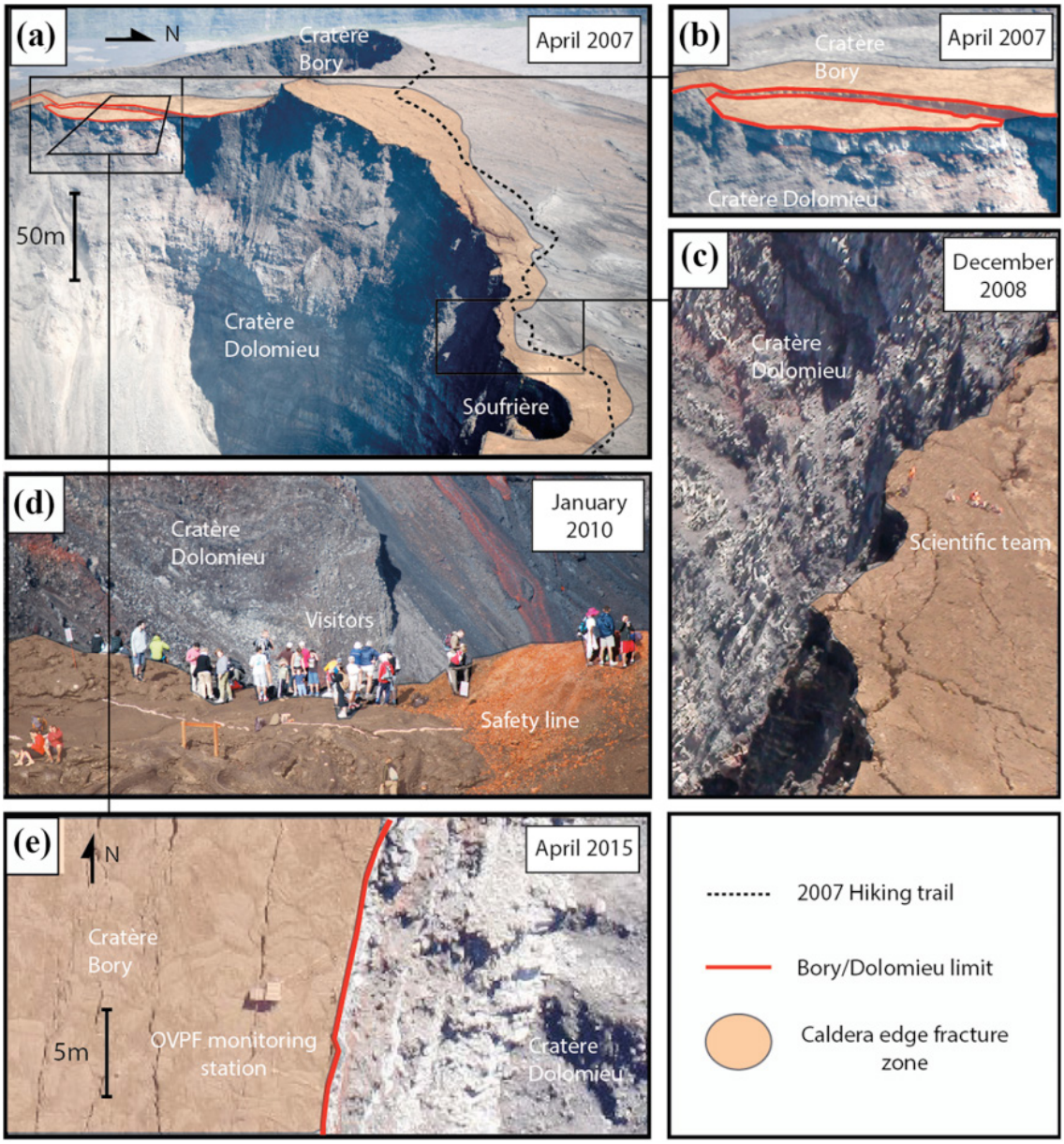


Figure 2. (a, b) Aerial oblique views of the summit in 2007 from the east, showing a fractured area near the western and northern parts of the Cratère Dolomieu's rim and the hiking trail as it was until the 2007 collapse. (c) Aerial oblique view of the north-western part of the rim in October 2008. (d) Aerial oblique view of the eastern observation platform. (e) Aerial vertical view of the limit between the Cratère Dolomieu and the Cratère Bory in 2015 (north up).

2015) in order to retrieve high-resolution digital elevation models (DEMs, 0.45–1.17 m resolution) and orthorectified images (ortho-images, 0.1 m resolution).

Georeferencing was carried out by measuring of the X, Y and Z positions (UTM WGS 1984, zone 40 S) of targets visible on aerial images (Table 1 or else see the PhotoScan reports available in Derrien and Villeneuve, 2018). Measurements were done in the field with GNSS method (direct georeferencing) or on DEM and ortho-image combinations (digital georeferencing) with GIS (geographic information system). Two models were directly georeferenced (April 2008 and April 2015) for high-precision comparison (see Figure 4).

Table 1. Details of the aerial SfM surveys carried out during the study period and post-processing results. 'Direct' means that GCP position was measured on-field with GNSS receivers, while 'Digital' means that GCP position was retrieved from GIS computer measurements on ortho-image/DEM combination. Full PhotoScan reports of the different projects can be found in Derrien and Villeneuve (2018).

		Lens		Resolution (m)				
Date	Photos	Focal length (mm)	Camera	Ortho-image	DEM	GCP	Type	Error
04/19/07	147	20–70	D100	0.29	1.17	6	Digital	3.01
04/12/08	50	45	Mamya Phase I	0.13	0.49	39	Direct	0.52
10/04/08	187	24–28	EOS-1D Mark III	0.16	0.66	8	Digital	0.98
12/18/09	112	24	EOS-1D Mark III	0.26	1.04	27	Digital	0.7
12/12/14	194	35	EOS-1D Mark III	0.13	0.55	44	Digital	0.95
04/07/15	488	35	EOS-1D Mark III	0.11	0.45	61	Direct	0.24
05/23/15	696	35	EOS-1D Mark III	0.19	0.74	76	Direct	0.5

Indeed, it is important to consider that direct georeferencing gives more accurate results; X, Y and Z positions input into the process are true positions at the time of the GNSS survey. On the contrary, digitally retrieved X, Y, Z positions are sometimes slightly offset from the true position of the target at the time of survey because of summit deformation (0–50 cm), giving somewhat less accurate results. The April 2007, October 2008, December 2009, December 2014 and May 2015 models were digitally georeferenced using the April 2008 and April 2015 models.

In order to achieve high resolution mapping (1 m) of horizontal ground motion, we applied a two-dimensional (2D) cross-correlation algorithm (CIAS, correlation image analysis software; e.g. Heid and Kääb, 2012; Derrien et al., 2015) to the April 2008 and April 2015 georeferenced ortho-images (Figure 3(c)). Studies show that CIAS can be trusted to evidence shifts of 0.25–0.7 pixels and above (e.g. Kääb and Leprince, 2014).

The evolution of tangential fracture width at the summit is also a good indicator to characterize the crater stability. We measured fracture width by using natural targets (identifiable blocks) located close to and on both sides of the fractures and drawing a transect roughly perpendicular to the fracture. Twenty-eight fractures were mapped in the different surveys (Figures 3(d), 4 and 5). Retrogressive erosion was also followed by digital measurements on successive ortho-images (Figure 3(a)). The mass wasting budget and mapping was obtained by subtracting DEMs (difference of DEMs, or DoD, approach) and integrating surface difference over areas of elevation change (e.g. Figure 3(b)).

1.2 Data combination. To ensure the reliability of the results, SfM reconstruction and cross-correlation results were compared with measurements carried out on a specific, repeatedly surveyed GNSS network composed of about 60 benchmarks (Figure 4).

Furthermore, four OVPF permanent GNSS stations (Figure 1(b)) provided two perpendicular baselines crossing the summit. The baseline evolution enabled us to estimate the impact of edifice inflation/deflation on instabilities.

The three OVPF seismic stations located close to the summit (Figure 1(b)) provided the daily number of rock-fall events. We compared the mass wasting volume deduced from SfM to the number of seismically determined rock-falls for a given period to estimate the average size of rock-falls.

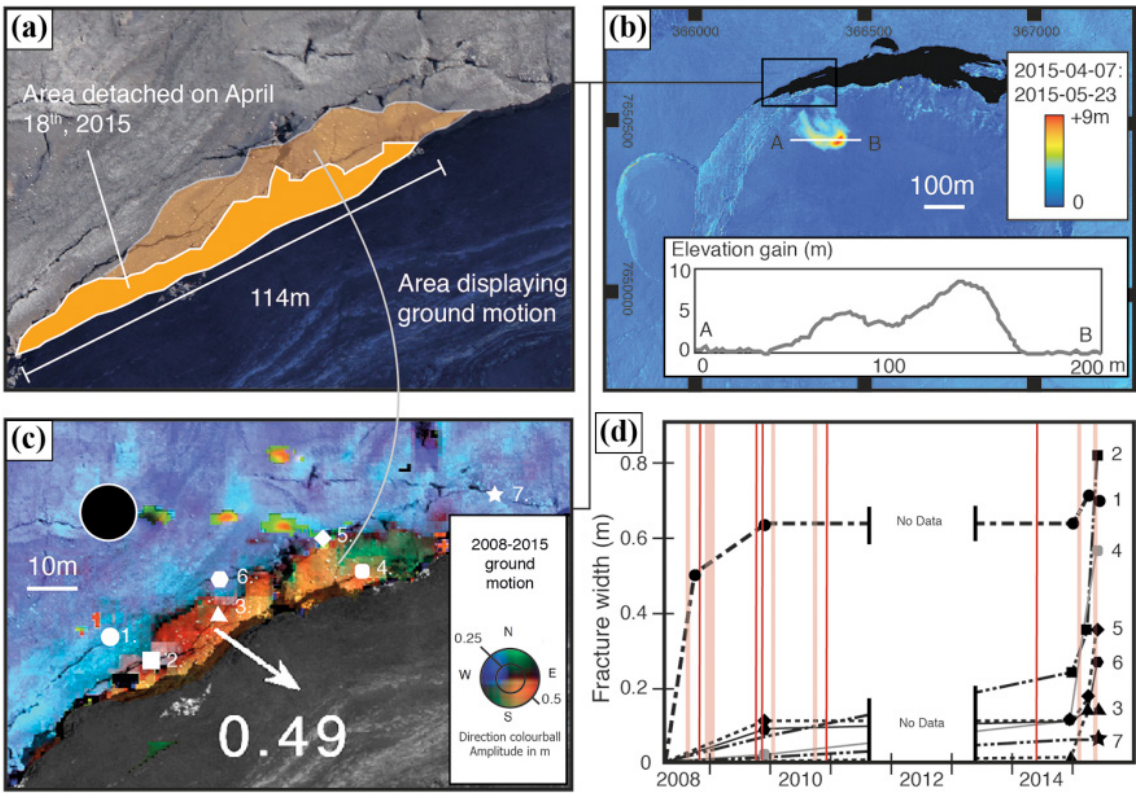


Figure 3. (a) Receding of the edge from comparison of ortho-images (7 April and 23 May 2015) after the 18 April 2015 landslide inside the Cratère Dolomieu caldera. (b) Elevation difference between 7 April and 23 May 2015, showing the deposit at the bottom of the 18 April landslide (in black, no data). (c) Surrounding ground motion (12 April 2008–7 April 2015) preceding the event at this site, as represented in the colour ball. The vector (arrow) represents the motion in relation to the black dot. The white dots localize the different fractures, whose width evolution is shown in (d). In grey tones, no data. (d) Surrounding fracture width evolution between April 2008 and May 2015, as localized on (c) by small white dots, inferred from the successive ortho-images. Red shaded areas represent eruptive periods. Coordinates in meters (WGS84, UTM 40 S).

2 Societal approach

We evaluated the visitor-preferred locations on the different rim sectors, following four guidelines: (1) OVPF's team members, who very often visit the summit, were interviewed by the authors. They were asked whether they met hikers off tracks or near the summit crater edges. This gives a very qualitative view of the subject. (2) Between January and June 2008, a period during which access to summit was officially forbidden, a survey was conducted to count and locate 'illegal' hikers on the volcano (Jacquard, 2009; Jacquard and Villeneuve, 2011). (3) During the same period, a series of interviews enabled us to analyse the hiker motivation for walking on the forbidden path (Morin et al., 2010). (4) In 2015, mountaineering guides were interviewed by the authors to have an overview of the number, preferred locations and motivations of hikers outside the official track.

III Results

1 Surface processes: retrogressive erosion, ground motion and fracture evolution on the caldera rim

Significant changes of the caldera rim between April 2008 and April 2015 were evidenced from

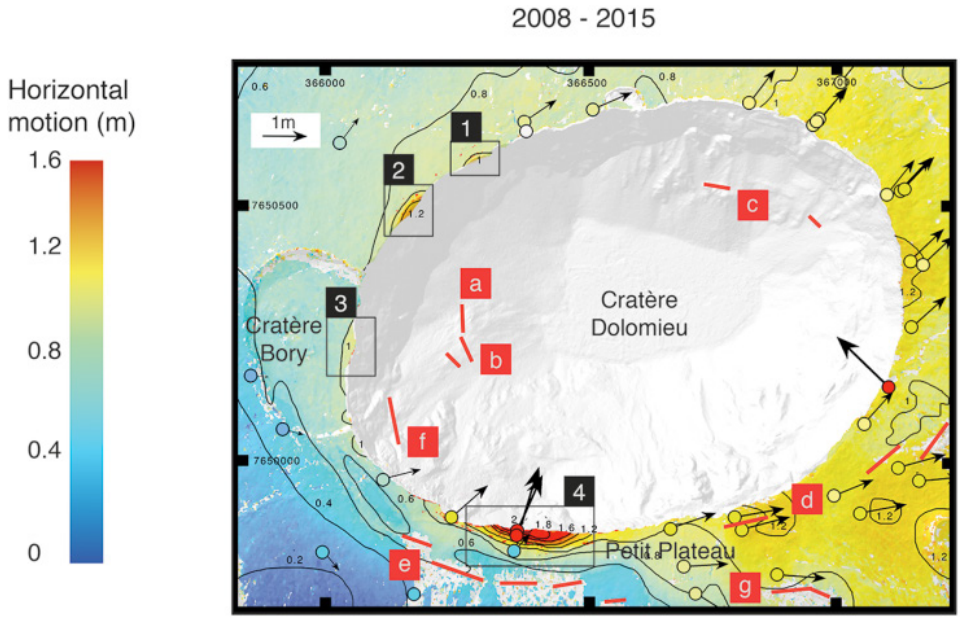


Figure 4. Ground motion map. Amplitude contour lines and colour map of movement obtained by image cross-correlation between the April 2008 and April 2015 ortho-images, and comparison with the amplitude of the movement measured on benchmarks by GNSS (dots and vectors represent the horizontal ground motion, the colours scale of the dots is the same as the one used for the cross-correlation results, see colour bar). The boxes highlight the areas of the rim moving towards the centre of the Cratère Dolomieu, which are shown in Figure 5. Eruptive fissures are noted as follows: (a): 2008/09/21, (b): 2008/11/27, (c): 2008/12/15, (d): 2009/11/05, (e): 2009/12/14, (f): 2010/01/02, (g): 2014/06/21. Coordinates in meters (WGSa84, UTM 40 S).

the ortho-images. The edge receded between 2.5 m and 22.1 m after the fall of rock units in specific sites (for details, see Annex 1 in the Appendix). Seven out of the eight largest rock-falls occurred in the western half of the rim, and four out of these seven in the north-western quarter.

In order to check the quality of the SfM-derived ground motion map, we compared ground displacement values estimated by image cross-correlations between 2008 and 2015 with those measured by GNSS (Figure 4). Annex 3 of the Appendix presents clear evidence that motion measured on the SfM-derived ortho-images is highly consistent with GNSS data. Ground motion was slightly overestimated on image analysis measurements in two areas on the edges of the models (overestimates of 10–20 cm in the easternmost and westernmost parts of the summit). Other areas had lower differences between GNSS and SfM-derived estimates, ranging between 5 and 10 cm. This is symptomatic of a general lens distortion caused by PhotoScan processing (also called 'barrel' effect). Barrel distortion accounts for 0.03% of the model size. For instance, a deformation affecting a 200 m-wide site could be underestimated by 7 cm.

The ground displacements at the summit scale (1–1.5 km) showed a first order general motion of the summit with the highest displacement values, mainly oriented eastward, consistent with other studies (Figure 4; Derrien et al., 2015; Got et al., 2013; Peltier et al., 2007). The south and north sections showed smaller magnitude southward and northward motion. The western part was less affected by significant horizontal ground motion.

SfM showed a second-order deformation in four sites, defined as sites 1, 2, 3 and 4 (Figure 4). These sites were already identified using GNSS measurements after the April 2007

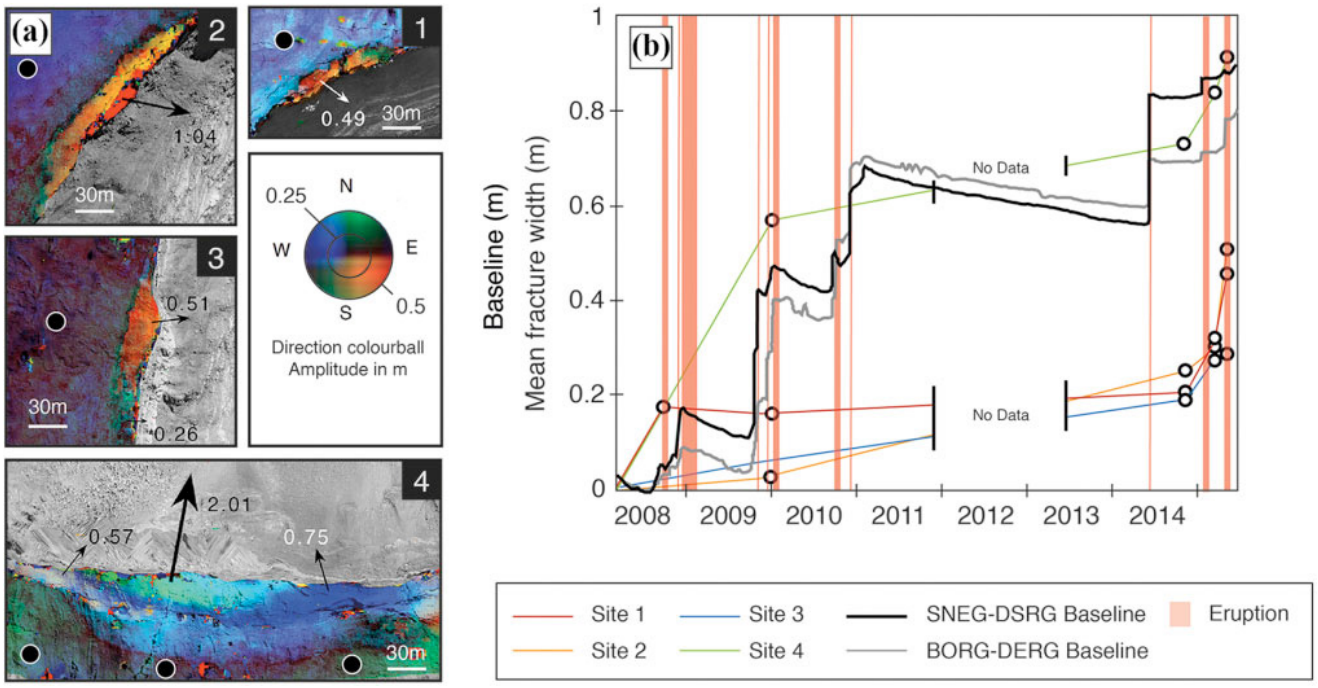


Figure 5. Close-ups of the most unstable zones of the Cratère Dolomieu's rim. (a) The colours represent the direction and amplitude (symbolized in the colour ball) of movement between 2008 and 2015, while the arrows show the horizontal motion (in meters) of the unstable zones relatively to the stable ground localised by black dots. The areas with no data are in greyscale. (b) Evolution of mean fracture width (average of 7 fractures) of each site shown in (a) (coloured lines) and evolution of distance change between permanent GNSS stations (baselines shown in Figure 1(b)), DSRG-SNEG (black solid line) and BORG-DERG (grey solid line). See Figure 1 for localization of these stations. Note the increased fracture opening in site 1 between 2007 and 2009 (compared to sites 2 and 3): one of the seven measured fractures opened abnormally fast during this period and thus increases the computed mean fracture width. It is thus not representative of the behaviour of this unit. Red shaded areas represent eruptive periods.

caldera collapse (Michon et al., 2009), and our data confirms the persistence of this motion in and after 2008. Each of these sites showed displacements toward the centre of the caldera.

We applied a correction to the displacements for these four sites by subtracting the first order offset value characteristic of the proximal zone unaffected by second order displacement (black circles; Figures 3(c) and 5(a)). This correction of the geodynamic and volcanological background signature made it possible to highlight the specific displacement of the four sites (arrows in Figure 5(a)). We measured centripetal shifts of up to 0.49 m, 1.04 m, 0.51 m and 2.01 m between 2008 and 2015 on sites 1, 2, 3 and 4, respectively. These movements covered arcuate areas of 107 × 15 m, 233 × 28 m, 122 × 29 m and 316 × 71 m (maximum length and width) for sites 1, 2, 3 and 4, respectively. The stable part of the summit was delineated by one or more tangential fractures.

The average fracture width bordering the moving zones increased faster after December 2014, especially for sites 1 and 2 (Figures 4 and 5(a)). There, 52% and 54% (respectively) of the total widening observed between 2008 and 2015 occurred in only 5 months, between December 2014 and May 2015 (Figures 3(d) and 5(b)). A large mass wasting event of $47.8 \pm 3.6 \times 10^3$ m^3 was recorded on 18 April 2015 on site 1, coeval with a receding of the edge by a maximum of 12 m on a 114 m long segment (Figure 3(a) and (b)). The area affected by ground motion extended outward over a distance of 10–15 m

from the caldera edge. A similar deformation, with lower intensity was also recorded near the Cratère Bory (CB) (site 3 in Figure 5(a)). There, 32% of the total widening observed between 2008 and 2015 occurred between December 2014 and May 2015.

To the south (site 4), different movements were observed. Most of the widening (65%) between 2008 and 2015 occurred between April 2008 and December 2009, while only 9% occurred between December 2009 and December 2014. Fracture widening accelerated again after December 2014 (26% of the total opening occurred between December 2014 and May 2015).

2 Mass-wasting budget inside the caldera

Mass wasting events inside the caldera were mapped for different periods in order to quantify both their spatial and temporal evolution (Figure 6; note that volume value can, in some cases, represent a succession of small events instead of one big event). Due to the precision of the method, we only considered volume differences between two SfM campaigns larger than 1000 m^3 (resulting from one single or several mass wasting events). We determined cumulative mass wasting volume inside the caldera of $4.2 \pm 0.5 \times 10^6\ m^3$ and $1.8 \pm 0.1 \times 10^6\ m^3$ between April 2007 and April 2008, and between April 2008 and May 2015, respectively (Figure 6). Note that the errors result from global and conservative uncertainty in the georeferenced models (Table 1). This uncertainty was multiplied by the area affected by rock-falls to obtain the volume confidence intervals. Since these reconstructed errors (mainly distortions and barrel effect) can vary spatially, one could argue that this is only an indicative assessment of the confidence we have in the computed volumes. For each mass wasting event, we checked manually that the models were correctly co-referenced in the vicinity of the event. To do this, we used the zones of no change (we knew there had been no change because the ortho-images were exactly

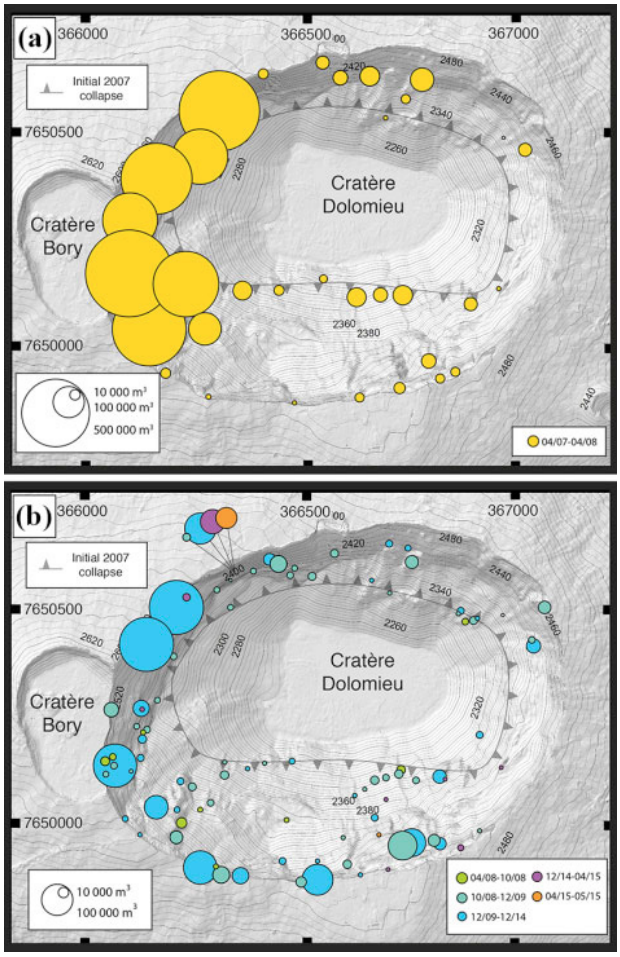


Figure 6. Volume and location of mass wasting events inside the Cratère Dolomieu, as measured from DEMs differences, between (a) April 2007 and April 2008 and (b) April 2008 and May 2015. The colours represent the different periods. Coordinates in meters (WGS84, UTM 40 S).

the same in these zones, and pure vertical motion had not occurred, except at the foot of the CD, which is not studied here because regularly covered by new lava flows). If this was not the case (not correctly co-referenced), we corrected the measurements accordingly.

This cumulative mass wasting volume gave a yearly mean mass wasting rate about 16 times less after April 2008 than during the first year after the April 2007 collapse. Figure 6 clearly shows that the most unstable areas were in the western and north-western parts of the CD: 44.7% of the volume collapsed in the northwest and 39.9% in the west between 2008 and 2015.

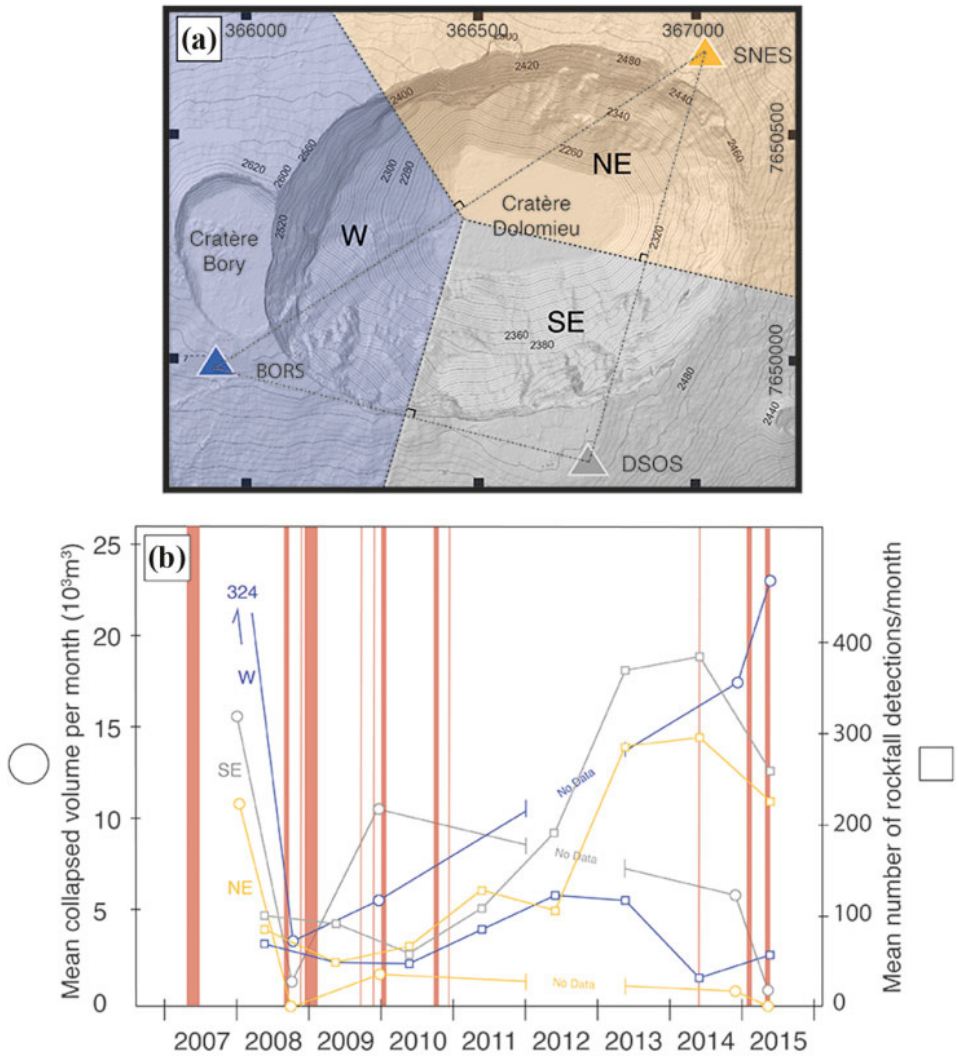


Figure 7. Zones by mass wasting event characteristics observed between April 2008 and May 2015. (a) Map showing the three sites considered (west, southeast and northeast). (b) Average collapsed volume per month and per site (lines) and cumulative number of events detected per seismic station (coloured shaded areas; for each site, we counted the events whose seismic wave first reached the station located in the site). Volumes are inferred from aerial surveys, which were conducted at irregular intervals. Thus, each value is an average, representative of the preceding period. Red shaded areas represent eruptive periods.

Caldera rim destabilizations decreased toward the east where only few SfM-detectable mass wasting events were observed. However, very small events were detected in the east and south using the seismic network (Figure 7).

Considering the location of the three closest seismic stations (closest to the caldera), we chose to divide the summit into three parts (W, NE and SE – Figure 7(a)) to improve spatio-temporal analysis of the rock-fall and mass wasting events.

We determined a significant decrease of mass wasting rates for all three parts during the first year after the collapse (Figure 7(b)). The temporal trends deduced from SfM suggest that the mass wasting rates then increased for all three areas between October 2008 and December 2009. This evolution then stopped in the SE and NE sections, while these rates were still increasing in the western section. The difference between the April and May 2015 DEMs revealed a large volume of material (47.8 ± 3.6

$\times 10^3$ m^3) deposited at the foot of the north-western cliff. The western and north-western sections of the caldera had fewer but significantly larger mass wasting events than the other areas (Figures 6 and 7(b)).

We analysed the number of destabilization events detected by the seismic stations, each event being counted only once, at the BORS, SNES and DSOS station receiving the signal first (Figure 7). Three main periods can be distinguished (Figure 7(b)). Between 2008 and 2009, the average number of detections per month remained more or less around 100 for all three sectors, with only a slight decrease. Between 2010 and 2013, the number increased to 300–400 detections/month for the NE and SE. This increase was coeval with a decrease in average volume/month in the NE and SE. Opposite behaviour was observed for the W section, where both the mean number of detections/month and the mean volume/month significantly increased. Finally, between 2014 and 2015, the mean volume/month decreased in the NE and SE, increased in the W, while the mean number of detections/month decreased slightly.

3 Exposure to hazard for visitors

Considering the caldera rim instability, it is important to assess the exposure to this hazard for visitors, and in particular estimate the number of visitors at the different caldera rim sites. In 2011, 129,000 hikers accessed the summit (Jacquard and Villeneuve, 2011). A survey of visitors carried out in 2008 (Jacquard, 2009; Jacquard and Villeneuve, 2011) enabled the mapping of tourist attendance on the CD rim at the time when access was prohibited. For a sample of 126 persons interviewed, the highest parts of the CD rim, north and south of the CB were the most attractive parts of the summit, with 54% of the visitors in 2008 (Figure 8). The CB and the track surrounding it attracted 15% of the visitors, while only 4% of the visitors went to the eastern part of the CD rim. Overall, for the entire rim, 76.2% of the interviewees came within 2 m of the edge, while only 2.4% stayed on the former track (Figures 1(b) and 8(a)). Another survey of CD rim visitors, including estimations by mountaineering guide agencies and field agents, was carried out in 2015. According to this study, the most visited area for the population hiking outside the official track was the NW section between the CB and the Soufrière (about 70–90%), followed by the Soufrière area (about 10–15%). The rest of the caldera rim, except for the official platform, was visited by less than 5% of visitors.

IV Discussion

1 Temporal evolution of caldera rim instability

After evidencing significant ground motion towards the centre of CD at sites 1–4, we compared our results with existing literature, describing, notably, the rim ground motion before the study, between 2007 and 2008. On 6 April 2007 (about 12 h after the start of the collapse), the first pictures of the collapse showed a large depression in the N and W parts of the CD (Michon et al., 2007). At that time, the pre-April 2007 CD floor was still in place in the S and the CB was intact. After 5 days of successive collapses (5–10 April), a depression of 320 ± 20 m in depth formed, with residual eastern and southern platforms gradually tilting downwards towards the caldera centre (Michon et al., 2007). Using specific GNSS measurements in 2007, Michon et al. (2009) and Peltier et al. (2009) showed that most of the deflation observed around the rim during the March–May 2007 syn-eruptive period was a consequence of the caldera collapse. The largest horizontal displacement (2.53 m) was located on the southern caldera rim. Moreover, the magnitude of horizontal displacements rapidly decreased away from the edge (-38% to -61% of displacement in the two hundred meters closest to the edge; Michon et al., 2009). Summit deformation

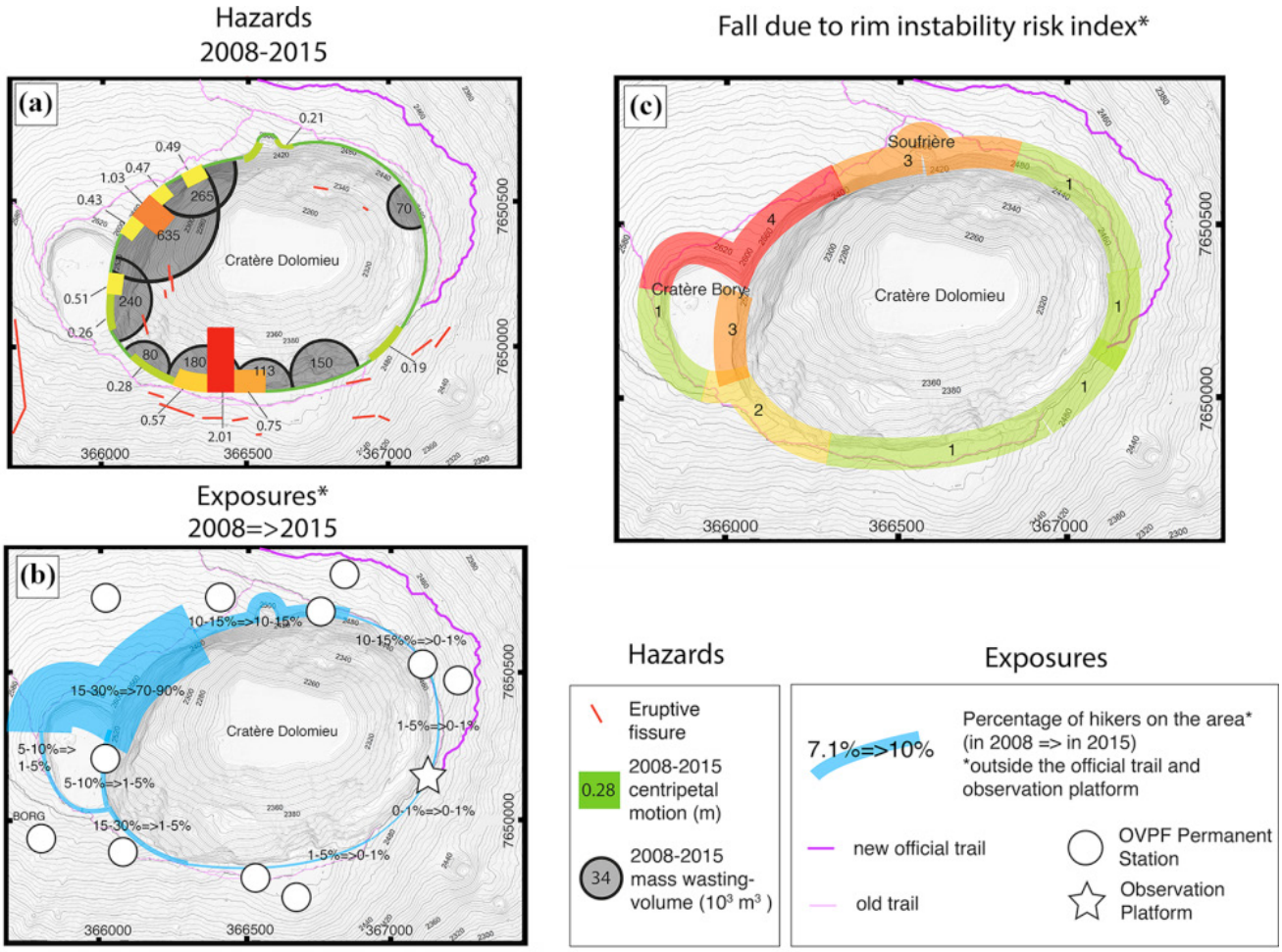


Figure 8. Determination of the rim destabilization risk. All the maps have been synthesized to produce a classification of risk in 2015 (concerning the population hiking around the summit only: note that this figure does not represent the population using the official trail and observation platform). On the index map, level 1 (in green) corresponds to areas with less than 1% frequentation or less than 0.1 m deformation (between April 2008 and April 2015). Level 2 (yellow) corresponds to areas with between 1 and 5% of visitors and between 0.1 and 0.5 m surface deformation (between April 2008 and April 2015). Level 3 (orange) corresponds to areas with between 5 and 15% of visitors and 0.1–0.5 m deformation or with between 1 and 5% of visitors and 0.5–1 m surface deformation (between April 2008 and April 2015). Finally, Level 4 (red) corresponds to the area with more than 50% of visitors and more than 1 m deformation (between April 2008 and April 2015).

continued after the collapse. Between May and November 2007, the largest displacements were observed in the SW (0.39 m) and NW (0.47 m), suggesting either a deflation source located under the western part of the caldera and/or local deformation. The four sites identified by SfM (Figures 4 and 5) match the shape, extent and ground motion described for this post-collapse period (Michon et al., 2009).

Our DEMs revealed that mass wasting events were concentrated on the western part of the caldera between April 2007 and April 2008 (Figure 6), confirming that in the months following the April 2007 eruption the western part of the caldera rim was very unstable compared to the eastern half. The reader is referred to Staudacher et al. (2009) for a detailed and very clear description of this event.

The eastward-preferential extension of the summit observed between 2008 and 2015 (Figure 4) was mostly the consequence of the endogenous growth of the edifice. On PdF,

dykes intrude into the central cone during summit and sometimes flank eruptions, mostly in the N-S direction (following the main rift zones). The resulting effect is that the summit zone tends to inflate more in the E-W direction. The western flank motion is somehow blocked by the Piton des Neiges edifice (neighbouring volcano), resulting in the preferential eastward motion of the "free" eastern, seaward flank (e.g. Derrien et al., 2015; Got et al., 2013; Peltier et al., 2015). SfM measurements from processing of the available datasets are arguably less reliable (see errors associated with processing in the method section) than, for example, GNSS measurements. However, they complement it by making it possible to display a high-spatial resolution map of summit deformation instead of sparse points of information.

Superimposed onto this summit-scale pattern, sites 1, 2, 3 and 4 (already destabilised just after the caldera collapse (Michon et al., 2009)) showed distinct centripetal ground displacements and unusually high mass wasting volumes. Between 2008 and 2015, three sub-periods can be distinguished: (1) April 2007–April 2008, when several large parts of the rim fell into the caldera, (2) 2009 to October 2014, when mass wasting events remained frequent but with a stabilization and (3) after October 2014 when periods of destabilization accelerated.

2 Mechanisms triggering instability

Sites 1, 2 and 3 show similarities in terms of (i) shape of the area concerned by ground motion, (ii) wall morphology, (iii) distance to the inner ring fault of the caldera and (iv) temporal evolution of their fracture width.

Each of the three sites located northwest and west of the caldera appeared as structurally coherent blocks separated from the rest of the edifice by fracture zones (Figure 5(a)). Throughout the study period, they moved towards the caldera centre (Figure 5) and parts of them regularly toppled ('peeled off') from the cliff during large-scale and rapid mass wasting events (Figure 6). Considering the significant ground motion (0.49–1.04 m between 2008 and 2015) and the fracture widening rate increase in 2014–2015 on these sites (Figure 5), it is highly probable that sudden toppling of large units on the caldera's rim will keep occurring in the near future on these sites. Site 4 differed from the other ones in terms of surface area (4–10 times larger than sites 1–3), geometry (less elongation with deformation propagating further away from the caldera edge) and extent (diffuse extension zone instead of discrete fractures). Beside these structural characteristics, we observed an important increase of the fracture width in the south before 2009 (Figure 5) and larger horizontal ground motion over the 2008–2015 period (0.57–2.01 m; Figure 4) than in the other sites. Moreover, the volume of mass wasting events inside the caldera is smaller than for the sites that present toppling. Thus, contrary to the three previous units affected by a toppling process, this southern site is gradually subsiding towards the caldera centre (Figure 9(a) and (b)). The inward subsidence is further corroborated by the partly intact remnants of pre-caldera surface material directly downhill from the south caldera edge, which might have been previously sliding inside the caldera in a similar way. We thus interpret the destabilization process of the CD southern rim as a rock slope deformation feeding debris avalanches, in the sense of Hungr et al. (2014) terminology.

3 Influence of the pre-existing structures

The PdF summit structure is a complex association of filled former volcanic craters, lava flows and superficial magma pockets. Some of these structures are highly fractured, due to successive inflation/deflation periods, collapse events, or hydrothermal fluid transfers. This inherited structure mechanically affects the way the caldera rim can be destabilized. Before the 2007 caldera collapse, the summit was composed of two partially filled craters: the CB and

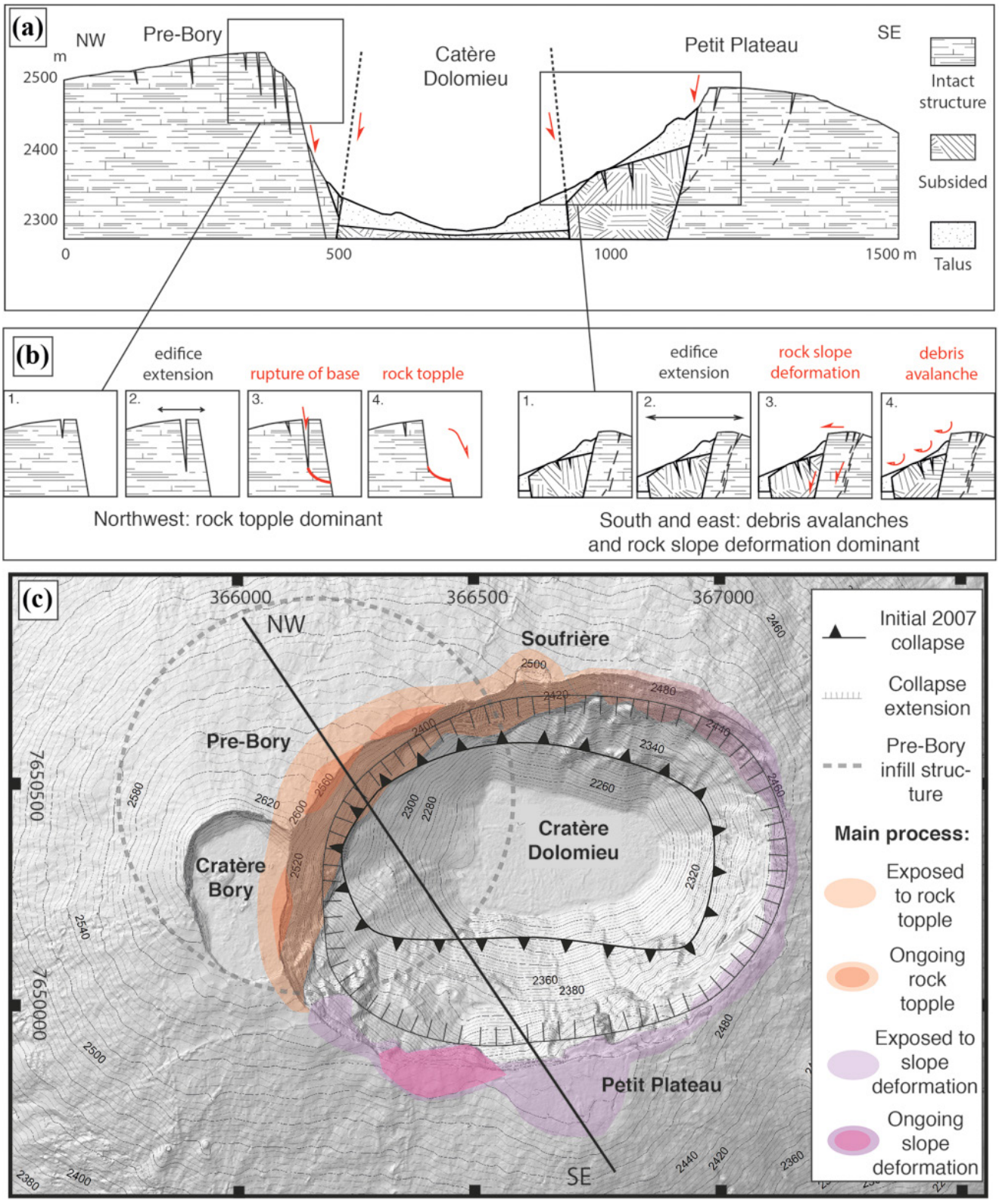


Figure 9. Structural control of instabilities around the Cratère Dolomieu. (a) Interpretative cross-section of the Cratère Dolomieu caldera along a NW-SE cross-section (see location in c). (b) Proposed mechanisms triggering instability as a consequence of summit inflation/deflation cycles. In black, volcano deformation. In red, destabilizations. (c) Map of the different mechanisms affecting caldera rim stability. Cross-section (a) is indicated by the black NW-SE line.

the CD, consisting of several coalescent and filled pit craters aligned in the E-W direction (Lénat and Bachèlery, 1990; Michon et al., 2013). Another main pit crater (the Pre-Bory pit crater) is visible in the CD north-western scarp, where it is filled by thick lava flows (Michon et al., 2013; Peltier et al., 2012; Figure 9(c)).

The first collapse increment of 5 April 2007 (10% of the total 100–120 $\times$ 10^6 m^3 collapsed volume; Michon et al., 2011) occurred in the NW part of the CD. It was accommodated by an elliptic ring fault (Figure 9). The successive collapses triggered a horizontal extension and a tilting of blocks along the S and SE rim of CD, and very steep caldera walls in the NW and N (Figure 9). The NW scarp consists of thick, homogeneous lava flows of the Pre-Bory pit crater, as opposed to the S scarp where successive lava flows are thinner and less homogeneous (Michon et al., 2013). Rock toppling occurred mainly in the NW steep wall along the caldera's inner ring fault. There, formation and widening of tangential fractures led to the decoupling of large (>20,000 m^3) volumes eventually falling during a single event. On the contrary, in the south and the east, blocks of the caldera rim slid inwards to form diffuse extension zones at their junction with stable summit regions (Figure (a) and (b)). There, the opening of extensive tangential summit fractures accommodated extension. Note that debris avalanches close to the caldera centre (away from the edge) were concentrated along the trace of the initial collapse in the ring-fault (Figure 6).

4 Influence of volcanic activity and other environmental phenomena

The temporal evolution of fracture opening and mass wasting rates in sites 1, 2, 3 and 4 did not show a progressive stabilization of the caldera rim with time over the long term, as would be expected. Such stabilization occurred only during the first year after the collapse (April 2007–April 2008). Then mass wasting and fracture opening rates increased between April 2008-December 2009 in the SE and NE and between April 2008 and May 2015 in the NW and W (Figures 5(b) and 7(b)).

The decrease of mass wasting rates was coeval with a slowing of the summit deflation rate during a year and two months after the collapse (April 2007–July 2008). This deflation rate decrease is interpreted as resulting from the post-collapse viscoplastic volcano deformation and depressurization of the hydrothermal system (Froger et al., 2015). Then, the mass wasting rate increased in the west between October 2008 and December 2014, and accelerated even more after 2014 (Figure 7(b)). Consistently, fracture-widening rates in the northwest and west increased in the same proportions (Figure 5(b)). These sites were affected by rock topple processes (Figure 9(c)). Between 2008 and 2015, with the help of GNSS data, we were able to distinguish two periods: a summit deflation occasionally stopped before the short intrusion/eruptions phases between 2008 and mid-2014, followed by a sharp inflation beginning in October 2014 (Figure 5(b)). The increase of the mass wasting and fracture opening rates between October 2008 and December 2014, while the summit deflated slightly, could primarily be due to discrete periods of rapid inflation and increased seismicity during the intrusive phases preceding the eruptions of that period. This effect was probably strongly reinforced after October 2014 by the near-continuous summit inflation. Inflation constantly modifies the slopes in the summit area and consequently promotes sudden destabilization events, as in site 1 between December 2014 and May 2015 (Figure 6). Overall, the signals (fracture, mass wasting volume) show that the mass wasting rates and fracture widening rates decreased by more than 50% during the one to two years after the collapse. This means that the effect of caldera subsidence lost its contribution to extension of the rim fairly quickly. After 2014, the re-activation of inward extension of the rim (as evidenced by

ED560 - Allan Derrien
Apport des techniques photogrammétriques à l'étude du dynamisme
des structures volcaniques du Piton de la Fournaise

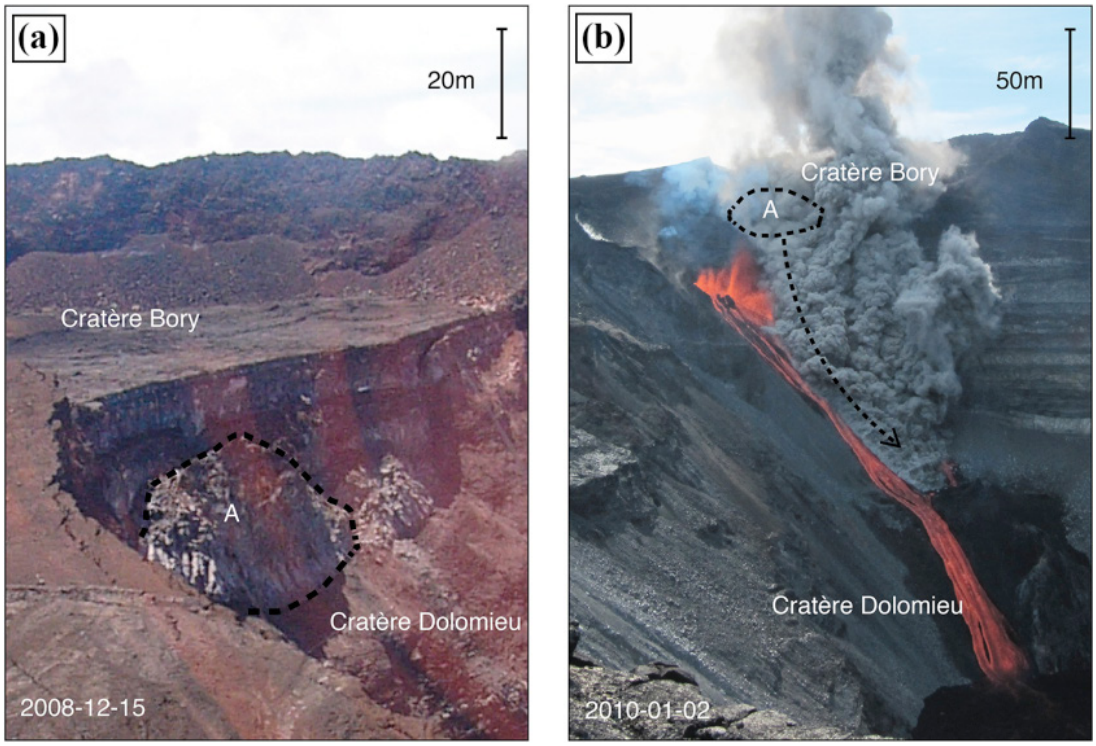


Figure 10. (a) Aerial photograph of 15 December 2008 showing the Bory/Dolomieu cliff from the south (Photo: F. Massin). Note the block in the process of detaching (A). It stayed in place until 2 January 2010. (b) Photograph showing rupture and fall of the detaching block from the southeast during the 2 January 2010 eruption inside the Cratère Dolomieu (Photo: A. Di Muro).

fracture width increase) was clearly mostly linked to the re-activation of activity and summit inflation.

We can note that eruptive fissure opening close to the caldera rim is an additional process that can trigger scarp collapses, like those observed during the first day of the January 2010 eruption that occurred at the base of the Bory-Dolomieu separating cliff (Figure 10(b)).

Finally, external factors such as rainfall and summit seismicity could also be sources of destabilization. However, because the temporal resolution of our data is very low, we did not find obvious temporal correlations between such processes. Hibert et al. (2017) showed that the systematic weight of factors such as rainfall, seismicity or local surface deformation following an eruptive fissure opening on caldera rim stability remained unclear, even with more temporally resolved data.

5 Risk assessment

In 2015, most visitors (between 97.5 and 99.5% according to figures from the ONF and the mountaineering guide agencies) stayed on the new hiking trail and around the observation platform in the eastern, most stable, part of the CD's rim. This indicates that the implementation of a (relatively) stable platform in 2008 was a success. Before 2008 and following the old tracks, it was common to hike around the two summit craters and more particularly to the NW of the summit, the most unstable site. Some guided tours still propose hiking around some parts of the CD and the CB (outside the official track) and it is common for the OVPF team to meet hikers in the NW part of the summit. To enable visualization of risk mapping on the caldera rim for the population of visitors leaving the new trail, we defined four levels of risk, based on the hazards and frequentation statistics

for different areas of the summit (Figure 8(c)). Level 1 corresponds to areas with an estimation of less than 1% of visitors or less than 0.1 m deformation (April 2008–April 2015). Level 2 corresponds to areas with an estimation of between 1 and 5% visitors and between 0.1 and 0.5 m surface deformation(April 2008–April 2015). Level 3 corresponds to (1) areas with an estimation of 5–15% of visitors and 0.1–0.5 m deformation or (2) with an estimation of 1–5% of visitors and 0.5–1 m surface deformation (April 2008–April 2015). Finally, Level 4 corresponds to the area with an estimation of more than 50% visitors and more than 1 m of deformation (April 2008–April 2015).

The NW part of the CD rim was the most visited area in 2008 (Jacquard, 2009) and was the most visited area outside the official track in 2015 (in this context, 86% of the visitors with guided tours, Figure 8(b)). This zone is particularly attractive because it stands at a higher level than the official platform, it offers a view over both craters, and it is one of the shortest walks to the summit. However, its cliffs have the highest mass wasting rate (Figure 6). Not surprisingly then, this area is categorized as risk level 4 (Figure 8(c)).

Other hazardous areas are (1) the cliff between the CB and the CD and (2) the Soufrière site (risk level 3, Figure 8(c)). Visitors using the former track occasionally go down into the CB, which, unlike the CD is easily accessible. From here, they usually reach the caldera rim, in site 3, where ground motion of up to 0.51 m and mean fracture opening of 0.3 m was recorded between April 2008 and April 2015 (Figure 8(a)). At the northern section of the CD, the Soufrière site is protected by a double barrier of fences. Nevertheless an estimated 10-15% of visitors walk here (Figure 8(b)). This area saw its rim recede shortly after the April 2007 collapse, but little motion has been observed since then (0.21 m between April 2008 and April 2015).

In the southwest of the CD, the number of visitors decreased from 10–15% in 2008 to 1–5% in 2015. However, considering that ground motion next to the edge was 0.28 m between 2008 and 2015, this area has been categorized as risk level 2 (Figure 4).

Finally, the south, south-eastern, eastern and north-eastern areas received very few visitors as of 2015 (estimation around 0.1% of the visitors outside the observation platform in the east), due to their distance from the Pas de Bellecombe (Figure 1(a)). Moreover, ground motion in most of these sites did not exceed 0.19 m (except for the southern site) between 2008 and 2015. Thus, these sites have a risk level of 1 due to extremely low number of visitors coupled with mostly slight ground motion, the only exception being the official observation platform in the east, which is quite stable but also receives a lot of visitors.

VI Conclusion

Our work, based on multi-temporal SfM using high-resolution cameras, reveals that the CD rim is more unstable than previously thought. Evidence for significant ground deformation between 2008 and 2015 has been presented in four sites. Moreover, fracture-widening rates have indicated an acceleration of the process since the reactivation of volcanic activity in 2014. In three of these sites, parts of the rim suddenly topple after periods of fracture extension and widening, whereas in the fourth one, a large part of the southern rim slides towards the caldera centre. These results cause concern, as the most attractive part of the caldera rim for visitors (outside the official track) includes the first two sites in the northwest.

Multi-temporal SfM is an efficient method to follow small-scale surface processes and is now routinely used at OVPF, in addition to the permanent instrumentation. The low cost and increasing precision of SfM open up new opportunities for comprehensive morphological monitoring of PdF. This is an ongoing project, and the 2015–2019 period will be studied in a similar way, but with datasets showing higher temporal resolution.

Acknowledgements

The seismic and GNSS data presented in this paper were collected by Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris, and Laboratoire GéoSciences Réunion of Université de La Réunion both included in UMR 7154 CNRS. We greatly acknowledge people of those two laboratories who have participated to the different technical or acquisition campaigns. We are grateful to the Editor and three anonymous reviewers whose comments greatly improved the manuscript. This is IPGP contribution n°3980.

Declaration of conflicting interests

The author(s) declared no potential conflicts of interest with respect to the research, authorship, and/or publication of this article.

Funding

The author(s) disclosed receipt of the following financial support for the research, authorship, and/or publication of this article: This work was supported by the ANR (Agence Nationale de la Recherche) through the SLIDEVOLC project (contract number ANR-16-CE04-004-01).

ORCID iD

Allan Derrien http://orcid.org/0000-0002-0128-854X

Note

Raw photographs used in this study are available by contacting the Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (+262 (0)2 62 27 52 92) or by mail at derrien@ipgp.fr or nicolas.villeneuve@univ-reunion.fr. Seismic and GNSS data used for comparison and double-checking are directly available via the VOLOBSIS Portal: http://volobsis.ipgp.fr. Full PhotoScan reports of SfM processing for each date used in this study are available on researchgate (https://www.researchgate.net/profile/Allan_Derrien/contributions). Their naming convention is YYYYMMDD_DolomieuCrater_Photoscan.

References

Bolognesi M, Furini A, Russo V, et al. (2015) Testing the low-cost RPAS potential in 3D cultural heritage reconstruction. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences XL-5/W4*: 229–235.

Derrien A and Villeneuve N (2018) PhotoScan reports YYYYMMDD_DolomieuCrater_Photoscan. DOIs: 10.13140/RG.2.2.18826.36804, 10.13140/RG.2.2.32248.14084, 10.13140/RG.2.2.15470.92486, 10.13140/RG.2.2.24698.39366, 10.13140/RG.2.2.31409.28009, 10.13140/RG.2.2.28053.83683, 10.13140/RG.2.2.34764.72328.

Derrien A, Villeneuve N, Peltier A, et al. (2015) Retrieving 65 years of volcano summit deformation from multi-temporal Structure-from-Motion: The case of Piton de la Fournaise (La Réunion Island). *Geophysical Research Letters* 42: L064820.

Froger JL, Famin V, Cayol V, et al. (2015) Time-dependent displacements during and after the April 2007 eruption of Piton de la Fournaise, revealed by interferometric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 296: 55–68.

Got JL, Peltier A, Staudacher T, et al. (2013) Edifice strength and magma transfer modulation at Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118(9): 5040–5057.

Heid T and Kääb A (2012) Repeat optical satellite images reveal widespread and long term decrease in land-terminating glacier speeds. *Cryosphere* 6: 467–478.

Hibert C, Mangeney A, Grandjean G, et al. (2014) Automated identification, location, and volume estimation of rockfalls at Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119: 1082–1105.

Hibert C, Mangeney A, Grandjean G, et al. (2017), Spatio-temporal evolution of rockfall activity from 2007 to 2011 at the Piton de la Fournaise volcano inferred from seismic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 333: 36–52.

Hungr O, Leroueil S and Picarelli L (2014) The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides* 11(2): 167–194.

Jacquard F (2009) *Etude de vulnérabilité humaine via la perception des risques sur les sentiers de randonnées pédestre de l'Ile de La Réunion*. Mémoire de Master II de Géographie. Université de La Réunion, France.

Jacquard F and Villeneuve N (2011) Perception des risques sur les sentiers de randonnées pédestre de l'ile de La Réunion -Etude de cas: Ravine Saint-Gilles et des sentiers du Piton de la Fournaise. In: *Les Hauts de La Réunion, terres de tradition et d'avenir*. Université de La Réunion – Océan Editions – Sous la direction de J. M. Jauze, 295–311.

Kääb A and Leprince S (2014) Motion detection using near-simultaneous satellite acquisitions. *Remote Sensing of Environment* 154: 164–179.

Koenderink JJ and Van Doorn AJ (1991) Affine structure from motion. *Journal of the Optical Society of America A: Optics, Image & Science* 8(2): 377–385.

Lénat JF and Bachèlery P (1990) Structure and dynamics of the central zone of Piton de la Fournaise volcano. In: Lénat J-F (ed) *Le volcanisme de la Réunion—Monographie*. La Réunion, France: Centre de Recherche en Volcanologie, 257–296.

McGuire WJ (1996) Volcano instability: a review of contemporary themes. *Geological Society, London, Special Publications* 110(1): 1–23.

Merle O, Michon L and Bachèlery P (2008) Caldera rim collapse: A hidden volcanic hazard. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177(2): 525–530.

Michon L, Di Muro A, Villeneuve N, et al. (2013) Explosive activity of the summit cone of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion island): A historical and geological review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 264: 117–133.

Michon L, Massin F, Famin V, et al. (2011) Basaltic calderas: Collapse dynamics, edifice deformation, and variations of magma withdrawal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116(B3): B03209.

Michon L, Staudacher T, Ferrazzini V, et al. (2007) April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: A new example of caldera formation. *Geophysical Research Letters* 34: L21301.

Michon L, Villeneuve N, Catry T, et al. (2009) How summit calderas collapse on basaltic volcanoes: New insights from the April 2007 caldera collapse of Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184: 138–151.

Morin J, Jacquard F and Villeneuve N (2010) Piton de la Fournaise, a roped off volcano? Consequences of the 2007 "eruption of the century". In: *Cities on volcano 6*, Tenerife, Canary Islands, Spain, 31 May–4 June 2010.

Peltier A, Bachèlery P and Staudacher T (2009) Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184(1): 93–108.

Peltier A, Got JL, Villeneuve N, et al. (2015) Long-term mass transfer at Piton de la Fournaise volcano evidenced by strain distribution derived from GNSS network. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120: 1874–1889.

Peltier A, Massin F, Bachèlery P, et al. (2012) Internal structures and building of basaltic shield volcanoes: The example of the Piton de La Fournaise terminal cone (La Réunion). *Bulletin of Volcanology* 74: 1881–1897.

Peltier A, Staudacher T and Bachèlery P (2007) Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112(B3): B03207.

Roult G, Peltier A, Taisne B, et al. (2012) A new comprehensive classification of the Piton de la Fournaise eruptions spanning the 1986–2011 period. Search and analysis of eruption precursors from a broad-band seismological station. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 241–242: 78–104.

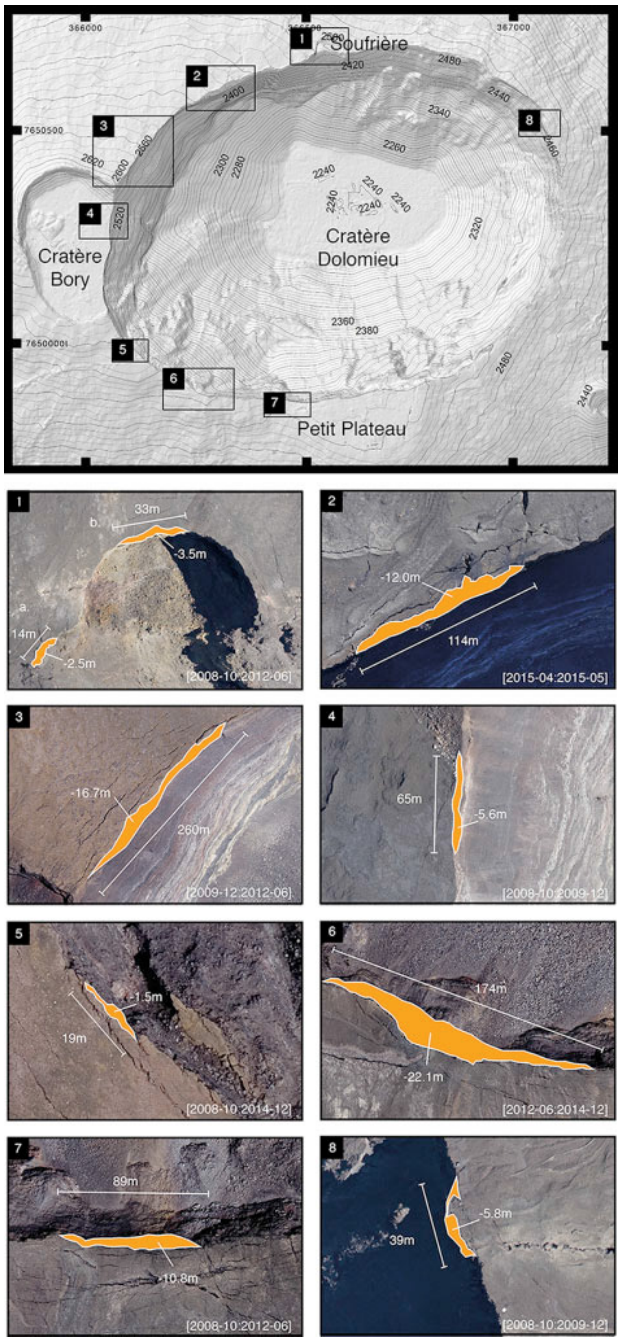
Staudacher T, Ferrazzini V, Peltier A, et al. (2009) The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184: 126–137.

Stieltjes L and Moutou P (1989) A statistical and probabilistic study of the historic activity of Piton de la Fournaise, Reunion Island, Indian Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 36(1–3): 67–86.

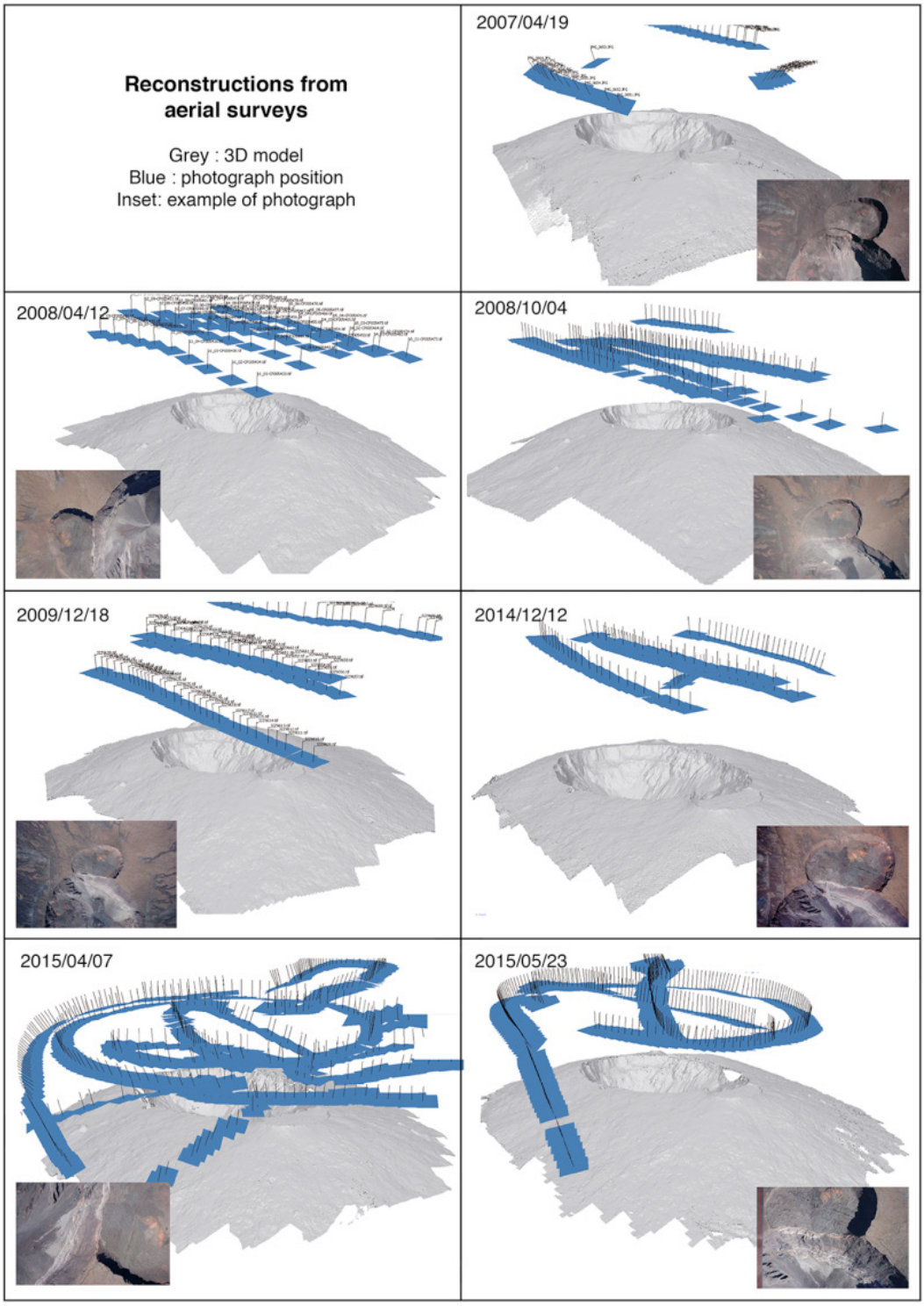
Turner D, Lucieer A and Watson C (2012) An automated technique for generating georectified mosaics from ultra-high-resolution unmanned aerial vehicle (UAV) imagery, based on Structure-from-Motion (SfM) point clouds. *Remote Sensing* 4(5): 1392–1410.

Villeneuve N and Bachèlery P (2006) Revue de la typologie des eruptions au Piton de la Fournase, processus et risqué volcaniques associés. *Cybergeo: European Journal of Geography* 30: 336.

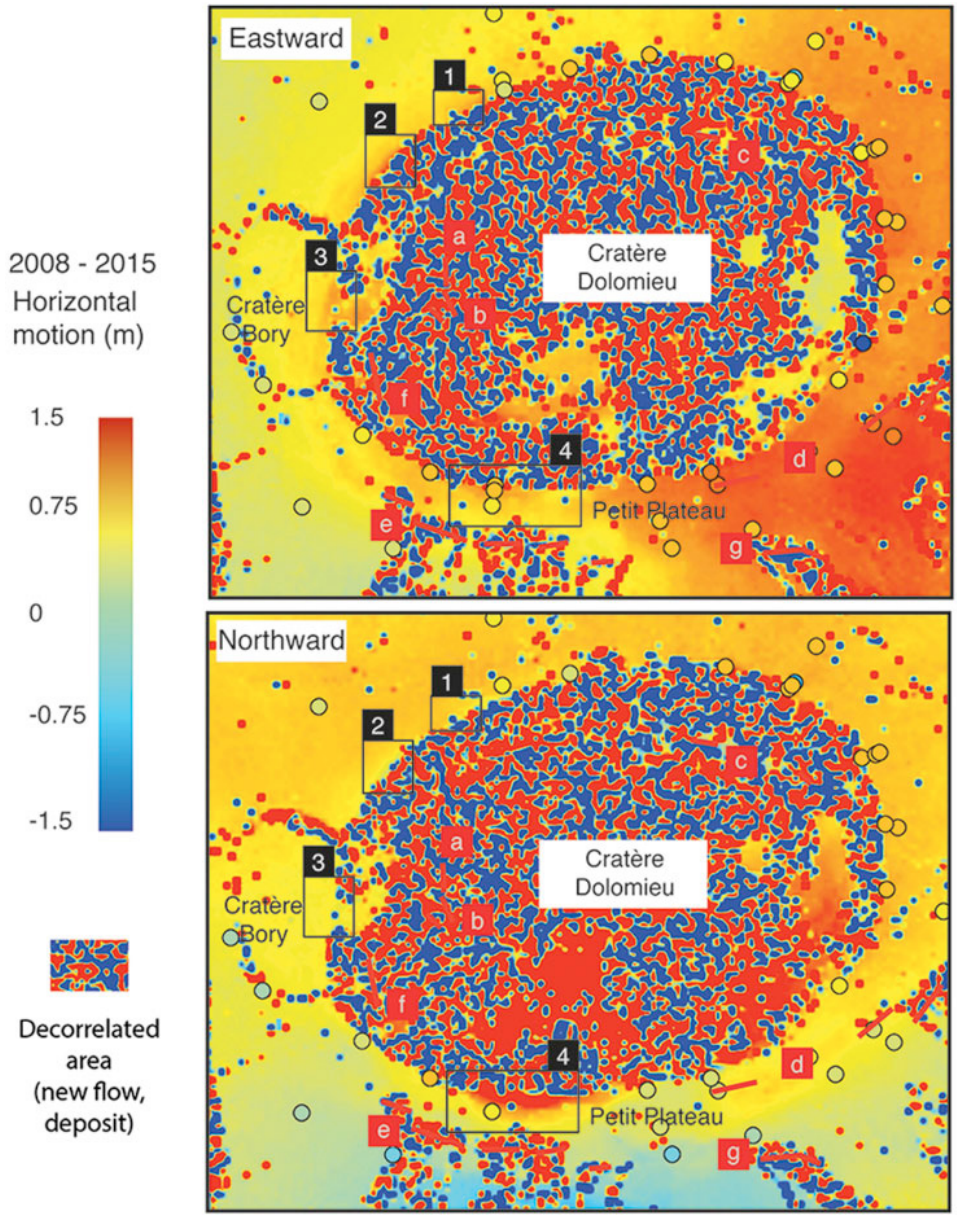
Appendix



Annex 1. Aerial pictures of the Cratère Dolomieu rim after the 2007 collapse, showing the areas where the edge greatly receded between April 2008 and May 2015. The dates in the lower right-hand side of each inset indicate the period during which the receding occurred. Details: (1) extension of the caldera edge of 2.5 m over a distance of 14 m; 3.5 m over 33 m (inside the Soufrière Pit Crater); (2) 12 m on 114 m long; (3) 16.7 m on 260 m long; (4) 5.6 m on 65 m long; (5) 1.5 m on 19 m long; (6) 22.1 m on 174 m long; (7) 10.8 m on 89 m long; (8) 5.8 m on 39 m long. Coordinates in meters (WGS84, UTM 40 S).



Annex 2. 3D models used in this study. Blue squares represent the position and orientation of the aerial photographs used for SfM reconstruction. Insets are examples of the survey photographs.



Annex 3. Horizontal ground motion between April 2008 and April 2015, as computed by 2D ortho-image cross-correlation. (a) E-W component (positive: eastward motion), dots represent the value measured on GNSS benchmarks for the same period for the sake of consistency (b) The same for N-S component (positive: northward motion).

4.3.2. Stabilité/instabilité actuelle de la zone sommitale : 2015-2019

L'étude photogrammétrique de la zone sommitale du Piton de la Fournaise entre 2007 et 2015 (cf. section 4.3.1.) a montré que les secteurs instables se situaient majoritairement au nord-ouest, à l'ouest et au sud du Cratère Dolomieu. Au cours de ces travaux de thèse, nous avons collecté de nombreuses données photogrammétriques couvrant la zone sommitale entre 2015 et 2019. Nous avons ici utilisé 11 orthoimages produites à partir de ces campagnes (7 avril 2015, 15 septembre 2016, 22 janvier 2017, 24 avril 2017, 23 juin 2017, 2 août 2017, 19 décembre 2017, 20 juin 2018, 25 septembre 2018, 14 janvier 2019 et 19 mars 2019) afin de suivre l'évolution des zones instables, en faisant un suivi du comportement des fractures (notamment leur ouverture/fermeture) bordant le Cratère Dolomieu, en particulier dans les secteurs nord, nord-ouest, ouest et sud.

Ces orthoimages ont des résolutions allant de 3 à 15 centimètres (Tableau 5), ce qui a permis d'identifier des points de repère de manière précise (jonctions de fracture, cibles photogrammétriques (cf. section 2.2.2.) ou cailloux d'une dizaine à une vingtaine de centimètres de diamètre) sur une partie des orthoimages. Nous avons mesuré l'évolution de la distance entre deux points situés de part et d'autre d'un réseau de fractures. Cette analyse a montré que la plupart des fractures bordant le Cratère Dolomieu ne se sont pas élargies de plus de 10 centimètres entre 2015 et 2019, excepté dans les secteurs suivants : Bory nord, Dolomieu nord, Soufrière, Bory et Dolomieu sud (Fig.36). Ces secteurs ont fait l'objet d'un suivi plus poussé ; ainsi l'évolution de la distance entre deux points de repère y a été mesurée trois fois sur chaque orthoimage (Fig.36a-e) afin de confirmer les résultats (Fig.37a-e).

Nous avons également utilisé la différence entre les MNS du 19 mars 2019 et du 7 avril 2015 afin de mettre en évidence les éboulements à l'intérieur du Cratère Dolomieu. Les dépôts issus des éboulements apparaissent en teintes chaudes sur la Fig.37f et les plus gros éboulements (dépôt > 3 mètres d'épaisseur) ont été délimités par un liseré blanc (dépôts) et noir (chute). Quatre de ces éboulements sont localisés dans la partie nord-ouest du Cratère Dolomieu et deux dans la partie sud. Ces éboulements se sont tous produits à la limite de la bordure du Cratère Dolomieu et proches de ou sur les zones a) à e). Les petits éboulements (pour lesquels l'épaisseur des dépôts est inférieure à 3 mètres) ont été entourés d'un cercle noir sur la Fig.37f. Nous en avons répertorié 26, dont 22 dans la moitié est du Cratère Dolomieu. Ces éboulements se sont produits surtout sur les bordures des terraces internes du Cratère Dolomieu. Un éboulement localisé proche des dépôts a1 et d1 est issu de l'éffondrement sur lui-même d'un petit cône de scories (mis en place lors de l'éruption de septembre 2008).

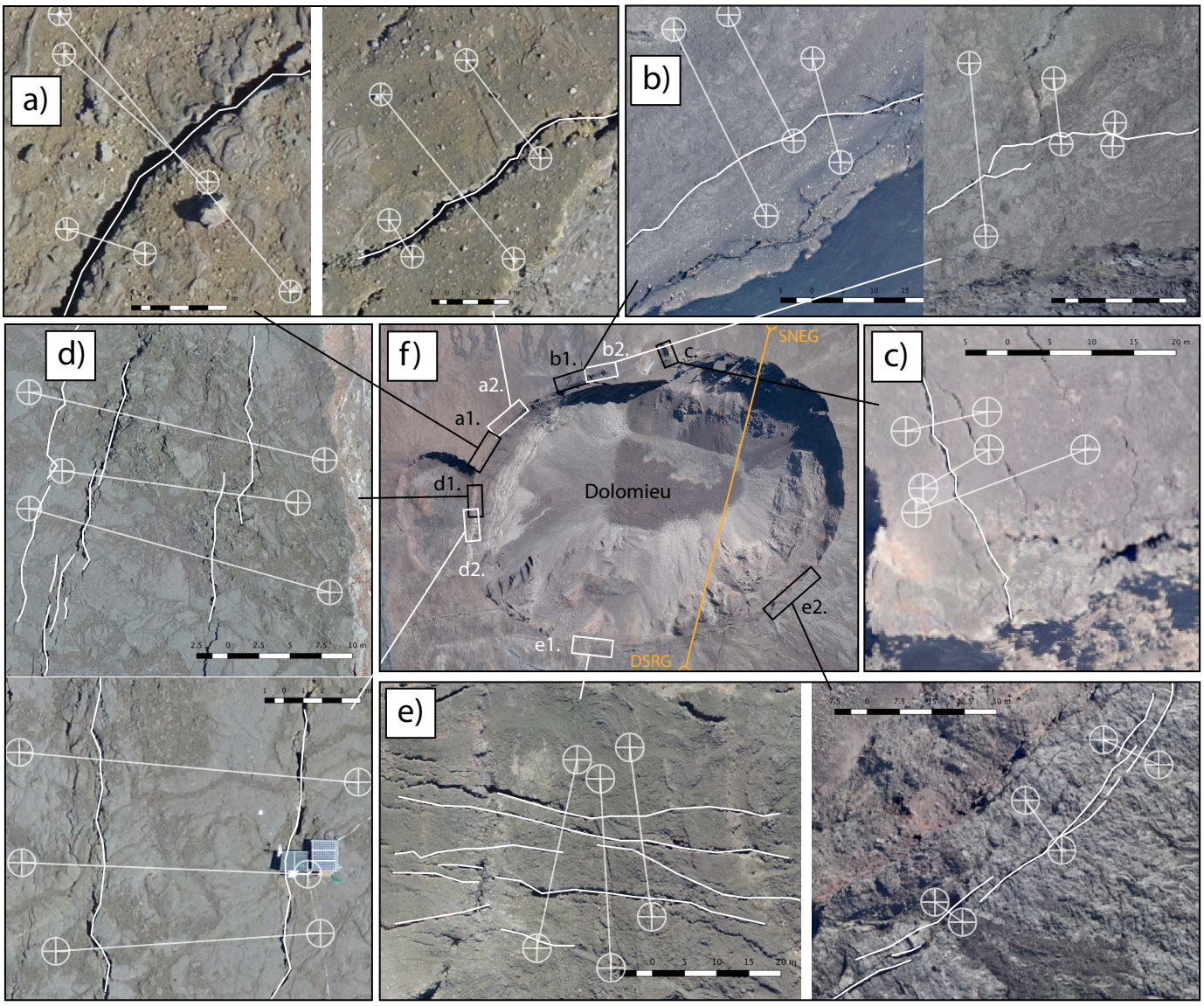


Figure 36. Localisation des réseaux de fractures suivies par photogrammétrie entre avril 2015 et mars 2019, dans le cadre de cette étude. L'évolution de la largeur de chaque réseau de fractures a été obtenue en mesurant l'évolution de la distance entre deux points de repères situés de part et d'autre du réseau concerné sur les orthoimages successives (en utilisant trois binômes distincts afin de confirmer la mesure) . a) Secteur Bory nord. b) Secteur Dolomieu nord. c) Secteur Soufrière. d) Secteur Bory. e) Secteur Dolomieu sud. f) Localisation des réseaux de fractures suivis sur l'orthoimage du 7 avril 2015 et des stations GNSS permanentes SNEG et DSRG.

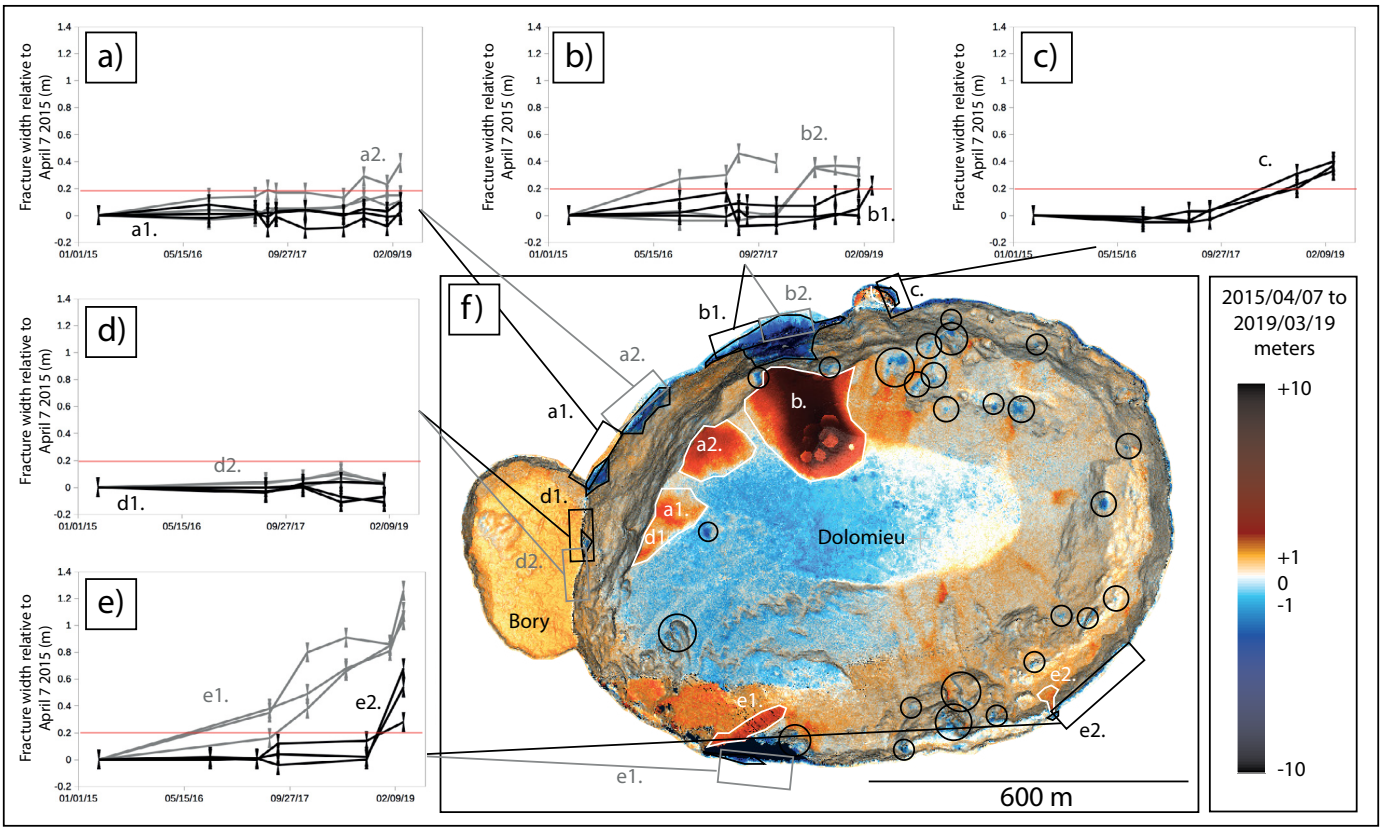


Figure 37. Évolution de la largeur des réseaux de fractures suivis par photogrammétrie entre avril 2015 et mars 2019, dans le cadre de cette étude. Les droites rouges délimitent 20 centimètres d'ouverture, à partir desquel ont peut être certains que la mesure réflète une extension du secteur. a) Secteur Bory nord. b) Secteur Dolomieu nord. c) Secteur Soufrière. d) Secteur Bory. e) Secteur Dolomieu sud. f) Localisation des réseaux suivis sur le MNS différentiel couvrant la période allant du 7 avril 2015 au 19 mars 2019. Sont également annotés les dépôts issus des éboulements associés aux secteurs a) à e) (teintes chaudes et contour blancs) et les éboulements à l'intérieur du cratère Dolomieu (teintes froides et cercles noirs).

Dans la section 4.3.1., nous avions mis en évidence quatre secteurs instables présentant des éboulements et des extensions de fractures ou de réseau de fractures importants (>3 mètres de dépôt et >10 centimètres d'ouverture). Ces quatre secteurs correspondent aux secteurs a2, b1, d1 et e1 (Fig.37f). S'y ajoutent à présent pour la période actuelle les secteurs a1, b2, c, d2 et e2 (Fig.37f).

L'ouverture de réseau de fractures la plus importante sur la période avril 2015 - mars 2019 concerne le secteur e1 (1,2 mètres au total sur 48 mois). Cette ouverture s'est faite de manière progressive avec une accélération sur la fin de période (environ 15 centimètres par an entre avril 2015 et mars 2017, 30 centimètres par an entre avril 2017 et mars 2018 et 60 centimètres par an entre avril 2018 et mars 2019, Fig.37e). Entre 2008 et 2015, le réseau de fractures de ce secteur s'élargissait déjà de manière progressive à un taux moyen d'environ 10 à 20 centimètres par an (Derrien et al., 2019). L'accélération de l'extension de cette zone observée depuis début 2017 ne peut pas être expliquée par une accélération de l'inflation du sommet dans la direction nord-sud (qui a été plutôt constante sur la période avec un taux moyen d'élongation d'environ 10 centimètres par an (Fig.38b) entre les stations SNEG et DSRG, localisées en Fig.36). En revanche les fortes précipitations au cours de la période cyclonique de 2017-2018 (Fig.38a), et l'éruption ayant eu lieu sur la bordure est externe du Cratère Dolomieu le 18 février 2019, ont pu être des causes de l'accélération de l'instabilité et de l'ouverture des fractures dans ce secteur. Les fortes précipitations ont pu favoriser les mouvements de sol par infiltration d'une plus grande quantité d'eau dans la structure supportant la bordure du Cratère Dolomieu. La Fig.38 suggère toutefois que les précipitations de la saison cyclonique de 2018 ne sont pas plus importantes qu'en 2015 ou 2016 (maximum d'environ 60 mm/jour si on en moyenne glissante sur un mois). L'injection du magma et l'ouverture de fissures éruptive sur la bordure est externe du Cratère Dolomieu (à 50 mètres du bord) ont pu favoriser là aussi l'ouverture des fractures pré-existantes dans le secteur e2, proches des fissures éruptives de février 2019 et e1, dont les fractures sont orientées dans le même axe.

L'ouverture des réseaux de fractures dans les autres secteurs est plus modérée (avec un maximum de 10 centimètres par an en moyenne sur la période 2015-2019 pour les secteurs a2, b2, c et e2) voir quasiment nulle (pour les secteurs a1, b1, d1 et d2). Notons :
- que les secteurs d1 et d2 -Bory-, instables entre 2007 et 2008, et entre 2014 et 2015, se sont « stabilisés » entre 2015 et 2019 ;
- et que la zone de la bordure nord-ouest du Cratère Dolomieu (secteurs b1 et b2) affectée par des éboulements et des zones en extensions semble progressivement se déplacer vers le nord est (vers La Soufrière), avec un secteur b1 instable entre 2008 et 2015, puis se stabilisant, alors que le secteur b2, plus au nord-est du premier, commence à se déstabiliser depuis 2015.

La localisation des effondrements d'après la comparaison des MNS produits lors de ce travail de thèse est en bon accord avec la localisation des effondrements à l'intérieur du Cratère Dolomieu d'après le traitement des signaux sismiques enregistrés par les stations sismiques au sommet du Piton de la Fournaise (e.g. Durand et al., 2018). La comparaison des orthoimages haute résolution de la bordure du cratère permet en outre de préciser la dynamique des mouvements de sol précédant ces effondrements.

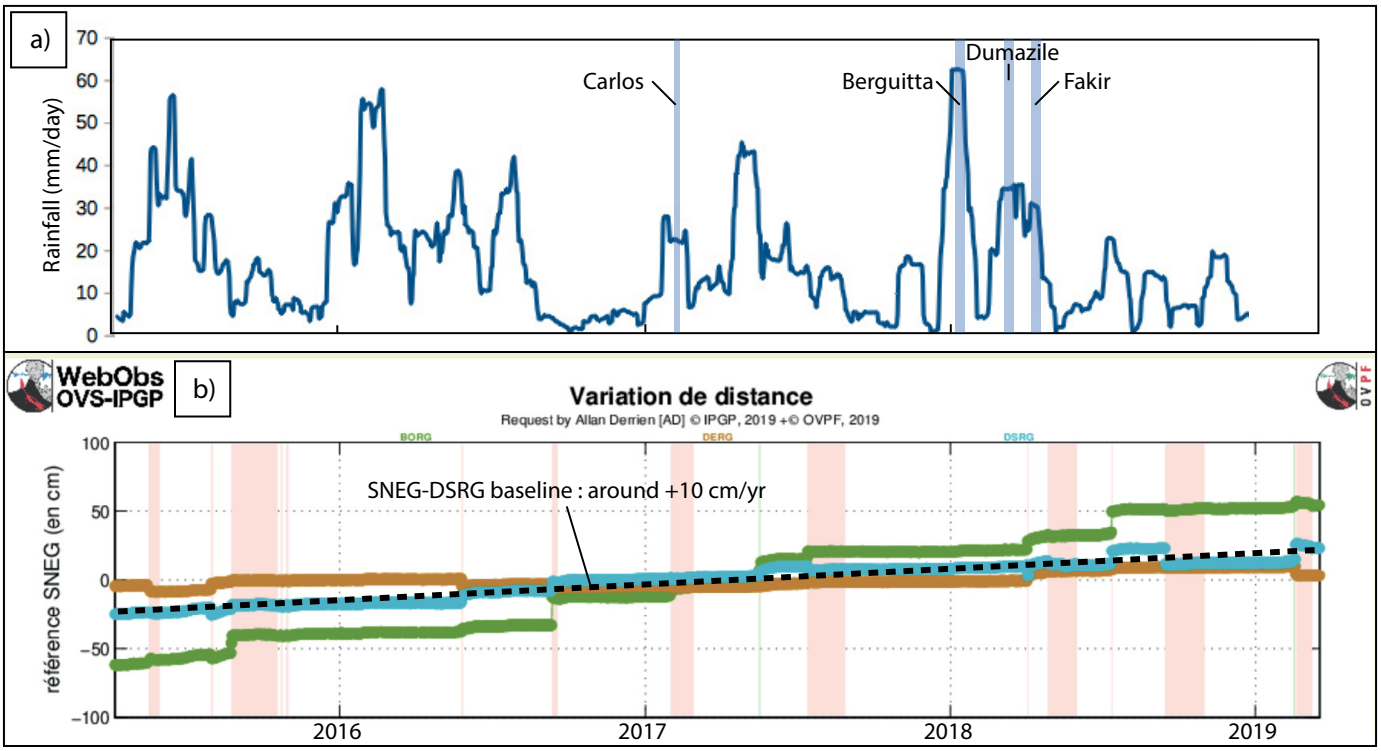


Figure 38. a) Pluviométrie (moyenne glissante sur 30 jours) entre le 7 avril 2015 et le 31 décembre 2018 à la station SFRI (sommet). Les épisodes cycloniques sont indiqués en barre bleutées. b) Évolution de la distance entre la station SNEG et les autres stations GNSS situées au sommet du Piton de la Fournaise (DERG,BORG et DSRG) entre le 7 avril 2015 et le 19 mars 2019. Les périodes éruptives sont indiquées par des barres rosées.

Le suivi des instabilités de la bordure du Cratère Dolomieu sur la période 2015-2019 révèle ainsi que les zones instables dans le Cratère Bory se sont stabilisées sur la période récente. En revanche, le secteur nord-ouest, La Soufrière et le secteur sud de la bordure du Cratère Dolomieu présentent des instabilités accrues (nouveaux effondrements à Soufrière et dans le sud-est de la bordure du Cratère Dolomieu et accélération d'un facteur 4 du glissement au sud du Cratère Dolomieu). Les instabilités relevées lors de l'étude de la période 2008-2015 ont donc évolué, et de nouvelles sont apparues en bordure du Cratère Dolomieu. Il est par conséquent important de poursuivre le suivi de ces instabilités, afin de prévenir les risques liés aux effondrements des zones instables pour les visiteurs du sommet du Piton de la Fournaise.

4.4 Conclusion : apport de la photogrammétrie à l'étude des changements morphologiques du sommet du Piton de la Fournaise

Lors de ce travail de thèse, nous avons reconstitué la morphologie de la zone sommitale du Piton de la Fournaise à des résolutions spatiales de l'ordre de quelques centimètres (pour la période la plus récente, 2017-2019) à quelques mètres (pour la période la plus ancienne, i.e. 1950-1966). La période 2015-2019 est la mieux couverte avec plus de deux modèles par an, tandis que la période 1950-2007 est moins fréquemment couverte, avec un modèle tous les cinq à quinze ans. Le mois d'avril 2007 fait figure d'exception, avec six modèles couvrant l'effondrement de caldera ayant eu lieu à cette période.

Ces nouvelles données ont permis :

1/ D'estimer les volumes des effondrements de caldera de 1927-1936, 1961 et de donner une mesure précise de celui de 2007. Ceux-ci sont respectivement de plus de 90 Mm^3, plus de 22 Mm^3 et 126,2 Mm^3.

2/ De produire des Modèles Numériques de Surface permettant de suivre l'évolution de l'intérieur du Cratère Dolomieu durant l'effondrement de caldera d'avril 2007, plus précisément les 7, 10, 12, 17 et 19 avril. Ces restitutions nous ont permis de constater que l'effondrement du Cratère Dolomieu en 2007 s'est étalé sur une période de plus de 15 jours. D'autre part, elles ont permis de mettre en évidence les principales failles actives au cours de cet effondrement, constituant des trajets préférentiels pour la migration de fluides volcaniques vers la surface.

3/ De détecter et de suivre l'évolution de quatre secteurs instables sur la bordure du Cratère Dolomieu, suite à l'effondrement calderique d'avril 2007. Deux de ces secteurs, localisés sur la bordure nord-ouest, présentent des fractures concentriques s'élargissant graduellement entre 2008 et 2015 (de quelques dizaines de centimètres) tandis que la surface du sol présente des

déplacements de 50 centimètres à plus d'un mètre par endroit en direction du centre du Cratère Dolomieu (entre 2008 et 2015). Le troisième secteur, localisé dans le Cratère Bory, présente une tendance similaire. Le quatrième et dernier secteur, sur la bordure sud du Cratère Dolomieu, présente les élargissements de fractures et les mouvements du sol vers l'intérieur du Cratère Dolomieu les plus importants, à savoir respectivement quelques dizaines de centimètres et plus de deux mètres au maximum, entre 2008 et 2015. Ces quatre secteurs ont produit la majorité des effondrements locaux de la bordure du Cratère Dolomieu constatés après l'effondrement calderique d'avril 2007, et constituent les zones les plus instables et à plus haut risque pour les randonneurs se rendant sur la zone sommitale du Piton de la Fournaise.

5. Troisième partie : suivi photogrammétrique des éruptions récentes (2015-2018) au Piton de la Fournaise

5.1. Produits orthoimages et MNS, cartographie des coulées et estimation de leur volume

Cette partie présente les résultats de l'acquisition et du traitement systématique d'imagerie photogrammétrique lors des éruptions du Piton de la Fournaise, depuis début 2015, et jusqu'à fin 2018. Quarante trois campagnes de ce type ont été réalisées à bord d'ULM ou d'hélicoptère en utilisant une caméra DSLR (cf. section 2.2.2.). Deux traitements photogrammétriques d'acquisitions tri-stéréo de la constellation de satellites Pléiades, acquises en septembre 2015 et juillet 2016, ont permis de reconstituer la topographie sur l'ensemble de l'Enclos Fouqué à ces dates. Les quatre éruptions de l'année 2015 (4-15 février, 17-30 mai, 31 juillet – 2 août et 24 août – 31 octobre) ont été suivies par douze campagnes photogrammétriques à bord d'ULM ou d'hélicoptère, dont neuf ont spécifiquement ciblé la coulée issue de l'éruption du 24 août-31 octobre, qui est la plus longue de la période. Une acquisition Pléiades a de plus été réalisée le 20 septembre. Les deux éruptions de l'année 2016 (26-27 mai et 11-18 septembre) ont été suivies par six campagnes acquises à bord d'un ULM. Une acquisition Pléiades a de plus été réalisée le 8 juillet. Les deux éruptions (31 janvier – 27 février, 13 juillet – 27 août) et l'intrusion (17 mai) de l'année 2017 ont été suivies par dix campagnes, à bord d'ULM ou d'hélicoptère. En particulier, cinq campagnes ont ciblé spécifiquement l'éruption du 31 janvier – 27 février, avec un intervalle entre deux campagnes d'environ une semaine. Enfin, les quatre éruptions de l'année 2018 (3-4 avril, 27 avril – 1 juin, 12-13 juillet et 15 septembre – 1 novembre) ont été suivies par quinze campagnes à bord d'ULM ou d'hélicoptères. L'acquisition et le traitement de ces données ont permis, au cours de ce travail de thèse, de produire des orthoimages et des MNS des coulées actives à des intervalles allant de quelques jours à deux semaines. À partir de ces produits, il a été possible d'extraire les contours des coulées de lave (actives et/ou récentes), de les cartographier, d'en déduire leurs épaisseurs et leur volume total par comparaison avec l'acquisition précédente (cf. section 5.1.3.), ainsi que de suivre la morphologie générale du site éruptif au cours de l'éruption (cf. section 5.3.4.).

5.1.1. Orthoimages et Modèles Numériques de Surface

Le Tableau 7 résume les caractéristiques principales des orthoimages et MNS reconstruits au cours de ces travaux. Les acquisitions photogrammétriques ont permis d'obtenir des résolutions de l'ordre d'une à quelques dizaines de centimètres pour les orthoimages, et de quelques dizaines de centimètres à un mètre dans le cas des MNS. Le géoréférencement des modèles 3D des coulées

Date	Ortho (m)	DEM (m)	AMS (m)	Source	Aircraft	Target 1	Target 2	Target 3
03/31/15	0.13	0.5	1.08	Derrien	Heli	Summit	Flow 02/15	Flow 06/14
04/07/15	0.12	0.49	0.24	Derrien	Ulm	Summit	Flow 02/15	Flow 06/14
05/23/15	0.19	0.74	0.5	Derrien	Ulm	Summit	Flow 05/15	Flow 02/15
08/08/15	0.21	0.43	1.36	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 07/15	
08/29/15	0.17	0.7	2.5	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 08/15	
09/05/15				Villeneuve	Ulm	Flow 08/15		
09/08/15	0.13	0.24	1.43	Villeneuve	Heli	Cone 08/15		
09/15/15	0.1	0.42	0.28	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 08/15	
09/20/15	0.5	1		ESA	Pleiade	Enclos		
10/08/15	0.16	0.6	2.4	Villeneuve	Ulm	Flow 08/15		
10/24/15	0.18	0.71	1.2	Derrien	Ulm	Flow 08/15		
11/10/15				Villeneuve	Heli	Cone 08/15		Flow 02/15
11/12/15	0.18	0.7	2.15	Derrien	Ulm	Flow 08/15	Riv.Est	
05/31/16	0.08	0.16	1.88	Villeneuve	Ulm	Flow 05/16		
07/08/16	0.5	1		ESA	Pleiade	Enclos		
09/11/16				Villeneuve	Ulm	Flow 09/16		
09/12/16				Crozet	Ulm	Flow 09/16		
09/15/16	0.15	0.29	0.18	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 09/16	
09/28/16	0.12	0.24	26.77	Douris	Ulm	Flow 09/16		
10/11/16				Villeneuve	Ulm	Flow 09/16		
02/01/17	0.1	0.62	0.56	Villeneuve	Ulm	Flow 02/17		
02/10/17	0.21	1.73	4.1	Derrien	Heli	Flow 02/17	Flow 08/15	
02/16/17	0.23	1.6	3.2	Derrien	Heli	Flow 02/17		
02/22/17	0.24	0.48	2.5	Derrien	Ulm	Flow 02/17		
04/24/17	0.27	0.61	7.25	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 02/17	Flow 09/16
05/18/17	0.17	0.34	0.28	Villeneuve	Ulm	Summit		
07/15/17				Villeneuve	Ulm	Flow 07/17		
07/22/17	0.12	0.23	19.11	Derrien	Ulm	Summit	Flow 07/17	
08/02/17	0.12	0.25	4.72	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 07/17	
08/24/17	0.16	0.25	8.8	Villeneuve	Ulm	Summit	Flow 07/17	
04/03/18	0.11	0.22	1.41	Villeneuve	Heli	Flow 04/03		
04/28/18	0.15	0.29	7.3	Villeneuve	Ulm	Flow 04/27		
04/30/18				Villeneuve	Ulm	Flow 04/27	Summit	
05/04/18				Villeneuve	Ulm	Flow 04/27	04/27 IR	
05/05/18	0.07	0.15	26.9	Villeneuve	Ulm	Flow 04/27	04/27 IR	
05/11/18	0.06	0.13	23.9	Villeneuve	Ulm	Flow 04/27	04/27 IR	
05/29/18	0.09	0.18	4.78	Villeneuve	Ulm	Flow 04/27		
07/14/18	0.11	0.12	15.9	Derrien	Ulm	Flow 07/13	Summit	
09/15/18				Villeneuve	Ulm	Flow 09/15		
09/15/18				Chapelet	Drone	Cone 09/15		
09/18/18				Chapelet	Drone	Cone 09/15		
09/20/18	0.09	0.68	9.1	Villeneuve	Ulm	Flow 09/15		
09/21/18				Villeneuve	Ulm	Flow 09/15		
09/25/18	0.09	0.17	19.7	Villeneuve	Ulm	Flow 09/15	Summit	
10/02/18	0.08	0.16	21.1	Derrien	Ulm	Flow 09/15		

Tableau 7. Résumé des produits orthoimages et MNS utilisés dans cette étude. Les résolutions des orthoimages et des MNS sont données en m, ainsi que l'Absolute Mean Shift (erreur de référencement absolue ou AMS, e.g. James et al., 2017). Source : photographe ou organisme. Aircraft : vecteur aérien utilisé. Les colonnes de droite indiquent la ou les coulées photographiée(s).

de la période étudiée a été fait en utilisant selon les cas cinq à vingt points d'amères en bordure de coulée, sur un terrain non modifié par l'éruption en cours. Les coordonnées de ces points d'amères ont systématiquement été mesurées sur l'orthoimage (pour la latitude et la longitude) et le MNS (pour l'élévation) de la même zone le plus proche dans le temps. Notez que les rapports détaillés des reconstructions photogrammétriques sont disponibles en Annexe 1.

A noter que certaines campagnes ont ciblé plus d'une coulée (Tableau 7), notamment dans le cas d'éruptions rapprochées dans le temps, ou en début d'éruption. Par exemple, la campagne du 7 avril 2015 a permis de couvrir les coulées mises en place quelques semaines auparavant par l'éruption du 4-15 février et celles mises en place quelques mois auparavant par l'éruption du 20-21 juin 2014.

Certaines campagnes ont également permis de réaliser des cartographies dans le spectre infra-rouge (IR, Tableau 7) en utilisant une caméra FLIR à bord d'ULM ou d'hélicoptères.

Enfin, des campagnes ont été réalisées par drone (Phantom 3 pro, cf. section 2.2.3.). La capacité de vol et le rayon d'action de ce drone sont respectivement d'environ 20 minutes et de 500 mètres sur le volcan, ce qui limite le champ d'acquisition. Les campagnes en drone ont donc ciblé uniquement le cône éruptif (Tableau 7).

5.1.2. Cartographie des coulées de la période 2015-2018

Treize éruptions se sont produites entre 2015 et 2018 (Fig.39). La seule éruption proche du sommet fut celle du 4-15 février 2015, au cours de laquelle une fissure s'ouvrit à une centaine de mètres au sud-ouest du Cratère Bory. Les éruptions du 17-30 mai et 24 août-31 octobre 2015, 26-27 mai 2016, 31 janvier – 27 février et 13 juillet – 27 août 2017, 27 avril – 1 juin et 15 septembre – 1 novembre 2018 ont eu lieu dans le secteur sud de l'Enclos Fouqué, tandis que les éruptions du 31 juillet – 2 août 2015, 11-18 septembre 2016, 3-4 avril et 12-13 juillet 2018 ont eu lieu dans le secteur nord. Les orthoimages produites ont permis de cartographier précisément les contours des coulées associées à chacune de ces éruptions et de suivre leur évolution au cours du temps.

Auparavant, les contours des coulées étaient, selon les cas et les opportunités, réalisés en suivant à pied les bords de la nouvelle coulée avec un GNSS différentiel, par photo-interprétation ou plus rarement par stéréophotogrammétrie. En fonction des dimensions de la coulée, de sa localisation et de la nature du terrain, ce travail de contournement des coulées par méthode GNSS pouvait prendre plusieurs jours. A noter que Servadio (2011) a fait un travail important de correction des cartographies des coulées par l'utilisation des images satellites SPOT disponibles dans la base de données Kalidéos du CNES. Ce travail, très chronophage, a eut le mérite de faire une mise à jour

de qualité. Cependant, comme le dis elle même Servadio (2011), ce travail était limité par la résolution des images orthorectifiées disponibles (soit entre 2.5 et 20 mètres selon la génération du satellite SPOT utilisée). Plus récemment, les contours des coulées sont déduits aussi à l'aide des images de cohérence/incohérence de données InSAR fournies par la plateforme OI2 (OPGC-LMV), mais les acquisitions satellites sont peu fréquentes (quelques jours à quelques semaines).

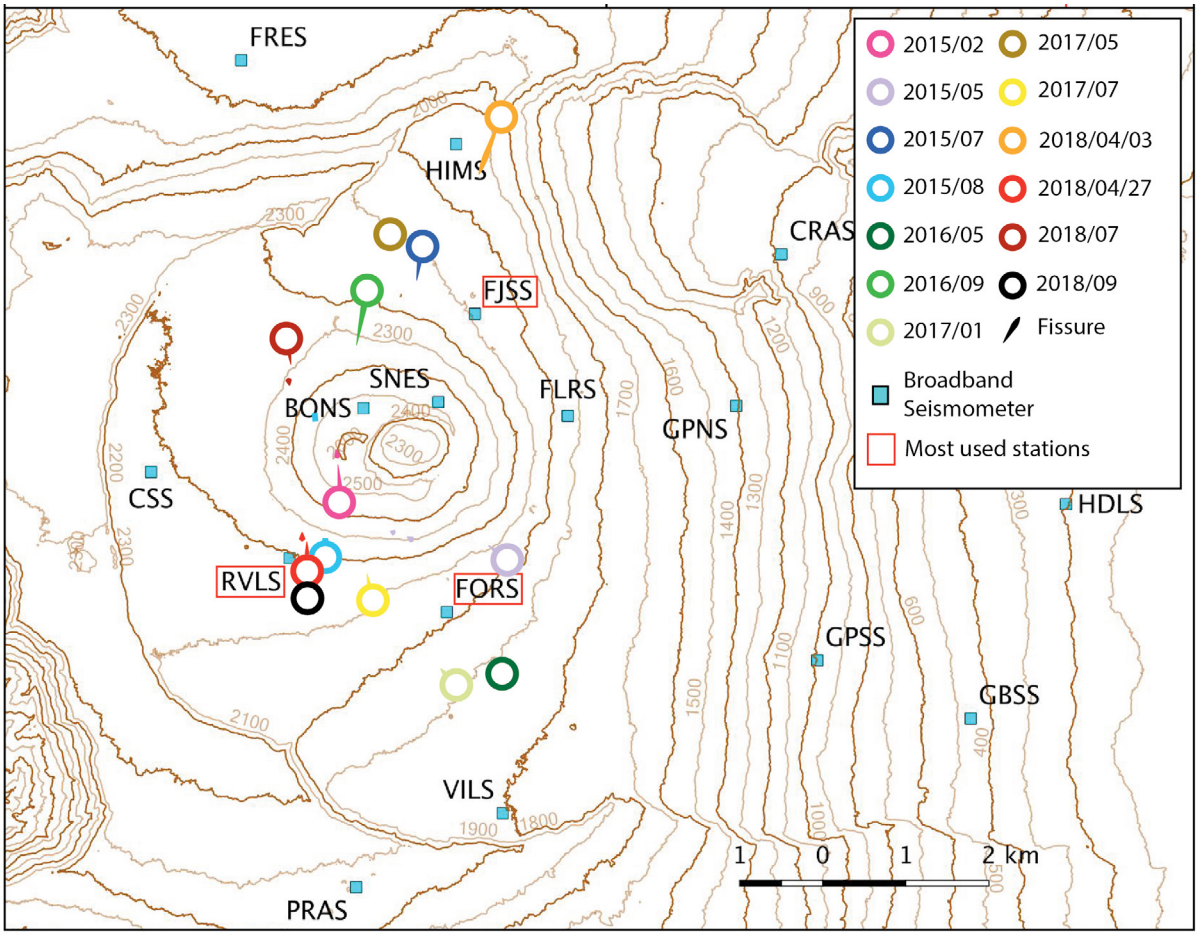


Figure 39. Carte des éruptions du Piton de la Fournaise de la période 2015-2018 (localisation des cônes éruptifs ou de l'évent principal) et du réseau sismologique large-bande utilisé dans cette partie.

La Fig.40 montre comment l'utilisation de photographies aériennes et des produits orthoimages associés a permis de réduire considérablement le temps de mise à disposition des cartographies des coulées de lave, et d'en faciliter l'élaboration pour les coulées difficiles d'accès. Au cours de ce travail de thèse, nous avons obtenu à l'aide d'orthoimages un résultat exhaustif (lorsque les conditions météorologiques étaient favorables, à savoir si l'ensemble de la surface de la coulée était exempte de couverture nuageuse) en une demi-journée au maximum. Par exemple, l'écoulement de la coulée associée à l'éruption du 31 janvier – 27 février 2017 a pu être suivi régulièrement malgré la localisation très éloignée du site éruptif (à plus de quatre kilomètres du Pas de Bellecombe dans le secteur sud de l'Enclos Fouqué).

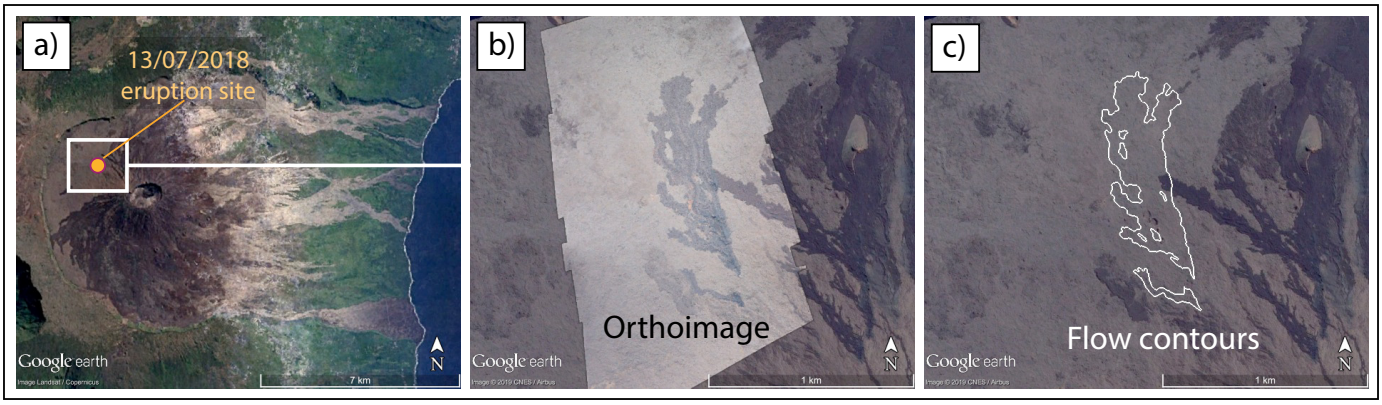


Figure 40. a) Localisation du site de l'éruption du 13 juillet 2018, dans le secteur nord-ouest de l'Enclos Fouqué. b) Orthoimage produite par le traitement de la campagne de photogrammétrie du 14 juillet (après la fin de l'éruption), sur fond de carte du 26 décembre 2016. c) Contours de la coulée issue de l'éruption du 13 juillet 2018, sur fond de carte du 26 décembre 2016.

Comme déjà évoqué par Bachèlery (1981) et Villeneuve et Bachèlery (2006) sur les périodes plus anciennes, nous avons remarqué que sur la période étudiée récente, les coulées de lave s'épandent principalement en longueur en début d'éruption, en raison des forts taux d'émission de lave en début d'éruption (cf section 5.3.3.), et des fortes pentes lorsque les fissures s'ouvrent sur le cône terminal. Lorsque le taux d'émission de lave diminue (généralement après quelques jours d'éruption, le front de coulée se fige ou ralentit significativement. Un ralentissement est également observé lorsque les coulées atteignent des zones de replat (comme le planché de l'Enclos Fouqué ou le bas des Grandes Pentes. À partir de ce moment, la coulée se développe principalement par un étalement en largeur et/ou une augmentation d'épaisseur (c'est le cas par example de la coulée de l'éruption du 31 janvier au 27 février 2017 ; Fig.41). Ceci peut se produire de deux manières : 1/ par addition de couches de lave successives au-dessus et en bordure de coulée, 2/ par augmentation interne du volume lorsqu'un régime de tunnels de lave se met en place, généralement après quelques jours d'éruption. Bien entendu, tous les cas sont envisageables et ont été observés. La limite d'extension maximale atteinte dans les premiers jours comme expliqué ci-dessus n'est pas forcément définitive et il n'est pas rare de voir une avancée du front de coulée après plusieurs semaines durant lequel il est resté immobile. Cela est souvent synonyme d'une augmentation du débit. Il arrive également que la limite d'extension maximale (qui coincide avec le point le plus bas atteint par la coulée) soit dépassée par un nouveau bras de coulée.

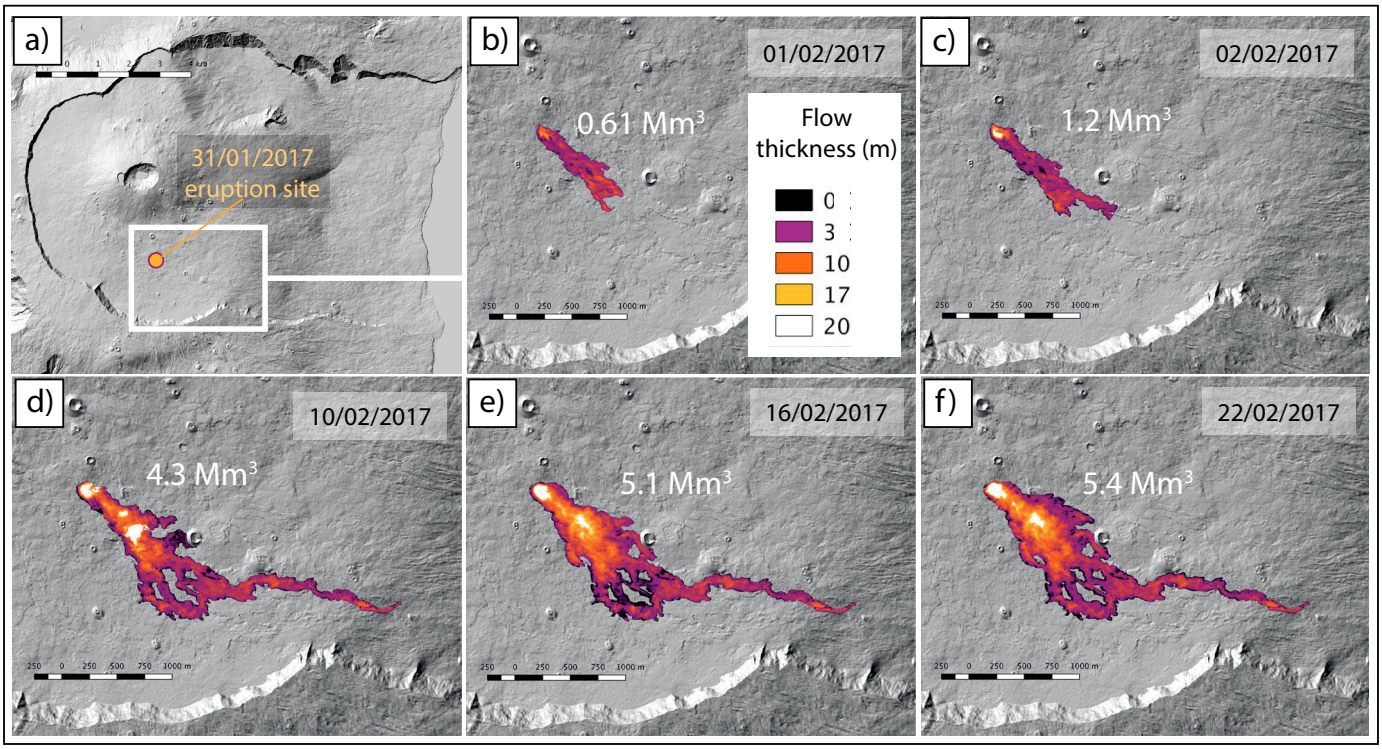


Figure 41. a) Localisation du site éruptif de l'éruption de janvier-février 2017 dans le sud de l'Enclos Fouqué. b-f) évolution des contours et des épaisseurs de coulée obtenues par le traitement des campagnes de photogrammétrie sur la coulée de l'éruption du 31 janvier - 27 février 2017, réalisées dans le cadre de ce travail de thèse, et volume de la coulée calculé par intégration des différences de MNS sur la surface de la coulée.

5.1.3. Estimation des volumes de lave émis en surface au cours des éruptions de la période 2015-2018

Les MNS produits au cours de ce travail de thèse ont permis de mesurer précisément les épaisseurs des nouvelles coulées au cours des éruptions. Ceci a été réalisé en calculant la différence entre la topographie mesurée d'après la campagne de photogrammétrie et la topographie pré-existante. Antérieurement, les épaisseurs des coulées étaient souvent mesurées par GNSS (le plus souvent en mode cinématique) en réalisant plusieurs traversées sur la coulée (e.g. Staudacher et al., 2009). L'interpolation des mesures sur la surface de la coulée permettait une représentation de la topographie induite par la coulée. L'utilisation de MNS produits par photogrammétrie permet de cartographier l'épaisseur des coulées de manière plus exhaustive, plus rapide, et à haute résolution spatiale (la plupart des MNS ont une résolution inférieure au mètre). Par exemple, pour les coulées de la période 2015-2018, cette méthode nous a permis de fournir des valeurs de volume de lave émis le jour même de l'acquisition.

Les cartographies de l'extension des coulées et de leur épaisseur (e.g. Fig.41) permettent de calculer leur volume. En répétant les mesures au cours de l'éruption, il est possible de quantifier l'évolution du volume de lave émis, et d'en déduire l'évolution du taux d'émission de lave au cours de l'éruption (Fig.42 ; cf. section 5.2.1.).

Sur les coulées de la période 2015-2018, cela nous a permis de fournir les valeurs de volume de lave émis le jour même de l'acquisition, apportant ainsi des informations de première importance pour la gestion de crise.

Les coulées des éruptions de la période 2015-2018 ont ainsi des volumes compris entre 0,3 Mm^3 (13 juillet 2018) et 35,7 Mm^3 (24 août-31 octobre 2015), pour une moyenne de 3,3 Mm^3. Nous confirmons donc que, contrairement à l'idée reçue du grand public, le volcan ne connaît pas aujourd'hui une augmentation de son activité (la moyenne du volume émis par éruption sur la période 1931-2018 étant de 3,4 Mm^3, cf. section 3.2.1.). Les taux d'émissions de lave durant les éruptions de la période étudiée vont de 0,23 m^3/s (moyenne sur la dernière semaine de l'éruption du 31 janvier - 27 février 2017) à 22,1 m^3/s (moyenne des 30-31 octobre 2015). La lave est émise plus rapidement en début d'éruption (typiquement de 5 à 10 m^3/s en moyenne pour la première semaine), puis le débit diminue progressivement au cours de l'éruption (de 0,23 à 2 m^3/s au bout d'un mois). Les taux d'émission ré-augmentent parfois en fin d'éruption, dans le cas des éruptions du 24 août - 31 octobre 2015 et du 11 - 18 septembre 2016 (Fig.43). Dans le cas de l'éruption du 24 août - 31 octobre 2015, Coppola et al. (2017) proposent qu'une réalimentation en magma du réservoir superficiel est à l'origine de ces taux élevés en fin d'éruption.

Comme précisé précédement (cf. section 3.2.1.) notez que les valeurs de volume ainsi obtenues incluent les vides présents au sein de la coulée, i.e. les tunnels de lave, les bulles et toutes autres cavités de tailles intermédiaires.

5.2. Comparaison et validation avec les données des satellites Pléiades , Aqua et Terra (capteur MODIS).

Les campagnes de photogrammétrie aérienne au cours des éruptions nous ont permis de mesurer les volumes de lave émis, et d'en déduire les taux d'émission moyen de lave au cours des éruptions de la période 2015-2018 (cf. section 5.1.3.). Dans ce paragraphe nous avons comparé les résultats de nos travaux menés en stéréophotogrammétrie aérienne avec ceux des mesures satellitaires. Bien que moins souples du point de vue de la gestion du calendrier des acquisitions, les images satellites présentent trois avantages : 1/ elles permettent d'effectuer des mesures régulières de manière semi-automatique, 2/ elles permettent de couvrir une zone plus large que les campagnes de photogrammétrie en ULM ou en hélicoptère, et 3/ plus généralement, dans le cadre de recherches sur des volcans extrêmement isolés et/ou peu instrumenté, elles représentent les seules sources d'information accessibles.

5.2.1. Comparaison et validation des mesures de taux d'émission de lave avec les données satellites

En parallèle des réseaux d'instrumentation de l'OVPF déployés sur l'édifice volcanique, des missions de terrain et des campagnes de photographie aériennes, les données satellites apportent des informations complémentaires au suivi de l'activité éruptive du Piton de la Fournaise. Ainsi, de nombreux satellites dont par exemple Aqua et Terra (notamment en ce qui concerne leur capteur MODIS) pour citer des satellites défilants, et MSG-SEVIRI pour citer un satellite géostationnaire permettent d'accéder aux mesures du taux d'émission de lave à distance (télédétection). Le traitement et la diffusion de ces résultats sont opérés via de nombreuses plate-formes internationales. L'OVPF travaille quotidiennement avec deux plate-formes : HOTVOLC, de l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrant (OPGC) et MIROVA des universités de Turin et de Florence.

Dans le cadre de ce travail, nous avons comparés les valeurs de taux d'émission de lave issues des traitements faits par HOTVOLC sur la base de données issues du satellite MSG-SEVIRI (Gouhier et al., 2016) aux mesures issues de nos campagnes de photogrammétrie aérienne réalisées dans le cadre de ce travail de thèse (Fig.42).

On note une bonne cohérence générale entre les mesures de volume émis déduites des données HOTVOLC (courbes noires) et celles estimées à l'aide des produits issus des campagnes photogrammétriques (points rouges). Les mesures photogrammétriques sont systématiquement plus élevées que les mesures HOTVOLC, d'un facteur 1,05 (éruption du 11-18 septembre 2016) à 1,94 (éruption du 15 septembre - 1 novembre 2018). Les différences peuvent simplement correspondre aux approches méthodologiques. Premièrement Les résultats issus de la plateforme HOTVOLC se basent sur des algorithmes associant flux de lave et énergie de la coulée (bilan radiatif) alors que l'approche photogrammétrique repose sur la comparaison des topographies avant et après la mise en place d'une ou d'une partie de coulée de lave. Lorsque l'écoulement se fait dans des tunnels, le bilan radiatif est faible alors que la coulée peut évoluer en volume par accumulation « interne » au sein de tunnels conduisant ainsi à une inflation du champ de lave. On sait que les tunnels peuvent se développer assez rapidement voire dès les premiers jours d'éruption si les écoulements se font sur des pentes relativement faibles. Deuxièmement, les mesures de volumes par photogrammétrie reposent sur l'intégration de la différence de surface des MNS consécutifs. Ces MNS incluent toutes les cavités de la coulées à différentes échelles (tunnels de lave, bulles), ce qui augmente le volume mesuré. Troisièmement, les mesures HOTVOLC sont dépendante des conditions météorologiques. En cas de couverture nuageuse, les estimations satellites sont fortement minimisées ou impossibles.

La cohérence des valeurs issues de ces deux méthodes indépendantes représente un bon indica-

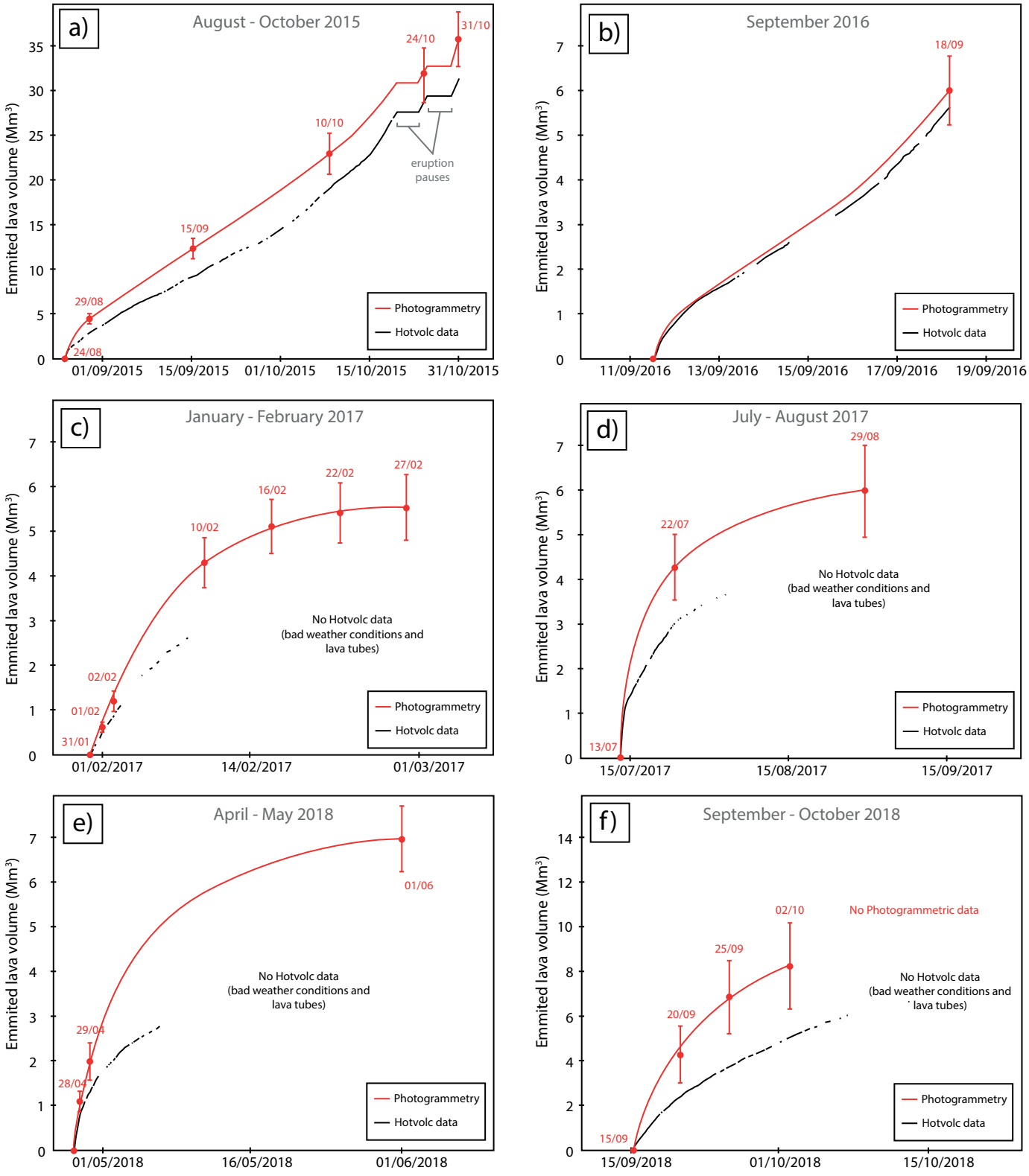


Figure 42. Volumes de lave émis au cours de six éruptions de la période 2015-2018 au Piton de la Fournaise (a) août-octobre 2015, b) septembre 2016, c) janvier-février 2017, d) juillet-août 2017, e) avril-mai 2018 et f) septembre-octobre 2018). En noir, les valeurs déduites par l'intégration des mesures de flux lavique (une mesure toutes les 15 minutes) publiées sur la plateforme HOTVOLC (Gouhier et al., 2016). En rouge, les valeurs des volumes mesurés par photogrammétrie sur les coulées.

teur de leur fiabilité respective.

5.2.2. Comparaisons des volumes obtenus par deux approches photogrammétriques distinctes: d'après les campagnes réalisées à bord d'ULM et d'après les images des satellites Pléiades

Dans le cadre du suivi de l'activité volcanique du Piton de la Fournaise, la photogrammétrie sur les coulées est principalement réalisée depuis un ULM. Cette approche permet une grande réactivité, avec la possibilité de faire des acquisitions dès les premières heures de l'éruption. Toutefois, elle est limitée par la puissance et l'autonomie des appareils (environ trois heures selon les conditions), ainsi que leur plafond de vol (réglementairement autorisé à voler entre 150 et 5950 mètres). Il est ainsi difficile de couvrir l'intégralité de la surface du volcan en utilisant ce vecteur. Une autre solution permet toutefois de couvrir l'intégralité de la surface du volcan, la photogrammétrie à partir d'images satellitaires. Dans le cadre du projet Kalidéos, nous avons pu obtenir deux triplets stéréographiques couvrant la surface complète de l'Enclos Fouqué, datés de septembre 2015 et juillet 2016. Ces deux triplets, acquis par les satellites de la constellation Pléiades, ont servi à calculer deux MNS et deux orthoimages. Obtenir la topographie précise du volcan à partir de satellites imageurs n'est pas une approche totalement nouvelle. Servadio (2011) avait mené des travaux sur le Piton de la Fournaise à partir des données stéréo (HRS) du satellite SPOT 5 mais également à partir des autres données haute résolution de ce même satellite. Urai et al. (2007) ont proposé les premiers un volume de l'effondrement du Cratère Dolomieu à partir d'images stéréoscopiques du capteur ASTER installé sur le satellite américain TERRA. C'est ce même capteur qui a été utilisé par la Nasa pour la production des MNS à 30 m du programme ASTER GDEM. Enfin, d'autres satellites, notamment embarquant des instruments RADAR ont également été utilisés pour produire des MNS avec plus ou moins de succès comme pour les programmes SRTM et TanDEM-X. Les satellites Pléiades permettent, tout d'abord de faire des acquisitions en mode tristéréoscopique (tri-stéréo) offrant des géométries de grande qualité, et ensuite d'obtenir des images à très haute résolution (50 centimètres). Dans ce travail, nous avons comparé les MNS obtenus par des restitutions tri-stéreo Pléiades avec ceux issus des campagnes photogrammétriques en ULM sur des périodes comparables. Les résultats sont en très bonne cohérence (erreur inférieure à 10%), ce qui signifie que cette approche est 1/ robuste en terme de qualité des résultats et 2/ efficace en terme de couverture spatiale. Comme le montre l'étude présentée ci-après, réalisée en partenariat avec l'EOST de Strasbourg dans le cadre de ce travail de thèse, "High resolution satellite photogrammetry for lava flow volume estimation at Piton de la Fournaise volcano, Réunion island", manuscrit sousmis à *EEEE Geosciences and Remote Sensing Letters*, il apparait efficace de combiner les deux vecteurs. La photogrammétrie à partir d'images acquises en ULM présente des avantages soit dans la rapidité d'opération (délai de production de l'ordre de deux heures pour des résolutions d'environ cinquante centimètres) soit dans la très haute résolution des résultats (de l'ordre de dix centimètres, mais avec des temps de calcul de l'ordre

d'une dizaine d'heures), alors que la photogrammétrie à partir d'images satellites présente des avantages au niveau de la couverture spatiale, de l'ordre de 100 km^2 par acquisition dans le cas du Piton de la Fournaise.

Résumé en français

La mesure des taux d'émission de lave et l'évaluation des risques liés à l'activité volcanique effusive repose en partie sur une bonne documentation de l'étendue et du volume des coulées de lave. Récemment, de nombreuses études se sont intéressées aux applications de la photogrammétrie aérienne et des méthodes InSAR au suivi et à l'étude des coulées de lave. En revanche, peu d'études se sont focalisées sur l'utilisation d'images satellites optiques très haute résolution disposant de multiples angles de vue (e.g. Pléiades, Spot 6/7 ou WorldView). Cette communication détaille la chaîne de traitement DSM-OPT permettant la production de MNS et d'orthoimages à partir d'imagerie Pléiades. Cette chaîne de traitement se base sur le logiciel open-source MicMac et permet l'automatisation de la production via des plateformes numériques haute performance. Le Piton de la Fournaise, localisé sur l'île de La Réunion dans le sud-ouest de l'Océan Indien, a connu plusieurs éruptions sur la période 2010-2016. L'analyse de MNS successifs produits au cours de cette période permet de cartographier et de mesurer les volumes des coulées de lave. La précision et la fiabilité des MNS obtenus est discutée au regard de mesures de référence. Les résultats montrent l'intérêt d'utiliser la photogrammétrie satellitaire afin de mesurer les volumes de lave émis, avec une erreur de moins de 10%, et par conséquent, l'utilisation potentielle de cette technique à des fins d'observation opérationnelle.

ED560 - Allan Derrien
Apport des techniques photogrammétriques à l'étude du dynamisme
des structures volcaniques du Piton de la Fournaise

High Resolution Satellite Photogrammetry for Lava Flow Volume Estimation at Piton de la Fournaise Volcano, La Réunion Island

André Stumpf, Allan Derrien, Jean-Philippe Malet, Nicolas Villeneuve, Aline Peltier

***Abstract*—Documenting the extent and volume of lava flows is important for analyzing volcano activity (effusion rates) and for assessing hazards. While recent years have seen numerous applications of airborne photogrammetry and space-borne SAR interferometry to document lava flows, there are few studies aiming at quantifying the volumes from very-high resolution multispectral imagery with stereoscopic capabilities (such as Pléiades, Spot6/7 or WorldView). This letter describes the processing chain DSM-OPT targeting the creation of Digital Surface Models (DSM) from Pléiades imagery. The processing chain is built on top of the open source MicMac library and enables end-to-end automation of the photogrammetric processing on high-performance computing infrastructure. The use case is Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, France) which is a very active edifice with an eruption every 8 months since 1972. Analysis of repeated surface models allows quantifying the volumes of erupted lava. The accuracies of the obtained surface models and the uncertainties of the lava flow volumes are discussed in comparison to reference measurements. The results demonstrate the feasibility of using satellite photogrammetry for measuring lava volumes with an error of less than 10% and, consequently, the potential use of this technique for operational volcano monitoring.**

***Index Terms*—Satellite photogrammetry, Volcano, Lava flow, Piton de la Fournaise, La Réunion, Pléiades**

I. Introduction

MAPPING lava flows and estimating their volumes are indispensable for documenting volcano eruptions and forecast the hazards [1], [2]. The common approach to quantify effusion rates is to document the chronology of lava flows per eruption phases by estimating the surface and possibly the thickness of the flows. Currently, the used methods comprise field surveys with the records of the boundaries of the lava flows from on-site observations, airborne image stitching, multi-view photogrammetry, thermal image analysis and space-SAR data [3]. Despite the continuously increasing fleet of Very High Resolution (VHR, <2m spatial resolution) multi-spectral satellites with stereo-capability, very few studies have been dedicated to the potential use of repeat satellite photogrammetry for measuring lava flow volumes [4].

Volcano monitoring involves frequent field surveys to document and sample the volcanic features (vents, lava flows) created by each eruption phases. The most accurate (but also the most time-consuming) method is to delineate its limits on the ground using topographic surveys (total station, Global Positioning System instruments; [2], [5]). This direct observation allows further sampling of the lava for petrophysical analyses. Documenting lava flows from remote platforms (terrestrial time-lapse cameras, UAV or helicopter cameras, laser scanning; [6], [7], [8]) can significantly shorten the observation time but is less accurate than on-field mapping. Remote acquisitions, however, allow automatic detection of morphological changes and possible detection of warning precursors [9]. Recently, satellite observations (X-band SAR interferometry and thermal infrared sensing) were used to provide information on changes of the lava flow morphology and surface breakouts [10], [11]. If the spatial extents of the lava flows can usually be mapped relatively accurately, the flow thickness can vary by up to several decameters across a flow track. To account for this variability, the analysis of standard high resolution surface models generated from repeated satellite photogrammetry can be used to more accurately calculate the volume of erupted lava. This work targets the presentation of an automated processing chain for creating very-high resolution digital surface models from repeated Pléiades satellite imagery, and the calculation of the lava flow volumes. Uncertainties in the volume estimation are discussed in comparison to ground-based reference observations. In addition to the lava flow volume estimation, the generation of high-resolution Digital Surface Models (DSM) updated at each eruption is important (if not unavoidable) for the analysis of global volcano deformation using InSAR techniques and for the numerical simulation of lava flows often used in routine during each eruptive crisis. The use case is Piton de la Fournaise volcano, La Réunion Island (France), which is frequently impacted by eruptions forming lava flows of various sizes.

II. The Piton de la Fournaise volcano and the Kalideos Pléiades dataset

Piton de la Fournaise is a basaltic shield volcano at the southeast of La Réunion Island which is very active, with an

André Stumpf and Jean-Philippe Malet are with Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre/Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS/University of Strasbourg, 5 Rue Descartes, Strasbourg, France (e-mail: andre.stumpf@unistra.fr; jeanphilippe.malet@unistra.fr)

Allan Derrien and Aline Peltier are with Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise/Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS/Université Sorbonne Paris Cité, La Plaine des Cafres, La Réunion, France (e-mail: derrien@ipgp.fr; peltier@ipgp.fr)

Nicolas Villeneuve is with Laboratoire Géosciences Réunion, Universite de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS/Université Sorbonne Paris Cité, Saint Denis, France (e-mail: nicolas.villeneuve@univ-reunion.fr)

Manuscript received March 6, 2019; revised XXX, 2019.

For Peer Review

ED560 - Allan Derrien
Apport des techniques photogrammétriques à l'étude du dynamisme
des structures volcaniques du Piton de la Fournaise

eruption every 8 months on average for the past 50 years. The Bory crater to the west of the summit is inactive since 2003. The Dolomieu crater to the east, and the N25/30, NE, SE and N120 rift zones are very active with significant extrusion of fluid basaltic lava flows since 10 years [12], [13], [14]. The study period spanned from the year 2009 to July 2016. The activity of Piton de la Fournaise has been characterized mostly by summit or near-summit eruptions at the beginning of this period (2009-2010), followed by a repose time (2010-2014). A new eruptive sequence started in 2014 with 2 near-summit eruptions (June 2014, February 2015) followed by 5 proximal eruptions (at the base of the central cone or further down the flanks; May 2015, July 2015, August-September 2015, May 2016). Lava flows have been mapped using 1) on-site GNSS surveys in kinematic mode and 2) georeferenced aerial surveys carried out during, and after each eruption. The Pléiades dataset is part of the Kalideos project of the French Space Agency (CNES). A total of six panchromatic images were acquired at two dates in September 2015 and July 2016, consisting in two tri-stereo pairs with small along- and accross-track incidence angles (Tab. I).

TABLE I
PROPERTIES OF THE PLÉIADES STEREO TRIPLET. GSD IS THE GROUND SAMPLING DISTANCE.

Satellite	Date	Time (UTC)	along-track angle [°]	across-track angle [°]	GSD along-track [m]	GSD across-track [m]
PHR1B	2015-09-20	06:33:44	6.08	2.62	0.71	0.71
PHR1B	2015-09-20	06:33:25	-5.47	5.18	0.72	0.71
PHR1B	2015-09-20	06:33:35	0.99	3.75	0.71	0.70
PHR1A	2016-07-08	06:36:53	-18.09	-1.80	0.74	0.77
PHR1A	2016-07-08	06:37:31	4.18	-6.68	0.72	0.71
PHR1A	2016-07-08	06:37:41	10.20	-7.98	0.73	0.73

An airborne LiDAR dataset acquired in 2008/2009 by Institut Géographique National [15] with an Optech ALTM 3100 sensor is used to align the Pléiades digital surface models on a baseline reference, and to calculate the volumes of lava flows for the period 2009-2016. The LiDAR point cloud is distributed in 44 strips covering the summit of the volcano and parts of its eastern, western and northern flanks, covering an area of 80 km^2, which corresponds to a point density of about 5 pts.m^2.

III. METHODS

The methodology consists in the generation of the surface models for 2015 and 2016 from the Pléiades images, the alignment of the Pléiades-derived DSMs over the LiDAR DSM of 2009 (on stable parts of the volcano) and the calculation of elevation differences for the quantification of the lava flow volumes.

A. Photogrammetric reconstruction and geometric alignment

The photogrammetric generation of the digital surface models is based on the DSM-OPT automated chain built with the open source MicMac photogrammetric library and the specific developments made recently for dense matching of multi-view satellite acquisitions [16], [17].

The DSM-OPT processsing (Fig. 1) comprises tie-point detection and bundle adjustment of all input images (Tab. I) to initially compensate the relative biases in the RPC (rational polynomial functions) sensor models. Subsequently, dense matching is applied for the two stereo triplets using a multi-directional dynamic programming approach (a variant of semi-global matching [18]) implemented in MicMac [16]. The target spatial resolution for the two DSMs (DSM_{15}, DSM_{16}) is set to 1 m. To improve the absolute geolocation accuracy of the DSMs, ground control points (GCPs) can, in principle, be introduced during the bundle adjustment, which, however implies additional effort for measuring the GCP coordinates on the ground and in the image. A more automatic alternative is the relative alignement of the resulting surface models after the surface reconstruction. To this end, the LiDAR DSM (DSM_{09}) was used as a reference to which the DSM_{15} and DSM_{16} were aligned with the iterative closest-point algorithm implemented in the AMES stereo-pipeline [19]. From the three aligned surface models, three corresponding difference surfaces (ΔZ_{09-15}, ΔZ_{09-16}, ΔZ_{15-16}) are computed. The residual biases and statistical dispersion of the elevation differences are summarized by the mean ($\mu_{\Delta z}$) and standard deviation ($\sigma_{\Delta z}$) over stable areas (Fig. 3), respectively.

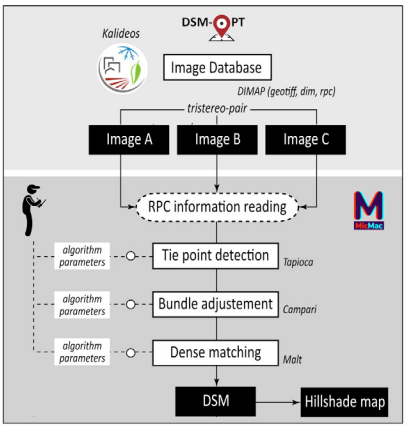


Fig. 1. Digital surface models reconstruction pipeline with the DSM-OPT chain based on the MicMac open source library.

B. Lava flow volume calculation and uncertainty

The difference surfaces are analyzed visually in order to delineate the approximate outlines of each individual lava flows. This preliminary inspection allows to detect and exclude areas with artifacts in the input DSMs (e.g. clouds, eruption smoke, shadows) and to focus the subsequent automatic analysis on areas of individual flows. To avoid omission errors, the delineated outlines comprise fractions of unchanged terrains around the lava flows.

The volume of each lava flow is then computed from the sum of the elevation changes Δz_i of all pixels of the affected area and the surface area of the individual pixels Δx^2 (1):

$$V = \Delta x^2 \sum_{i=1}^{n} \Delta z_i - \mu_{\Delta z} \quad (1)$$

For Peer Review

ED560 - Allan Derrien
Apport des techniques photogrammétriques à l'étude du dynamisme
des structures volcaniques du Piton de la Fournaise

where n denotes the number of pixels in the set of pixels N whose elevation change exceeds one standard deviation of the elevation differences on stable terrain ($\Delta z_i > \sigma_{\Delta z}$), and $\mu_{\Delta z}$ is the respective mean difference (i.e. residual bias) estimated on stable terrain.

As explained in [20], the uncertainty of the computed volumes depends on the general variance of the measurement of the elevation changes ($\sigma^2_{\Delta z}$) and, due to spatial autocorrelation of the measurements errors, on the covariance $COV(\Delta Z_i, \Delta Z_j)$.

$$\sigma_V = \sqrt{\Delta x^4 \sum_{i=1}^{n} \sigma^2_{\Delta z} + \sum_{i=1}^{n} \sum_{i \neq j}^{n} COV(\Delta Z_i, \Delta Z_j)} \quad (2)$$

The covariance is a function of the distance between the ith and the jth pixel which is evaluated over the stable control areas. The covariance functions calculated for the three difference grids are presented in Fig. 2. The evaluation of the $COV(\Delta Z_i, \Delta Z_j)$ requires the computation of the mutual distances among all pixels within the set N. The resulting distance matrix is a squared symetric matrix with n^2 entries. Even for small lava flows, n typically exceeds 10^5 which result in extremely large distance matrices that can hardly be handled with standard work stations. Hence, the evaluation of σ_V is performed on a downsampled grid resolution with Δx=10 m which reduces n by a factor of 100. The uncertainties are provided at a 95% confidence interval ($2\sigma_V$).

Multi-temporal image acquisitions have the advantage that the same lava flow can be depicted in several grids. For example, a given flow accumulation that occured during the period 2009 till 2016 can be depicted in the grids ΔZ_{09-15} and ΔZ_{09-16}. In this case, volume estimation can be improved with a weighted average of the volumes from the two epochs. A general formulation of the weighted average volume $\bar{V}$ from the volumes of k epochs (V_k) and their respective variances (σ^2_{Vk}) is given in 3.

$$\bar{V} = \frac{\sum_k \frac{1}{\sigma^2_{Vk}} V_k}{\sum_k \frac{1}{\sigma^2_{Vk}}} \quad (3)$$

Accordingly, the uncertainty of the measurements can be updated to compute $\sigma_{\bar{V}}$ with 4.

$$\sigma_{\bar{V}} = \left(\sum_k \frac{1}{\sigma^2_{Vk}} \right)^{1/2} \quad (4)$$

IV. Results and Discussion

The residual bias and the standard deviation of the elevation differences after coregistration of all DSMs are presented in Tab II. The residual biases are higher for the larger time steps. The standard deviations are comparable (or even better) than accuracies reported in previous studies [21], [22], [23] for Pléiades satellite imagery.

The analysis of the difference grids allows distinguishing several indidual lava flows which accumulated between 2009 and July 2016 (Fig. 3). The 5 flows (a)-(e) were accumulated between 2009 and 2015. Due to cloud coverage in the 2015 and 2016 imagery, a part of the flow (b) could not be reconstructed and the estimated volume must be considered as a lower bound of the actual volume. For the flows (a) and (c)-(e), no further accumulation occurred during the period 2015 to 2016 which allows to estimate their volumes based on both grids ΔZ_{09-15} and ΔZ_{09-16} using 3 and 4.

The lava flows on the southern slope of the volcano were formed by multiple eruptive phases including two flows accumulated during 2009 and 2015 (f)-(g) and two flows accumulated between 2015 and 2016 (h)-(i). The accumulation of lava in the main crater is best depicted in the difference grid ΔZ_{09-15} since the lower sun elevation angle during the 2016 acquisition lead to significant cast shadows in the crater. The final computed volumes (not corrected from void space) are presented in Tab. III. The volumes are in the range of values indicated by [24] who studied the lava flow accumulation during the 2014–2015 unrest phase. We find that 50M m^3 of lava flow propagated on the flanks during the eruptive phases of the period 2009-July 2016.

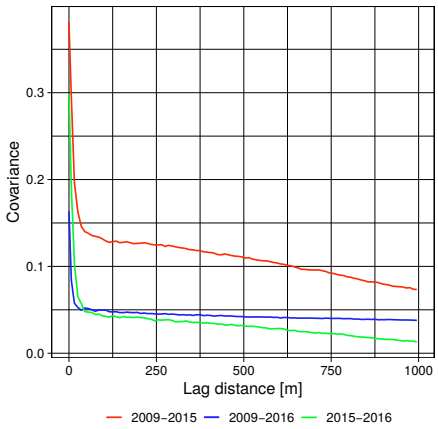


Fig. 2. Empirical covariance functions of the elevation differences over stable terrain.

TABLE II
Mean elevation differences ($\mu_{\Delta z}$) and standard deviation of the differences ($\sigma_{\Delta z}$) on stable terrain.

Difference Grid	$\mu_{\Delta z}$ [m]	$\sigma_{\Delta z}$ [m]
ΔZ_{09-15}	-0.33	0.63
ΔZ_{09-16}	-0.38	0.43
ΔZ_{15-16}	-0.11	0.57

V. Conclusion

Surface models generated from Pléiades satellite images offer the spatial resolution and vertical accuracy needed for documenting lava flows. The activity of Piton de la Fournaise volcano presents an opportunity to develop a methodology to estimate the lava flow thickness at a precision in the order of accuracy (e.g. a few tens of cm) of the classical field or close-range methods. We propose a methodology to compare multiple surface models and estimate the thickness of lava

For Peer Review

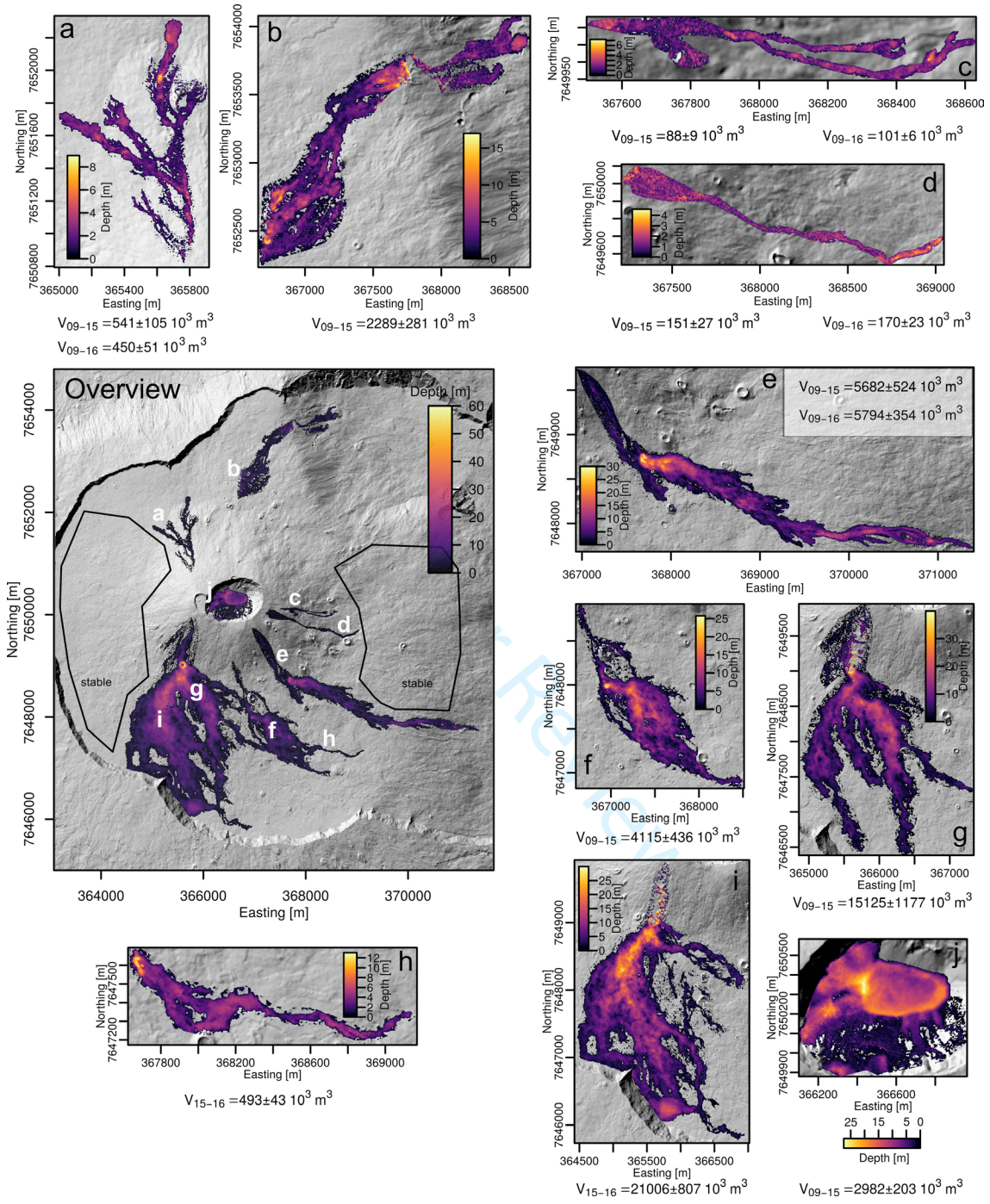


Fig. 3. Estimated thickness and volume for the lava flows at Piton de la Fournaise volcano for the period 2009-2016.

flows from elevation difference grids. It is demonstrated that satellite photogrammetry can be used to frequently, efficiently and safely monitor lava flows and provide information on the processes driving lava dynamics on the slope. This information can be related to the effusion rate, flow advance rate and the underlying topography for better hazard assessments. The

TABLE III
ESTIMATED VOLUMES AND UNCERTAINTIES FOR THE LAVA FLOWS ON THE VOLCANO FLANKS AND IN THE MAIN CRATER, WITH REFERENCE TO FIG.3

Flow (Fig.3)	Difference grids	V $10^3 m^3$	$2\sigma_V$ $10^3 m^3$
a	ΔZ_{09-15} ΔZ_{09-16}	467	46
b	ΔZ_{09-15}	2289	281
c	ΔZ_{09-15} ΔZ_{09-16}	96	5
d	ΔZ_{09-15} ΔZ_{09-16}	162	18
e	ΔZ_{09-15} ΔZ_{09-16}	5759	293
f	ΔZ_{09-15}	4115	436
g	ΔZ_{09-15}	15125	1177
h	ΔZ_{15-16}	493	43
i	ΔZ_{15-16}	21006	807
j	ΔZ_{09-16}	2982	203

actual breaktrough in multi-spectral satellite photogrammetry with, for instance, the Pléiades stereo images which provides more accurate DSMs than those obtained in the past with Spot5 images, allows using satellite images to complement routinely field surveys [25].

ACKNOWLEDGMENT

The authors thank the Kalideos Programme of CNES (French Space Agency) for the Pléiades dataset (lare-union.kalideos.fr). This study is a joint outcome of the ESA (European Space Agency) GEP "Geohazards Exploitation Platform" and of the French funded projects SlideVOLC "Les déstabilisations volcaniques : de l'observation à un modèle global des déformations actives" (ANR-16-CE04-0004) and TIMES "High-performance processing techniques for monitoring environmental changes from massive, heterogeneous and high frequency times series" (ANR-17-CE23-0015-01) granted by the French Research Agency (ANR).

REFERENCES

[1] G. Hunter, H. Pinkerton, R. Airey, and S. Calvari, "The application of a long-range laser scanner for monitoring volcanic activity on Mount Etna," *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 123, no. 1, pp. 203–210, 2003.

[2] E. De Beni, B. Behncke, S. Branca, I. Nicolosi, R. Carlucci, F. D'Ajello Caracciolo, and M. Chiappini, "The continuing story of Etna's new southeast crater (2012-2014): Evolution and volume calculations based on field surveys and aerophotogrammetry," *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 303, pp. 175–186, 2015.

[3] M. Bato, J.-L. Froger, A. Harris, and N. Villeneuve, "Monitoring effusive eruptions at piton de la fournaise through synergy of space-based radar and thermal data: insights into the october 2010 eruption and its lava flows," vol. 426, no. 1, 2016.

[4] M. Bagnardi, P. González, and A. Hooper, "High-resolution digital elevation model from tri-stereo Pléiades-1 satellite imagery for lava flow volume estimates at Fogo volcano," *Geophysical Research Letters*, vol. 43, no. 12, pp. 6267–6275, 2016.

[5] A. Derrien, N. Villeneuve, A. Peltier, and F. Beauducel, "Retrieving 65 years of volcano summit deformation from multitemporal structure from motion: The case of Piton de la Fournaise (La Réunion Island)," *Geophysical Research Letters*, vol. 42, no. 17, pp. 6959–6966, 2015, 2015GL064820.

[6] M. Patrick, T. Orr, L. Antolik, L. Lee, and K. Kamibayashi, "Continuous monitoring of Hawaiian volcanoes with thermal cameras," *Journal of Applied Volcanology*, vol. 3, no. 1, p. 1, Jan 2014.

[7] P. Baldi, M. Fabris, M. Marsella, and R. Monticelli, "Monitoring the morphological evolution of the Sciara del Fuoco during the 2002-2003 Stromboli eruption using multi-temporal photogrammetry," *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 59, no. 4, pp. 199–211, 2005, remote Sensing and Geospatial Information for Natural Hazards Characterization.

[8] B. Behncke, A. Fornaciai, M. Neri, M. Favalli, G. Ganci, and F. Mazzarini, "Lidar surveys reveal eruptive volumes and rates at Etna, 2007–2010," *Geophysical Research Letters*, vol. 43, no. 9, pp. 4270–4278, 2016.

[9] M. Bisson, B. Behncke, A. Fornaciai, and M. Neri, "LiDAR-based digital terrain analysis of an area exposed to the risk of lava flow invasion: the Zafferana Etnea territory, Mt. Etna (Italy)," *Natural Hazards*, vol. 50, no. 2, pp. 321–334, Aug 2009.

[10] A. Harris, A. Steffke, S. Calvari, and L. Spampinato, "Thirty years of satellite-derived lava discharge rates at Etna: Implications for steady volumetric output," *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 116, no. B8, 2011.

[11] S. Ebmeier, J. Biggs, T. Mather, J. Elliott, G. Wadge, and F. Amelung, "Measuring large topographic change with InSAR: Lava thicknesses, extrusion rate and subsidence rate at Santiaguito volcano, Guatemala," *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 335, pp. 216–225, 2012.

[12] A. Peltier, T. Staudacher, P. Bachélery, and V. Cayol, "Formation of the April 2007 caldera collapse at Piton de la Fournaise volcano: Insights from GPS data," *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 184, no. 1, pp. 152 – 163, 2009.

[13] T. Staudacher, V. Ferrazzini, A. Peltier, P. Kowalski, P. Boissier, P. Catherine, F. Lauret, and F. Massin, "The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean)," *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 184, no. 1, pp. 126 – 137, 2009.

[14] L. Michon, V. Ferrazzini, A. Di Muro, N. Villeneuve, and V. Famin, "Rift zones and magma plumbing system of piton de la fournaise volcano: How do they differ from hawaii and etna?" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 303, pp. 112–129, 2015.

[15] M. Arab-Sedze, E. Heggy, F. Bretar, D. Berveiller, and S. Jacquemoud, "Quantification of L-band InSAR coherence over volcanic areas using LiDAR and in situ measurements," *Remote Sensing of Environment*, vol. 152, pp. 202–216, 2014.

[16] E. Rupnik, M. Pierrot-Deseilligny, and A. Delorme, "3D reconstruction from multi-view VHR-satellite images in MicMac," *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 139, pp. 201–211, 2018.

[17] E. Rupnik, M. Pierrot-Deseilligny, A. Delorme, and Y. Klinger, "Refined satellite image orientation in the free open-source photogrammetric tools Apero/Micmac," *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, vol. III-1, pp. 83–90, 2016.

[18] H. Hirschmuller, "Stereo-processing by semi-global matching and mutual information," *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, vol. 30, no. 2, pp. 328–341, 2008.

[19] Intelligent Robotics Group NASA Ames Research Center, *The Ames Stereo Pipeline: NASA's open source automated stereogrammetry software. A part of the NASA NeoGeography toolkit*, NASA.

[20] M. Favalli, A. Fornaciai, F. Mazzarini, A. Harris, M. Neri, B. Behncke, M.-T. Pareschi, S. Tarquini, and E. Boschi, "Evolution of an active lava flow field using a multitemporal LiDAR acquisition," *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 115, no. B11, 2010.

[21] A. Durand, J. Michel, C. de Franchis, B. Allenbach, and A. Giros, "Qualitative assessment of four DSM generation approaches using Pleiades-HR data," *33th EARSel Symposium - Towards Horizon 2020: Earth Observation and Social Perspectives*, pp. 499–510, 2013.

[22] A. Stumpf, J.-P. Malet, P. Allemand, and P. Ulrich, "Surface reconstruction and landslide displacement measurements with Pléiades satellite images," *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 95, pp. 1–12, 2014.

[23] E. Berthier, C. Vincent, E. Magnússon, Á. Gunnlaugsson, P. Pitte, E. Le Meur, M. Masiokas, L. Ruiz, F. Pálsson, J. Belart *et al.*, "Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images," *Cryosphere*, vol. 8, no. 6, pp. 2275–2291, 2014.

[24] A. Peltier, F. Beauducel, N. Villeneuve, V. Ferrazzini, A. Di Muro, A. Aiuppa, A. Derrien, K. Jourde, and B. Taisne, "Deep fluid transfer evidenced by surface deformation during the 2014–2015 unrest at piton de la fournaise volcano," *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 321, pp. 140–148, 2016.

[25] Z. Servadio, "Apports de l'imagerie à haute résolution spectrale et spatiale dans les bilans de volume et bilans radiatifs au piton de la fournaise," Ph.D. dissertation, Université de la Réunion, 2011.

For Peer Review

5.3. Relation entre le taux d'émission de lave, la morphologie du site éruptif et le trémor volcanique

Le taux d'émission de lave au cours d'une éruption peut être estimé de diverses manières (mesure directe du volume émis par différence de MNS, mesure indirecte par analyse de la radiance, cf. section 5.2.). Dans le paragraphe précédent nous avons présenté une méthode de suivi du volume de lave émis au cours du temps à partir de la photogrammétrie. Cette méthode est toutefois limitée par sa résolution temporelle, qui peut varier d'une à trois mesures par semaine, et est très dépendante de la météorologie et des moyens financiers à disposition pour pouvoir effectuer un survol du site éruptif.

Le dense réseau sismologique de l'OVPF (cf. section 2.3.2.) enregistre les vibrations produites par l'émission de lave et de gaz au niveau de l'évent éruptif (trémor volcanique). Battaglia et al. (2005c) ont proposé une relation directe entre l'intensité du trémor et les taux d'émission de lave en surface dans le cas du Piton de la Fournaise. Cette relation a été calibrée en utilisant des données issues de l'éruption de mars 1998, et a été testée sur les éruptions de juillet 1999, septembre 1999 et février 2000. La question posée dans cette partie est de savoir dans quelle mesure le modèle de Battaglia et al. (2005c) est applicable de manière génériques à l'ensemble des éruptions du Piton de la Fournaise et à l'ensemble de la durée d'une éruption qui voit la morphologie de son site éruptif variée au cours du temps. Ici, nous avons travaillé sur les 13 éruptions de la période 2015-2018.

5.3.1. Le trémor lors des éruptions de la période 2015-2018

L'intensité du trémor peut être visualisée par le tracé du RSAM (Real-time Seismic Amplitude Monitoring, e.g. Endo et Murray, 1991; Coppola et al., 2010) au cours du temps (Fig.43). Le RSAM peut également être décomposé en différentes bandes de fréquences. Précisons que la fréquence du trémor au Piton de la Fournaise est principalement contenue dans les bandes comprises entre 0,5 et 5 Hertz (Battaglia et al., 2005b).

Pour les 13 éruptions de la période étudiée, on observe sur la Fig.43 que le RSAM augmente dans toutes les bandes de fréquences lors de la première heure de l'éruption, c'est à dire lors de l'ouverture des fissures éruptives en surface. Pour les éruptions dont la durée est supérieure à 24h, une décroissance exponentielle du RSAM est observée pour la plupart des éruptions pendant les 24 à 48 heures suivantes (cas des éruptions des colonnes de droite et du milieu sur la Fig.43).

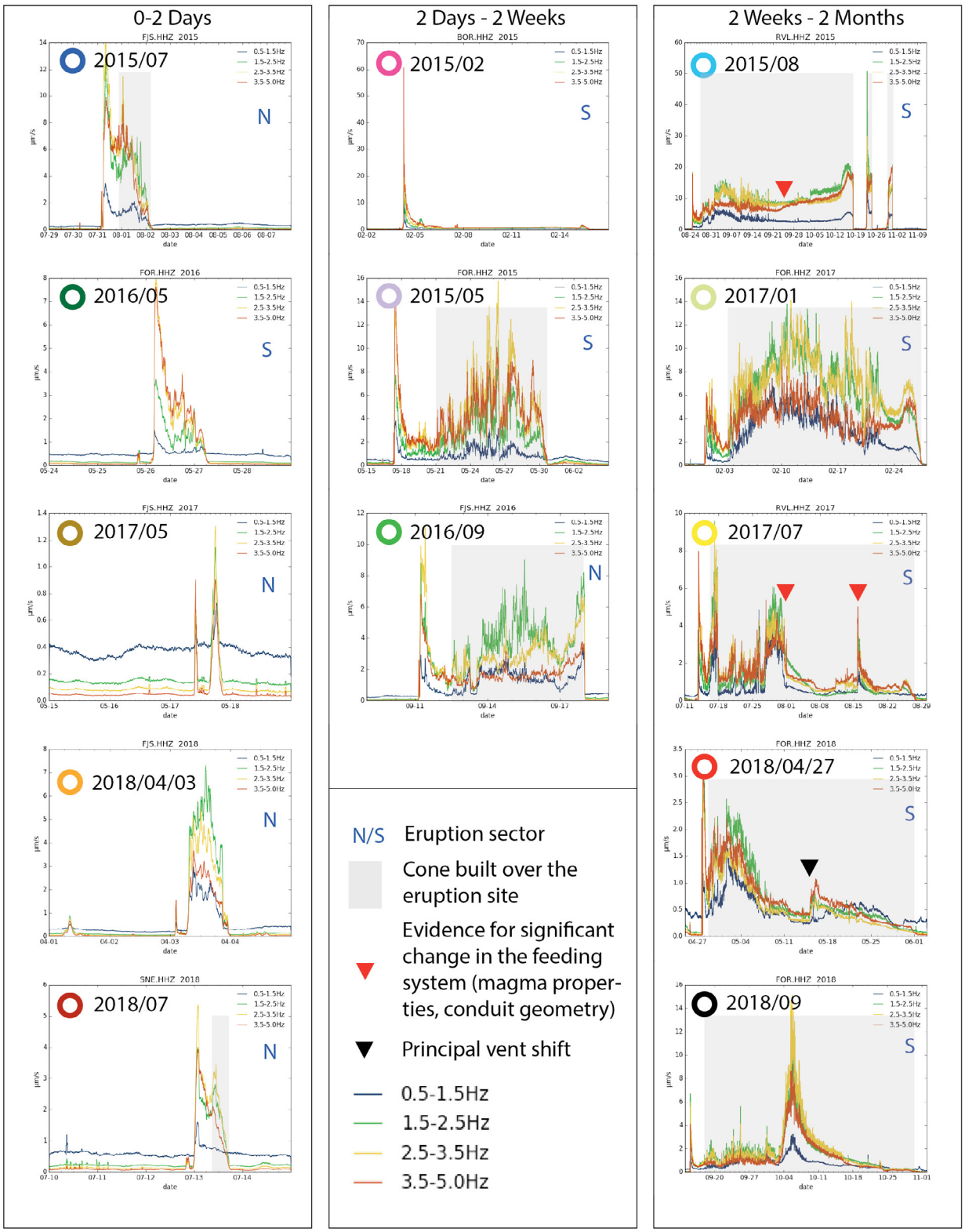


Figure 43. RSAMs décomposés en 4 bandes de fréquence (0,5-1,5 Hz; 1,5-2,5 Hz; 2,5-3,5 Hz et 3,5-5 Hz) pour les éruptions de 2015 à 2018 au Piton de la Fournaise. Les localisations des évents et des stations sismiques sont présentées en Fig.39. Le secteur de l'éruption est "N" pour les évents au nord du sommet, "S" pour les évents au sud du sommet. Les rectangles grisés représentent les périodes de l'éruption pour lesquelles un cône éruptif est présent au niveau de l'évent. Les triangles inversés rouges signalent un changement du comportement éruptif (changement de composition du magma ou de géométrie du conduit d'alimentation de l'évent) et les triangles inversés noirs un changement d'évent principal).

Entre 48 et 72 heures après le début de l'éruption, le RSAM augmente significativement, pouvant atteindre et même dépasser le niveau qu'il avait en début d'éruption. Son intensité peut alors présenter de nombreuses fluctuations, et dans certains cas diminuer progressivement vers des valeurs proches du bruit de fond observé hors des périodes éruptives. Plusieurs observations de terrain (présence ou non d'un cône sur le site éruptif, changement de site actif) et géophysiques (changement de l'alimentation magmatique, présence d'eau et explosivité sur le site éruptif) ont été reportées sur la Fig.43. C'est à partir de ces observations que s'est construite l'idée de regarder l'implication de la morphologie du cône, que l'on peut suivre par méthode photogrammétrique, sur le RSAM.

5.3.2. Comparaison de l'évolution du trémor et des taux d'émission de lave

L'étude systématique de l'évolution du RSAM au cours des éruptions récentes du Piton de la Fournaise montre que l'augmentation du RSAM observée au cours des éruptions n'est en général pas corrélée à une augmentation du taux d'émission de lave (ici par exemple, pour les éruptions d'août-octobre 2015, septembre 2016, juillet-août 2017 et avril-mai 2018 ; Fig. 44). La diminution du RSAM sur les premiers jours de l'éruption s'accompagne systématiquement d'une diminution du taux d'émission de lave en surface estimé par radiométrie satellitaire et vérifié par mesures photogrammétriques (cf. section 5.2.), où l'on obtient une bonne corrélation ("good correlation") sur la Fig. 44. Le taux d'émission de lave se stabilise après quelques jours d'éruption, alors qu'on note une augmentation du RSAM ("poor correlation", Fig. 44), qui peut même dépasser son niveau du début d'éruption.

L'intensité du bruit sismique produit par le site éruptif semble donc avoir plusieurs origines. En début d'éruption le RSAM est relativement fort du fait des débits de lave relativement élevés, puis le RSAM diminue de manière cohérente avec le débit de lave. Cette diminution initiale est suivie, après les premières 48 heures, par une augmentation du RSAM qui n'est pas forcément corrélée avec une augmentation des débits de lave, suggérant d'autres phénomènes influant sur le trémor, que nous allons développer en section 5.3.4.

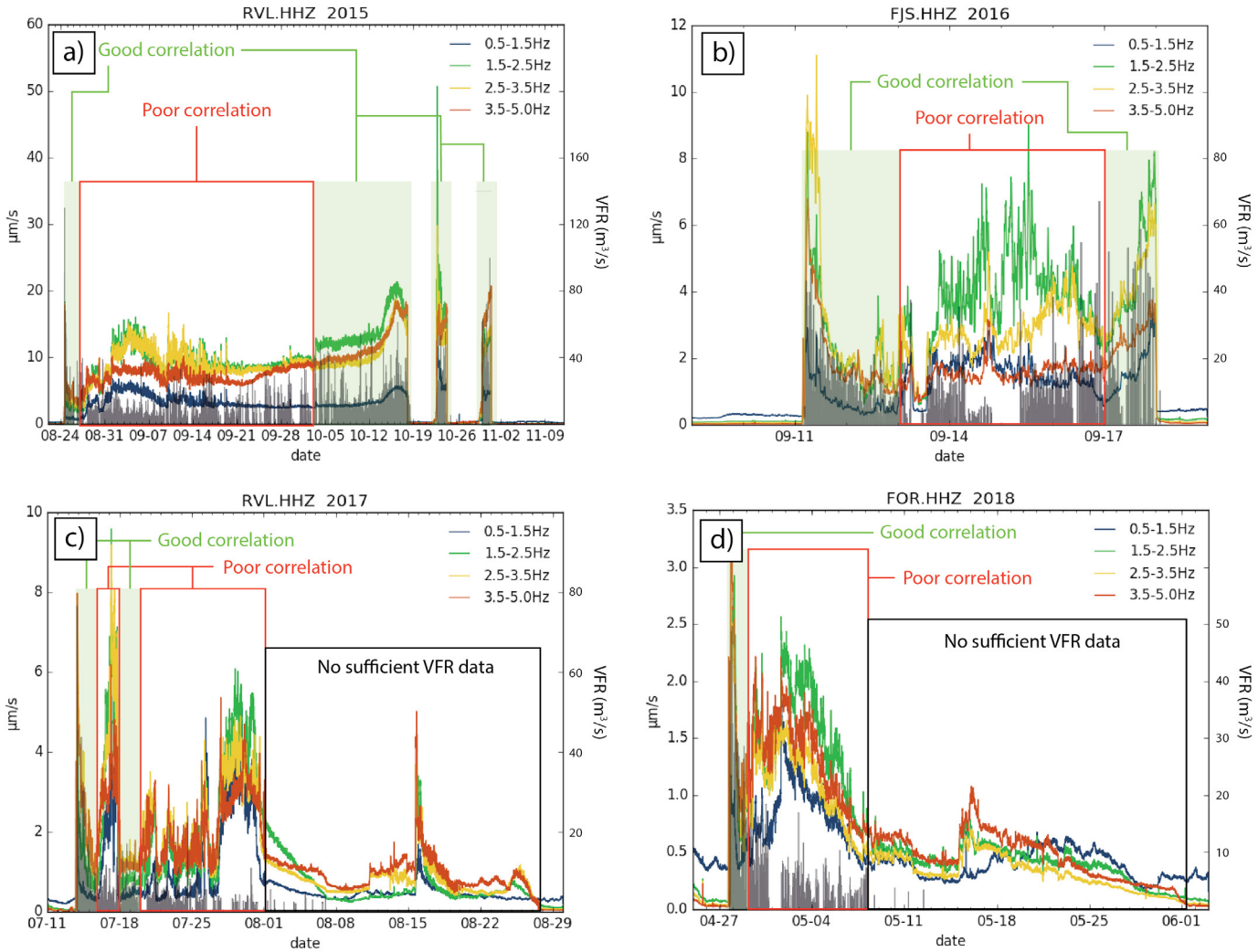


Figure 44. Comparaison des RSAMs dans différentes bandes de fréquences (courbes colorées) et des valeurs de VFR (Volume Flow Rate, ou taux d'émission de lave, en barres grises (Gouhier et al., 2016) pour les éruptions du Piton de la Fournaise a) d'août-octobre 2015, b) de septembre 2016, c) de juillet-août 2017 et d) d'avril-mai 2018. Les rectangles verts signalent les périodes de bonne corrélation entre les deux signaux, les rectangles rouges les périodes de mauvaise corrélation entre les deux signaux, et enfin les rectangles noirs indiquent les périodes de faible alimentation des évents rendant les mesures de VFR difficiles.

5.3.3. Relation entre l'amplitude du trémor et les taux d'émission en début d'éruption

Toutes les éruptions de la période étudiée débutent par l'ouverture d'une ou plusieurs fissures, d'où s'échappent les premières fontaines de lave. On peut donc considérer que l'écoulement des fluides débute avec des conditions initiales et aux limites similaires quelle que soit l'éruption de la période considérée. Nous avons donc tenté de comparer les débits moyens des premières 24h des éruptions, et des 24h suivantes, avec la valeur moyenne du RSAM. L'amplitude du signal enregistré à une station dépend des caractéristiques de l'onde, mais aussi de la distance de la station à l'évent et des caractéristiques de la station elle-même (gain, effets d'amplification ou de diminution locaux). Pour s'affranchir de l'effet de ces paramètres, nous avons défini pour

chaque éruption et chaque période (0-24h et 24-48h suivant le début de l'éruption) un modèle simple de pondération du RSAM moyen en fonction de la distance évent-station, à la puissance α, comprise entre -0,5 et -1, ce qui correspondrait à l'atténuation géométrique des ondes de surface ou de volume (Aki et Richards, 2002). Les graphes présentés sur la Fig.45a,b montrent la valeur moyenne du RSAM pendant les deux premières périodes de 24h suivant le début de l'éruption en fonction de la distance station-évent, pour l'éruption de septembre 2016 et celle de mai 2015.

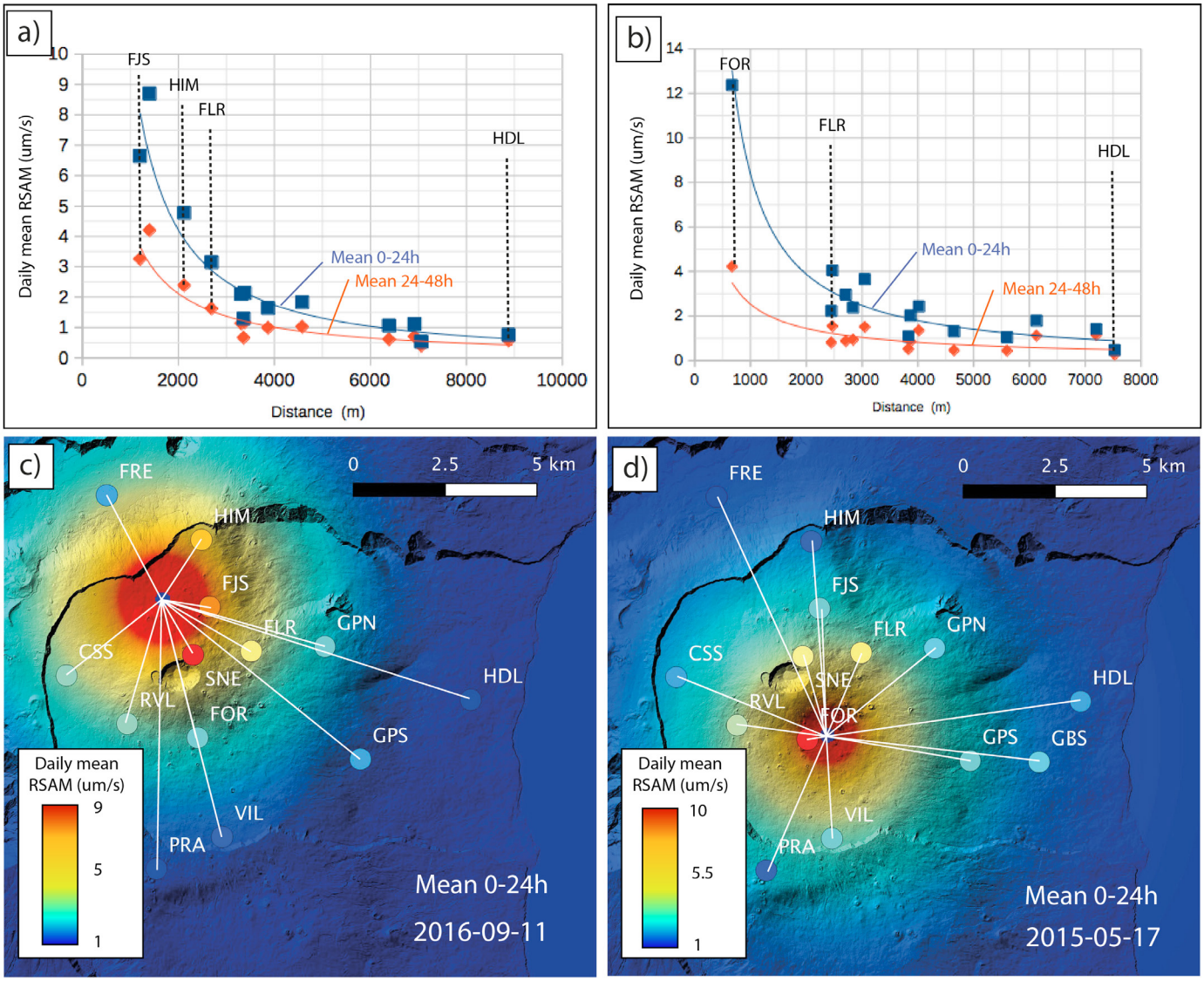


Figure 45. Exemples de modèles de correction du RSAM journalier moyen en fonction de la distance station-évent (ici, pour les éruptions de septembre 2016, à gauche, et mai 2015, à droite). a) Le RSAM moyen des deux premières tranches de 24h de l'éruption de septembre 2016, enregistré sur les différentes stations est retracé sur un graphe en fonction de la distance station-évent. On utilise ensuite un modèle simple de pondérantion en fonction de la distance à la puissance α (α étant compris entre -1 et -0,5, courbes bleues et oranges) pour visualiser la dispersion de l'énergie sismique en fonction de la distance. b) Même graphe pour l'éruption de mai 2015. c) L'échelle de couleur sur le fond de carte représente géographiquement la valeur du RSAM moyen calculé, et est comparée aux mesures réelles par les stations du réseau large-bande (points colorés) pour l'éruption de septembre 2016. d) Même carte pour l'éruption de mai 2015.

Ces deux exemples permettent de visualiser la décroissance du RSAM avec la distance station-évent, et la représentation de ce phénomène sur la carte du Piton de la Fournaise (Fig.45c,d).

A partir de la relation entre RSAM moyen et distance à l'évent, pour chaque éruption, une valeur du RSAM moyen à une distance de 2 kilomètres (pour diminuer les incertitudes liées à la longueur des fissures éruptives) pour chaque période de 24h peut-être obtenu. Cette valeur peut donc être considérée comme représentative de l'intensité du signal sismique produit par chaque site éruptif à une distance de deux kilomètres. C'est cette valeur que nous allons comparer aux taux d'émission moyen sur les mêmes périodes.

La Fig.46 présente la valeur du RSAM moyen obtenu précédemment en fonction du taux d'émission de lave moyen estimé par la plateforme HOTVOLC pour toutes les éruptions de la période étudiée. On observe une relation linéaire entre RSAM et taux d'émission de lave en surface pour une petite majorité des cas (9/17, secteur orangé, Fig. 46), indépendamment du fait qu'il s'agisse des premières 24h ou de la période suivante (24-48h). Certains évents sont plus "silencieux", avec des rapports RSAM/Débit plus faibles que la moyenne : c'est le cas par exemple de l'éruption d'août-octobre 2015. D'autre évents sont plus "bruyants", avec des rapports RSAM/Débit plus élevés que la moyenne: c'est le cas notamment de l'éruption du 31 juillet – 2 août 2015.

Concrètement, les évents "bruyants" produisent davantage de bruit sismique que les évents "silencieux", à débit égal. Les évents "classiques" (secteur orangé, Fig. 46) s'alignent selon la relation:

$$y = 0.17x + 1.4 \quad \text{(équation 7)}$$

Où :

- y représente la valeur moyenne du RSAM en µm/s
- x représente la valeur moyenne du taux d'émission en m^3/s

Cette relation (ligne en pointillés sur la Fig.46) n'est valable que pour les premières 48h des éruptions. En outre, lorsque les taux d'émission de lave sont nuls (cas hors éruption), le RSAM est en général compris entre 0,1 et 1 µm/s. Par conséquent l'équation (7) ne peut pas être appliquée lorsque les taux d'émission sont faibles (proches ou égaux à zéro). Ceci peut s'expliquer par le fait que lorsque les taux d'émission sont faibles, l'intensité du trémor étant trop proche de celle du bruit de fond enregistré par les stations.

Il est possible que la longueur des fissures éruptives s'ouvrant en début d'éruption soit un facteur influant. En effet, les events à caractère « bruyant » sont observés lorsque les fissures sont plus longues que la moyenne (380 m), comme lors des éruptions du 31 juillet – 2 août 2015 (650 m) et du 3-4 avril 2018 (880 m). Les events à caractère « silencieux » quant à eux sont observés lorsque les fissures éruptives sont plus courtes que la moyenne (par exemple en août 2015, 300 m, ou lors de la période 24-48h de l'éruption du 17-30 mai 2015, 200 m). Toutefois, il faut garder à l'esprit que d'autres facteurs peuvent être à l'origine du caractère plus "bruyant" ou "silencieux" de certains events, comme par exemple le dégazage (qui peut varier d'une éruption à l'autre à taux d'émission de lave égal).

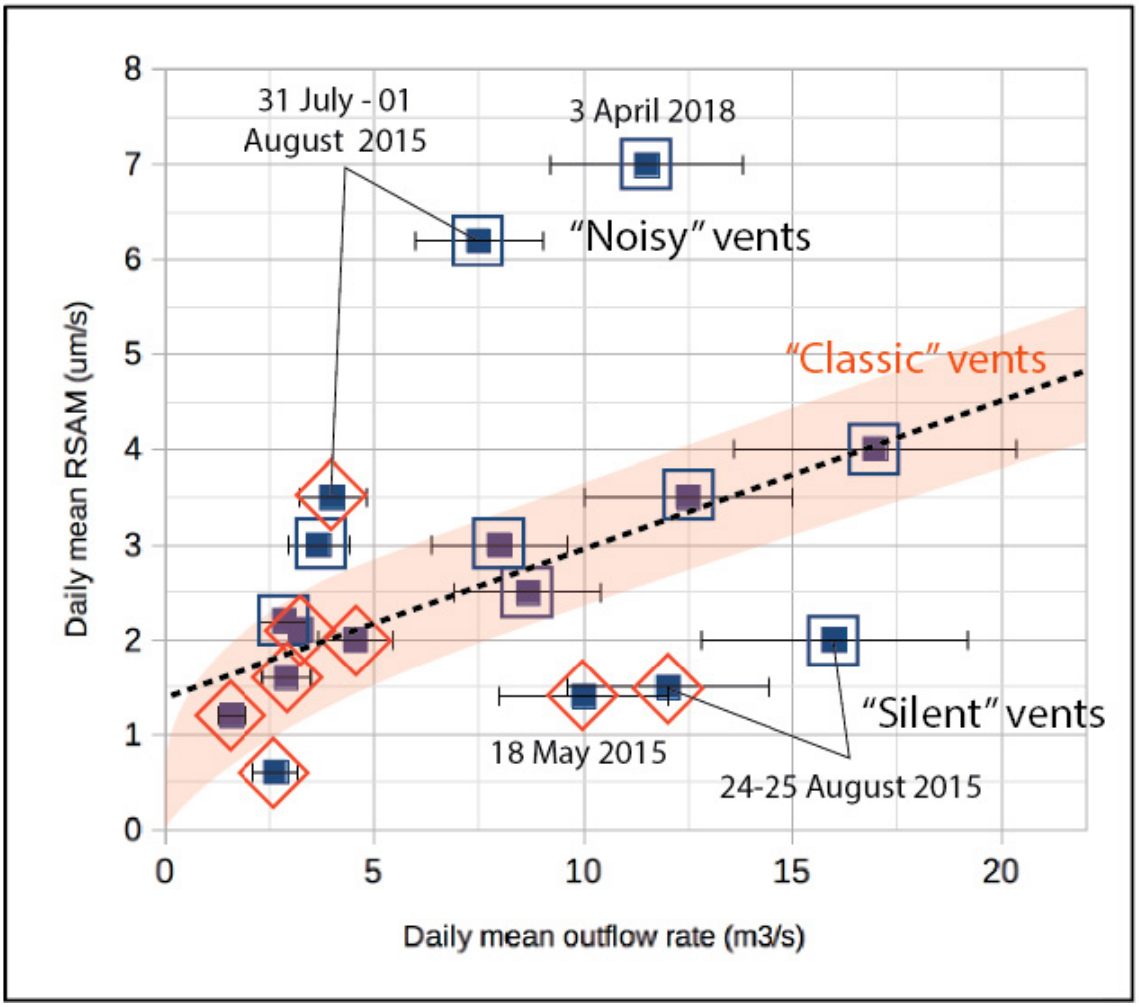


Figure 46. RSAM journalier moyen calculé à 2 km de la source du trémor en fonction du taux journalier moyen d'émission de lave estimé par HOTVOLC (Gouhier et al., 2016), pour les premières 24h de chaque éruption de la période 2015-2018 (carrés bleus) et les 24h suivantes (losanges oranges). Notez une grande dispersion des résultats même si un alignement semble se dessiner (secteur orange), témoignant d'une relation entre le RSAM et les taux d'émission de lave. Des events plus "bruyants" (situés dans la partie supérieure du graphe comme par exemple ceux de juillet 2015) et d'autres plus "silencieux" (dans la partie inférieure du graphe, comme par exemple ceux d'août 2015) se distinguent.

5.3.4. Effet de la présence d'un cône éruptif sur l'intensité du trémor

Le point commun aux éruptions de moyenne et longue durée (> 48 heures) est la formation d'un cône éruptif, issu de l'accumulation des produits de fontaines de lave. L'édification d'un cône (zones grisées sur la Fig.44) semble s'accompagner de l'augmentation du RSAM. Ceci est particulièrement flagrant sur la Fig.44b, pour les cas de l'éruption du 17-30 mai 2015 et du 11-18 septembre 2016.

Afin de tester cette hypothèse, nous avons installé sur le site de l'éruption du 13 juillet-27 août 2017 une caméra autonome alimentée par un panneau solaire, à 530 m du cône éruptif. Celle-ci a acquis une image toutes les deux minutes du 16 Juillet (trois jours après le début de l'éruption) au 20 août, couvrant ainsi la période d'augmentation du trémor. La Fig.47 montre l'évolution du RSAM au cours des huit premiers jours de l'éruption et quelques images prises en milieu de journée par la caméra. Après une baisse du RSAM en début d'éruption, l'amplitude du trémor augmente progressivement au cours du 16 et 17 juillet. La formation et la fermeture du cône s'accompagne d'une augmentation de l'amplitude du trémor à basses fréquences, de 0,5 à 3,5 Hz. Peu avant la fin du 17 juillet, une chute rapide du trémor est observée. Sur site, les images de la caméra montraientt un cône éruptif bien fermé à 12:03 UTC le 17 juillet, remplacé le 18 juillet par un cône démantelé et ouvert sur sa moitié est (Fig.47 ; 48). L'observation des images de la nuit et la comparaison des restitutions 3D du cône éruptif avant et après la chute du trémor montre qu'un effondrement de 50% du volume de l'édifice (moitié est) accompagne la chute du trémor dans toute la gamme de fréquences jusqu'à un niveau similaire à celui du 15 juillet, avant la fermeture du cône. Un second effondrement du cône éruptif, accompagné d'une baisse du trémor similaire se reproduit en milieu de journée le 21 juillet. Lors de la formation et de la fermeture du cône, l'écoulement de lave vers l'aval se fait principalement par un tunnel. Cet écoulement par tunnel limite le débit sortant du cône, et augmente le niveau de lave à l'intérieur de celui-ci. On peut prendre pour hypothèse que les basses fréquences (0,5-1,5 Hz) représentent l'excitation de la colonne de lave et que les fréquences de 1,5 à 3,5 Hz sont liées au mode de dégazage (bulles plus volumineuses lorsque la colonne de lave est plus haute). Lors de la journée du 21 juillet, une moindre, mais similaire, augmentation du RSAM dans les différentes bandes de fréquence est observée. La caméra montre alors qu'un cône est bien présent, mais encore ouvert sur un chenal.

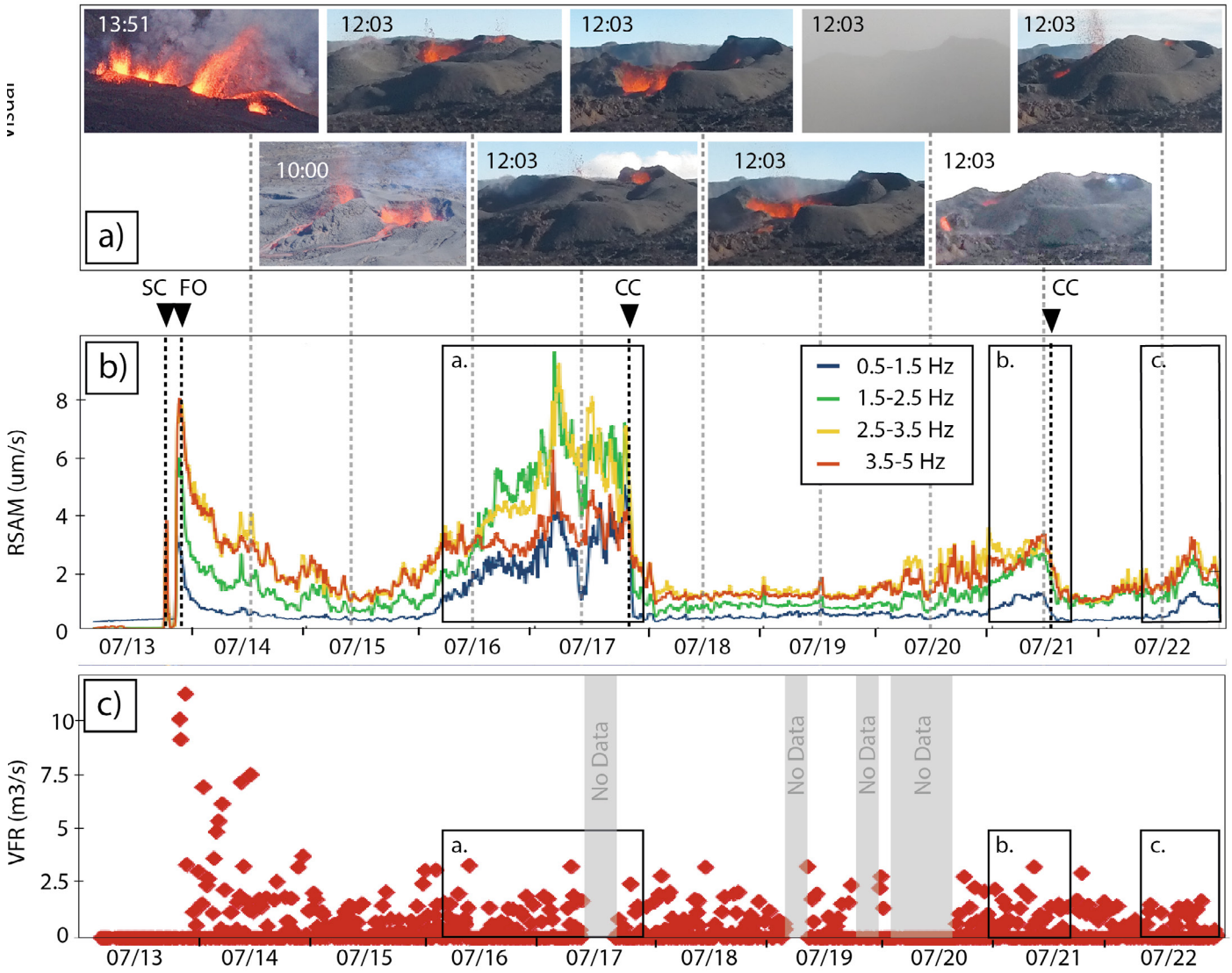


Figure 47. Comparaison, pour les neufs premiers jours de l'éruption ayant débuté le 13 juillet 2017, a) de la morphologie du cône s'édifiant sur le site éruptif, b) du RSAM décomposé en quatre bandes de fréquence (0,5-1,5 Hz, 1,5-2,5 Hz, 2,5-3,5 Hz et 3,5-5 Hz), et c) des taux d'émission de lave représentés par le VFR (Volume Flow Rate estimé par HOTVOLC; Gouhier et al., 2016). Les deux premières photographies du site éruptif (les 14 et 15 juillet) ont été prises lors des missions de reconaissance de l'OVPF. Les sept photographies suivantes (du 16 au 22 juillet) sont issues de l'enregistrement d'images (une image toutes les cinq minutes) par une caméra autonome placée à 530 mètres à l'est du site éruptif en collaboration avec Jerôme. SC : Crise Sismique, FO : Ouverture de la première Fissure, CC : effondrement partiel du cône sur le site éruptif.

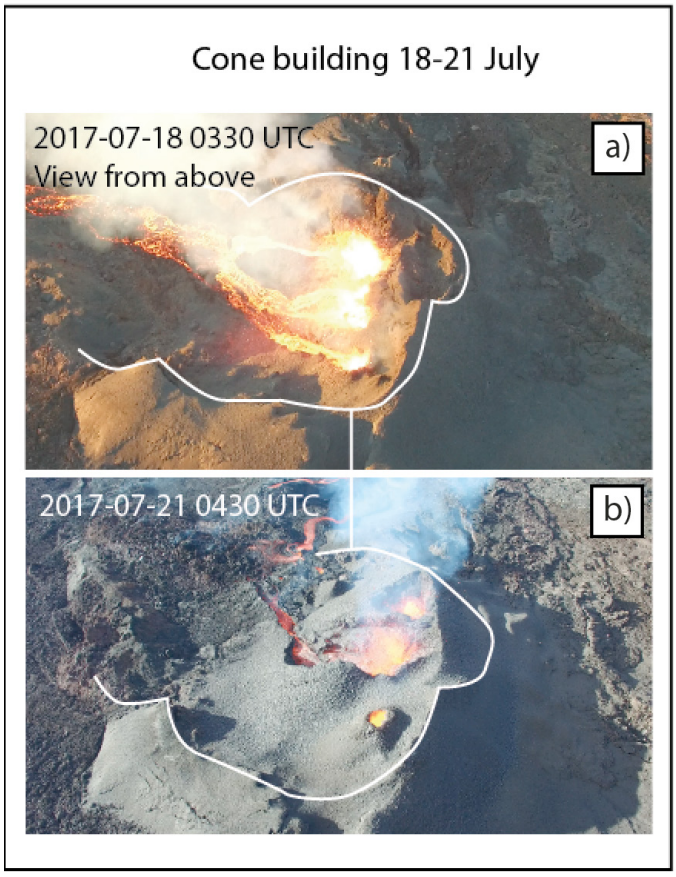


Figure 48. Morphologies de cône ouvert et fermé avec l'exemple du cône formé lors de l'éruption du 13 juillet-27 août 2017. Les prises de vues aériennes de cet évent ont été effectuées au cours de deux missions sur le terrain a) le 18 juillet et b) le 21 juillet. Le cône éruptif présente une morphologie ouverte sur sa moitié est le 18 juillet, et est presque complètement refermé le 21 juillet.

La Fig.49 récapitule les phénomènes observés sur les éruptions de la période 2015-2018, concernant l'évolution de l 'intensité du trémor et l'effet de la présence d'un cône éruptif au niveau de l'évent sur le trémor. La première période de 24 heures des éruptions se caractérise généralement par une augmentation rapide de l'activité et de l'intensité du trémor suite à l'ouverture de plusieurs fissures émettant un fort débit de lave. L'activité et l'intensité du trémor atteignent un maximum puis commencent à diminuer.

Lors de la période de 24 heures suivantes, l'activité continue de diminuer, et se concentre généralement en un point (souvent le point le plus bas du système de fissures). Le RSAM continue également de diminuer. Un cône commence à s'édifier sur l'évent. Entre 48 et 72 heures après le début de l'éruption, ce cône est bien constitué. Le RSAM subi une réaugmentation indépendamment des taux d'émission de lave qui restent stables ou diminuent. Cette réaugmentation du RSAM, interprétée comme l'effet de résonance de la colonne de lave à l'intérieur du cône présent sur l'évent, affecte plus particulièrement les bandes de fréquence basses (0,5 à 3,5 Hz).

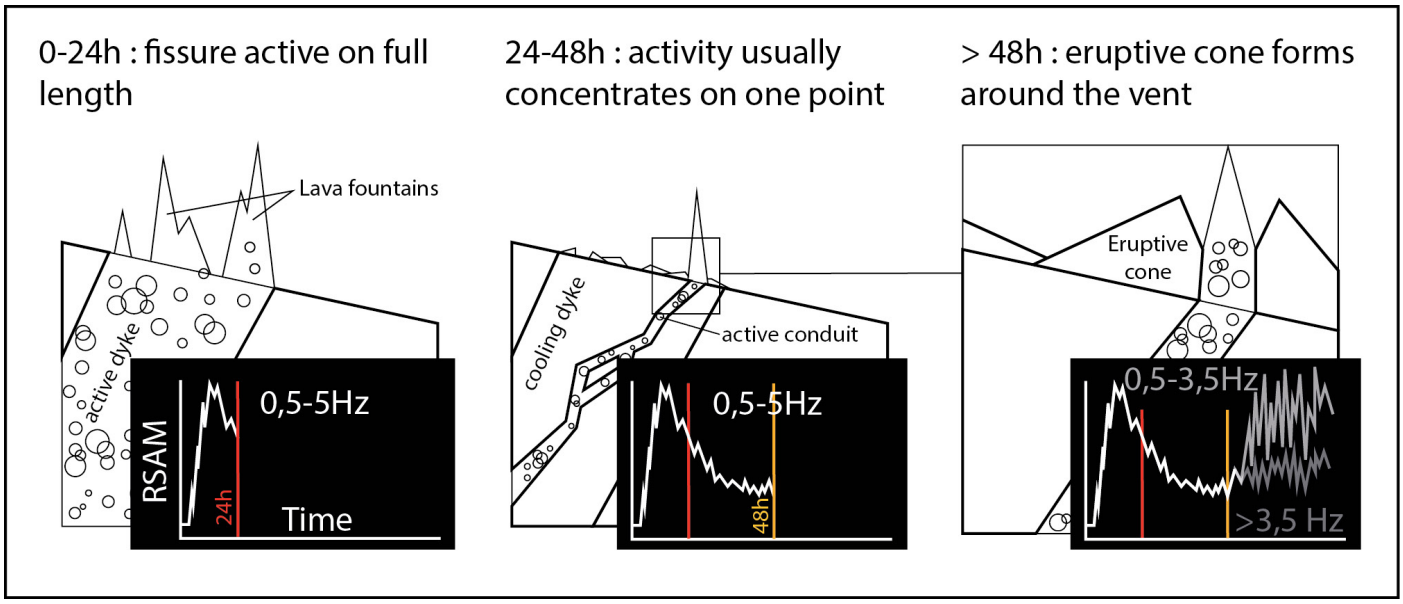


Figure 49. Schémas récapitulatifs des conclusions principales concernant l'évolution de l'intensité du trémor au cours d'une éruption au Piton de la Fournaise, et de l'effet de la présence d'un cône éruptif fermé sur le trémor. La première période de 24h lors des éruptions se caractérise généralement par une augmentation rapide de l'activité, période au cours de laquelle une ou plusieurs fissures s'ouvrent et émettent un fort débit de lave. Ce débit et le RSAM diminuent ensuite rapidement au cours des premiers jours de l'éruption. L'activité se concentre généralement en un point et un cône commence à s'édifier. Un cône bien construit est présent au niveau de l'évent. Entre 48 et 72h après le début de l'éruption, le RSAM subit un réaugmentation, indépendamment des taux d'émission de lave qui restent constants ou continuent à diminuer lentement. Cet effet de site semble affecter plus particulièrement les basses fréquences du trémor (0,5-3,5 Hz).

5.4. Conclusion : apport de la photogrammétrie au suivi et à l'étude de l'activité éruptive au Piton de la Fournaise

Les études photogrammétriques menées sur les 13 éruptions de la période 2015-2018, ont mis en avant le potentiel de cette technique pour obtenir des résultats fiables concernant les volumes de lave émis, et ce avec une grande rapidité d'acquisition et de traitement (dans le cas des survols en ULM) et/ou une grande couverture spatiale (dans le cas de l'imagerie multi-stereo Pléiades), et de suivre au cours du temps la morphologie du site éruptif qui joue un rôle non négligeable sur l'intensité du bruit sismique.

Les volumes et débits associés sont en accord avec ceux obtenus par télémétrie infrarouge thermique (accessible via la plate-forme HOTVOLC).

L'évolution de la morphologie du site éruptif, des débits de surface et le RSAM sur la période 2015-2018 ont montré une corrélation partielle entre les débits de lave au niveau de l'évent éruptif et l'énergie sismique rayonnée par l'activité sur le site éruptif (RSAM). Cette relation est limitée aux premières 48 heures d'éruption et doit être remise dans le contexte de chaque éruption (un nombre de fissures plus important ou une longueur plus importante des fissures pouvant être à l'origine de valeur RSAM plus élevée).

Après 48h d'éruption, la présence d'un cône de scories au niveau du site éruptif joue alors un rôle sur l'amplitude moyenne du trémor (RSAM). La présence d'un tel cône et sa morphologie (ouvert ou fermé), semblent être deux facteurs majeurs favorisant une augmentation du RSAM (en cas de cône présent et fermé), sans que des changements de taux d'émissions de lave y soient associés. Les fréquences du RSAM les plus impactées par la présence d'un cône vont de 0,5 à 3,5 Hz. Dans le cas des basses fréquences (0,5-1,5 Hz), cela pourrait être lié à l'excitation de la colonne de lave à l'intérieur du cône. Dans le cas des fréquences de 1,5 à 3,5 Hz, cela pourrait être lié au mode de dégazage (bulles plus volumineuses lorsque la colonne de lave est plus haute).

6. Conclusion générale : résultats clés, apports de la photogrammétrie à l'étude du dynamisme volcanique du Piton de la Fournaise et développements futurs

Dans ce travail, nous avons exploré en détail les apports variés de la photogrammétrie à la compréhension du dynamisme des structures volcaniques du Piton de la Fournaise, et ce à différentes échelles de temps et d'espace, allant de la journée au siècle, et du cône éruptif à l'édifice volcanique.

A grande échelle de temps et d'espace, et en traitant une grande partie des archives photographiques de l'Institut Géographique National (IGN ; désormais Institut national de l'information géographique et forestière) disponible sur ce volcan, nous avons reconstruit une partie de son histoire éruptive, mesuré les volumes de la majorité des coulées de lave, et estimé le volume des intrusions magmatiques associées depuis 1931. D'après nos mesures, le volume du Piton de la Fournaise a augmenté de 1,15 km^3 entre 1931 et 2018 ; 11,5% de cette augmentation est d'origine endogène (par intrusions successives de magma à l'intérieur de la structure superficielle du volcan ; 0-2 kilomètres sous le sommet) et 88,5% d'origine exogène (majoritairement par accumulation de coulées de lave mais aussi par formation de cônes volcaniques). Cette augmentation de volume correspond à un taux de croissance moyen de 0,42 m^3/s sur une période de 88 ans. Ce taux de croissance a varié de 0,26 m^3/s (période 1931-1961) à plus de 0,59 m^3/s (période 1986-2007). Notre étude, couplée à la littérature existante, a montré que le taux de croissance est modulé d'une part par des variations profondes de la fertilité de l'apport magmatique (sur des périodes allant de 20 à 30 ans) et d'autre part par des permutations du champ de contraintes dans la partie superficielle de l'édifice (0-2 kilomètres sous le sommet ; sur des périodes allant de 1 à 12 ans). Les variations profondes semblent étroitement corrélées temporellement aux phénomènes d'effondrement de caldera/pit-crater au sommet (en 1927-1936, 1961, 1986 et 2007 pour un volume total de plus de 0,24 km^3 effondrés) et aux phases de repos qui les suivent de quelques années (1939-1942, 1966-1972, 1992-1998, 2010-2014). Le traitement des archives photographiques de l'IGN a également mis en évidence les déplacements de surface à grande échelle spatiale, à savoir sur l'ensemble de la caldera de l'Enclos Fouqué (environ 100 km2), entre 1966 et 2012. Ces mesures ont permis notamment de quantifier le taux de compression moyen du flanc est sur cette période, de l'ordre de 11,5 centimètres par an.

Nous avons reproduit en laboratoire le développement d'un édifice similaire à celui du Piton de la Fournaise, afin d'observer sur un grand nombre d'évènements l'interaction entre les intrusions magmatiques successives et le développement de l'édifice. En partenariat avec l'Earth Observatory of Singapore, nous avons ainsi suivi par photogrammétrie le développement d'un volcan miniature au cours de 360 intrusions successives, sur une durée de 10 jours. L'expérience a révélé une

permutation du champ de contrainte au cours du développement du volcan analogique expliquant ainsi la distribution spatiale des intrusions.

A l'échelle de la zone sommitale du volcan, en traitant les archives de photographies aériennes de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, et en réalisant de nouvelles acquisitions au cours de ce travail de thèse, nous avons produit une série temporelle de Modèles Numériques de Surface (MNS) et d'orthoimages à haute résolution ciblant la partie sommitale du Piton de la Fournaise entre 2007 et 2019. Sept de ces produits ont servi à la reconstruction 3D de la dynamique de l'effondrement calderique d'avril 2007, et d'en mesurer précisément le volume (126,2 Mm^3). Sept modèles reconstruits d'après les acquisitions photogrammétriques sur la zone sommitale entre avril 2007 et mai 2015 ont permis de mesurer les déformations de la bordure des cratères sommitaux avec une précision (détection fiable de mouvements de l'ordre de quelques centimètres) et une exhaustivité (résolution spatiale de l'ordre de quelques centimètres) uniques. Ainsi, nous avons détecté et cartographié quatre secteurs actuellement instables, présentant des mouvements du sol de 0,5 à plus de 2 mètres en direction du centre du cratère Dolomieu entre 2008 et 2015. Ces secteurs sont situés sur les bordures nord-ouest et sud du cratère Dolomieu. Le suivi de ces instabilités en bordure des cratères sommitaux a été étendu à la période 2015-2019 par le traitement de 14 campagnes photogrammétriques réalisées au cours de ce travail de thèse.

A l'échelle de l'éruption, le survol régulier des coulées de lave au cours des phases éruptives a permis d'obtenir, de manière fiable et rapide, leur cartographie, ainsi que leur épaisseur et d'en déduire ainsi leur volume. Ces données ont été très utiles pour la gestion des crises éruptives, et ont également confirmé leur adéquation avec les débits fournis par la plate-forme HOTVOLC (Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand), et donc la robustesse des deux jeux de données. Afin d'obtenir des MNS couvrant l'intégralité de la surface de l'Enclos Fouqué, nous avons également utilisé les données satellitaires. Dans le cadre du programme Kalideos, en partenariat avec l'EOST, SEAS-OI et le CNES, nous avons pu produire deux MNS pour les années 2015 et 2016 à partir de triplets stéréographiques de la constellation Pléiade. Leur utilisation pour calculer les volumes de lave émis donne des résultats similaires à ceux des campagnes photogrammétriques en ULM.

L'estimation des volumes de lave émis au cours d'une éruption a également servi à préciser la relation existante entre l'intensité moyenne du trémor volcanique et le taux d'émission de lave au niveau de l'évent éruptif, au cours des 13 éruptions de la période 2015-2018. Pour les deux premiers jours d'éruption uniquement, et pour un peu plus de la moitié des éruptions étudiées, une relation linéaire entre ces deux paramètres a été trouvée. Cette relation est la suivante :

$$y = 0,17x + 1,4$$

Où y représente la valeur moyenne du RSAM à 2 kilomètres de la source du trémor (en micromètres par seconde), et x représente la valeur moyenne du taux d'émission de lave (en mètres cube par seconde). Cette relation n'est valable uniquement que pour les deux premiers jours d'éruption lorsque que le trémor n'est pas perturbé par des effets de site liés à la construction d'un cône éruptif. Afin de préciser ces effets de site, nous avons utilisé une combinaison d'images acquises par drones et caméras « timelapse »: avec les premières nous avons reproduit en 3D et à très haute résolution la morphologie des sites éruptifs entre 2015 et 2018 ; et avec les secondes nous avons pu suivre l'évolution temporelle de l'activité et de la morphologie des cônes éruptifs. Nous avons ainsi constaté que la présence et la morphologie d'un ou plusieurs cônes sur le site éruptif peut affecter significativement le trémor, indépendamment de variations dans le taux d'émission de lave. La présence d'un cône éruptif, s'il est fermé (i.e. lave s'écoulant en tunnels de lave ou en chenaux très étroits), peut augmenter d'un facteur 10 l'amplitude moyenne du trémor par rapport à une situation sans cône, ou présentant un cône ouvert (i.e. pas de tunnel de lave et chenal bien dégagé). Ce phénomène, interprété comme l'effet de résonance de la colonne de lave contenue à l'intérieur du cône éruptif, affecte principalement les bandes de fréquence du trémor situées entre 0,5 et 3,5 Hz.

Lors de ce travail de thèse, la méthode photogrammétrique a fourni des résultats nouveaux et fiables, utiles aux conaissances et à l'observation de l'activité volcanique au Piton de la Fournaise. D'autres structures dédiées à la l'observation et à la recherche scientifiques sur les volcans actifs du globe se sont également approprié ces outils au cours de ces dernières années. Notamment au HVO - Hawaian Volcanoes Observatory -, la photogrammétrie a été particulièrement sollicitée au cours de l'éruption ayant commencé le 3 mai - 4 août 2018 (M. Patricks, communication personnelle), exceptionelle de part son volume et sa localisation dans une zone habitée. Les développements futurs pour cet ensemble de méthodes en volcanologie, particulièrement utiles pour l'étude de volcans isolés, seront concentrés 1/ sur les capacités de vol des drones, la qualité des caméras qu'ils sont capables d'embarquer, et la précision dans leur géoréférencement au cours du vol et 2/ sur le développement des chaînes de traitement des images multi-séréographiques issues des satellites.

7. Bibliographie

A

Abdelmalak, M.M., Bulois, C., Mourgues, R., Galland, O., Legland, J.B. and Gruber, C., 2016. Description of new dry granular materials of variable cohesion and friction coefficient: Implications for laboratory modeling of the brittle crust. Tectonophysics, 684, pp.39-51.

Acocella, V. and Neri, M., 2009. Dike propagation in volcanic edifices: overview and possible developments. Tectonophysics, 471(1-2), pp.67-77.

Albarède, F. and Tamagnan, V., 1988. Modelling the recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, 1931–1986. Journal of Petrology, 29(5), pp.997-1030.

Albarède, F., Luais, B., Fitton, G., Semet, M., Kaminski, E., Upton, B.G.J., Bachelery, P. and Cheminée, J.L., 1997. The geochemical regimes of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) during the last 530 000 years. Journal of Petrology, 38(2), pp.171-201.

Allard, P., Burton, M., Sawyer, G. and Bani, P., 2016. Degassing dynamics of basaltic lava lake at a top-ranking volatile emitter: Ambrym volcano, Vanuatu arc. Earth and Planetary Science Letters, 448, pp.69-80.

Amici, S., Turci, M., Giammanco, S., Spampinato, L. and Giulietti, F., 2013. UAV thermal infrared remote sensing of an italian mud volcano. Advances in Remote Sensing.

Aki, K. and Richards, P.G., 2002. Quantitative seismology.

Areias, P., Lopes, J.C., Santos, M.P., Rabczuk, T. and Reinoso, J., 2019. Finite strain analysis of limestone/basaltic magma interaction and fracture: Low order mixed tetrahedron and remeshing. European Journal of Mechanics-A/Solids, 73, pp.235-247.

Aubert de La Rüe, E., 1965. Le Piton de la Fournaise, Volcan Actif de l'ile de la Réunion. Bulletin Volcanologique, 28(1), pp.311-320.

Apuani, T., Corazzato, C., Cancelli, A. and Tibaldi, A., 2005. Stability of a collapsing volcano (Stromboli, Italy): Limit equilibrium analysis and numerical modelling. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 144(1-4), pp.191-210.

B

Bachelery, P., 1981. Le Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion: étude volcanologique, structurale et pétrologique. _ 63 (Doctoral dissertation, Impr. UER Sci.).

Bachèlery, P., Blum, P.A., Cheminée, J.L., Chevallier, L., Gaulon, R., Girardin, N., Jaupart, C., Lalanne, F., Le Mouel, J.L., Ruegg, J.C. and Vincent, P., 1982. Eruption at Le Piton de la Fournaise volcano on 3 February 1981. Nature, 297(5865), p.395.

Bachèlery, P., Chevallier, L. and Gratier, J.P., 1983. Caracteres structuraux des éruptions historiques du Piton de la Fournaise. CR Acad. Sci, 296, pp.1345-1350.

Bachèlery, P. and Mairine, P., 1990. Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma. Le volcanisme de la Réunion, Monographie. Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France, pp.213-242.

Bachèlery, P., 1999. Le fonctionnement des volcans-boucliers: exemple des volcans de la Réunion et de la Grande Comores (Doctoral dissertation).

Bachèlery, P., Saint-Ange, F., Villeneuve, N., Savoye, B., Normand, A., Le Drezen, E., Barrère, A., Quod, J. and Deplus, C., 2010. Huge lava flows into the sea and caldera collapse, April 2007, Piton de la Fournaise volcano. Geophys. Res. Lett, 34, p.L21301.

Bagnardi, M., González, P.J. and Hooper, A., 2016. High-resolution digital elevation model from tri-stereo Pleiades-1 satellite imagery for lava flow volume estimates at Fogo Volcano. Geophysical Research Letters, 43(12), pp.6267-6275.

Barazzetti, L., Scaioni, M. and Remondino, F., 2010. Orientation and 3D modelling from markerless terrestrial images: combining accuracy with automation. The Photogrammetric Record, 25(132), pp.356-381.

Battaglia, J., 2001. Quantification sismique des phénomenes magmatiques sur le Piton de la Fournaise entre 1991 et 2000(Doctoral dissertation, Paris 7).

Battaglia, J. and Bachèlery, P., 2003. Dynamic dyke propagation deduced from tilt variations preceding the March 9, 1998, eruption of the Piton de la Fournaise volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 120(3-4), pp.289-310.

Battaglia, J. and Aki, K., 2003. Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B8).

Battaglia, J., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Aki, K. and Cheminée, J.L., 2005a. Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). Geophysical Journal International, 161(2), pp.549-558.

Battaglia, J., Aki, K. and Ferrazzini, V., 2005b. Location of tremor sources and estimation of lava output using tremor source amplitude on the Piton de la Fournaise volcano: 1. Location of tremor sources. Journal of volcanology and geothermal research, 147(3-4), pp.268-290.

Battaglia, J., Aki, K. and Staudacher, T., 2005c. Location of tremor sources and estimation of lava output using tremor source amplitude on the Piton de la Fournaise volcano: 2. Estimation of lava output. Journal of volcanology and geothermal research, 147(3-4), pp.291-308.

Bemis, S.P., Micklethwaite, S., Turner, D., James, M.R., Akciz, S., Thiele, S.T. and Bangash, H.A., 2014. Ground-based and UAV-based photogrammetry: A multi-scale, high-resolution mapping tool for structural geology and paleoseismology. Journal of Structural Geology, 69, pp.163-178.

Berthier, E., Vincent, C., Magnússon, E., Gunnlaugsson, Á.Þ., Pitte, P., Le Meur, E., Masiokas, M., Ruiz, L., Pálsson, F., Belart, J.M.C. and Wagnon, P., 2014. Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images. Cryosphere, 8(6), pp.2275-2291.

Bertozz, M., Broggi, A. and Fascioli, A., 1998. Stereo inverse perspective mapping: theory and applications. Image and vision computing, 16(8), pp.585-590.

Bhardwaj, A., Sam, L., Martín-Torres, F.J. and Kumar, R., 2016. UAVs as remote sensing platform in glaciology: Present applications and future prospects. Remote Sensing of Environment, 175, pp.196-204.

Blum, P.A., Gaulon, R., Lalanne, F.X. and Ruegg, J.C., 1981. Evidences of precursors of the February 1981 eruption at the volcano Piton de la Fournaise (Reunion island). Comptes rendus de l'académie des sciences série II, 292(21), pp.1449-1455.

Bonini, M., Sokoutis, D., Mulugeta, G., Boccaletti, M., Corti, G., Innocenti, F., Manetti, P. and Mazzarini, F., 2001. Dynamics of magma emplacement in centrifuge models of continental extension with implications for flank volcanism. Tectonics, 20(6), pp.1053-1065.

Boutin, J., 1953. Notions sommaires sur l'emploi des photographies aériennes.

Boivin, P. and Bachèlery, P., 2009. Petrology of 1977 to 1998 eruptions of Piton de la Fournaise, La Réunion Island. Journal of volcanology and geothermal research, 184(1), pp.109-125.

Boudoire, G., Liuzzo, M., Di Muro, A., Ferrazzini, V., Michon, L., Grassa, F., Derrien, A., Villeneuve, N., Bourdeu, A., Brunet, C. and Giudice, G., 2017. Investigating the deepest part of a volcano plumbing system: evidence for an active magma path below the western flank of Piton de la Fournaise (La Réunion Island). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 341, pp.193-207.

Brenguier, F., Shapiro, N.M., Campillo, M., Nercessian, A. and Ferrazzini, V., 2007. 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. Geophysical research letters, 34(2).

Brenguier, F., Kowalski, P., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Lauret, F., Boissier, P., Catherine, P., Lemarchand, A., Pequegnat, C., Meric, O. and Pardo, C., 2012. First results from the UnderVolc high resolution seismic and GPS network deployed on Piton de la Fournaise volcano. Seismological Research Letters, 83(1), pp.97-102.

Bretar, F., Arab-Sedze, M., Champion, J., Pierrot-Deseilligny, M., Heggy, E. and Jacquemoud, S., 2013. An advanced photogrammetric method to measure surface roughness: Application to volcanic terrains in the Piton de la Fournaise, Reunion Island. Remote Sensing of Environment, 135, pp.1-11.

Briole, P., Bachèlery, P., Mc Guire, B., Moss, J.,Ruegg, J.C. and Sabourault, P., 1998. Deformation of Piton de la Fournaise : evolution of the monitoring techniques and knowledge acquired in the last five years. European Laboratory Volcanoes Second Workshop in Santorini, Greece, Casale, R. et al., (eds.).

Brothelande, E., Lénat, J.F., Normier, A., Bacri, C., Peltier, A., Paris, R., Kelfoun, K., Merle, O., Finizola, A. and Garaebiti, E., 2016. Insights into the evolution of the Yenkahe resurgent dome (Siwi caldera, Tanna Island, Vanuatu) inferred from aerial high-resolution photogrammetry. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 322, pp.212-224.

Brückl, E., Brunner, F.K. and Kraus, K., 2006. Kinematics of a deep-seated landslide derived from photogrammetric, GPS and geophysical data. Engineering Geology, 88(3-4), pp.149-159.

Buck, W.R., Einarsson, P. and Brandsdóttir, B., 2006. Tectonic stress and magma chamber size as controls on dike propagation: Constraints from the 1975–1984 Krafla rifting episode. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111(B12).

Bull, K.F., Anderson, S.W., Diefenbach, A.K., Wessels, R.L. and Henton, S.M., 2013. Emplacement of the final lava dome of the 2009 eruption of Redoubt Volcano, Alaska. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 259, pp.334-348.

Burgi, P.Y., Darrah, T.H., Tedesco, D. and Eymold, W.K., 2014. Dynamics of the Mount Nyiragongo lava lake. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119(5), pp.4106-4122.

C

Calder, E.S., Harris, A.J., Peña, P., Pilger, E., Flynn, L.P., Fuentealba, G. and Moreno, H., 2004. Combined thermal and seismic analysis of the Villarrica volcano lava lake, Chile. Revista geológica de Chile, 31(2), pp.259-272.

Carr, B.B., Clarke, A.B., Arrowsmith, J.R., Vanderkluysen, L. and Dhanu, B.E., 2018. The emplacement of the active lava flow at Sinabung Volcano, Sumatra, Indonesia, documented by structure-from-motion photogrammetry. Journal of Volcanology and Geothermal Research.

Carter, A., de Vries, B.V.W., Kelfoun, K., Bachèlery, P. and Briole, P., 2007. Pits, rifts and slumps: the summit structure of Piton de la Fournaise. Bulletin of Volcanology, 69(7), pp.741-756.

Caudron, C., Taisne, B., Kugaenko, Y. and Saltykov, V., 2015. Magma migration at the onset of the 2012–13 Tolbachik eruption revealed by Seismic Amplitude Ratio Analysis. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 307, pp.60-67.

Cayol, V. and Cornet, F.H., 1998. Three-dimensional modeling of the 1983–1984 eruption at Piton de la Fournaise Volcano, Réunion Island. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103(B8), pp.18025-18037.

Cayol, V., Catry, T., Michon, L., Chaput, M., Famin, V., Bodart, O., Froger, J.L. and Romagnoli, C., 2014. Sheared sheet intrusions as mechanism for lateral flank displacement on basaltic volcanoes: Applications to Réunion Island volcanoes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119(10), pp.7607-7635.

Clarke, D., Brenguier, F., Froger, J.L., Shapiro, N.M., Peltier, A. and Staudacher, T., 2013. Timing of a large volcanic flank movement at Piton de la Fournaise Volcano using noise-based seismic monitoring and ground deformation measurements. Geophysical Journal International, 195(2), pp.1132-1140.

Chanceaux, L. and Menand, T., 2014. Solidification effects on sill formation: An experimental approach. Earth and Planetary Science Letters, 403, pp.79-88.

Chaput, M., Pinel, V., Famin, V., Michon, L. and Froger, J.L., 2014. Cointrusive shear displacement by sill intrusion in a detachment: A numerical approach. Geophysical Research Letters, 41(6), pp.1937-1943.

Chesner, C.A., 2012. The Toba caldera complex. Quaternary International, 258, pp.5-18.

Chevallier, L. and Bachelery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion—Océan indien occidental. Bulletin volcanologique, 44(4), pp.723-741.

Chevallier, L., Lalanne, F.X., Bachèlery, P. and Vincent, P.M., 1981. L'éruption du mois de février 1981 au Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion, Océan Indien). Phénoménologie et remarques structurales. CR Acad Sci Paris, 293(II), pp.187-190.

Chiles, J.P. and Matheron, G., 1975, November. Interpolation optimale et cartographie. In Annales des mines (pp. 19-26).

Collier, P., Inkpen, R. and Fontana, D., 2001. The use of historical photography in environmental studies. Cybergeo: European Journal of Geography.

Coppola, D., James, M.R., Staudacher, T. and Cigolini, C., 2010. A comparison of field-and satellite-derived thermal flux at Piton de la Fournaise: implications for the calculation of lava discharge rate. Bulletin of volcanology, 72(3), pp.341-356.

Coppola, D., Campion, R., Laiolo, M., Cuoco, E., Balagizi, C., Ripepe, M., Cigolini, C. and Tedesco, D., 2016. Birth of a lava lake: Nyamulagira volcano 2011–2015. Bulletin of Volcanology, 78(3), p.20.

Coppola, D., Di Muro, A., Peltier, A., Villeneuve, N., Ferrazzini, V., Favalli, M., Bachèlery, P., Gurioli, L., Harris, A.J.L., Moune, S. and Vlastélic, I., 2017. Shallow system rejuvenation and magma discharge trends at Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). Earth and Planetary Science Letters, 463, pp.13-24.

Corbi, F., Rivalta, E., Pinel, V., Maccaferri, F. and Acocella, V., 2016. Understanding the link between circumferential dikes and eruptive fissures around calderas based on numerical and analog models. Geophysical Research Letters, 43(12), pp.6212-6219.

Corti, G., Bonini, M., Innocenti, F., Manetti, P. and Mulugeta, G., 2001. Centrifuge models simulating magma emplacement during oblique rifting. Journal of Geodynamics, 31(5), pp.557-576.

Corti, G., Bonini, M., Sokoutis, D., Innocenti, F., Manetti, P., Cloetingh, S. and Mulugeta, G., 2004. Continental rift architecture and patterns of magma migration: A dynamic analysis based on centrifuge models. Tectonics, 23(2).

Cowley, D.C. and Stichelbaut, B.B., 2012. Historic aerial photographic archives for European archaeology. European Journal of Archaeology, 15(2), pp.217-236.

D

Daniels, K.A. and Menand, T., 2015. An experimental investigation of dyke injection under regional extensional stress. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(3), pp.2014-2035.

De Franchis, C., Meinhardt-Llopis, E., Michel, J., Morel, J.M. and Facciolo, G., 2014, July. Automatic sensor orientation refinement of Pléiades stereo images. In IGARSS (pp. 1639-1642).

Delaney, P.T. and McTigue, D.F., 1994. Volume of magma accumulation or withdrawal estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea Volcano. Bulletin of Volcanology, 56(6-7), pp.417-424.

Delcamp, A., de Vries, B.V.W. and James, M.R., 2008. The influence of edifice slope and substrata on volcano spreading. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177(4), pp.925-943.

Delcamp, A., de Vries, B.V.W., James, M.R., Gailler, L.S. and Lebas, E., 2012. Relationships between volcano gravitational spreading and magma intrusion. Bulletin of Volcanology, 74(3), pp.743-765.

Delorme, H., Bachèlery, P., Blum, P.A., Cheminée, J.L., Delarue, J.F., Delmond, J.C., Hirn, A., Lepine, J.C., Vincent, P.M. and Zlotnicki, J., 1989. March 1986 eruptive episodes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). Journal of volcanology and geothermal research, 36(1-3), pp.199-208.

Delorme, H., 1994. Apport des déformations à la compréhension des mécanismes éruptifs au Piton de la Fournaise (Doctoral dissertation, Paris 7).

Derrien, A., Villeneuve, N., Peltier, A. and Beauducel, F., 2015. Retrieving 65 years of volcano summit deformation from multitemporal structure from motion: The case of Piton de la Fournaise (La Réunion Island). Geophysical Research Letters, 42(17), pp.6959-6966.

Deseilligny, M.P. and Cléry, I., 2011, March. Apero, an open source bundle adjusment software for automatic calibration and orientation of set of images. In Proceedings of the ISPRS Symposium, 3DARCH11 (Vol. 269277).

Di Muro, A., Métrich, N., Allard, P., Aiuppa, A., Burton, M., Galle, B. and Staudacher, T., 2016. Magma degassing at Piton de la Fournaise volcano. In Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean (pp. 203-222). Springer, Berlin, Heidelberg.

Di Grazia, G., Falsaperla, S. and Langer, H., 2006. Volcanic tremor location during the 2004 Mount Etna lava effusion. Geophysical research letters, 33(4).

Diefenbach, A.K., Crider, J.G., Schilling, S.P. and Dzurisin, D., 2012. Rapid, low-cost photogrammetry to monitor volcanic eruptions: an example from Mount St. Helens, Washington, USA. Bulletin of volcanology, 74(2), pp.579-587.

Diefenbach, A.K., Bull, K.F., Wessels, R.L. and McGimsey, R.G., 2013. Photogrammetric monitoring of lava dome growth during the 2009 eruption of Redoubt Volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 259, pp.308-316.

Droznin, D.V., Shapiro, N.M., Droznina, S.Y., Senyukov, S.L., Chebrov, V.N. and Gordeev, E.I., 2015. Detecting and locating volcanic tremors on the Klyuchevskoy group of volcanoes (Kamchatka) based on correlations of continuous seismic records. Geophysical Journal International, 203(2), pp.1001-1010.

Duarte, L., Teodoro, A.C., Moutinho, O. and Gonçalves, J.A., 2017. Open-source GIS application for UAV photogrammetry based on MicMac. International journal of remote sensing, 38(8-10), pp.3181-3202.

Ducrot 1958 ET 1959

Duputel, Z., Lengliné, O. and Ferrazzini, V., 2019. Constraining Spatiotemporal Characteristics of Magma Migration at Piton De La Fournaise Volcano From Pre-eruptive Seismicity. Geophysical Research Letters, 46(1), pp.119-127.

Durand, V., Mangeney, A., Haas, F., Jia, X., Bonilla, F., Peltier, A., Hibert, C., Ferrazzini, V., Kowalski, P., Lauret, F. and Brunet, C., 2018. On the link between external forcings and slope instabilities in the Piton de la Fournaise Summit Crater, Reunion Island. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 123(10), pp.2422-2442.

Dzurisin, D., 2003. A comprehensive approach to monitoring volcano deformation as a window on the eruption cycle. Reviews of Geophysics, 41(1).

E

Endo, E.T. and Murray, T., 1991. Real-time seismic amplitude measurement (RSAM): a volcano monitoring and prediction tool. Bulletin of Volcanology, 53(7), pp.533-545.

Evans, B. and Kohlstedt, D.L., 1995. Rheology of rocks. Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants, AGU Ref. Shelf, 3, pp.148-165.

F

Famin, V. and Michon, L., 2010. Volcano destabilization by magma injections in a detachment. Geology, 38(3), pp.219-222.

Famin, V., Berthod, C., Michon, L., Eychenne, J., Brothelande, E., Mahabot, M.M. and Chaput, M., 2016. Localization of magma injections, hydrothermal alteration, and deformation in a volcanic detachment (Piton des Neiges, La Réunion). Journal of Geodynamics, 101, pp.155-169.

Feurer, D. and Vinatier, F., 2018. Joining multi-epoch archival aerial images in a single SfM block allows 3-D change detection with almost exclusively image information. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 146, pp.495-506.

Fisher, R.V. and Heiken, G., 1982. Mt. Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 13(3-4), pp.339-371.

Fonstad, M.A., Dietrich, J.T., Courville, B.C., Jensen, J.L. and Carbonneau, P.E., 2013. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. Earth Surface Processes and Landforms, 38(4), pp.421-430.

French, S.W. and Romanowicz, B., 2015. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. Nature, 525(7567), p.95.

Froger, J.L., Fukushima, Y., Briole, P., Staudacher, T., Souriot, T. and Villeneuve, N., 2004. The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de la Fournaise, Reunion Island, mapped by ASAR interferometry. Geophysical research letters, 31(14).

Froger, J.L., Famin, V., Cayol, V., Augier, A., Michon, L. and Lénat, J.F., 2015. Time-dependent displacements during and after the April 2007 eruption of Piton de la Fournaise, revealed by interferometric data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 296, pp.55-68.

Fukushima, Y., 2005. Transferts de magma au volcan du Piton de La Fournaise déterminés par la modélisation 3D de données d'interférométrie radar entre 1998 et 2000 (Doctoral dissertation, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II).

Fukushima, Y., Cayol, V. and Durand, P., 2005. Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: The February 2000 eruption at Piton de la Fournaise. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 110(B3).

Fukushima, Y., Cayol, V., Durand, P. and Massonnet, D., 2010. Evolution of magma conduits during the 1998–2000 eruptions of Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 115(B10).

Furukawa, Y. and Ponce, J., 2009. Accurate camera calibration from multi-view stereo and bundle adjustment. International Journal of Computer Vision, 84(3), pp.257-268.

G

Gabriel, A.K., Goldstein, R.M. and Zebker, H.A., 1989. Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 94(B7), pp.9183-9191.

Gaillot, S. and Chaverot, S., 2001. Méthode d'étude des littoraux à faible évolution. Cas du delta du Golo (Corse) et du littoral du Touquet (Pas-de-Calais) en France/Analysing the kinematics of low-mobility coastlines: methodology and results for the Golo delta (Corsica) and the Touquet coast (Pas-de-Calais) in France. Géomorphologie: relief, processus, environnement, 7(1), pp.47-54.

Galland, O., Holohan, E., de Vries, B.V.W. and Burchardt, S., 2015. Laboratory modelling of volcano plumbing systems: a review. In Physical Geology of Shallow Magmatic Systems(pp. 147-214). Springer, Cham.

Ganci, G., Cappello, A., Bilotta, G., Herault, A., Zago, V. and Del Negro, C., 2018. Mapping volcanic deposits of the 2011-2015 Etna eruptive events using satellite remote sensing. Frontiers in Earth Science, 6, p.83.

Ghuffar, S., 2016. Satellite Stereo Based Digital Surface Model Generation Using Semi Global Matching in Object and Image Space. ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 3, p.63.

Giachetti, T., Paris, R., Kelfoun, K. and Ontowirjo, B., 2012. Tsunami hazard related to a flank collapse of Anak Krakatau volcano, Sunda Strait, Indonesia. Geological Society, London, Special Publications, 361(1), pp.79-90.

Glaze, L., Francis, P.W. and Rothery, D.A., 1989. Measuring thermal budgets of active volcanoes by satellite remote sensing. Nature, 338(6211), p.144.

Godard, V., Ollivier, V., Bellier, O., Miramont, C., Shabanian, E., Fleury, J., Benedetti, L., Guillou, V. and ASTER Team, 2016. Weathering-limited hillslope evolution in carbonate landscapes. Earth and Planetary Science Letters, 446, pp.10-20.

Goldstein, R.M., Zebker, H.A. and Werner, C.L., 1988. Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping. Radio science, 23(4), pp.713-720.

González-Aguilera, D., López-Fernández, L., Rodriguez-Gonzalvez, P., Guerrero, D., Hernandez-Lopez, D., Remondino, F., Menna, F., Nocerino, E., Toschi, I., Ballabeni, A. and Gaiani, M., 2016. DEVELOPMENT OF AN ALL-PURPOSE FREE PHOTOGRAMMETRIC TOOL. International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences, 41.

Got, J.L., Peltier, A., Staudacher, T., Kowalski, P. and Boissier, P., 2013. Edifice strength and magma transfer modulation at Piton de la Fournaise volcano. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118(9), pp.5040-5057.

Gouhier, M., Guéhenneux, Y., Labazuy, P., Cacault, P., Decriem, J. and Rivet, S., 2016. HOTVOLC: a web-based monitoring system for volcanic hot spots. Geological Society, London, Special Publications, 426(1), pp.223-241.

Gudmundsson, A., 2002. Emplacement and arrest of sheets and dykes in central volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 116(3-4), pp.279-298.

Gudmundsson, A. and Loetveit, I.F., 2005. Dyke emplacement in a layered and faulted rift zone. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 144(1-4), pp.311-327.

Gudmundsson, A., 2006. How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes. Earth-Science Reviews, 79(1-2), pp.1-31.

Gudmundsson, A., 2011. Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation. Tectonophysics, 500(1-4), pp.50-64.

Gudmundsson, M.T., Thordarson, T., Höskuldsson, Á., Larsen, G., Björnsson, H., Prata, F.J., Oddsson, B., Magnússon, E., Högnadóttir, T., Petersen, G.N. and Hayward, C.L., 2012. Ash generation and distribution from the April-May 2010 eruption of Eyjafjallajökull, Iceland. Scientific reports, 2, p.572.

Gudmundsson, M.T., Jónsdóttir, K., Hooper, A., Holohan, E.P., Halldórsson, S.A., Ófeigsson, B.G., Cesca, S., Vogfjörd, K.S., Sigmundsson, F., Högnadóttir, T. and Einarsson, P., 2016. Gradual caldera collapse at Bárdarbunga volcano, Iceland, regulated by lateral magma outflow. Science, 353(6296), p.aaf8988.

Guldstrand, F., Burchardt, S., Hallot, E. and Galland, O., 2017. Dynamics of surface deformation induced by dikes and cone sheets in a cohesive Coulomb brittle crust. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122(10), pp.8511-8524.

Gurtin, M.E., 1973. The linear theory of elasticity. In Linear theories of elasticity and thermoelasticity (pp. 1-295). Springer, Berlin, Heidelberg.

H

Harris, C.G. and Stephens, M., 1988, August. A combined corner and edge detector. In Alvey vision conference (Vol. 15, No. 50, pp. 10-5244).

Harwin, S. and Lucieer, A., 2012. Assessing the accuracy of georeferenced point clouds produced via multi-view stereopsis from unmanned aerial vehicle (UAV) imagery. Remote Sensing, 4(6), pp.1573-1599.

Hau, C.C. ed., 2015. Handbook of pattern recognition and computer vision. World Scientific.

Hauri, E.H., 1996. Major-element variability in the Hawaiian mantle plume. Nature, 382(6590), p.415.

Hawley, R.L. and Millstein, J.D., 2019. Quantifying snow drift on Arctic structures: A case study at Summit, Greenland, using UAV-based structure-from-motion photogrammetry. Cold Regions Science and Technology, 157, pp.163-170.

Heggie, T.W., Heggie, T.M. and Peggie, T.J., 2009. Death by volcanic laze. Wilderness & environmental medicine, 20(1), pp.101-103.

Heid, T. and Kääb, A., 2012. Evaluation of existing image matching methods for deriving glacier surface displacements globally from optical satellite imagery. Remote Sensing of Environment, 118, pp.339-355.

Hendricks, S., Haas, C., Gerland, S., Herber, A., Krumpen, T., Mahoney, A., Eicken, H. and Gerdes, R., 2016. A Pan-Arctic Airborne Sea Ice Observation System.

Hibert, C., Mangeney, A., Polacci, M., Di Muro, A., Vergniolle, S., Ferrazzini, V., Peltier, A., Taisne, B., Burton, M., Dewez, T. and Grandjean, G., 2015. Toward continuous quantification of lava extrusion rate: Results from the multidisciplinary analysis of the 2 January 2010 eruption of Piton de la Fournaise volcano, La Réunion. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(5), pp.3026-3047.

Hibert, C., Mangeney, A., Grandjean, G., Peltier, A., DiMuro, A., Shapiro, N.M., Ferrazzini, V., Boissier, P., Durand, V. and Kowalski, P., 2017. Spatio-temporal evolution of rockfall activity from 2007 to 2011 at the Piton de la Fournaise volcano inferred from seismic data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 333, pp.36-52.

Hirn, A., Lépine, J.C., Sapin, M. and Delorme, H., 1991. Episodes of pit-crater collapse documented by seismology at Piton de la Fournaise. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 47(1-2), pp.89-104.

Hirn, A., Lépine, J.C., Sapin, M., Laigle, M., Nicolich, R., Gallart, J., Lankar, V., Nercessian, A., Voogd, B.D., Charvis, P. and Veinante, J.L., 1999. Structure interne du Piton de la Fournaise et de l'Etna d'après la tomographie sismique.

House, F.B., Gruber, A., Hunt, G.E. and Mecherikunnel, A.T., 1986. History of satellite missions and measurements of the Earth radiation budget (1957–1984). Reviews of geophysics, 24(2), pp.357-377.

Hortobágyi, B., Corenblit, D., Vautier, F., Steiger, J., Roussel, E., Burkart, A. and Peiry, J.L., 2017. A multi-scale approach of fluvial biogeomorphic dynamics using photogrammetry. Journal of environmental management, 202, pp.348-362.

Hubel, D.H. and Wiesel, T.N., 1970. Stereoscopic vision in macaque monkey: cells sensitive to binocular depth in area 18 of the macaque monkey cortex. Nature, 225(5227), p.41.

Hyndman, D.W. and Alt, D., 1987. Radial dikes, laccoliths, and gelatin models. The Journal of Geology, 95(6), pp.763-774.

I

Ito, G. and Martel, S.J., 2002. Focusing of magma in the upper mantle through dike interaction. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B10), pp.ECV-6.

J

James, M.R. and Robson, S., 2014a. Sequential digital elevation models of active lava flows from ground-based stereo time-lapse imagery. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 97, pp.160-170.

James, M.R. and Robson, S., 2014b. Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. Earth Surface Processes and Landforms, 39(10), pp.1413-1420b.

James, M.R., Robson, S. and Smith, M.W., 2017. 3-D uncertainty-based topographic change detection with structure-from-motion photogrammetry: precision maps for ground control and directly georeferenced surveys. Earth Surface Processes and Landforms, 42(12), pp.1769-1788.

Jaud, M., Passot, S., Le Bivic, R., Delacourt, C., Grandjean, P. and Le Dantec, N., 2016. Assessing the accuracy of high resolution digital surface models computed by PhotoScan® and MicMac® in sub-optimal survey conditions. Remote Sensing, 8(6), p.465.

Jean, M.M., 1930. L'éruption volcanique de l'année 1931 a l'Ile de la Réunion. Bulletin volcanologique, 7(1), pp.139-149.

Jones, J.P., Carniel, R. and Malone, S.D., 2012. Decomposition, location, and persistence of seismic signals recovered from continuous tremor at Erta'Ale, Ethiopia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 213, pp.116-129.

Julien, C., Mauger, A., Vijh, A. and Zaghib, K., 2016. Lithium batteries. In Lithium Batteries (pp. 29-68). Springer, Cham.

K

Kääb, A. and Leprince, S., 2014. Motion detection using near-simultaneous satellite acquisitions. Remote Sensing of Environment, 154, pp.164-179.

Kachanov, L.M., 1971. Foundations of the Theory of Plasticity(Vol. 9). Amsterdam: North-Holland.

Kasprzak, M., Jancewicz, K. and Michniewicz, A., 2018. UAV and SfM in detailed geomorphological mapping of granite tors: An example of Starościńskie Skały (Sudetes, SW Poland). Pure and Applied Geophysics, 175(9), pp.3193-3207.

Kaufmann, V. and Ladstädter, R., 2003, July. Quantitative analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi-temporal aerial photographs: two case studies in the Austrian Alps. In Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost (pp. 21-25).

Kavanagh, J.L., Menand, T. and Sparks, R.S.J., 2006. An experimental investigation of sill formation and propagation in layered elastic media. Earth and Planetary Science Letters, 245(3-4), pp.799-813.

Kavanagh, J.L., Menand, T. and Daniels, K.A., 2013. Gelatine as a crustal analogue: Determining elastic properties for modelling magmatic intrusions. Tectonophysics, 582, pp.101-111.

Kavanagh, J.L., Boutelier, D. and Cruden, A.R., 2015. The mechanics of sill inception, propagation and growth: Experimental evidence for rapid reduction in magmatic overpressure. Earth and Planetary Science Letters, 421, pp.117-128.

Kavanagh, J.L., Burns, A.J., Hazim, S.H., Wood, E.P., Martin, S.A., Hignett, S. and Dennis, D.J., 2018. Challenging dyke ascent models using novel laboratory experiments: Implications for re-interpreting evidence of magma ascent and volcanism. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 354, pp.87-101.

Kervyn, M., Ernst, G.G.J., van Wyk de Vries, B., Mathieu, L. and Jacobs, P., 2009. Volcano load control on dyke propagation and vent distribution: Insights from analogue modeling. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114(B3).

Keszthelyi, L.P. and Pieri, D.C., 1993. Emplacement of the 75-km-long Carrizozo lava flow field, south-central New Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 59(1-2), pp.59-75.

Kieffer, G., Tricot, B. and Vincent, P.M., 1977. Une éruption inhabituelle (Avril 1977) du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): ses enseignements volcanologiques et structuraux. CR Acad. Sci. Paris, 285(D), pp.957-960.

Klügel, A., Hansteen, T.H. and Galipp, K., 2005a. Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja volcano, la Palma (Canary Islands). Earth and Planetary Science Letters, 236(1), pp.211-226.

Klügel, A., Walter, T.R., Schwarz, S. and Geldmacher, J., 2005b. Gravitational spreading causes en-echelon diking along a rift zone of Madeira Archipelago: an experimental approach and implications for magma transport. Bulletin of Volcanology, 68(1), p.37.

Krafft, M. and Gerente, A., 1977. L'activité du Piton de la Fournaise entre octobre 1972 et mai 1973.(Ile de La Réunion, Océan Indien). CR Acad. Sci. Paris, 284, pp.607-610.

Kullman, G.J., Jones, W.G., Cornwell, R.J. and Parker, J.E., 1994. Characterization of air contaminants formed by the interaction of lava and sea water. Environmental Health Perspectives, 102(5), p.478.

L

Labazuy, P., 1996. Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). Geological Society, London, Special Publications, 110(1), pp.295-306.

Lacroix, A., 1904. La Montagne Pelée et ses éruptions (Vol. 1). Masson.

Lacroix, M.A., 1931. Le volcan de la Réunion.

Lacroix, A., 1939. Les transformations récentes du sommet du volcan actif (Piton de la Fournaise) de l'lle de la Réunion. Bulletin Volcanologique, 5(1), pp.3-17.

Lacroix, A., 1940. Sur la production de basalte et d'océanite au cours d'une éruption du volcan actif (Piton de la Fournaise) de l'île de la Réunion. Bulletin Volcanologique, 7(1), pp.67-70.

Lagabrielle, E., 2003. Télédétection des changements et SIG: application à l'étude de l'évolution des modes d'occupation des sols à La Réunion enre 1989 et 2002.

Lajoie, J., Boudon, G. and Bourdier, J.L., 1989. Depositional mechanics of the 1902 pyroclastic nuéeardente deposits of Mt. Pelée, Martinique. Journal of volcanology and geothermal research, 38(1-2), pp.131-142.

Le Corvec, N. and Walter, T.R., 2009. Volcano spreading and fault interaction influenced by rift zone intrusions: Insights from analogue experiments analyzed with digital image correlation technique. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 183(3-4), pp.170-182.

Le Corvec, N., Menand, T. and Lindsay, J., 2013. Interaction of ascending magma with pre-existing crustal fractures in monogenetic basaltic volcanism: an experimental approach. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118(3), pp.968-984.

Le Friant, A., Lebas, E., Clément, V., Boudon, G., Deplus, C., De Voogd, B. and Bachèlery, P., 2011. A new model for the evolution of La Réunion volcanic complex from complete marine geophysical surveys. Geophysical Research Letters, 38(9).

Lénat, J.F., Bachèlery, P., Bonneville, A., Tarits, P., Cheminée, J.L. and Delorme, H., 1989a. The December 4, 1983 to February 18, 1984 eruption of Piton de la Fournaise (la Réunion, Indian Ocean): description and interpretation. Journal of volcanology and geothermal research, 36(1-3), pp.87-112.

Lénat, J.F., Bachèlery, P., Bonneville, A. and Hirn, A., 1989b. The beginning of the 1985–1987 eruptive cycle at Piton de la Fournaise (La Réunion); new insights in the magmatic and volcano-tectonic systems. Journal of volcanology and geothermal research, 36(1-3), pp.209-232.

Lénat, J.F., Vincent, P. and Bachélery, P., 1989c. The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean); structural and geomorphological interpretation from sea beam mapping. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 36(1-3), pp.1-36.

Lenat, J. F., Bachelery, P., & Desmulier, F. (2001). Genese du champ de lave de l'Enclos Fouque; une eruption d'envergure exceptionnelle du Piton de la Fournaise (Reunion) au 18 e siecle. Bulletin de la Société Géologique de France, 172(2), 177-188.

Lénat, J.F., Bachèlery, P. and Merle, O., 2012. Anatomy of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion, Indian Ocean). Bulletin of volcanology, 74(9), pp.1945-1961.

Lengliné, O., Duputel, Z. and Ferrazzini, V., 2016. Uncovering the hidden signature of a magmatic recharge at Piton de la Fournaise volcano using small earthquakes. Geophysical Research Letters, 43(9), pp.4255-4262.

Letourneur, L., Peltier, A., Staudacher, T. and Gudmundsson, A., 2008. The effects of rock heterogeneities on dyke paths and asymmetric ground deformation: the example of Piton de la Fournaise (Réunion Island). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 173(3-4), pp.289-302.

Lister, J.R. and Kerr, R.C., 1991. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 96(B6), pp.10049-10077.

Longpré, M.A., Staudacher, T. and Stix, J., 2007. The November 2002 eruption at Piton de la Fournaise volcano, La Réunion Island: ground deformation, seismicity, and pit crater collapse. Bulletin of volcanology, 69(5), pp.511-525.

Lowe, D.G., 2004. Distinctive image features from scale-invariant keypoints. International journal of computer vision, 60(2), pp.91-110.

Lucieer, A., Jong, S.M.D. and Turner, D., 2014. Mapping landslide displacements using Structure from Motion (SfM) and image correlation of multi-temporal UAV photography. Progress in Physical Geography, 38(1), pp.97-116.

Ludden, J.N., 1977. Eruptive patterns for the volcano Piton de la Fournaise, Reunion Island. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2(4), pp.385-395.

Ludden, J.N., 1978. Fractionation trends defined by residual glasses in the lavas and xenoliths of Piton de la Fournaise, Reunion Island. The Canadian Mineralogist, 16(2), pp.265-276.

M

Maccaferri, F., Acocella, V. and Rivalta, E., 2015. How the differential load induced by normal fault scarps controls the distribution of monogenic volcanism. Geophysical Research Letters, 42(18), pp.7507-7512.

Maccaferri, F., Richter, N. and Walter, T.R., 2017. The effect of giant lateral collapses on magma pathways and the location of volcanism. Nature Communications, 8(1), p.1097.

Maggi, A., Ferrazzini, V., Hibert, C., Beauducel, F., Boissier, P. and Amemoutou, A., 2017. Implementation of a multistation approach for automated event classification at Piton de la Fournaise volcano. Seismological Research Letters, 88(3), pp.878-891.

Marchese, F., Falconieri, A., Pergola, N. and Tramutoli, V., 2018. Monitoring the Agung (Indonesia) Ash Plume of November 2017 by Means of Infrared Himawari 8 Data. Remote Sensing, 10(6), p.919.

Marsella, M., Baldi, P., Coltelli, M. and Fabris, M., 2012. The morphological evolution of the Sciara del Fuoco since 1868: reconstructing the effusive activity at Stromboli volcano. Bulletin of Volcanology, 74(1), pp.231-248.

Martí, J. and Gudmundsson, A., 2000. The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. Journal of volcanology and geothermal research, 103(1-4), pp.161-173.

Martino, M., Scifoni, S., Marsella, M., D'Aranno, P.J.V., Napoleoni, Q. and Coltelli, M., 2015, June. A multi-sensor approach for monitoring an active volcanic area: the 2011–2014 eruptive phase of Mount Etna. In Environment and Electrical Engineering (EEEIC), 2015 IEEE 15th International Conference on (pp. 1516-1521). IEEE.

Massin, F., 2009. Transferts et Stockages Magmatiques au Piton de la Fournaise (Doctoral dissertation, Université de la Réunion).

Massin, F., Ferrazzini, V., Bachèlery, P., Nercessian, A., Duputel, Z. and Staudacher, T., 2011. Structures and evolution of the plumbing system of Piton de la Fournaise volcano inferred from clustering of 2007 eruptive cycle seismicity. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 202(1-2), pp.96-106.

Mata, J., Martins, S., Mattielli, N., Madeira, J., Faria, B., Ramalho, R.S., Silva, P., Moreira, M., Caldeira, R., Rodrigues, J. and Martins, L., 2017. The 2014–15 eruption and the short-term geochemical evolution of the Fogo volcano (Cape Verde): Evidence for small-scale mantle heterogeneity. Lithos, 288, pp.91-107.

Matese, A., Di Gennaro, S.F. and Berton, A., 2017. Assessment of a canopy height model (CHM) in a vineyard using UAV-based multispectral imaging. International journal of remote sensing, 38(8-10), pp.2150-2160.

Mathieu, L., De Vries, B.V.W., Holohan, E.P. and Troll, V.R., 2008. Dykes, cups, saucers and sills: Analogue experiments on magma intrusion into brittle rocks. Earth and Planetary Science Letters, 271(1-4), pp.1-13.

McLeod, P. and Tait, S., 1999. The growth of dykes from magma chambers. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 92(3-4), pp.231-245.

Merle, O. and Lénat, J.F., 2003. Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B3).

Merle, O., Mairine, P., Michon, L., Bachèlery, P. and Smietana, M., 2010. Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189(1-2), pp.131-142.

Mertes, J.R., Gulley, J.D., Benn, D.I., Thompson, S.S. and Nicholson, L.I., 2017. Using structure-from-motion to create glacier DEMs and orthoimagery from historical terrestrial and oblique aerial imagery. Earth Surface Processes and Landforms, 42(14), pp.2350-2364.

Micheletti, N., Chandler, J.H. and Lane, S.N., 2015. Structure from motion (SFM) photogrammetry.

Michon, L., Saint-Ange, F., Bachèlery, P., Villeneuve, N. and Staudacher, T., 2007a. Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 112(B4).

Michon, L., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Bachèlery, P. and Marti, J., 2007b. April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: a new example of caldera formation. Geophysical Research Letters, 34(21).

Michon, L. and Saint-Ange, F., 2008. Morphology of Piton de la Fournaise basaltic shield volcano (La Réunion Island): Characterization and implication in the volcano evolution. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B3).

Michon, L., Cayol, V., Letourneur, L., Peltier, A., Villeneuve, N. and Staudacher, T., 2009a. Edifice growth, deformation and rift zone development in basaltic setting: Insights from Piton de la Fournaise shield volcano (Réunion Island). Journal of volcanology and geothermal research, 184(1-2), pp.14-30.

Michon, L., Villeneuve, N., Catry, T. and Merle, O., 2009b. How summit calderas collapse on basaltic volcanoes: New insights from the April 2007 caldera collapse of Piton de la Fournaise volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184(1-2), pp.138-151.

Michon, L., Di Muro, A., Villeneuve, N., Saint-Marc, C., Fadda, P. and Manta, F., 2013. Explosive activity of the summit cone of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion island): a historical and geological review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 264, pp.117-133.

Michon, L., Ferrazzini, V., Di Muro, A., Villeneuve, N. and Famin, V., 2015. Rift zones and magma plumbing system of Piton de la Fournaise volcano: How do they differ from Hawaii and Etna?. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 303, pp.112-129.

Michon, L., Ferrazzini, V. and Di Muro, A., 2016. Magma paths at Piton de la Fournaise volcano. In Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean (pp. 91-106). Springer, Berlin, Heidelberg.

Miřijovský, J. and Langhammer, J., 2015. Multitemporal monitoring of the morphodynamics of a mid-mountain stream using UAS photogrammetry. Remote Sensing, 7(7), pp.8586-8609.

Montaggioni, L., Nativel, P. and Billard, G., 1972. L'activite actuelle du Piton de la Fournaise (Ile de la Reunion, Ocean Indien). CR Acad Sci Paris, 275, pp.2615-2618.

Morgan, J.K., Moore, G.F. and Clague, D.A., 2003. Slope failure and volcanic spreading along the submarine south flank of Kilauea volcano, Hawaii. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B9).

Mori, T., Hashimoto, T., Terada, A., Yoshimoto, M., Kazahaya, R., Shinohara, H. and Tanaka, R., 2016. Volcanic plume measurements using a UAV for the 2014 Mt. Ontake eruption. Earth, Planets and Space, 68(1), p.49.

N

Nadeau, P.A., Palma, J.L. and Waite, G.P., 2011. Linking volcanic tremor, degassing, and eruption dynamics via SO2 imaging. Geophysical Research Letters, 38(1).

Neal, C.A., Brantley, S.R., Antolik, L., Babb, J., Burgess, M., Calles, K., Cappos, M., Chang, J.C., Conway, S., Desmither, L. and Dotray, P., 2018. The 2018 rift eruption and summit collapse of Kīlauea Volcano. Science, p.eaav7046.

Nercessian, A., Hirn, A., Lépine, J.C. and Sapin, M., 1996. Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution. Journal of volcanology and geothermal research, 70(3-4), pp.123-143.

Niethammer, U., James, M.R., Rothmund, S., Travelletti, J. and Joswig, M., 2012. UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results. Engineering Geology, 128, pp.2-11.

Nolan, M., Larsen, C.F. and Sturm, M., 2015. Mapping snow-depth from manned-aircraft on landscape scales at centimeter resolution using Structure-from-Motion photogrammetry. Cryosphere Discussions, 9(1).

O

Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of the seismological society of America, 75(4), pp.1135-1154.

Oehler, J.F., de Vries, B.V.W. and Labazuy, P., 2005. Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 144(1-4), pp.169-189.

Oehler, J.F., Lénat, J.F. and Labazuy, P., 2008. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. Bulletin of Volcanology, 70(6), pp.717-742.

Okuyama, S., 2008. Ground deformation associated with the Apr. 2007 eruption of Piton de la Fournaise detected by PALSAR interferometry. In InSAR workshop 2007, Japan.

Ort, M.H., Di Muro, A., Michon, L. and Bachèlery, P., 2016. Explosive eruptions from the interaction of magmatic and hydrothermal systems during flank extension: the Bellecombe Tephra of Piton de La Fournaise (La Réunion Island). Bulletin of Volcanology, 78(1), p.5.

P

Pansino, S. and Taisne, B., 2019. How Magmatic Storage Regions Attract and Repel Propagating Dikes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124(1), pp.274-290.

Paris, R., Kelfoun, K. and Giachetti, T., 2013. MARINE CONGLOMERATE AND REEF MEGACLASTS AT MAURITUS ISLAND: Evidences of a tsunami generated by a flank collapse of the PITON DE LA Fournaise volcano, Reunion Island?. Science of Tsunami Hazards, 32(4).

Paris, R., Ramalho, R.S., Madeira, J., Ávila, S., May, S.M., Rixhon, G., Engel, M., Brückner, H., Herzog, M., Schukraft, G. and Perez-Torrado, F.J., 2018. Mega-tsunami conglomerates and flank collapses of ocean island volcanoes. Marine Geology, 395, pp.168-187.

Peltier, A., Ferrazzini, V., Staudacher, T. and Bachèlery, P., 2005. Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000–2003 flank eruptions at Piton de La Fournaise, Reunion Island. Geophysical Research Letters, 32(22).

Peltier, A., Staudacher, T., Catherine, P., Ricard, L.P., Kowalski, P. and Bachèlery, P., 2006. Subtle precursors of volcanic eruptions at Piton de la Fournaise detected by extensometers. Geophysical research letters, 33(6).

Peltier, A., 2007. Suivi, modélisation et évolution des processus d'injections magmatiques au Piton de La Fournaise (Réunion) à partir d'une analyse croisée des données de déformation, géochimiques et structurales (Doctoral dissertation, Université de la Réunion).

Peltier, A., Staudacher, T. and Bachèlery, P., 2007. Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de la Fournaise from displacement data. Journal of Geophysical Research, 112, B03207, doi : 10.1029/2006JB004379

Peltier, A., Famin, V., Bachèlery, P., Cayol, V., Fukushima, Y. and Staudacher, T., 2008. Cyclic magma storages and transfers at Piton de La Fournaise volcano (La Réunion hotspot) inferred from deformation and geochemical data. Earth and Planetary Science Letters, 270(3-4), pp.180-188.

Peltier, A., Bachèlery, P. and Staudacher, T., 2009a. Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184(1-2), pp.93-108.

Peltier, A., Staudacher, T., Bachèlery, P. and Cayol, V., 2009b. Formation of the April 2007 caldera collapse at Piton de La Fournaise volcano: Insights from GPS data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184(1-2), pp.152-163.

Peltier, A., Staudacher, T. and Bachèlery, P., 2010a. New behaviour of the Piton de La Fournaise volcano feeding system (La Réunion Island) deduced from GPS data: Influence of the 2007 Dolomieu caldera collapse. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 192(1-2), pp.48-56.

Peltier, A., Bianchi, M., Kaminski, E., Komorowski, J.C., Rucci, A. and Staudacher, T., 2010b. PSInSAR as a new tool to monitor pre-eruptive volcano ground deformation: Validation using GPS measurements on Piton de la Fournaise. Geophysical Research Letters, 37(12).

Peltier, A., Massin, F., Bachèlery, P. and Finizola, A., 2012. Internal structure and building of basaltic shield volcanoes: the example of the Piton de La Fournaise terminal cone (La Réunion). Bulletin of volcanology, 74(8), pp.1881-1897.

Peltier, A., Got, J.L., Villeneuve, N., Boissier, P., Staudacher, T., Ferrazzini, V. and Walpersdorf, A., 2015. Long-term mass transfer at Piton de la Fournaise volcano evidenced by strain distribution derived from GNSS network. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(3), pp.1874-1889.

Peltier, A., Beauducel, F., Villeneuve, N., Ferrazzini, V., Di Muro, A., Aiuppa, A., Derrien, A., Jourde, K. and Taisne, B., 2016a. Deep fluid transfer evidenced by surface deformation during the 2014–2015 unrest at Piton de la Fournaise volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 321, pp.140-148.

Peltier, A., Beauducel, F., Staudacher, T., Catherine, P. and Kowalski, P., 2016b. Contribution of tiltmeters and extensometers to monitor Piton de La Fournaise activity. In Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean (pp. 287-303). Springer, Berlin, Heidelberg.

Peltier, A., Froger, J.L., Villeneuve, N. and Catry, T., 2017. Assessing the reliability and consistency of InSAR and GNSS data for retrieving 3D-displacement rapid changes, the example of the 2015 Piton de la Fournaise eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 344, pp.106-120.

Peltier, A., Villeneuve, N., Ferrazzini, V., Testud, S., Hassen Ali, T., Boissier, P. and Catherine, P., 2018. Changes in the Long-Term Geophysical Eruptive Precursors at Piton de la Fournaise: Implications for the Response Management. Frontiers in Earth Science, 6, p.104.

Peters, N., Oppenheimer, C., Kyle, P. and Kingsbury, N., 2014. Decadal persistence of cycles in lava lake motion at Erebus volcano, Antarctica. Earth and Planetary Science Letters, 395, pp.1-12.

Perko, R., Raggam, H., Gutjahr, K.H. and Schardt, M., 2015. ADVANCED DTM GENERATION FROM VERY HIGH RESOLUTION SATELLITE STEREO IMAGES. ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences, 2.

Poland, M.P., 2014. Time-average discharge rate of subaerial lava at Kilauea volcano, Hawai'i, measured from TanDEM-X interferometry: implication for magma supply and storage during 2011-2013. Ju=ournal of Geophysical Research, 119(7) : 5464-5481. http://dx.doi.org/10.1002/2014JB011132.

Poland, M.P., Peltier, A., Bonforte, A. and Puglisi, G., 2017. The spectrum of persistent volcanic flank instability: A review and proposed framework based on Kīlauea, Piton de la Fournaise, and Etna. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 339, pp.63-80.

Pollard, D.D., 1973. Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions. Tectonophysics, 19(3), pp.233-269.

Prôno, E., Battaglia, J., Monteiller, V., Got, J.L. and Ferrazzini, V., 2009. P-wave velocity structure of Piton de la Fournaise volcano deduced from seismic data recorded between 1996 and 1999. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184(1-2), pp.49-62.

Q

R

Radebaugh, J., Lopes, R.M., Howell, R.R., Lorenz, R.D. and Turtle, E.P., 2016. Eruptive behavior of the Marum/Mbwelesu lava lake, Vanuatu and comparisons with lava lakes on Earth and Io. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 322, pp.105-118.

Ramalho, R.S., Winckler, G., Madeira, J., Helffrich, G.R., Hipólito, A., Quartau, R., Adena, K. and Schaefer, J.M., 2015. Hazard potential of volcanic flank collapses raised by new megatsunami evidence. Science advances, 1(9), p.e1500456.

Rançon, J.P., Lerebour, P. and Augé, T., 1989. The Grand Brûlé exploration drilling: new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: lithostratigraphic units and volcanostructural implications. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 36(1-3), pp.113-127.

Remondino, F., Del Pizzo, S., Kersten, T.P. and Troisi, S., 2012, October. Low-cost and open-source solutions for automated image orientation–A critical overview. In Euro-Mediterranean Conference (pp. 40-54). Springer, Berlin, Heidelberg.

Richter, N., Favalli, M., de Zeeuw-van Dalfsen, E., Fornaciai, A., Fernandes, R.M.D.S., Pérez, N.M., Levy, J., Victória, S.S. and Walter, T.R., 2016. Lava flow hazard at Fogo Volcano, Cabo Verde, before and after the 2014-2015 eruption. Natural Hazards & Earth System Sciences, 16(8).

Ritsema, J., Deuss, A.A., Van Heijst, H.J. and Woodhouse, J.H., 2011. S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltime and normal-mode splitting function measurements. Geophysical Journal International, 184(3), pp.1223-1236.

Rivalta, E., Taisne, B., Bunger, A.P. and Katz, R.F., 2015. A review of mechanical models of dike propagation: Schools of thought, results and future directions. Tectonophysics, 638, pp.1-42.

Rivet, D., Brenguier, F., Clarke, D., Shapiro, N.M. and Peltier, A., 2014. Long-term dynamics of Piton de la Fournaise volcano from 13 years of seismic velocity change measurements and GPS observations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119(10), pp.7654-7666.

Roche, O., Druitt, T.H. and Merle, O., 2000. Experimental study of caldera formation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B1), pp.395-416.

Rossi, G., Tanteri, L., Tofani, V., Vannocci, P., Moretti, S. and Casagli, N., 2018. Multitemporal UAV surveys for landslide mapping and characterization. Landslides, pp.1-8.

Rosu, A.M., Pierrot-Deseilligny, M., Delorme, A., Binet, R. and Klinger, Y., 2015. Measurement of ground displacement from optical satellite image correlation using the free open-source software MicMac. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 100, pp.48-59.

Rothery, D.A., Francis, P.W. and Wood, C.A., 1988. Volcano monitoring using short wavelength infrared data from satellites. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 93(B7), pp.7993-8008.

Rupnik, E., Daakir, M. and Deseilligny, M.P., 2017. MicMac–a free, open-source solution for photogrammetry. Open Geospatial Data, Software and Standards, 2(1), p.14.

Ryan, M.P., 1988. The mechanics and three-dimensional internal structure of active magmatic systems: Kilauea Volcano, Hawaii. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 93(B5), pp.4213-4248.

Ryan, J.C., Hubbard, A.L., Box, J.E., Todd, J., Christoffersen, P., Carr, J.R., Holt, T.O. and Snooke, N.A., 2015. UAV photogrammetry and structure from motion to assess calving dynamics at Store Glacier, a large outlet draining the Greenland ice sheet.

S

Salerno, G.G., Burton, M., Di Grazia, G., Caltabiano, T. and Oppenheimer, C., 2018. Coupling between magmatic degassing and volcanic tremor in basaltic volcanism. Frontiers in Earth Science, 6, p.157.

Salzer, J.T., Milillo, P., Varley, N., Perissin, D., Pantaleo, M. and Walter, T.R., 2017. Evaluating links between deformation, topography and surface temperature at volcanic domes: results from a multi-sensor study at Volcán de Colima, Mexico. Earth and Planetary Science Letters, 479, pp.354-365.

Schilling, J.G., 1973. Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes Ridge. Nature, 242(5400), p.565.

Schöning, J. and Heidemann, G., 2015, September. Evaluation of multi-view 3D reconstruction software. In International Conference on Computer Analysis of Images and Patterns (pp. 450-461). Springer, Cham.

Servadio, Z., 2011. Apports de l'imagerie à haute résolution spectrale et spatiale dans les bilans de volume et bilans radiatifs au Piton de La Fournaise (Doctoral dissertation, La Réunion).

Shevchenko, A.V., Dvigalo, V.N. and Svirid, I.Y., 2015. Airborne photogrammetry and geomorphological analysis of the 2001–2012 exogenous dome growth at Molodoy Shiveluch Volcano, Kamchatka. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 304, pp.94-107.

Sigl, M., Winstrup, M., McConnell, J.R., Welten, K.C., Plunkett, G., Ludlow, F., Büntgen, U., Caffee, M., Chellman, N., Dahl-Jensen, D. and Fischer, H., 2015. Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years. Nature, 523(7562), p.543.

Sigmarsson, O., Condimines, M., Bachèlery, P., 2005. Magma residence time beneath the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, fromU-series disequilibria. Earth and Planetary Science Letters, 234, pp.223-234.

Sigmundsson, F., Durand, P. and Massonnet, D., 1999. Opening of an eruptive fissure and seaward displacement at Piton de la Fournaise volcano measured by RADARSAT satellite radar interferometry. Geophysical Research Letters, 26(5), pp.533-536.

Smith, M.W. and Vericat, D., 2015. From experimental plots to experimental landscapes: topography, erosion and deposition in sub-humid badlands from structure-from-motion photogrammetry. Earth Surface Processes and Landforms, 40(12), pp.1656-1671.

Smith, M.W., Carrivick, J.L. and Quincey, D.J., 2016. Structure from motion photogrammetry in physical geography. Progress in Physical Geography, 40(2), pp.247-275.

Smittarello, D., Cayol, V., Pinel, V., Peltier, A., Froger, J.L. and Ferrazzini, V., 2019. Magma Propagation at Piton de la Fournaise From Joint Inversion of InSAR and GNSS. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124(2), pp.1361-1387.

Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Sobolev, S.V. and Nikogosian, I.K., 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. Nature, 434(7033), p.590.

Sona, G., Pinto, L., Pagliari, D., Passoni, D. and Gini, R., 2014. Experimental analysis of different software packages for orientation and digital surface modelling from UAV images. Earth Science Informatics, 7(2), pp.97-107.

Staudacher, T. and Allègre, C.J., 1993. Ages of the second caldera of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) determined by cosmic ray produced3He and21Ne. Earth and Planetary Science Letters, 119(3), pp.395-404.

Staudacher, T.H., Bachèlery, P., Semet, M.P. and Cheminée, J.L., 1998. Piton de la Fournaise. Bull Global Volcanism Network, 23(3), pp.2-4.

Staudacher, T., Ferrazzini, V., Peltier, A., Kowalski, P., Boissier, P., Catherine, P., Lauret, F. and Massin, F., 2009. The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184(1-2), pp.126-137.

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(1-2), pp.60-68.

Staudacher, T. and Peltier, A., 2016. Ground deformation at Piton de la Fournaise, a review from 20 years of GNSS monitoring. In Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean (pp. 251-269). Springer, Berlin, Heidelberg.

Stenchikov, G., Robock, A., Ramaswamy, V., Schwarzkopf, M.D., Hamilton, K. and Ramachandran, S., 2002. Arctic Oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo eruption: Effects of volcanic aerosols and ozone depletion. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 107(D24), pp.ACL-28.

Stieltjes, L. and Moutou, P., 1989. A statistical and probabilistic study of the historic activity of Piton de la Fournaise, Reunion Island, Indian Ocean. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 36(1-3), pp.67-86.

Swanson, D.A., Rose, T.R., Mucek, A.E., Garcia, M.O., Fiske, R.S. and Mastin, L.G., 2014. Cycles of explosive and effusive eruptions at Kīlauea Volcano, Hawai 'i. Geology, 42(7), pp.631-634.

T

Taisne, B. and Jaupart, C., 2009. Dike propagation through layered rocks. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114(B9).

Taisne, B. and Tait, S., 2009. Eruption versus intrusion? Arrest of propagation of constant volume, buoyant, liquid-filled cracks in an elastic, brittle host. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114(B6).

Taisne, B. and Jaupart, C., 2011. Magma expansion and fragmentation in a propagating dyke. Earth and Planetary Science Letters, 301(1-2), pp.146-152.

Taisne, B., Brenguier, F., Shapiro, N.M. and Ferrazzini, V., 2011a. Imaging the dynamics of magma propagation using radiated seismic intensity. Geophysical Research Letters, 38(4).

Taisne, B., Tait, S. and Jaupart, C., 2011b. Conditions for the arrest of a vertical propagating dyke. Bulletin of Volcanology, 73(2), pp.191-204.

Takada, A., 1994. Accumulation of magma in space and time by crack interaction. In International geophysics (Vol. 57, pp. 241-257). Academic Press.

Tarascon, J.M. and Armand, M., 2011. Issues and challenges facing rechargeable lithium batteries. In Materials For Sustainable Energy: A Collection of Peer-Reviewed Research and Review Articles from Nature Publishing Group (pp. 171-179).

Thordarson, T., 1995. Volatile release and atmospheric effects of basaltic fissure eruptions (Doctoral dissertation).

Toutain, J.P., Bachelery, P., Blum, P.A., Cheminee, J.L., Delorme, H., Fontaine, L., Kowalski, P. and Taochy, P., 1992. Real time monitoring of vertical ground deformations during eruptions at Piton de la Fournaise. Geophysical research letters, 19(6), pp.553-556.

U

Upton, B.G.J. and Wadsworth, W.J., 1965. Geology of Réunion Island, Indian Ocean. Nature, 207(4993), pp.151-154.

Upton, B.G.J. and Wadsworth, W.J., 1966. The basalts of Reunion Island, Indian Ocean. Bulletin Volcanologique, 29(1), pp.7-23.

Upton, B.G.J. and Wadsworth, W.J., 1972. Peridotitic and gabbroic rocks associated with the shield-forming lavas of Réunion. Contributions to Mineralogy and Petrology, 35(2), pp.139-158.

Urai, M., Geshi, N. and Staudacher, T., 2007. Size and volume evaluation of the caldera collapse on Piton de la Fournaise volcano during the April 2007 eruption using ASTER stereo imagery. Geophysical Research Letters, 34(22).

Urbani, S., Acocella, V. and Rivalta, E., 2018. What drives the lateral versus vertical propagation of dikes? Insights from analogue models. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(5), pp.3680-3697.

V

Vargo, L.J., Anderson, B.M., Horgan, H.J., Mackintosh, A.N., Lorrey, A.M. and Thornton, M., 2017. Using structure from motion photogrammetry to measure past glacier changes from historic aerial photographs. Journal of Glaciology, 63(242), pp.1105-1118.

Villeneuve, N., 2000. Apports multi-sources à une meilleure compréhension de la mise en place des coulées de lave et des risques associés au Piton de la Fournaise: Géomorphologie quantitative en terrain volcanique (Doctoral dissertation, PhD thesis, Institut de Physique du Globe de Paris).

Villeneuve, N. and Bachèlery, P., 2006. Revue de la typologie des éruptions au Piton de La Fournaise, processus et risques volcaniques associés. Cybergeo: European Journal of Geography.

Villeneuve, N., 2017. Images, volcans et science. Revue focalisée sur le Piton de la Fournaise aux temps moderne. In: Entre Terres et Mers, cartographies du Sud-Ouest de l'océan Indien, Actes du Grand Séminaire de l'OIES (2016), Saint-Denis, Epica, 350 p. Coll. « Terres et sociétés indocéanique » GERMANAZ. Ch, ; BOUCHET, Serge (Ed.).

Vlastélic, I., Peltier, A. and Staudacher, T., 2007. Short-term (1998–2006) fluctuations of Pb isotopes at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island): origins and constraints on the size and shape of the magma reservoir. Chemical Geology, 244(1), pp.202-220.

Vlastélic, I., Di Muro, A., Bachèlery, P., Gurioli, L., Auclair, D. and Gannoun, A., 2018. Control of source fertility on the eruptive activity of Piton de la Fournaise volcano, La Réunion. Scientific reports, 8(1), p.14478.

Voight, B. and Elsworth, D., 1997. Failure of volcano slopes. Geotechnique, 47(1), pp.1-31.

W

Walter, T.R., Jousset, P., Allahbakhshi, M., Witt, T., Gudmundsson, M.T. and Hersir, G.P., 2018. Underwater and drone based photogrammetry reveals structural control at Geysir geothermal field in Iceland. Journal of Volcanology and Geothermal Research.

Weber, D. and Herrmann, A., 2000. Contribution de la photogrammetrie numerique a l'etude spatio-temporelle de versants instables; l'exemple du glissement de terrain de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France). Bulletin de la Société géologique de France, 171(6), pp.637-648.

Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J. and Reynolds, J.M., 2012. 'Structure-from-Motion'photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. Geomorphology, 179, pp.300-314.

Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E. and Sear, D.A., 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. Earth surface processes and landforms: the journal of the British Geomorphological Research Group, 35(2), pp.136-156.

White, R.S., 1993. Melt production rates in mantle plumes. Philosophical Transactions of the Research Scociety of London Service. A 342 (1663), pp.137-153. http://dx.doi.org/10.1098/rsta.1993.0010.

White, W.M., McBirney, A.R. and Duncan, R.A., 1993. Petrology and geochemistry of the Galápagos Islands: Portrait of a pathological mantle plume. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 98(B11), pp.19533-19563.

White, J.C., Tompalski, P., Coops, N.C. and Wulder, M.A., 2018. Comparison of airborne laser scanning and digital stereo imagery for characterizing forest canopy gaps in coastal temperate rainforests. Remote Sensing of Environment, 208, pp.1-14.

Williams, R.S., 1987. Satellite remote sensing of Vatnajökull, Iceland. Annals of Glaciology, 9, pp.127-135.

Williams, C.A. and Wadge, G., 1998. The effects of topography on magma chamber deformation models: Application to Mt. Etna and radar interferometry. Geophysical Research Letters, 25(10), pp.1549-1552.

X

Y

Yajima, R., Nagatani, K. and Yoshida, K., 2014, October. Development and field testing of UAV-based sampling devices for obtaining volcanic products. In Safety, Security, and Rescue Robotics (SSRR), 2014 IEEE International Symposium on (pp. 1-5). IEEE.

Z

Zhai, G. and Shirzaei, M., 2016. Spatiotemporal model of Kīlauea's summit magmatic system inferred from InSAR time series and geometry-free time-dependent source inversion. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 121(7), pp.5425-5446.

Zimanowski, B., Büttner, R., Dellino, P., White, J.D. and Wohletz, K.H., 2015. Magma–water interaction and phreatomagmatic fragmentation. In The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition) (pp. 473-484).

Zimmermann, M., 1912. Les volcans de la Réunion et de Madagascar d'après MA Lacroix. In Annales de géographie(Vol. 21, No. 116, pp. 189-192). Société de géographie.

Zlotnicki, J. and Le Mouel, J.L., 1988. Volcanomagnetic effects observed on Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island): 1985–1987. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 93(B8), pp.9157-9171.

Zlotnicki, J., Ruegg, J.C., Bachèlery, P. and Blum, P.A., 1990. Eruptive mechanism on Piton de la Fournaise volcano associated with the December 4, 1983, and January 18, 1984 eruptions from ground deformation monitoring and photogrammetric surveys. Journal of volcanology and geothermal research, 40(3), pp.197-217.

Zlotnicki, J., Le Mouel, J.L., Delmond, J.C., Pambrun, C. and Delorme, H., 1993. Magnetic variations on Piton de la Fournaise volcano. Volcanomagnetic signals associated with the November 6 and 30, 1987, eruptions. Journal of volcanology and geothermal research, 56(3), pp.281-296.

Zuccarello, L., Burton, M.R., Saccorotti, G., Bean, C.J. and Patanè, D., 2013. The coupling between very long period seismic events, volcanic tremor, and degassing rates at Mount Etna volcano. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118(9), pp.4910-4921.

8. Annexes

8.1. Rapports et cartes

8.1.1. Reconstructions photogrammétriques : rapports techniques

Enclos Fouqué :

8 Aout 1950 (partie ouest de l'Enclos Fouqué)
25 juillet 1966
11 mai 1978
31 janvier 1989
14 juillet 1997
16 novembre 2003

Zone sommitale du Piton de la Fournaise :

10 septembre 1981
10 janvier 2007
7 avril 2007 (survol de Lucette Ferlicot)
7 avril 2007 (survol de Thomas Staudacher)
10 avril 2007
12 avril 2007
17 avril 2007
19 avril 2007
12 avril 2008
5 mai 2008 (photographies infrarouges)
4 octobre 2008
18 décembre 2009
12 décembre 2014
31 mars 2015
7 avril 2015
23 mai 2015
15 septembre 2015
15 septembre 2016
18 mai 2017
23 juin 2017 (drone)
2 août 2017
19 décembre 2017 (drone)
19 décembre 2017 (hélicoptère)
20 juin 2018 (drone)
13 janvier 2019 (drone)
19 mars 2019

Coulées du Piton de la Fournaise :

13 mai 2008 (coulée du 2 avril 2007)
29 aout 2015 (coulées du 3 février, 31 juillet et 24 aout 2015)
8 septembre 2015 (coulée du 24 aout 2015)
15 septembre 2015 (coulée du 24 aout 2015)
8 octobre 2015 (coulée du 24 aout 2015)
24 octobre 2015 (coulée du 24 aout 2015)
12 novembre 2015 (coulée du 24 aout 2015)
15 septembre 2016 (coulée du 11 septembre 2016)
28 septembre 2016 (coulée du 11 septembre 2016)
1 février 2017 (coulée du 31 janvier 2017)
4 février 2017 (coulée du 31 janvier 2017)
10 février 2017 (coulée du 31 janvier 2017)
16 février 2017 (coulée du 31 janvier 2017)
22 février 2017 (coulée du 31 janvier 2017)
22 juillet 2017 (coulée du 13 juillet 2017)
2 août 2017 (coulée du 13 juillet 2017)
24 août 2017 (coulée du 13 juillet 2017)
3 avril 2018 (coulée du 3 avril 2018)
28 avril 2018 (coulée du 27 avril 2018)
30 avril 2018 (coulée du 27 avril 2018)
5 mai 2018 (coulée du 27 avril 2018)
11 mai 2018 (coulée du 27 avril 2018)
29 mai 2018 (coulée du 27 avril 2018)
14 juillet 2018 (coulée du 13 juillet 2018)
21 septembre 2018 (coulée du 15 septembre 2018)
25 septembre 2018 (coulée du 15 septembre 2018)
2 octobre 2018 (coulée du 15 septembre 2018)

8.1.2. Annexe 2: Report of eruptive activity of Piton de la Fournaise between 1931 and 2018

The present study aims to document as thoroughly as possible the Piton de la Fournaise activity between the years 1931 and 2018. It includes information from, but not limited to, historical reports, annals, communications to the Académie des Sciences de Paris (1930-1979), bulletins and annals of the Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (1979-2018), and scientific publications. Some of the numbers presented here (vent location and altitude, flow area and volume) have been retrieved from the analysis and comparison of a series of new historical DEMs and orthoimages produced during this work (see sections 2.1. and 2.2.). We here present a detailed summary of activity, sorted by time periods (for which the frame is the dates of acquisition of the historical photographs):

- 1931-1950 (note: there was no DEM acquisition in 1930, but flows and vents can could be identified on the 1950 orthoimage)
- 1950-1966
- 1966-1978
- 1978-1997
- 1997-2010
- 2010-2018

Inside of each period, the description of the activity was divided into four groups :

- Summit activity (events above 2300 m a.s.l., Fig.B1)
- Proximal activity (events inside of the Enclos Fouqué above 1500 m a.s.l., Fig.B1)

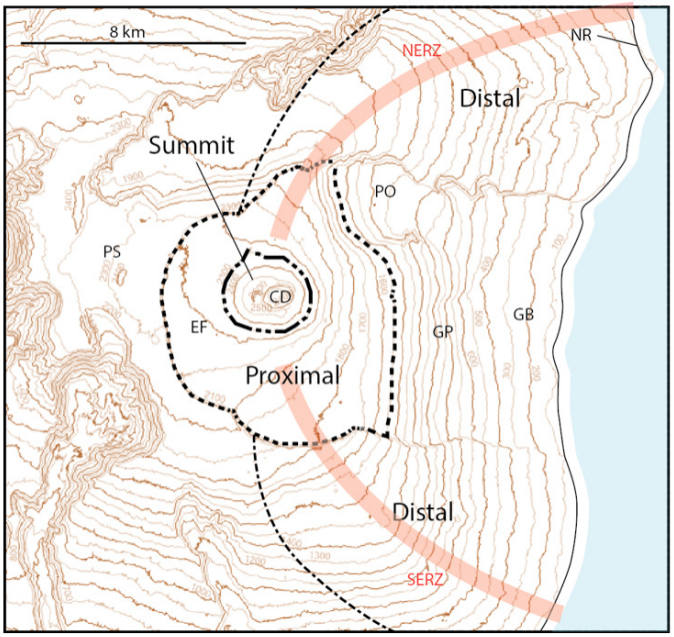


Figure B1. Topographical map of Piton de la Fournaise and types of activity as presented here. PS: Plaine des Sables, EF: Enclos Fouqué, CD: Cratère Dolomieu, PO: Plaine des Osmondes, GP: Grandes Pentes, GB: Grand Bûlé, NR: National Road, NERZ and SERZ: northeast and southeast rift zones.

- Distal activity (events outside of the Enclos Fouqué or below 1500 m a.s.l., Fig.B1)
- Collapses/Pit-craters affecting Cratère Dolomieu

8.1.2.1. Activity between 1930 and 1950

Observation and data

Descriptions of activity for this period are scarce since Dr. Alfred Lacroix (Lacroix, 1931; 1939; 1940 (1); 1940 (2)) was about the only scientist working on Piton de la Fournaise at that time. He was helped in this regard by Mr. Jean (Jean, 1931). Although in relatively restrained number, the observations from that period (including aerial photographs by Dr. Lacroix) compared with the 1950 orthoimages enabled to map and measure some flow surfaces and estimate the associated volumes (as described in section 3.2.1.).

Surface activity summary

Between the end of 1930 and the end of 1950, Piton de la Fournaise erupted at least 17 times (Fig.B2). Nine of these eruptions opened fissures in the summit zone (above 2300 m a.s.l) while six opened fissures in the proximal zone (between 1500 and 2300 m a.s.l). Finally, two distal erup-

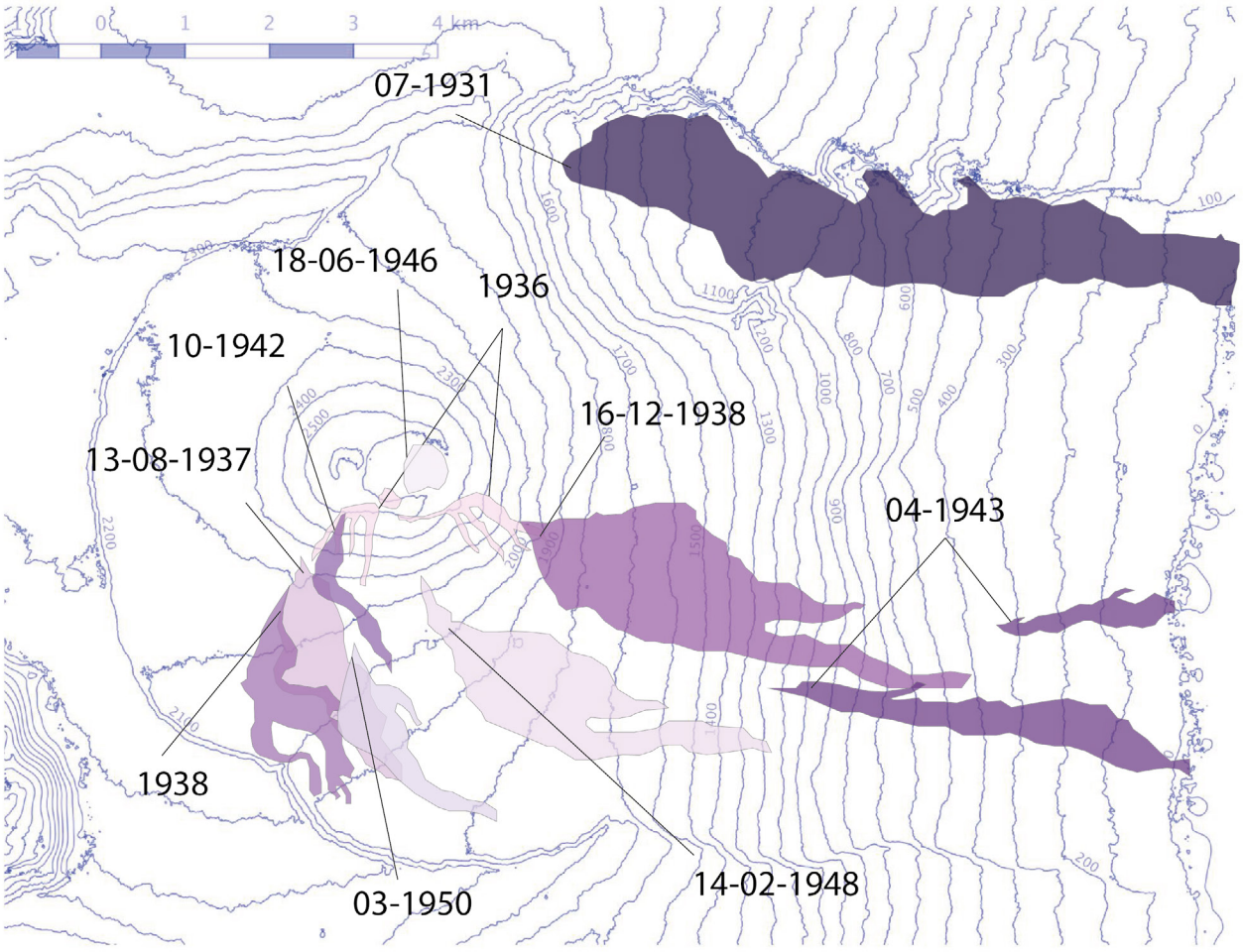


Figure B2. Map of identified and confirmed lava flows between 1930 and 1950 at Piton de la Fournaise. Elevation values in meters.

tions (below 1500 m a.s.l) happened during this period :

1/The first one, in 1931, massively drained the main magma reservoir (around $130 \cdot 10^6$ m^3) located under the summit and was coeval with a substantial collapse (at least 200m downwards) of the easternmost two-thirds of the floor of Cratère Dolomieu (an area that was named Cratère Brûlant or Cratère Nouveau at that time).

2/The second one, in 1943, presented a much more restrained erupted volume (around $20 \cdot 10^6$ m^3) and happened in a very unusual site in the middle of the Grand Brûlé area (this vent location is still very unique in 2019).

Some of the fresh-looking cones on the 1950 photographs could clearly and without doubt be linked to the one described in the historical records (1931, 1936, 1937, 1938, 1943, 1948, 1950). The eruptions for which the historical accounts could not relate to any visible fresh features on the 1950 orthoimage were not included in the present document. For instance there was no photographic evidence for the 1937 summit eruption described in Lacroix (1939). Lacroix relates the story that was reported by a family hiking to the Pas de Bellecombe, northwest of Enclos Fouqué. They reported having seen smoke coming out of Cratère Bory, which Lacroix interpreted as a summit eruption. It is possible that what they saw was the smoke from Cratère Rivals, at the southern base of the central cone. The smoke origin was, from their point of view, masked by the central cone and Cratère Bory.

The total extruded volume estimated from the area measurements on the photogrammetric restitution of 1950 (see section 2.1. and 2.2.) and the average thickness of flows in the summit, proximal and distal areas (see section 3.2.) for this period is around $260 \pm 60 \cdot 10^6$ m^3.

Summit activity (eruptions for which the lowest vent is located higher than 2300m a.s.l)

- July, 1933: small eruption inside Cratère Bûlant at the summit (Lacroix, 1939).
- November, 1933: small eruption inside Cratère Bûlant at the summit (Lacroix, 1939).
- February 12, 1934: small eruption inside Cratère Bûlant at the summit (Lacroix, 1939).
- March 30, 1934: small eruption inside Cratère Bûlant at the summit (Lacroix, 1939).
- August, 1936: small eruption south of Cratère Bory, and in the southern part of Enclos Vélain (Lacroix, 1939).
- October, 1942: a fissure opened on the southwestern slope of the central cone, emitting a lava flow of small volume (Bachèlery et al., 1983).
- April, 1943: small eruption inside Cratère Bûlant at the summit (Bachèlery et al., 1983).
- April, 1944: small eruption inside Cratère Bûlant at the summit (Bachèlery et al., 1983).
- June 18, 1946: eruption of $7.9 \cdot 10^6$ m^3 inside Cratère Bûlant at the summit (Bachèlery et al., 1983). It probably ended in 1947, as mentionned in several reports as the "1947 or 1946 vent".

Proximal activity (eruptions inside Enclos Fouqué, for which the lowest vent is located higher than 1500m a.s.l and lower than 2300 m a.s.l.)

- August 13, 1937: a fissure opened at the southwestern base of the central cone. The eruption lasted around a month and produced a large field (around $12.4 \cdot 10^6$ m^3) of Oceanite type lavas (this eruption is associated withCratère Rivals). (Bachèlery et al., 1983).
- 1938: another eruption at the southwestern base of the central cone, emitting around

$4.2 \cdot 10^6$ m^3 of lava (Bachèlery et al., 1983).

- December 16, 1938: a fissure opens at the eastern base of the central cone (Signal de l'Enclos), emitting around $37 \cdot 10^6$ m^3 of oceanite-type lavas over 40 days (Bachèlery et al., 1983).
- April 15, 1945: unlocated proximal eruption of around $8 \cdot 10^6$ m^3 (Bachèlery et al., 1983).
- February 14, 1948: a fissure opened at the southern base of the central cone (Chateau Fort), emitting around $33 \cdot 10^6$ m^3 of oceanite-type lavas over 40 days (Bachèlery et al., 1983).
- March, 1950: proximal eruption of around $4.2 \cdot 10^6$ m^3 in the south of Enclos Fouqué (Bachèlery et al., 1983).

Distal activity (eruptions outside Enclos Fouqué or lower than 1500m a.s.l)

- 1931: an eruptive fissure opened at 1460m a.s.l. in the Plaine des Osmondes western slope (Jean, 1931). The first phase begun in January and ended in the second half of June. It was marked by a discontinuous activity of the volcano; there was often just fumaroles and weak flows, not visible from the road (in the Grand Brûlé). The strongest manifestation of this period was on June 14. Bright glimmers were observed in the plain of Osmondes. Lava flowed into the Trou Caron, and froze about a thousand meters from the road. No detonations have been reported. An unusual fall of Pélé's hair was observed in Plaine des Cafres (e.g. Zimanowski et al., 2015; Di Muro et al., 2016), coeval to a scorched aspect of the vegetation.

After a period when the volcano seemed to be inactive, gleams have been observed again, around mid-July, on the Piton de la Fournaise edifice; there was ash fall accompanied by Pelé's hair. On July 20, strong lava emissions happened, with a magnitude such that this eruption could be considered as unique in the annals of the volcano (Lacroix, 1938; Michon et al., 2013). Relatively fluid flows, constantly fed by the vent, reached the sea four times. Numerous detonations were reported, especially close to the sea (Jean, 1931).

The final phase started on August 19; it was marked by the disappearance of light, while heavy fumes rose from the most recent lavas. The volcano had ceased to be active. The volume of the lava flow has been estimated at around $130 \cdot 10^6$ m^3 (Jean, 1931).

- April, 1943: an eruptive fissure opened at 1400 m a.s.l. in the Grandes Pentes. A first lava flow crossed the national road and reaches the sea. A second fissure opened at 350 m a.s.l, from which a flow also crossed the national road and reached the sea. The flow volume could be estimated at around $20 \cdot 10^6$ m^3 from the 1950 orthoimage.

Collapses and pit-craters

- 1927-1936: in 1927, the volcano visitors have seen the appearance of a small depression, a hundred meters in diameter and a few meters deep. It was located in the eastern part of the summit; enlarged in 1929, it had in 1930 the clear aspect of a crater and was filled with fluid lava flows (Lacroix, 1939). In November 1935, Mr. Maurice noted, in the middle of the summit lavas (Fig.B3), the presence of a depression 100 to 150 m in diameter, and 20 to 30 m deep. He saw new lavas and also a series of fractures around it. A few months later, observations showed that the ground separating the two cavities cited earlier (the 1927 and 1935 craters) had disappeared. A new crater had formed from the merging of the two previous cavities. Finally, in September

1936, for the first time, aerial photographs of the summit were taken. They allowed (combined with the 1950 orthoimage) to study the details of the crater, measuring 800 by 700 m, and 200 m deep (slightly more than estimated by Lacroix, 1939). Note that the Enclos Vélain, the part of the summit between the new Cratère Brûlant and Cratère Bory also seemed to have subsided by around 50 m during this process, over a 200 by 700 m area.

8.1.2.1. Activity between 1950 and 1966

Observation and data

Between 1950 and 1966, Piton de la Fournaise was for the first time under a rigorous observation for every eruption. The project was initiated in 1950 by M. Ducrot, following the guidelines of A. Lacroix. The Préfet of La Réunion island at that time, M. Perreau-Pradier, was in charge of the coordination of the project from 1956. This lead to a substantial increase of the financial support for the volcano observation. However, this support could not afford the necessary technical

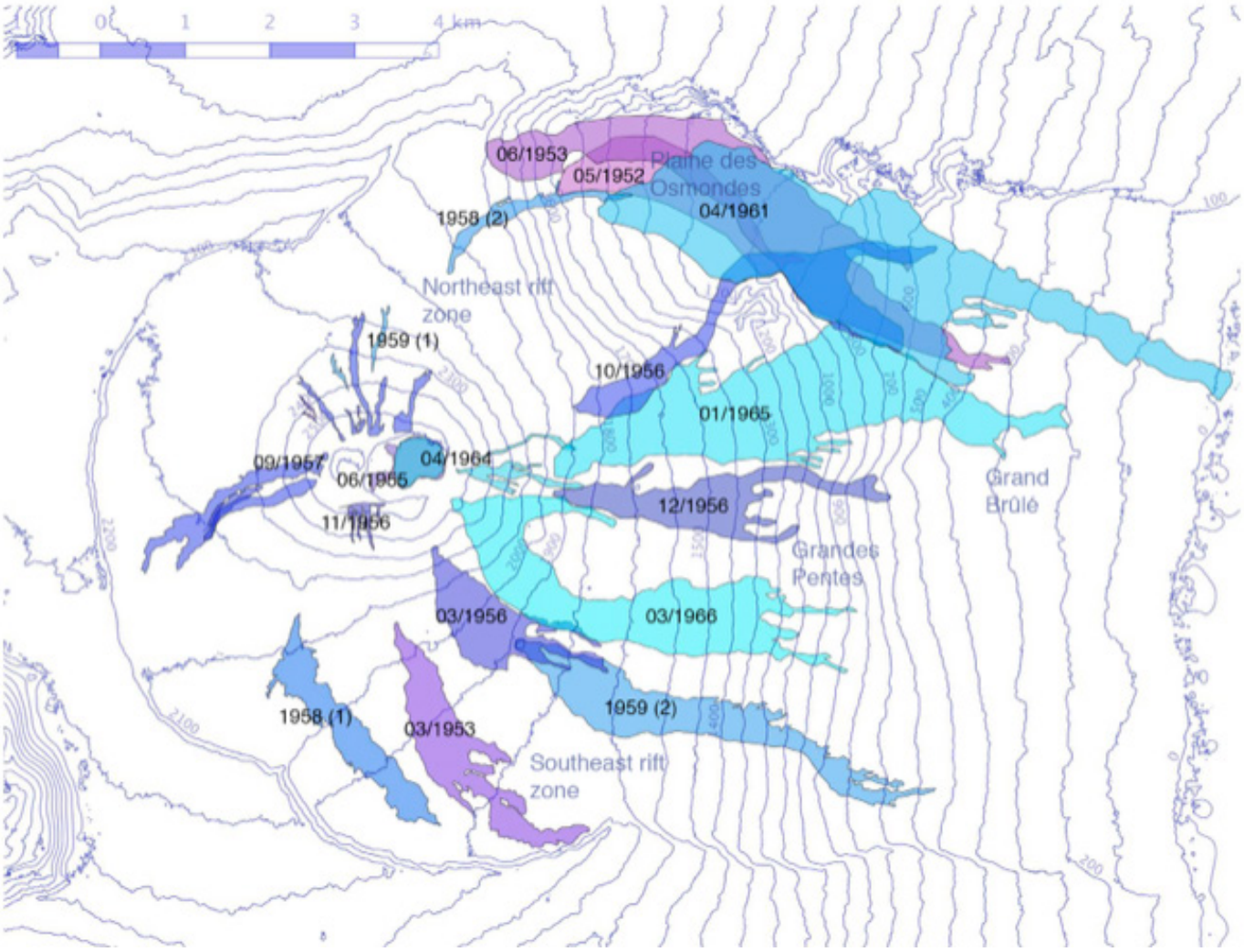


Figure B3. Map of identified and confirmed lava flows between 1950 and 1966 at Piton de la Fournaise, from reports and orthoimages comparison. Elevation values in meters.

equipment for early detection of eruptions (i.e. seismometers, tiltmeters, extensometers...), so that the observations were mostly visual and not always complete. Thus, the reconstruction carried out in this work (the 1950/1966 DEMs and orthoimages from IGN (Institut Géographique National) aerial photography) helped to accurately locate the new eruptive vents, properly map the new deposits and estimate their surface and volume.

Surface activity summary

Between the end of 1950 and the end of 1966, Piton de la Fournaise erupted at least 17 times (Fig.B3). Six of these eruptions opened fissures in the summit zone (above 2300 m a.s.l) while ten in the lateral zone (between 1500 and 2300 m a.s.l). Finally, one distal eruption (below 1500 m a.s.l) in 1961 drained massively the main magma reservoir (between $65{\cdot}10^6$ m^3 and $85{\cdot}10^6$ m^3) under the summit and was coeval with a substantial subsidence (-30 m to -40 m) of the entire floor of Cratère Dolomieu. The volcano was active 653 days (a gross estimation), that is to say around 12% of the time, for a total extruded volume for this period of $190{\pm}30{\cdot}10^6$ m^3.

Although some of the new cones on the 1966 photographs can clearly and without doubt be linked to the ones described in historical records (1952, 1953, 1955, 1956, 1957, 1961, 1964, 1965 and 1966), the location of eruptions of the years 1958 and 1959 was less straightforward. There were four unmarked flows on the map. We proceeded by elimination. Ducrot (1959) evoked two eruptions in 1958 and two in 1959. One in 1959 was reportedly located 2 km southwest of the Dolomieu edge and produced a flow going down the Grandes Pentes. There was only one new lava flow in the 1950-1966 period that corresponded to this description. One eruption in 1958 was reported to present an alignment of cones on top of the eruptive fissure and a flow that did not reach the Grandes Pentes, the other eruption was reported to have produced a lava flow going down the Grandes Pentes. Two lava flows matched this description : the first one to the south-southwest of the summit, the second one to the north of the summit, with a lava flow going down the Grandes Pentes into Plaine des Osmondes. The last lava flow was located at the southern base of the central cone, and looked like a very tiny eruption with no associated cone (only 4 small fissures) and a small lava flow.

Summit activity (eruptions for which the lowest vent is located higher than 2300m a.s.l)

- July 6, 1955: lava emission inside on the July 1953 pit crater site. The lava quickly filled the pit crater and pyroclastic ejecta started to build a small eruptive vent (15 m high) at the foot of the Bory-Dolomieu cliff. From this vent, a lava flow spread inside Cratère Dolomieu at a low rate. The spreading and accumulation of lava inside Cratère Dolomieu had reportedly stopped before July, 25 (Ducrot, 1958). However, summit activity remained under the form of degassing and lava convection inside the main vent until January 1956. Two new, smaller (2-3 m high) pyroclastic cones were evidenced in the southern part of Cratère Dolomieu between August 15 and October 31, suggesting an ongoing, reduced, and inconstant summit activity. The lava flow has covered a total area of 0.3 km^2 for a volume of $6{\cdot}10^6$ m^3
- January-March 1956: three small cones (<5m) and a small lava flow in the southeast of Cratère Dolomieu (Ducrot, 1958).
- April 1, 1956 – September 9, 1956: two very small lava piles at the center of Cratère Bory, and widening of the Bory N-S fractures (up to 1m wide) (Ducrot, 1958).
- November 23, 1956: an E-W fissure opened in the southern cliff of Cratère Dolomieu and was prolonged to the west, south of Cratère Bory. During the 8 hours of activity, part of the lava

flow covered the southwestern flank of the central cone, while a smaller amount was emplaced inside the southern part of Cratère Dolomieu. Its total area was around 0.1 km^2 and its volume $0.1 \cdot 10^6$ m^3.

- September 2, 1957: two fissures opened in the western flank of the central cone. This system was prolonged on 1 km to the north of Cratère Bory by a series of fractures. Small lava flows were visible on the aerial photographies of 1966, of about 0.9 km^2. Still visible in 2019, their thickness rarely exceeded 1 m (mostly around 50 cm), so that the total extruded volume for this event must be at least $0.45 \cdot 10^6$ m^3 and at most $0.9 \cdot 10^6$ m^3.
- Unknown (1957?): Two lava flows could be clearly marked on the 1966 orthoimage. Their cumulated area was 0.05 km^2 while their volume, considering that for this kind of very small event the thickness rarely exceeded 1 m, must not have been higher than $0.05 \cdot 10^6$ m^3.
- April 29, 1964: a circular fissure opened in the internal southern cliff of Cratère Dolomieu. From it, lava started to be emitted at a great rate and quickly filled the eastern half of Cratère Dolomieu, which was lower than its western part by 60-70 m at that time. Simultaneously, two radial fissures in the upper part of the eastern flank (2384 and 2457 m a.s.l) of the central cone opened and produced short lava flows that quickly cooled and stopped. However, the activity inside Cratère Dolomieu went on until May 8, filling the bottom of the eastern half of Cratère Dolomieu by 60 m (for a volume of $16.2 \cdot 10^6$ m^3).
- March, 1966: a radial fissure opened at 2415 m a.s.l near the southeast edge of Cratère Dolomieu. From March to May 1966, the pyroclastic ejecta built two cones, a very rare phenomenon in the area close to the summit (in 2019, these two cones were still the only cones in the sector). An lava flow was emplaced on the southeastern flank of the central cone and continued its path eastward toward the Grandes Pentes, where it stopped in May 1966, finally covering an area of 3.1 km^2 for a volume of around $12.4 \cdot 10^6$ m^3.

Proximal activity (eruptions inside Enclos Fouqué, for which the lowest vent is located higher than 1500m a.s.l and lower than 2300 m a.s.l.)

- May 30, 1952: an eruptive fissure opened at 1550m a.s.l. in the Plaine des Osmondes western slope (Ducrot 1958). It remained active until between July 14th and July 20th (about 50 days), producing a new lava flow constrained by :

1/ Puy Haug (1931) and its own lava flow in the north
2/ the base of Plaine des Osmonde southern slope in the south
3/ and Piton de Crac in the east.

The June 1953 eruption subsequently buried most of the 1952 lava low, so that the mapping of the downhill part of the May 1952 eruption could not be produced from the 1966 orthoimages, but only based on the description made by Ducrot (1958). The area of the flow, according to this description, should have been comprised between 1 km^2 and 2 km^2. Considering a rounded mean flow thickness of 4.5 m for this type of eruptions, the emitted volume should have been comprised between $4.5 \cdot 10^6$ m^3 and $9 \cdot 10^6$ m^3.

- March 14, 1953: a series of 4 eruptive fissures opened on the southern flank of the central cone between 2060 and 2150 m a.s.l. The lowest concentrated the activity for most of the eruption until April 15. Two smaller fissures also opened at the beginning of the eruption on the northwestern flank of the central cone (2480 and 2500 m a.s.l), from which a very small amount of lava was emitted (the longest flow segment was 280 m-long). The lava flow from the vent on the southern flank was mappable on the 1966 orthoimage (Fig.B3). It covered an area of 1.4 km^2 from

the southern base of the central cone to the base of the Rempart under Piton de Bert. Considering a mean flow thickness of 4.5 m for this type of eruptions, the extruded volume should have been around $6.3 \cdot 10^6$ m^3.

- March 9, 1956: a fissure opened in the middle of the southeastern flank of the central cone. Quickly, the lava emissions concentrated in its lowest point (2200 m a.s.l) and built a small eruptive vent. Lava flowed towards the southeast until reaching the Grandes Pentes and stopping at least 20 days later, 3.5 km west of the littoral road. Mapping of the flow from the 1966 images and descriptions of observers gave an area covered by the lava flow of 1.4 km^2 and a volume, considering a mean thickness of 4.5 m, of $6.3 \cdot 10^6$ m^3.
- December 30, 1956: between 14:00 and 17:00 UTC a fissure opened in the eastern flank of the central cone, 2.3 km from the summit. The eruption lasted until February 2, 1957, and produced a 2.1 km^2, $9.5 \cdot 10^6$ m^3 lava flow that reached the base of Grandes Pentes 2 km west of the littoral road.
- October 21, 1957: 2 pyroclastic cones formed on the eastern flank of the central cone, between the summit and Piton de Crac, at around 1800 m a.s.l. The aerial images combined with visual mapping at the time of the eruption showed that the lava flow was emplaced at the northern foot of Piton de Crac and its front reached the Grand Brulé area about 1.5 km east of Piton de Crac The lava flow volume estimated from mapping on the 1966 orthoimage and considering a mean thickness of 4.5 m for this type of event was $8.1 \cdot 10^6$ m^3, almost twice as high as the one estimated at the time of the eruption ($4.2 \cdot 10^6$ m^3). The eruption might have ended shortly after November 20, 1957, when an expedition to the eruptive site revealed that activity had severely decreased (projections and lava emission had apparently totally ceased, although the bottom of one of the pyroclastic cones was still incandescent and low rumbling was heard from the second cone).
- 1958 (1), unknown month: new pyroclastic cones were visible on the 1966 orthoimage, in the Enclos Fouqué southwest of the central cone. They were aligned in the NNE-SSW direction on a 374 m-long segment. Downhill from them was a 3 km long lava flow (about 1 km^2). This eruptive site was reported by M. Ducrot in a 1960 report of the Bulletin Volcanologique de l'Association de Volcanologie (Compte-rendu du Symposium de Paris, September 16-19, 1959). M. Ducrot described the first 1958 lava flow as -*translated from french*- "having produced a line of new cones on the platform that corresponds to the bottom of Enclos Fouqué" and "its flow reached the base of the Rempart and did not go as far as the Grandes Pentes to the east", which corresponded to the observed changes above. Its volume could be estimated at $4.5 \cdot 10^6$ m^3 if considering a mean thickness of 4.5 m (typical for eruptions of this type in this area).
- 1958 (2), unknown month: similarly, M. Ducrot evoked a second eruption in 1958, this time having produced a lateral flow that reached the Grandes Pentes. It is possible that this description corresponded to a new line of pyroclastic cones on the 1966 orthoimage between the central cone and Nez Coupé de Sainte Rose, and the related downhill lava flow that reached the bottom of Plaine des Osmondes. It was a small flow of 0.29 km^2, for an approximate volume of $0.6 \cdot 10^6$ m^3.
- 1959 (1), unknown month (before September): in the September 1959 Compte-rendu du Symposium de Paris, M. Ducrot noted two eruptions in the year 1959. Reportedly, a new volcanic vent was visible southeast of the central cone, 2 km away from Cratère Dolomieu edge. This corresponded well to a new vent and lava flow on the 1966 orthoimage, so that there was little doubt that this was the one mentioned by M. Ducrot in 1959. This flow was 2.2 km^2 in area, so that its volume should have been around $9.9 \cdot 10^6$ m^3.
- January, 1965: two fissures opened, the first one of the northeastern cliff of Cratère Dolomieu that did not produce lava, the second one in the eastern flank of the central cone at 1924 m a.s.l. The latest became the site of activity for no more than 50 days (Bachèlery, HDR), emplacing a flow that reaches the Grandes Pentes and continues eastward into the Grand Brûlé area, burning

vegetation and leaving a clear trace in the landscape. In total, the lava flow was 4.7 km^2 in area, for an approximate volume of $21.1 \cdot 10^6$ m^3.

Distal activity (Eruptions outside Enclos Fouqué or lower than 1500m a.s.l)

- June 16, 1953: several fissures opened in the western slope of Plaine des Osmondes, from which extremely fluid lava (oceanites) was emitted. At the end of the eruption on July 8, an unusually elongated pyroclastic edifice has been formed: it was 35 m high and its base was 600 m long. From the downhill side of the pyroclastic edifice, the 300 m-large lava flow ran along the base of Rempart de Bois Blanc from Plaine des Osmondes to about 2 km east of Piton de Crac. As estimated from the 1966 orthoimage, its total area was around 4.1 km^2. This eruption was described by Ducrot (1958) as displaying a very important activity in its second phase (after July 1), coeval with the formation of a small pit-crater at the summit. For this type of eruption, the mean thickness of the flow was 7.8±1 m, which would lead to a volume of $32 \pm 4.1 \cdot 10^6$ m^3 for the June 1953 eruption. This was twice as much as estimated at the time of the eruption ($15 \pm 3 \cdot 10^6$ m^3, Ducrot, 1958).
- April 5, 1961: after more than a year of quiescence (no eruption was reported in 1960), Piton de la Fournaise erupted violently at 1320 m a.s.l in Plaine des Osmondes. Various sources (Montaggioni, 1964; Ludden, 1977; Bachèlery -HDR-) estimated the mean thickness of the lava flow around 10 m. At the end of the event, after 21 days of eruption on April 29, an area of 7.5 km^2 was covered, so that its volume must have been around $75 \cdot 10^6$ m^3. This eruption was coeval with around 40 m of subsidence of Cratère Dolomieu floor, measured on the difference of DEMs (1966-1950). The surface of Cratère Dolomieu at that time being 0.54 km^2, at least $21.6 \cdot 10^6$ m^3 have collapsed. The collapsing rock column in 1961 probably acted similarly to the April 2007 Dolomieu collapse, reinforcing the overpressure into the reservoir and driving a quicker extrusion for the associated eruption (e.g. Peltier et al., 2009a; Staudacher et al., 2009). Thus, this eruption ranked as the third one in the 1931-2018 period in terms of mean output rate (42 m^3/s), which is exceptional considering that the mean output rate for all eruptions is 5.8 m^3/s (this study). It was also one of the only three eruptions associated with a complete Cratère Dolomieu subsidence or collapse on this period, along with the 1931 and the April 2007 eruptions.

Collapses and pit-craters

- July 1, 1953: a pit-crater started to form in the southwestern part of Cratère Dolomieu (on the platform that overlooked the bottom in the east by 90 m), coeval with a brutal increase of activity at the June 1953 vent. On July 8, its dimensions were 100 m in diameter and 10 m in depth (Ducrot, 1958). It continued to slowly increase its depth to up to 20 m in June 1954. At the same time, the Bory-Dolomieu junction partly collapsed in its southern half.
- April, 1961: important subsidence of more than 50 m occured inside Cratère Dolomieu, coeval with the April 5 eruption. More than $21.6 \cdot 10^6$ m^3 collapsed, but Cratère Dolomieu floor, which was composed of the bottom of Cratère Brûlant in the east and the "platform" in the west (Enclos Velain), remained mostly intact in surface.

8.1.2.3. Activity between 1966 and 1978

Surveillance and data

Between 1966 and 1978, data collection about the eruptive behaviour of Piton de la Fournaise had been ensured by successive scientific or observation missions, including but not limited to some led by E. Aubert de la Rüet, L.Montaggioni, P. Nativel and G. Billard in the early 70's, M. Krafft, A. Gérente, G. Kieffer, B. Tricot and P. Vincent in the late 70's. Their reports were mostly compiled in the reports of Académie des Sciences de Paris.

Surface activity summary

Between 1966 and 1972 Piton de la Fournaise was quiescent, with no eruptive activity in surface

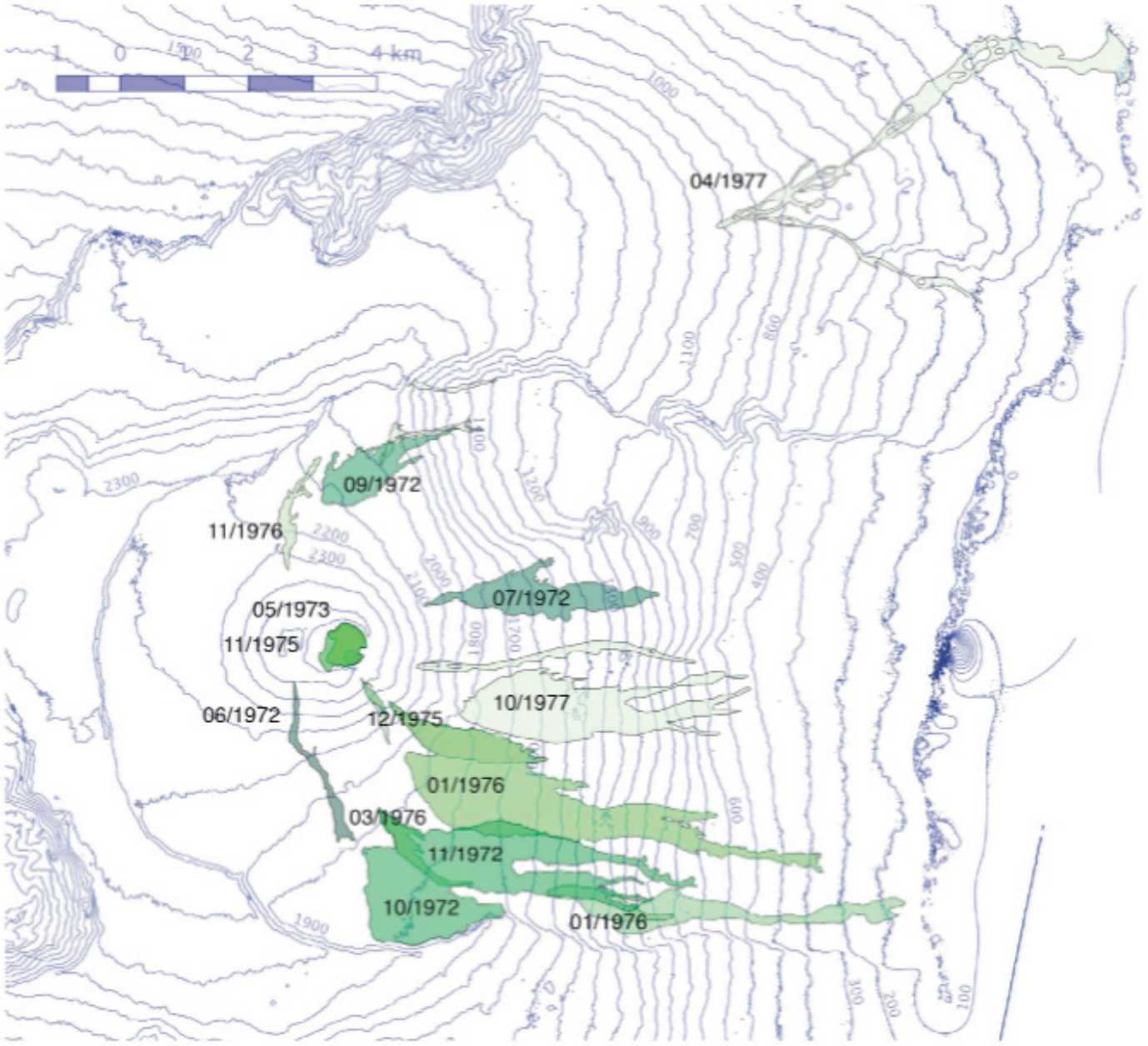


Figure B4. Map of identified and confirmed lava flows between 1966 and 1978 at Piton de la Fournaise, from reports and orthoimages comparison. Elevation values in meters.

(intrusions might have been unnoticed). In 1972, the eruptive activity renewed with a series of basaltic eruptions starting with small proximal eruptions (June, July, September, Fig. B4) and ending with an large distal, oceanite-type eruption (October-December, Fig.B5). The activity continued with a few small summit eruptions, letting pressure build up in the reservoir. Finally, from January 1976 to April 1977, two distal events heavily drained the system, causing the destruction of the village of Piton Sainte Rose in April 1977 under an Oceanite-type lava flow. In total, $126 \pm 25 \cdot 10^6$ m^3 of lava have been emitted during this period, and the volcano has been active during 295 days (an estimation), that is to say 13.5% of the time between reactivation (in 1972) and 1978.

Summit activity (eruptions for which the lowest vent is located higher than 2300m a.s.l)

- June 9, 1972 : a 600 m-long N-S fissure opened on the southern flank of the central cone (2540-2280 m a.s.l), aligned with the Bory-Dolomieu separation (C.R Acad. Sc Paris, t. 275 (Dec 1972), Lucien Montaggioni, Pierre Nativel and Guy Billard). At the same time two smaller fissures opened at 2200 m a.s.l. The lowest fissure system emitted lava during two days before ending, with a very small lava flow on the southern flank and at the base of the central cone of 0.3 km^2 and $0.3\text{-}0.6 \cdot 10^6$ m^3.
- January 8, 1973 (?) : short eruptive event ending on January 16th according to Stieltjes and Moutou (1989). Its location and characteristics were unknown.
- May 10, 1973 : at the foot of the south-southwest Cratère Dolomieu cliff, a 60 m-long fissure opened. A pyroclastic cone formed rapidly while lava was emplaced inside the crater. At the end of activity on May 28 (M. Krafft and A. Gérente, C.R Acad. Sc. Paris, t. 284, 1977) or June 4 (Stieltjes and Moutou, 1989), the lava has covered an area of 0.4 km^2 and occupies a volume of $1.8 \cdot 10^6$ m^3, 28% of which accounting for trapped air (M. Krafft and A. Gérente, C.R Acad. Sc. Paris, t. 284, 1977).
- November 4, 1975 : after more than two years of quiescence, a fissure opened inside Cratère Dolomieu. $1.4 \cdot 10^6$ m^3 were emitted and formed a lava flow above the 1973 flows. The eruption ended on November 18.
- November 2, 1976 : a N-S fissure opened on the northern flank of the central cone at 2350-2370 m a.s.l. A short-lived eruption (1 day) produced a small lava flow (0.2 km^2, $0.6 \cdot 10^6$ m^3).

Proximal activity (eruptions inside Enclos Fouqué, for which the lowest vent is located higher than 1500m a.s.l and lower than 2300 m a.s.l.)

July 25, 1972 : after several days of seismic activity (Montagionni 1972), magma ascended from the main reservoir towards the east northeast, and a series of fissure opened midway between the summit and Piton de Crac (1760-2200 m a.s.l). On July 30, the activity was focused on the southernmost fissure, where a line of three pyroclastic cones (15-20m) had started to form. On August 3, only the lowest cone was active and the fronts of the two branches of the lava flow had reached 1300 and 1150 m a.s.l. Finally the flow stopped at 1050 m a.s.l on August 17, along with the end of activity at the vent. The lava flow covered 1.4 km^2 for a volume of $6.3 \cdot 10^6$ m3 (considering a mean thickness of 4.5 m for this type of event).

- September 7, 1972 : a first vent opened on the northern part of Enclos Fouqué at 2200 m a.s.l, projecting scoria and emitting a small lava flow ($1.1 \cdot 10^5$ m^3) (Montagionni, 1972) before its quick ending on the following day. It was followed by a second fissure opening in the same area on September 9 at 2100 m a.s.l. that emitted the largest part of the lava volume for this event ($4.2 \cdot 10^6$ m^3 according to Montagionni). Mapping of the flow on the 1978 orthoimage shows its area

is of 1 km^2.

• October 10, 1972 : an eruption started inside Enclos Fouqué 2.5 km to the southeast of the central cone. Three scoria cones were emplaced aligned N30 and remained active until October 28. On October 27, while the first site was still active, a new fissure opened 1 km south-southwest of the first opening (Fig.B5), so that the activity at the first extrusion site stops on the following day. L. Montagionni was then called back to Paris for reporting about the activity at the Académie des Sciences, the next report describing this eruption was a 1977 note by Maurice Krafft and Alain Gérente which was presented on February 21, 1977 (C.R Acad. Sc. Paris, t. 284). The October 27 site remained active until November 2, while a third opening 2 km east-northeast of the second

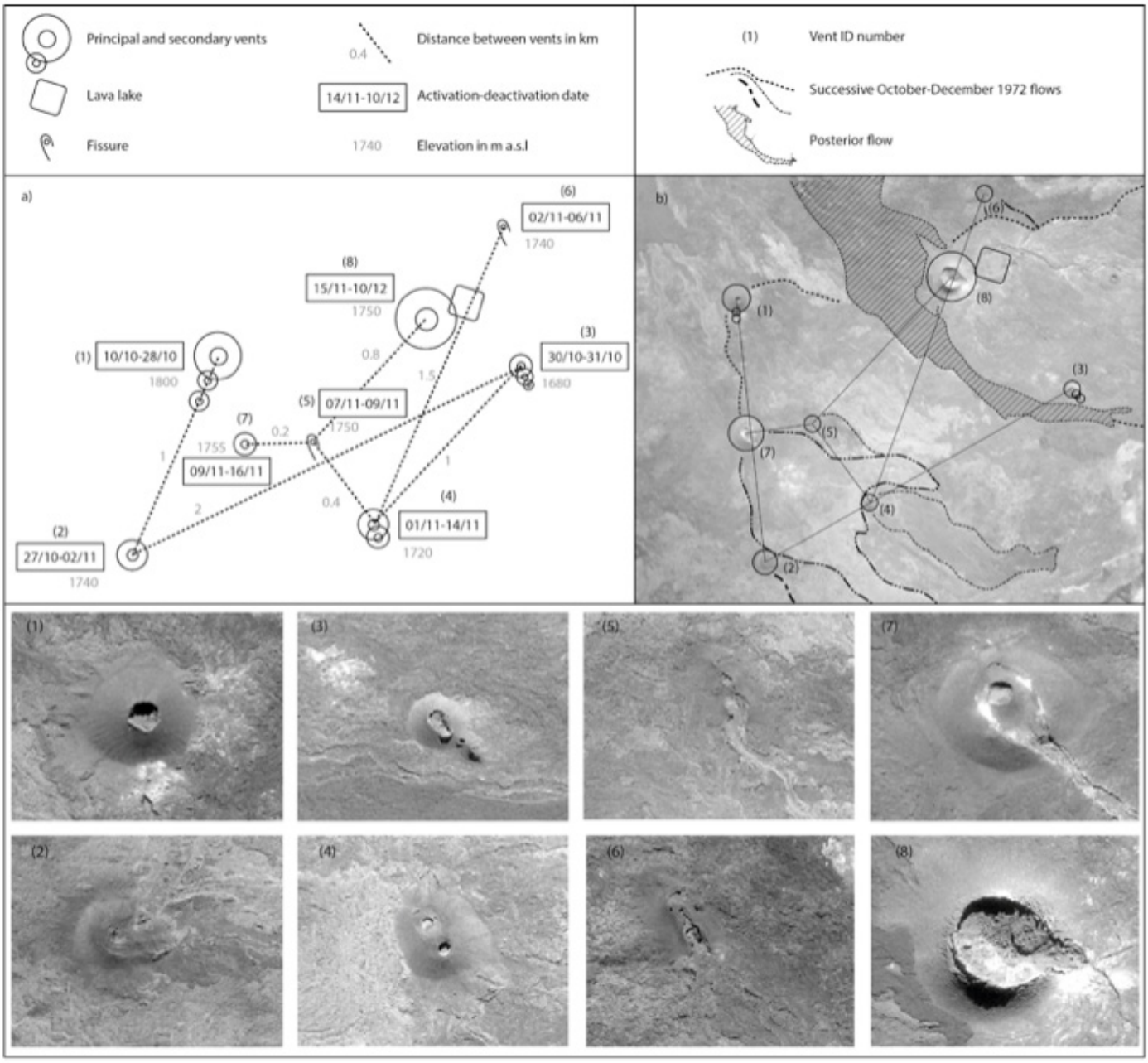


Figure B5. (a) Interpretative map deduced from Krafft and Gérente (1977) report (C.R Acad. Sc. Paris, t. 284, 1977) of the October-December 1972 events. (b) Related interpreted ortho-image (1978) retrieved by SfM using IGN aerial surveys (scale 1:10000). (1-8) Aerial photographs of the October-December 1972 pyroclastic edifices (scale 1:2000)

one emplaced three scoria cones aligned N160 on October 30 and 31. A fourth site opened on November 1, 1km southwest of the previous one. It remained active during 14 days and built a dual-cone edifice (N160). During this period, a fifth and sixth fissures opened and werew active, between November 2 and November 6, 1.5 km north-northeast of the November 1 vent, and between November 7 and November 9, 400 m northwest of the November 1 vent respectively. The activity was then focused on a sixth site 200m west of the previous one, where a 30 m tall cone was built between November 9 and November 16. Finally, on November 15 a last fissure opened, where all the activity took place from November 16 to December 10. A 60 m tall cone was emplaced there with a lava lake ("La Mare de Lave") to its northeast, both still visible in 2019. The eruption lasted for 61 days, emplacing a lava field of 4.9 km^2 and approximately $25.1 \cdot 10^6$ m^3.

- October 24, 1977 : two fissures opened on the eastern flank of the central cone at 2070 and 1860 m a.s.l. Only the lowest remained active after October 25. In total, 3.2 km^2 were covered by an olivine-rich lava flow in 24 days, with a final volume of $23 \cdot 10^6$ m^3 (Peltier et al., 2009).

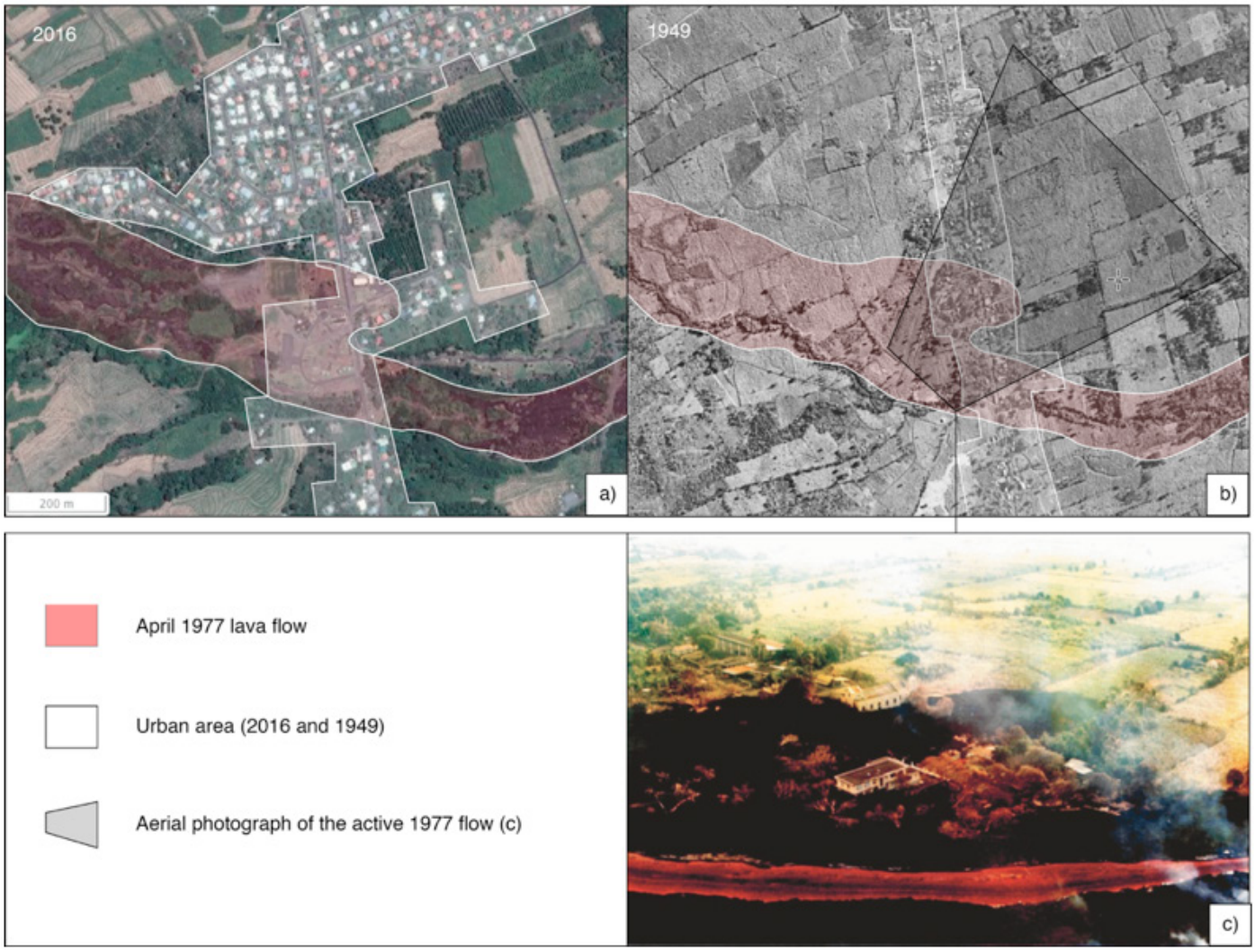


Figure B6. Piton Sainte Rose village in 2016 (a), 1949 (b) and 1977 (c). The April 1977 flow destroyed part of the urban area located close to the valley.

Distal activity (Eruptions outside Enclos Fouqué or lower than 1500m a.s.l)

• December 18, 1975, to April 6, 1976 : A series of fissure opened from Cratère Dolomieu to the southeast, emitting a total volume of lava of around $23.2 \cdot 10^6$ m^3. Successively:
(1) On December 18, a N150 fissure opened briefly in the southeast part of Crater Dolomieu. Simultaneously, another fissure opened on the southeastern flank, 200 m west of Cratère Maillard (1966) between 2250 and 2450 m a.s.l. Their activity was short-lived (less than one day) and negligible amounts of lava were emitted.
(2) On December 19, 1975, a fissure opened at 2180 m a.s.l in the southeastern flank of the central cone, 600 m southeast of Cratère Maillard. This fissure remained active until January 25, 1976 and emitted around $1.3 \cdot 10^6$ m^3 of lava (Peltier et al., 2009).
(3) On January 12, 1976, a third vent opened much more southeast at 1500 m a.s.l, near Nez Coupé du Tremblet, and was active simultaneously with the previous one until January 25, emplacing around $0.8 \cdot 10^6$ m^3 of lava.
(4) On January 18, a new vent formed 600 m east-southeast of vent (3) at 1350 m a.s.l. The activity at this lowest vent was much more powerful than the previous one, especially after January 25 and until January 30. Its 5.1 km-long flow almost reaches the sea (the flow head is visible on the 1978 orthomosaic at 65 m a.s.l) and cuts the national road, with a total of 1.4 km^2 covered for a volume of $3 \cdot 10^6$ m^3 (Peltier et al., 2009). However, this value might be at least $5.6 \cdot 10^6$ m^3 considering that these eruptions statistically form lava flows at least 4 m high in average).
(5) On January 29, another fissure opened south-southeast of the central cone at 1960 m a.s.l. The lava emission was entirely redirected at this vent on January 30, so that a huge, 6.5 km-long lava flow formed. Its front reached 290 m a.s.l on March 23, also when the activity at this vent stopped. In total, 3.8 km^2 were covered by lava flows for a volume of around $15.2 \cdot 10^6$ m^3.
(6) On March 22, a vent opened at 1840 m a.s.l. around 600 m west-northwest of the 1972 lava lake (La Mare de Lave), with very low activity until March 31.
(7) On March 31, a new vent formed 100 m to the northwest of vent (6) at 1870 m a.s.l, again with very low activity until April 6. Both events (6) and (7) emplaced a small, 0.3 km^2 flow probably no more than 2 m thick in average ($0.6 \cdot 10^6$ m^3)

• March-April 1977: an eruption happened outside the Enclos Fouqué caldera, the first since 1800. Oceanitic lavas covered a total area (sub-aerial) of 2.1 km^2 for an estimated volume of $20 \cdot 10^6$ m^3.

Successively:

"Pulse" #1:
(1) On March 24, 1977 : several dry fissures on the southeastern flank of the central cone produced gas and fumaroles during several hours, in the continuity of the December 18, 1975 fissure between 2000 m and 2500 m a.s.l.
(2) On April 5, 1977 : a fissure opened at 1940 m a.s.l at the foot of Nez Coupé de Sainte Rose, northeast of the central cone, and emitted a small amount of very fluid lava. During the night, the dyke propagated further northeastward outside of the Enclos Fouqué caldera.
(3) On April 8, a third fissure opened at 1000 m a.s.l (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 285, G. Kieffer, B. Tricot and P. Vincent, 17/10/1977), emitting a large amount of lava. The lava flow front traveled 3.5 km towards the northeast in less than one day.
(4) On April 9, fissure (3) was prolongated to the northeast at 700 m a.s.l, producing a second

flow that destroyed part of Piton Sainte Rose village (Fig. B6) and entered the sea on the following night.

"Pulse" #2:
(5) On April 11, a fissure opened in Rempart de Bois Blanc (Nez Coupé de Sainte Rose) at 1950 m a.s.l near fissure (2)
(6) On April 12, a fissure opened uphill to the southwest of fissure (3) at 1100 m a.s.l, emplacing a small lava flow on top of the previous ones.
(7) On April 13 and 14, fissure (4) was prolonged to the northeast at 530 m. a.s.l, and extremely high activity was reported between April 14 and April 16 (end of eruption), with lava flow once again reaching the sea following the trace of the April 9 lava flow.

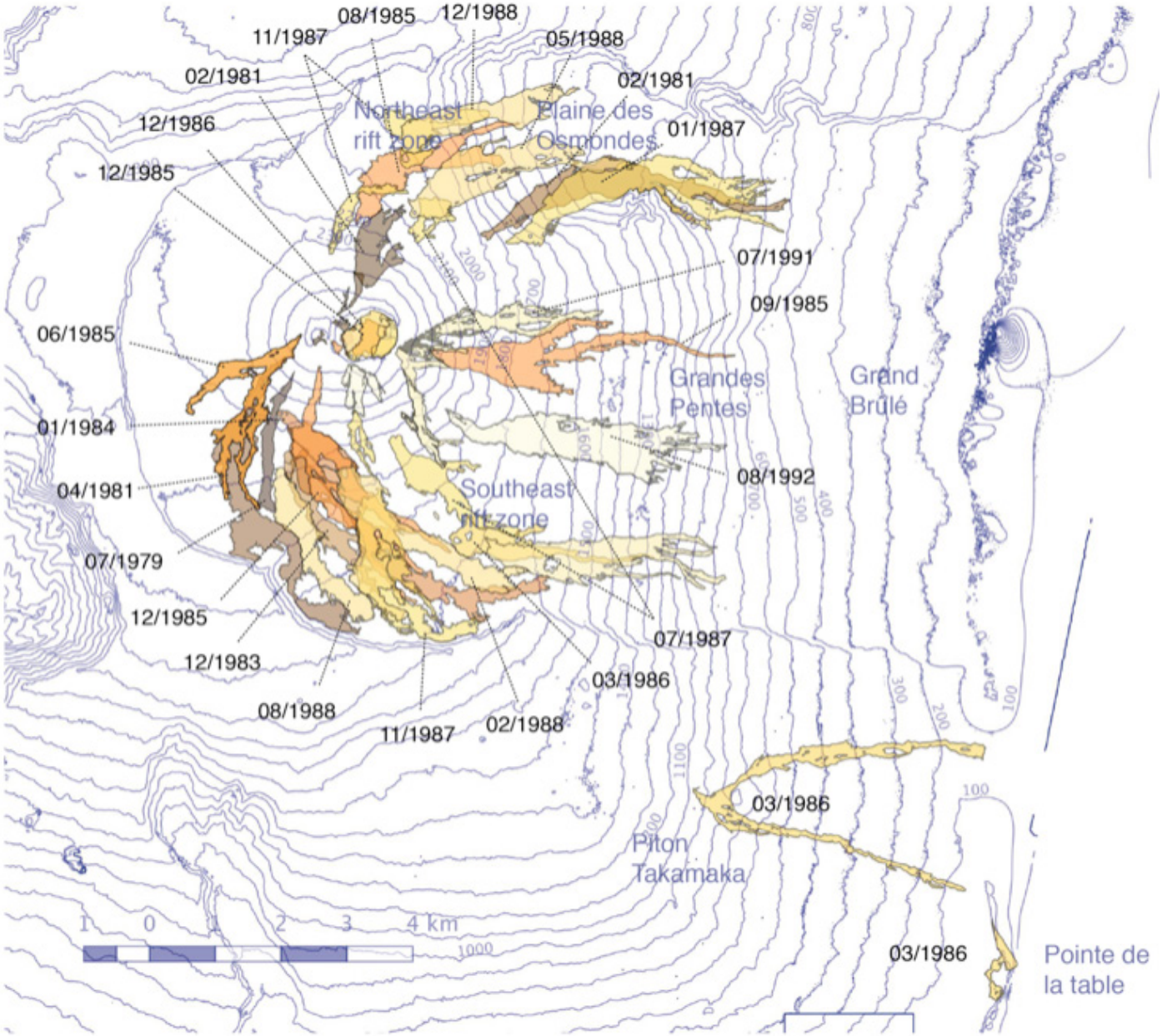


Figure B7. Map of identified and confirmed lava flows between 1978 and 1997 at Piton de la Fournaise, from reports and orthoimages comparison. Elevation values in meters.

"Pulse" 3:
(8) Simultaneously, on April 15 fissure (2) was reactivated and emitted a small lava flow and projections.
(9) Finally, on april 16 fissure (4) emitted a very small lava flow while dry fissure (1) was reactivated with gas emissions.

8.1.2.4. Activity between 1978 and1997

Surveillance and data

After the 1977 distal eruption, the necessity of a volcano observatory became obvious to the authorities and the OVPF (Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise) was founded in 1979. From this date, records of volcanic activity are complete and include continuous real-time monitoring data (at the beginning, only seismological and ground deformation). Scientific missions limited in time also contributed to the expansion of the multidisciplinary dataset on Piton de la Fournaise. As a consequence, scientific publications dedicated to a particular aspect (Seismology, Deformation, Petrology, Geology) of the volcano increased in number in the 80's, with, for instance, aerial photogrammetry at the summit in 1981 and 1984 (Zlotnicky et al., 1990), seismic and deformation networks (4 seismic stations and 12 tilt-levelling benchmarks in 1980 (Bachèlery et al., 1982) then 14 seismic stations, 25 tilt-levelling benchmarks in 1985 and one permanent tiltmeter inside Cratère Bory in 1985; Delorme et al., 1989; Hirn et al., 1991; Toutain et al., 1992), magnetic stations (4 in 1985; Zlotnicky and Le Moüel, 1988).

Surface activity summary

Between 1978 and 1992, the volcano has been active 617 days (12.1% of the time). The cycle started with long periods of quiescence (several months to years) in 1978, 1980, 1982 and 1983 interrupted by small proximal eruptions. From December 1983, the activity was more sustained with three to five eruptions per year in 1985, 1986, 1987 and 1988. During this period of more intense lava emission, a fissure opened outside Enclos Fouqué, uphill of Le Tremblet village in March 1986, crossing the national road again and leading to the destruction of several houses. Moreover, this particular event led to the formation of a small pit crater in the southern part of Cratère Dolomieu. After the intense 1984-1988 period, the activity was back to a low level from 1989 to 1992. The volcano produced only a few small eruptions before entering a period of quiescence between 1992 and 1998.

Summit activity (eruptions for which the lowest vent is located higher than 2300m a.s.l)

- May 27, 1979 : a fissure opened at 2400 m a.s.l 0.9 km southwest of the summit and emplaced a $0.3 \cdot 10^6$ m^3 lava flow in 1 day.
- July 13, 1979 : Bachèlery et al. (1982) evoked a N70 oriented fissure system opening briefly and emitting a very small lava flow.

- February 3, 1981 : at 16:30 UTC, one month after the detection of an unusual, 5 min-long seismic signal interpreted as fluid transfer signature at 10-15 km b.s.l under Cratère Dolomieu, three small fissures oriented in average N170 opened inside Cratère Bory. The most active was the middle one. Another fissure oriented N70 opened in the northwestern cliff of Cratère Dolomieu, from which two distinct lava flows were emplaced on the platform. Finally, this 4-fissures system was prolonged to the northeast on the northern slope of the central cone (6 fissures oriented N70 to N10). The activity at all these fissures was redirected to the lowest point at 2450 m a.s.l (Cratère Julien) around 19:00 UTC, except the one in Cratère Bory that was still active until 23:00 UTC. Between February 3 and 8, a system of dry fractures 100 m north of the summit emitted volcanic gas, while the activity at Cratère Julien continued until February 24 (C.R. Acad. Sc. Paris, t 293, 21 Septembre 1981). At this date, the lava flow had covered an area of 0.6 km^2 for a volume of $4.5 \cdot 10^6$ m^3 (measured on the difference of DEMs, and also estimated by Bachèlery et al., 1982). A phreatomagmatic phase at Cratère Julienwas observed on February 16 and 17.
- June 14, 1985 : after 15 months of quiescence, a short-lived (1 day) eruption started at 2560 m a.s.l to the west of Cratère Bory. A N30-N50 series of fissures emplaced a 1km^2 lava flow of 1-2 m mean thickness. This event was the start of a new eruption cycle ending with the 1986 distal eruption in the southeast rift zone (Lénat et al., 1989b).
- July 9, 1985 : a seismic crisis indicated a summit intrusion not followed by eruption. It was the first event of this type evidenced at Piton de la Fournaise by seismicity. The intrusion was followed by a structural readjustment in the eastern slope of the central cone and in the Grandes Pentes on July 10, as underlined by seismicity in these areas (Lénat et al., 1989b).
- September 6, 1985 : a N90 oriented fissure opened between 2450 and 2150 m a.s.l on the eastern flank of the central cone. The eruption lasted 34 days and emplaces a 1.4 km^2, $14 \cdot 10^6$ m^3 lava flow (with an exceptional mean thickness of 10 m).
- December 1, 1985 : a N190 oriented fissure started to open 500 m south of the summit at 2500 m a.s.l. It was active for two days and emplaced a flow of 1.5 km^2 and $1.5 \cdot 10^6$ m^3.
- December 12, 1985 : a 40 days-long eruption started inside Cratère Dolomieu, filling it with a lava flow of $7 \cdot 10^6$ m^3. The five 1985 eruptions were all preceded by seismic crisis lasting from 11 minutes to 6 hours (Delorme et al., 1989).
- July 14 and on November 12, 1986 : two weak eruptions inside Cratère Dolomieu lasting shorter than a day each ($0.015 \cdot 10^6$ m^3, Stieltjes and Moutou, 1989)
- June 2, 1987 : 33 mn-long intrusion at the summit at 15:57 UTC.
- June 10, 1987 : eruption in the eastern part of Cratère Dolomieu. The activity continued until June 29. The volume of the lava flow is $1.5 \cdot 10^6$ m^3 (Peltier et al., 2009).
- April 20, 1988 : a seismic crisis started at 05:31 UTC with earthquakes located below the northeastern part of Cratère Dolomieu. It lasted for 31 minutes, but did not led to an eruption.
- November 12, 1988 : 25 minutes of low-energy summit seismicity were recorded, without associated deformation.
- January 18, 1990 : summit eruption in the southeastern part of Cratère Dolomieu and the upper southeast flank at 2450 m a.s.l. It lasts around a day and emission of $0.9 \cdot 10^6$ m^3 of lava.
- July 19, 1991 : an eruption started at 2470 m a.s.l in the eastern part of Cratère Dolomieu. Simultaneously, a N70, 900 m-long fissure opened in the upper part of the eastern flank. Their activity (less than one day) emplaced a $1 \cdot 10^6$ m^3 lava flow.

Proximal activity (eruptions inside Enclos Fouqué, for which the lowest vent is located higher than 1500m a.s.l and lower than 2300 m a.s.l.)

• February 24, 1981: a new fissure system opened between 2240 m and 2430 m a.s.l, on the southwestern flank of the central cone, aligned with the N70 fissure system of February 3. An increase of seismicity preceded the opening. The fissure remained active until March 31, producing a lava flow that covered 1.7 km^2 for a volume of about $6.8 \cdot 10^6$ m^3. The activity at this vent ended on March 31 when a new fissure opened.

• March 31-April 1, 1981: a new fissure opened between 1650 and 1850 m a.s.l on the northeastern flank, 1.7 km west of Piton de Crac (Bachèlery et al., 1982). This N70 fissure was aligned with the February 3 and 24 fissures, suggesting a 4.2 km-long, slightly curved N70 oriented dyke feeding these three events. During the 35 days of activity at this last vent (the activity there ended on May), about $5.2 \cdot 10^6$ m^3 of lava were emplaced over a 1.7 km^2 area.

• December 4, 1983: after 31 months of quiescence an eruption started at vents located 2 km south-southwest of the summit of Piton de la Fournaise, at the base of the central cone, between 2120 and 2220 m a.s.l. The eruption had two phases : December 4 to January 18 and January 18 to February 18. Phase 1 produced about $8 \cdot 10^6$ m^3 of lava and Phase 2 about $9 \cdot 10^6$ m^3. (Lénat et al., 1989a). The recorded precursors of the December 4 opening were limited to a two-week shallow (1.5-3 km) seismic increase (fewer than 50 events in total). Openings of vents for phases 1 and 2 were preceded by short (2.5 hours and 1.5 hours) seismic swarms coeval to tilt increase at the BOR station corresponding to the rise of magma toward the surface from a shallow reservoir (seismic crisis) (Zlotnicky et al., 1990). A summit inflation was observed in early January, before the phase 2 opening, while the phase 1 eruption was still continuing. In total during this event, a lava flow of 2.7 km^2 and $19.8 \cdot 106$ m^3 has been emplaced (modified from Lénat et al., 1989a, with our complementary measurements of lava flow area and thickness on the 1997-1978 difference of DEMs).

• August 5, 1985 : a N30 oriented fissure opened between 2090 and 2170 m a.s.l. 1800 m north-northwest of the summit. It remained active for 26 days and emplaces a 1 km^2, 7 m-thick (average) flow.

• December 6, 1986 : a fissure opened inside Cratère Dolomieu. It remained active for a month until January 7, 1987, emplacing $2 \cdot 10^6$ m^3 of lava. A second fissure opened on January 7 at 1750 m a.s.l on the northeastern flank, 1600 m west of Piton de Crac. During its activity until February 10, it emplaced a 1.9 km^2 flow. The measure of its volume on the difference of DEMs is affected by the February 1981 eruption (340 m northwest of the January 1987 fissure), but we can say that the volume of lava emitted during this event was at least $10 \cdot 10^6$ m^3.

July 19, 1987 : three fissures opened 1.8 km northeast of the summit at 2080 m a.s.l and at 2220/2050 m a.s.l 1.5/2 km southeast of the summit on the southern flank of the central cone. When the activity stopped on the following day, three small flows of 0.2, 0.1 and 0.7 km^2 had been emplaced, for a total of around $0.9 \cdot 10^6$ m^3.

• November 6, 1987 : a two-days lasting eruption started on the northern flank of the central cone. Zlotnicky et al., 1993, relate (vents localisation, and lava flow area and volume values modified from the original text by measurements on the orthoimages and DEMs produced in this study, and time in UTC): "*71 earthquakes have been recorded the day before the eruption, and 65 on November 6 before the intrusive crisis. Their focal depth was between 2.5 and 1.5 km below the northwestern part of the summit craters (Hirn et al., 1993). The radial component of Soufrière tiltmeter recorded a small and progressive inflation (during the days preceding the eruption): less than 10 micro radians in three days. On November 6, a seismic swarm located just below the northwestern part of Dolomieu crater, started at 16:28 UTC and lasted about 42 minutes (…). The seismicity then vanished. At 17:36 UTC seismicity resumed and the tangential component of Soufrière tiltmeter recorded a small deflation. At about 17:47 UTC, small vents opened at 2290-2220 m altitude*". At 20:40 UTC, a second fissure opened (Zlotnicky et al., 1993) at 2020 m a.s.l. 1.6 km northeast of the first. The two lava flows covered an area of 0.8 km^2 and had a volume of

$1.6 \cdot 10^6$ m^3.

- November 30, 1987 : a fissure system opened at 1920-1970 m a.s.l., 2.7 km south-southeast of the summit. Beforehand, between November 16 and November 30, the number of low-magnitude earthquakes (less than 2) had progressively increased, along with a slight deformation of the eastern flank. On November 30, the earthquakes hypocenters were located below the northwestern part of Cratère Dolomieu (Zlotnicky et al., 1993). From 02:50 UTC the number of earthquakes strongly increased until turning into a seismic crisis at 03:01 UTC. The seismicity and deformation source then moved towards the southern flank, and at 04:02 the first fissure opened on the southern flank of the central cone at 2260 m a.s.l. At 05:32 UTC, three new fissures opened at 1920-1970 m a.s.l, 2.7 km south-southeast of the summit. The lava was mainly emitted from the vents at 1920 m altitude. The eruption lasted until January 1, 1988, and emplaced a thick, 1.4 km^2 flow that reached Rempart du Tremblet. The volume of the flow was estimated at $10 \cdot 10^6$ m^3, which was a reasonable assumption given that its thickness is more than 20 m in some places.
- February 7, 1988 : a seismic crisis started under the summit at 16:30 UTC and lasted two hours until a fissure opened at 2050 m a.s.l 2.2 km southeast of the summit. A first flow was emplaced to the south on 2.5 km, then a second to the southeast on 3.5 km. In total covering 1.8 km^2, the volume emitted during this event is $9 \cdot 10^6$ m^3 (5 m mean thickness as measured on the DEM difference). The eruption ended on April 2.
- May 18, 1988 : an eruption began 2.2 km northeast of the summit between 2200 and 1900 m a.s.l. The preceding seismic crisis started at 00:03 UTC and lasted 33 mn. The inflation recorded by tilt meters revealed the progression of an intrusion at 500 m a.s.l under the southeast sector of Cratère Dolomieu. At 00:20, the intrusion reacheed 700 m a.s.l and suddenly moved to the north. The deflation in the southeast sector of the summit started at 00:25 UTC, and the magma reacheed the surface at 00:33. The eruptions lasted 74 days, emplacing a 1.5 km^2 flow for a maximum volume of $15 \cdot 10^6$ m^3 (modified from Delorme, 1994, given that the flow is no more than 10 m-thick in average, as measured on the difference of DEMs produced in this study).
- August 31, 1988 : a 13-days long eruption started 2.2 km south-southwest of the summit at 2250-2100 m a.s.l. It was preceded by the westward migration of an intrusion from below the southeast sector of Cratère Dolomieu starting at 11:23 UTC (seismic crisis) and ending at 13:48 UTC. The eruption stopped on September 12, having produced a $3.6 \cdot 10^6$ m^3 flow that covered 0.9 km^2.
- December 14, 1988 : at 04:30 UTC, the onset of a seismic crisis indicated the start of magma migration. The intrusion migrated northward under Cratère Dolomieu from 04:50 to 05:10. At 09:03, a series of fissures opened between 2100 and 1900 m a.s.l 3 km northeast of the summit. At the end of the eruption, on December 29, a 0.9 km^2, $4 \cdot 10^6$ m^3 flow had been emplaced.
- April 18, 1990 : an eruption was preceded by a 15 days period of increasing seismicity (Toutain et al., 1992). A 12-minute summit inflation recorded on summit tilt meters showed the upward migration of a dyke from the main reservoir in the northeastern sector under Cratère Dolomieu. Then for 5 minutes the dyke migrated laterally under the summit cone to the the southeast at 2.3 m/s. Five hours later, the eruption started in the southeastern part of Enclos Fouqué at 1780 m a.s.l, 4.2 km away from the summit, so that the migration has had a mean velocity of 0.21 m/s. Lava emission lasted until May 8, emplacing a 1.4 km^2 flow for around $8 \cdot 10^6$ m^3.
- August 27, 1992 : a series of four fissures opened from the summit to the southeast base of the central cone. The first was located in the western part of Cratère Dolomieu, the second on the upper part of the south flank at 2520 m a.s.l, the third in the middle of the south-southeastern flank at 2220 m a.s.l and the last one at the southeast base of the cone at 1880 m a.s.l. Only the lowest one emitted the majority of the lava, which covered 2.3 km^2, 0.4 of which were small flows of no more than 1 m thickness, while the rest had a mean thickness of around 4.4 m. The extruded volume was around $8.7 \cdot 10^6$ m^3.

Distal activity (Eruptions outside Enclos Fouqué or lower than 1500m a.s.l)

• March 18, 1986 : starting at 15:02 UTC, deep events (-3 to -5 km a.s.l) were recorded first on NTR station. At 16:16 UTC, an important shallow event (magnitude 2) occurred near this same station. After that, the seismic crisis continued until 21:00 UTC (Delorme et al., 1989). The eruption began at 22:40 UTC, 3.5 km south-southwest of the summit at 1820 m a.s.l with the opening of a 200-m-long, N145 oriented fissure (as mapped on the orthoimage). At 07:20 UTC on March 19, tremor stopped but both deep and summit seismic crises continued. A 0.6 km^2, 0.5·10^6 m^3 flow which front reached 1200 m a.s.l in the Grandes Pentes had been emplaced by then (as mapped on the difference of DEMs). The seismic crisis continued until 16:20 UTC, when tremor reappeared on the NTR station. A 700 m-long fissure opened west of Piton Takamaka between 910 and 1110 m a.s.l, producing a lava flow with avelocity estimated at 300 m/h max (Delorme et al., 1989). This flow was running to the east, and divided into two branches north and south of Piton Takamaka. The south branch of the flow crossed the littoral road (RN2) at 07:00 UTC on March 20 and stopped 200 m from the sea, 4.5 km east of the vent. The north one crossed the same road at 09:00 UTC,

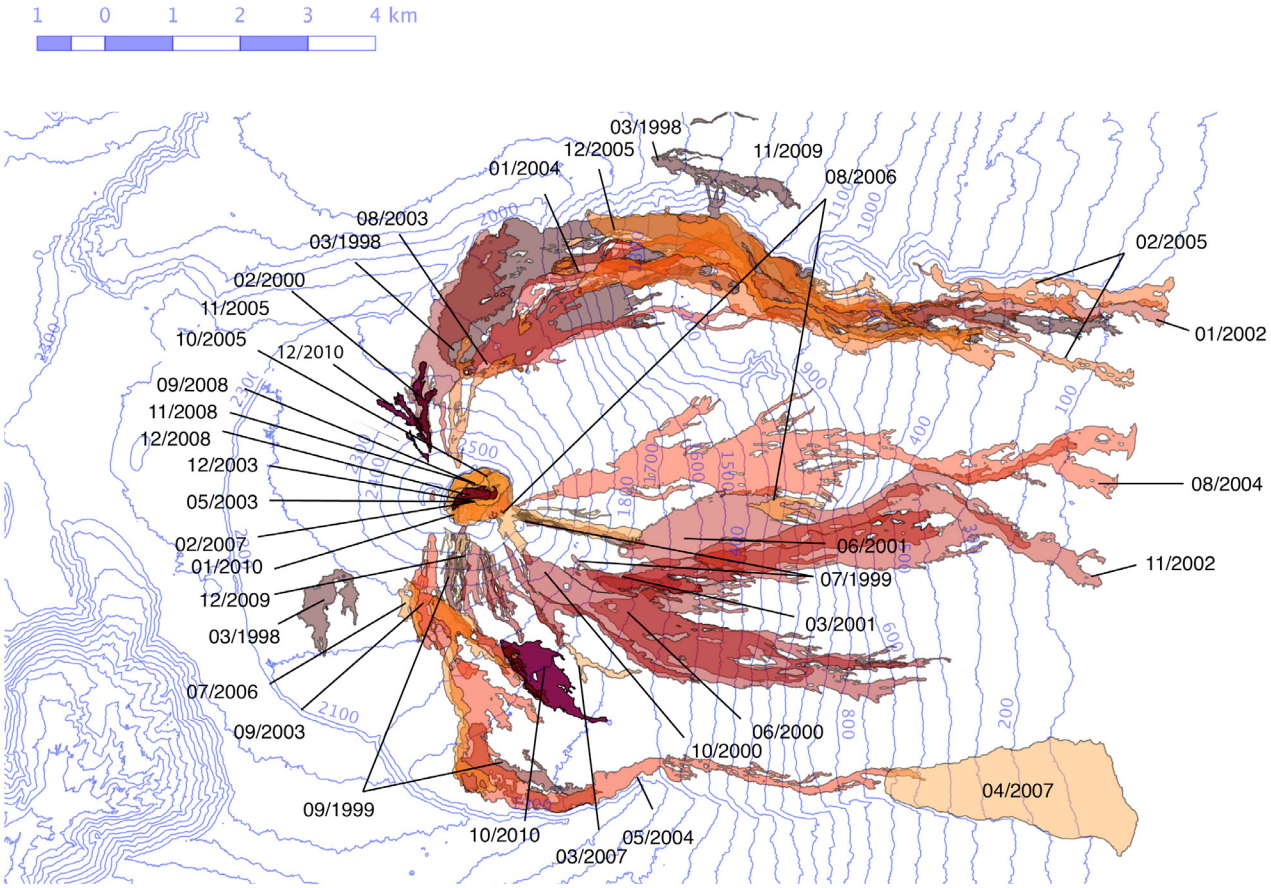


Figure B8. **Map of identified and confirmed lava flows between 1997 and 2010 at Piton de la Fournaise, from reports and orthoimages comparison. Elevation values in meters.**

destroying eight houses, and entered the sea at 13:00 UTC. The effusive activity at the Piton Takamaka fissure remained high on March 21 and 22 and then decreased on March 23. Simultaneously, at 00:00 UTC on March 23 (beginning of the day) steaming cracks were reported on the RN2, 5 km southeast of Piton Takamaka. The cracks swarm extended, up to 800 m in length, between 30 and 150 m a.s.l at 08:00 UTC (Delorme et al., 1989). The cracks on the road showed openings of up to 1.05 m, with 41 cm of right-lateral movement. Degassed lava started to be emitted from the lowest part of the fissure at 09:00 UTC, quickly building two broad platforms on the shore. At 14:38 UTC on March 29, a phreatic explosion occurred inside Cratère Dolomieu. A new pit-crater, 150 m in diameter and 80 m in depth was visible. The activity at Piton Takamaka vents stopped on March 31, having emplaced a $9{\cdot}10^6$ m^3 lava flow, while at the shore vent it stopped on April 1, having produced between 3 and $5{\cdot}10^6$ m^3 of lava.

Collapses and pit-craters

March 29, 1986 : A new pit-crater, 150 m in diameter and 80 m in depth, was formed coeval to the March 1986 distal eruption. Low-temperature lava poured into it. It came from the uncooled internal part of the December 1985 lava flow.

8.1.2.5. Activity between 1997 and 2010

Surveillance and data

During the six years of quiescence between 1992 and 1998, the observation of Piton de la Fournaise benefited from multiple technological advances. First of all, the study of deformation became increasingly precise and consistent, with the first GNSS measurements. In 1993, two half-permanent stations were installed (at the summit southwest of Cratère Bory and outside Enclos Fouqué, above its western cliff. Fully operational permanent GNSS stations are implemented first in 2003 with 3 stations at the summit (BORG, DSRG, SNEG) and 1 reference station outside Enclos Fouqué (ENCG). In 2019, the network was composed of 24 stations. In addition to the permanent network, 80 stainless steel benchmarks were placed around the summit and the central cone between 2000 and 2001, to precisely re-iterate GNSS measurements and produce comprehensive deformation maps framing eruptions. The re-iteration of measurement was done through "Stop and Go" sessions in kinematic mode during 3 minutes with 1 point/s and a centimetric precision (Peltier, 2007).

SAR surveys started in the late 1990's (the first eruptions surveyed and analysed at Piton de la Fournaise were the March 1998 (Sigmundsson et al., 1999) and the February 2000 (Fukushima et al., 2005) eruptions. Satellite imagery enabled to get a spatially comprehensive view of edifice deformation, even if limited by the number and timing of satellite acquisitions. Thus, it complemented very well the permanent GNSS network.

These techniques complemented already installed tilt (six permanent tilt meters in 2000 (BORI, SFRI, DSRI at the summit, TCRI, FORI and FERI at the base of the central cone, CATI and RER farther from the active centre; Peltier et al., 2005), extension (5 permanent stations as of 1995: SFRX, DSRX at the summit, FORX, MGNX and DALX at the base of the central cone) and seismological networks (20 permanent stations equipped with short-period geophones in 2000; Peltier et

al., 2005).

Surface activity summary

Between 1998 and 2010, the volcano was active 838 days (19.1% of the time). The volcano showed more sustained activity than usual at Piton de la Fournaise, with 4 well-defined superficial cycles (e.g. Peltier et al., 2009a). This period of intense lava emission reached its paroxysm on March-April 2007, with an exceptionally voluminous low-elevation eruption (e.g. Staudacher et al., 2009). The volcano then produces a few small summit eruptions and one proximal eruption before entering a period of quiescence between 2010 and 2014.

Summit activity (eruptions for which the lowest vent is located higher than 2300m a.s.l)

- November 26, 1996 : a summit seismic crisis started at 17:26 UTC and lasted 1:44. It may have been an evidence for an intrusion.
- August 23, 1997 : a summit-lateral seismic crisis happened between 06:39 and 06:54 UTC.
- October 6, 2000 : seismic crisis recorded under Dolomieu.
- May 30, 2003 : a seismic crisis started at 07:37 UTC, followed by the appearance of tremor shortly after at 07:55 UTC. Lava fountains appeared inside the December 23, 2002 pit crater in the southwestern part of Cratère Dolomieu. They remained active until 10:00 UTC. 0.2-0.3·10^6 m^3 of lava have been emplaced in the southwestern part of Cratère Dolomieu.
- June 4, 2003 : on the same spot, tremor appeared again at 07:55 UTC. The lava flow deposited on May 30 in the W part of Dolomieu crater was enlarged. This phase ended on June 6 in the evening.
- June 12, 2003 : lava emission started again from the same site until June 15.
- June 21, 2003 : final phase of the eruption started on May 30. Lava flowed from the same site into the western part of Cratère Dolomieu until July 7. In total since May 30, about 2.2·10^6 m^3 of lava had been emitted inside Cratère Dolomieu.
- November 6, 2003 : at 2:00 UTC a strong seismic crisis started, accompanied by surface deformations centered on the southeastern flank of the central cone, observed by tiltmeter as extensometer networks (T. Staudacher, OVPF bulletins). Up to 35 cm and 25 cm of horizontal deformation were observed by re-iterated GNSS surveys on the eastern and southern flanks, respectively.
- December 7, 2003 : at 10:29 a seismic crisis under Cratère Dolomieu started. From 10:50 UTC tilt variation at the Dolomieu South station indicated the start of magma upward migration. From 13:15 strong variation of tilt UTC indicated the final injection of magma under the southern part of Cratère Dolomieu. The onset of eruption was at 13:25 UTC. Two N45 fissures opened : the first one was located south of Cratère Dolomieu rim, in the Petit Plateau area, and produced only gas ("dry fissure") except for a 1m^2 lava burst. The second one, located in the southeastern part of Cartère Dolomieu, was the most active part of the opening. It emitted lava covering most of the western part of the crater floor until December 25 (0.24 km^2, 1.2·10^6 m^3).
- October 4, 2005 : after sustained inflation of the summit zone during the preceding months, a seismic crisis started at 09:28 UTC, followed by evidences of upward migration of magma fromn 09:40 and dyke lateral propagation from 09:50. The eruption started inside the southwestern part of Cratère Dolomieu at 10:26 UTC with the opening of two active N340-350 fissures. The eruption produced 17 a 0.35 km^2, 2·10^6 m^3 flow of aa type lavas covering 66% of Cratère Dolomieu's floor.

- November 29, 2005 : after a continuous inflation of the summit zone recorded on the SFRX and DSRX extensometers and the GNSS network since the end of the October 4 eruption (5 cm N-S and 2 cm eastward extension of Cratère Dolomieu as recorded by GNSS stations: OVPF internal report), a seismic crisis started at 01:59 UTC. At 02:25 UTC tremor appeared, coeval with the opening of a fissure in the western part of Cratère Dolomieu. A second and third fissures opened in the northern wall of Cratère Dolomieu and on the upper part of the northern flank of the central cone at 2550 m a.s.l, respectively. The eruption stopped at 16:15 UTC, having emplaced a 0.41 km^2 lava flow (total) for a volume of about $0.8 \cdot 10^6$ m^3.
- February 18, 2007 : after continuous inflation of the summit since the end of the last eruption on January 1, 2007, a seismic crisis started below the summit at 12:10. Tremor appeared at 12: 45 inside Cratère Dolomieu with the opening of an elongated E-W fissure running on almost the full length of the crater floor. After only 9 hours of activity, the eruption stopped. Lavas have covered 0.4 km^2 inside Cratère Dolomieu and on the eastern flank of the central cone for a volume of around $1 \cdot 10^6$ m^3.
- September 12, 2008 : following the April 2007 summit collapse, the summit contracted, so that Cratère Dolomieu had reduced its size by about 3 m and 1.2 m in north–south in east–west directions respectively, and a subsidence of 40 to 99 cm of its border had been recorded by the permanent GNSS network (Staudacher et al., 2009). On July 28, 2008 the deformation trend reversed. The permanent GNSS network recorded a new inflation of the summit cone (Staudacher et al., 2010). On september 12, 2008 between 06:00 and 12:00 UTC a seismic crisis under the summit was accompanied by release of volcanic gas from the southeastern wall of Cratère Dolomieu (Staudacher, 2010). However, no eruption followed.
- September 21, 2008 : a seismic crisis started at 11:05 UTC. A vent opened at 11:35 UTC in the western wall of Cratère Dolomieu at 2340 m a.s.l, and tremor appeared. The eruption ended on October 2, having emplaced around $1 \cdot 10^6$ m^3 in the bottom of the crater.
- November 27, 2008 : between November 5 and 25 inflation of the summit of 2.6 and 2.2 cm has been recorded by the GNSS network in the N-S and E-W direction, respectively (Staudacher, 2010). 4 seismic crisis (lasting 00:40 on October 20, 00:13 on October 31, 02:00 on November 6, 14:00 on November 20; Roult et al., 2012) were detected. On November 27 at 07:25 UTC a seismic crisis started, quickly followed by the appearance of tremor and onset of eruption on the same spot as the previous one at 07:49. The process was accompanied by a summit inflation of 7 and 3.5 cm and the N-S and E-W directions respectively. The eruption lasted only 26 hours and deposited around $0.1 \cdot 10^6$ m^3 of lava.
- December 14, 2008 : since the end of the November 27 eruption, the summit had inflated by 5.9 and 4.8 cm in the N-S and E-W directions respectively. At 04:10 UTC a seismic crisis started, lasting for an unusually long 19 hours. At 23:00 a fissure opened in the northeastern Cratère Dolomieu wall at 2340 m a.s.l, without having significantly deformed the summit (Staudacher, 2010). Tremor paused between 17:00 on January 1, 2009 and 6:10 on January 2. Finally the eruption stopped on February 4, having deposited around $1.31 \cdot 10^6$ m^3 of lava inside Cratère Dolomieu.
- November 5, 2009 : after 4 seismic crisis on October 7 (lasting 02:10 and accompanied by summit deformation revealing intrusion), October 14 (01:10, no deformation), October 18 (01:55, intrusion) and October 30 (01:10, no deformation), a seismic crisis started at 15:30 UTC. Upward migration of magma started at 15:40. Two fissures opened at 17:00 UTC on the southeastern flank of the central cone at 2440 and 2340 m a.s.l. The eruption ended on November 6 at 00:10 UTC, emplacing two very small lava flows.
- December 14, 2009 : a seismic crisis started at 13:30 UTC, followed by vertical migration of magma from 13:40 to 14:40, when a series of 4 E-W oriented fissures opened on the upper part of the southern flank of the central cone around 2480 m a.s.l. The eruptions lasted until 06:30 UTC on the following day, emplacing a negligible volume of lava on the southern flank.

• January 2, 2010 : after a small 02:00 seismic crisis without associated deformation at the summit on December 29, a seismic crisis started at 07:50 UTC under the western part of Cratère Dolomieu. At 08:20, upward migration of magma started, followed by the onset of an eruption and associated tremor at 10:20 UTC. A fissure opened in the western wall of Cratère Dolomieu at 2400 m a.s.l. above the September and November 2008 vents. The eruption ended on January 12 at 00:05 UTC. $1.2 \cdot 10^6$ m^3 of material had been deposited in the bottom of Cratère Dolomieu. Two seismic crisis at the summit follow later on September 19 (00:10, no deformation) and 23 (03:30, magma intrusion).

Proximal activity (eruptions inside Enclos Fouqué, for which the lowest vent is located higher than 1500m a.s.l and lower than 2300 m a.s.l.)

• July 19, 1999 : a seismic crisis started at 14:18 UTC under Cratère Dolomieu. Simultaneously, migration of magma was evidenced by increased tilt at BORI, SFRI and DSOI tilt stations (50, 140 and 180 radial micro radians respectively). During this migration, the inflation started at 14:30 UTC under the northeastern flank of Cratère Dolomieu. Magma then migrated under Cratère Dolomieu at 14:55. Between 15:00 and 15:06 the eastern part of Cratère Dolomieu deflated. Tremor started at 15:06, coeval with a summit-wide deflation (Villeneuve, 2000). The Piton Partage EDM (Electronic Distance Measurement) targeting a reflector on the northern flank of the central cone showed an increase of 45 mm (southward motion of the eastern flank). Two fissures open in the northern part of Cratère Dolomieu and on its southeastern rim with fountains up to 100 m high at the main vent. During the night between July 23 and July 24, tremor increased for a period of 14h and another fissure opend at the southeastern base of the central cone (between 1900 and 2010 m a.s.l). All activity ceased at 09:00 UTC on July 31. The three flows had covered 0.8 km^2 and had a volume of $1.3 \cdot 10^6$ m^3. Re-iterated GNSS measurements showed that the summit had grown locally by 33.4 cm to the northeast 16 cm to the southwest (Villeneuve, 2000).
• September 28, 1999 : a seismic crisis started at 06:37 UTC. At 07:25, inflation started under the western flank of the central cone. It shifted below Cratère Dolomieu at 07:52. Deflation under the eastern part of Cratère Dolomieu started simultaneously, a few minutes before the onset of the eruption. Tremor appeared at 07:58 UTC, coeval wight the opening of a fissure in the western part of Cratère Dolomieu. Deflation of the eastern part of Cratère Dolomieu stopped at 08:05 UTC. At 08:10 UTC, a new N-S en echelons fissure system opened at 1500 m a.s.l on the southern flank of the central cone. Progressively, it extended to a total length of 1.2 km and reached the southern base of the central cone at 2150 m a.s.l. Activity swiftly decreased and stopped inside Cratère Dolomieu around 8h after the onset of the eruption, but remained on the southern flank site. On October 8, tremor increased and fumaroles were observed in the southern part of the Enclos Fouqué at 1900 m a.s.l. A fissure opened there, 3.5 km south of the summit, between October 8 and October 11. Activity at this distant site stopped on October 20, while the southern flank site continued to emit lava until October 23. The central cone had inflated 44 cm to the east and 12 cm to the west (Villeneuve, 2000). Lava fields covered a surface of 1.3 km^2 for a volume of $1.3 \cdot 10^6$ m^3.
• February 13, 2000 : at 19:14 UTC, a seismic crisis started at sea level below the Bory-Dolomieu limit. Summit tilt meters showed the beginning of summit inflation a few minutes later at 19: 17, indicating the onset of magma migration. It was first exclusively upward, but shifted northeastward at 19:39 UTC (Peltier et al., 2005). Tremor started at 20:18 UTC, coeval with the opening of a N-S fissure system on the northern flank of the central cone between 2260 and 2460 m a.s.l. Lava was emmitted from the lowest vent and emplaced a 1.8 km^2, $8.2 \cdot 10^6$ m^3 flow. Tremor stopped on March 4. The central cone had been extended locally 29.5 cm eastward and 3.3 cm westward (Villeneuve, 2000).

- June 23, 2000 : seismicity under Cratère Dolomieu had increased gradually between June 15 and June 21, with more than 100 Volcano-Tectonic earthquakes (VTs) recorded on June 21. It stopped on June 22. Consistently, tilt stations at Soufrière and Chateau Fort showed both summit and base inflation (70 and 20 micro radians respectively). On June 23, at 12:50 UTC a seismic crisis started. The inflation center appeared 6 minutes later at 12:56 UTC. It was first located under the summit then shifted to the southeast at 13:19 UTC (Peltier et al., 2005) (200 micro radians for the summit tilt stations in total). Tremor started at 14:02 UTC with the opening of a N130 fissure system between 1850 and 2100 m a.s.l on the southeast flank, and summit-wide deflation. However, the inflation continued on the eastern flank until 14:40 UTC. At 14:40 UTC, seismic background noise increased significantly on BOR, NTR and FLR stations and a last fissure opened at 1750-1850 m a.s.l. Note that during this crisis, two magma migration paths were evidenced by hypocenters localisations and tilt data. The first one transited by the summit system and reached the surface on the southeastern flank at 14:00. The second one originated from a more eastern part of the reservoir, under the upper eastern flank, and reached the surface at 14:40, at slightly lower elevation on the southeastern flank. The latest remained active throughout the whole eruption (until June 30) while the first quickly froze. Significant seismicity (5-22 VTs/day) under the summit was recorded between June 24 and June 28. The emplaced flow was 2.2 km^2 in area and around $10{\cdot}10^6$ m^3 in volume.
- October 12, 2000 : a seismic crisis started at 00:09. Upward migration of magma started at 00:17 until 00:32, followed by lateral migration of magma until tremor appeared at 01:06 (Peltier et al, 2005). A $9{\cdot}10^6$ m^3 flow was emplaced (Roult et al., 2012).
- March 27, 2001 : a seismic crisis started at 08:55 UTC. Upward migration of magma started at 09:01 until 09:08. Then, magma migrated laterally to the south-southeast until tremor started at 09:21 (Peltier et al., 2005). A N100 fissure system opened with four fissures at 2410, 2330, 2220 and 2030 m a.s.l on the south-southeastern flank of the central cone. At the end of the eruption on April 3, a total of 2.5 km^2, $4.8{\cdot}10^6$ m^3 field composed of three flows had been deposited.
- June 11, 2001 : a seismic crisis started at 09:17 UTC. Upward migration of magma evidenced by tilt changes at the summit stations started a few minutes later at 09:20 UTC. Lateral migration started at 09:30 UTC, and ended with the opening of a en echelon fissure system at 09:50 UTC (Peltier et al., 2005). The highest of 8 fissures was located 700 m south-southeast of the summit at 2480 m a.s.l: five fissures opened on the southern flank of the central cone and emplaced small flows before cooling. Two fissures opened at the base of the southeastern flank, producing a negligible amount of lava. Finally, the main active site opened at 1820 m a.s.l. on the eastern flank and remained active 28 days, building a 41 m high cone. The lava flow (3.3 km^2, $9.5{\cdot}10^6$ m^3) was emplaced eastwards and separated into two branches in its lower part, reaching 85 m and 148 m a.s.l., respectively, in the Grand Brûlé area.
- January 5, 2002 : a seismic crisis started at 12:37 UTC under the northwestern part of Cratère Dolomieu. It was followed by evidences of upward migration from 12:42 UTC to 13:14 UTC (beginning of lateral migration to the north). Eruptive tremor appeared at 19:00 UTC (Peltier et al., 2005), coeval with the opening of a first series of four eruptive fissures between 1830 and 1880 m a.s.l, 3.4 km northeast of the summit, above the Plaine des Osmondes western slope. By January 6 only two cracks remained active and the lava flow reached 1100 m a.s.l. in Plaine des Osmondes (it reached 890 m a.s.l by the end of the eruption). On January 12, tremor started to increase from its previous days level, while earthquakes were recorded around 4 km below northern Plaine des Osmondes. During the evening, a new fissure opened at 1100 m a.s.l at the foot of the Rempart in the northeastern part of Plaine des Osmondes. Lava pouring out from this fissure quickly started moving in lava tubes, enabling the flow to reach the shoreline in the northeastern part of Grand Brûlé at 11:40 on January 14. Unusually high lava emission rates (mean of 13.67 m^3/s) during the 11 days of activity emplaced two huge flows (2.7 km^2, $13{\cdot}10^6$ m^3 in total).

• November 15, 2002 : seismic crisis starts at 19:00 UTC under the northwestern part of Cratère Dolomieu, followed by upward magma migration between 19:08 UTC and 19:43 UTC. Lateral migration to the southeast starts at 19:43 UTC and eruptive tremor appears at 00:56 (following day) UTC (Peltier et al., 2005). Fissures open between 1900 m and 1600 m a.s.l. The lowest one, 3.9 km east of the summit, will remain the main active site for the duration of the eruption (ends on December 3). Between November 25 and December 3, numerous earthquakes were being recorded 1 km below Cratère Dolomieu floor (329 seismic events on November 30). The flow reached the sea on December 1. According to Lonpré et al., 2007; "*After a relatively constant level of activity during the first 13 days of the eruption, lava discharge, volcanic tremor and seismicity increased from 29 November to 3 December. Lava effusion suddenly ceased on 3 December while shallow earthquakes beneath the Dolomieu summit crater were still recorded at a rate of about one per minute. This unusual activity continued and increased in intensity over the next three weeks, ending with the formation of a pit crater within Dolomieu (on December 23)*". This pit crater, originally 100 m in diameter and 10 m deep, slowly grew to reach 200 m in diameter and 25 m depth in May 2003. Lonpré et al. (2007) evoked a total emitted volume of 5 to $8{\cdot}10^6$ m^3. The subaerial part of the flow (a fraction had entered the sea) covered 3.6 km^2, while digital measurements of its thickness from differential DEMs (2009-1997) suggested a mean thickness of 3-6 m. Thus the flow volume was probably closer to $15\text{-}16{\cdot}10^6$ m^3.

• August 22, 2003 : a seismic crisis started at 14:18 UTC under the northwestern part of Cratère Dolomieu. Upward migration of magma started at 14:25 UTC. Lateral migration to the north started at 14:45 UTC. Tremor appeared at 16:50 UTC, with the opening of a series of fissure starting inside Cratère Bory in the NE direction (Peltier et al., 2005). The lowest fissure was located 1.8 km north-northeast of the summit at 2180 m a.s.l. By the end of the eruption on August 27, a 35 m high pyroclastic cone had been built. The flow front then reached 920 m a.s.l. north of Piton de Crac. A volume of $6.2{\cdot}10^6$ m^3 had been emitted for an area of 1.6 km^2.

• September 30, 2003 : a seismic crisis started at 18:35 UTC under the southwestern part of Cratère Dolomieu. Upward migration started at 18:45 UTC, then magma shifted laterally to the southwest at 18:58 UTC. The eruption began at 19:40 UTC (Peltier et al., 2005) at 2330 m a.s.l. on the southwestern flank of the central cone. It remained active until 09:00 UTC on October 1, having emplaced about $1{\cdot}10^6$ m^3 of lava for an area of 0.5 km^2.

• January 7, 2004 : at 5:18 UTC a seismic crisis started beneath summit, accompanied by surface deformations. Between 5:21 and 5:30 UTC tilt meters showed an extension of the summit. In the next few hours, seismicity focused on two different centers, one around 2.5 km below the Dolomieu-Bory junction, a second one shifting to the east-north-east flank of the central cone. The seismic crisis continued until January 8 (UTC). Five fissures opened between 1530 and 1400 m a.s.l, 4 km northeast of the summit at 22:45 UTC. A small lava flow went down in Plaine des Osmondes. Its final length was 2.6 km (0.6 km^2) and its volume is estimated at about $1.9{\cdot}10^6$ m^3 (OVPF bulletin). Eruption tremor disappeared on January 10 at 08:00 UTC.

• May 2, 2004 : a seismic crisis started at 15h03, followed by magma injection from 15:18 to 15:44 as recorded by tilt meters. Tremor appeared at 15:35 (magma migration continued to the south of the summit while a first fissure opened at 2480 m a.s.l 600 south of the summit). A second fissure opened on the southern plateform of Enclos Fouqué at 2020 m a.s.l, which remained active for the longest part of the eruption (until its end on May 18). At the end, the front of the flow reaches 500 m a.s.l in the southern Grandes Pentes, having travelled 8.4 km from its source. Its total surface is 3.4 km^2 for a volume of $16.9{\cdot}10^6$ m^3.

• August 12, 2004 : a seismic crisis started at 22:15 UTC. Tremor appeared at 22:40 UTC along with the opening of an E-W fissure in the southern part of Cratère Dolomieu (active for about 12 hours). From 22:40 UTC, GNSS displacements on Soufrière and Dolomieu Sud stations showed the lateral propagation of the dyke towards the east, along with a gradual opening of a 2 km-long fis-

sure on the eastern flank of the central cone. On August 14, the lower part of this fissure became active between 1950 and 1850 m a.s.l. Strong degassing was observed at 2150 m altitude, while a strongly degassed lava flow was released from the vent at 1850 m. Lava quickly flowed down the eastern flank and the Grandes Pentes. It reacheed the national road on August 22 and entered the sea on August 25. Tremor stopped a first time on September 2 at 15:15 UTC. Two day later tremor reappeared, along with the emission of pahoehoe lava that reached 400 m a.s.l. Tremor stopped a second time on September 9 at 00:15 UTC. A third phase of lava emission started on September 11 in the morning and ended on October 2 at 19:00 UTC. Finally, a fourth and last eruptive phase happened between October 4 in the morning and October 14. The eruption emplaced a flow covering 4.7 km^2 for a volume of about $20 \cdot 10^6$ m^3.

- July 19, 2006 : after a period of inflation of the volcano summit zone since April (around 11 cm N-S and 9 cm E-W, (Historique des éruptions au Piton de la Fournaise, 1998-2007, Maison du Volcan)), a seismic crisis started at 22:18 UTC. Upward migration started at 22:40 followed by lateral migration at 22:55 (Roult et al., 2012). Tremor started at 00:06 UTC on the following day with the opening of a first fissure at 2200 m a.s.l east of Cratère Rivals. At 01:36, a new fissure opened 500 m southwest of the first one and remained the main lava emission site until the end of the eruption on August 14. The flow covered 0.7 km^2 for a volume of $3.2 \cdot 10^6$ m^3.
- October 14, 2010 : a seismic crisis started at 09:45 UTC, followed by upward migration of magma in the next minutes. Lateral migration started at 11:30 UTC to the southeast. A fissure opened at 1990 m a.s.l. 2.5 km southeast of the summit and tremor started at 15:20 UTC. At the end of the eruption at 02:00 UTC on October 31, $2.7 \cdot 10^6$ m^3 of lava had covered 0.7 km^2.
- December 9, 2010 : a seismic crisis started at 15:10 UTC. Magma upward migration starting a few minutes later was followed by lateral migration to the northwest at 16:50 and onset of eruption at 18:15 UTC. A series of N-S oriented fissures opened between 2300 and 2500 m a.s.l. on the norhtwestern flank of the central cone, depositing $0.53 \cdot 10^6$ m^3 on a 0.3 km^2 surface until the end of eruption at 09:30 UTC on the following day.

Distal activity (Eruptions outside Enclos Fouqué or lower than 1500m a.s.l)

- March 9, 1998 : after 65 months of quiescence, Piton de la Fournaise central system underwent a major change. On March 6 and 7, 12 deep earthquakes (between 4 and 6 km b.s.l, allegedly corresponding to a major structural discontinuity between the oceanic curst and La Réunion island edifice (Hirn et al., 1999)) were observed under the western part of Enclos Fouqué. At 00:00 UTC on March 8, 35 hours before the opening of the first eruptive fissure, a seismic recrudescence started at depth (5 km b.s.l) under the western flank of the summit cone (Battaglia et al., 2005). Hypocenters manual localisations then showed that magma migrated upward at a speed of 1.59±0.06 m/min, with 0.2 to 1 event detected per minute, following a N60 oriented plane slightly dipping to the north-northwest. On March 9, around 1:00, a discontinuity was observed at 1.5 km b.s.l as the number of earthquakes increased to around 4 detections per minute. Simultaneously, the magma migration slowed down to a speed of 1.25 m/min under the western flank of the central cone, following a N60 oriented plane slightly dipping to the south-southeast. This magma reached sea level under the summit at around 10:00 UTC on the same day. From then, seismicity was no longer representative of magma transfer but is a consequence of a readjustment of the summit system to the central reservoir pressurisation. Tilt data shows that the dyke at the origin of the eruption originates 1 km below the summit at 10:00 UTC. Tremor started and the first fissure opened at 11:05 UTC at 2400 m a.s.l on the northern flank of the central cone. In the following hour, five other *en échelons* fissures opened downhill from the first, on a 1 km-long

segment between 1970 and 2400 m a.s.l. (Staudacher et al., 1998). On March 10 the emission was concentrated on the two lowest fissures. On March 11, about 30 earthquakes were localised around 2 km southwest of Cratère Bory. At 22:45 UTC, a more primitive magma (Vlastélic et al., 2007) started to be emitted slowly (5 to 10 m^3/s, Villeneuve, 2000) from a fissure 1.8 km southwest of the summit at 2200 m a.s.l. The activity at this vent stopped on April 2, having emplaced a small, 0.6 km^2 flow for a volume of $2.4 \cdot 10^6$ m^3. The eruption continued at the northern vent, emplacing a lava flow over the northern part of Enclos Fouqué, then the Plaine des Osmondes and the northern part of the Grand Brûlé. On July 30, the lava flow front was at 170 m a.s.l, about 11 km away from the extrusion site, and almost reached the littoral road, only stopping 4 m uphill of it on August 2. On August 7, north of the eruptive site, a recrudescence of rockfall was registered near Nez Coupé de Sainte Rose. Moreover, tremor migrated northward (Villeneuve, 2000) and on August 9, three fissures opened outside the northern border of Enclos Fouqué at 1710, 1670 and 1580 m a.s.l. The main one remained active until September 15, emitting degassed lavas that flowed in cascades down the northern cliff of Enclos Fouqué from August 20. The main eruptive site at the northern foot of the central cone remained active until September 20 but the flow did not extend further downhill. In total, 7.9 km^2 had been covered for the northern lava emissions (adding to the 0.6 km^2 in the southern part of Enclos Fouqué). The total emitted volume was estimated at $62.4 \cdot 10^6$ m^3 (slightly modified from Staudacher et al., 1998, based on the difference of DEMs).

- February 17, 2005 : after inflation recorded on Soufrière extensometer since early December, 2004 (interrupted for 20 days after the December 26 M 9.3 Sumatra earthquake), the summit zone started to show signs of enhanced inflation on extensometers at 08:24 UTC. A seismic crisis followed at 13:38 UTC, with upward migration of magma from 13:40 to 13:54 and lateral propagation of the dyke to the north from 13:54. Tremor started at 16:35 with the opening of eruptive fissures at 1700 m a.s.l in the western slope above Plaine des Osmondes, 3.6 km northeast of the summit. A small fissure at 1250 m a.s.l 1.7 km northeast of the first one also released a negligible lava flow. On February 22 tremor increased significantly and a new fissure opened at 1600 m a.s.l. in the northern part of Plaine des Osmondes, releasing very degassed aa type lavas. The main flow front reached 300 m a.s.l in the Grandes Pentes. On February 25 in the afternoon, a 100 m large lava flow reached the sea in the northern part of Grand Brûlé. After a seismic activity increase in the northeast part of Enclos Fouqué, two new fissures open. The first one, close to Trou Caron, emitted only gases. The second, inside Trou de Sable at 460 m a.s.l., produced a 100 m large aa type lava flow that reached the sea on February 25. Tremor stopped on February 27 (T. Staudacher, OVPF bulletins). 4.2 km^2 for $19 \cdot 10^6$ m^3 had been covered by newly emplaced flows. On February 28 and March 1 the seismicity below Cratère Dolomieu reached 700 events per day, forecasting a probable pit crater formation at the summit. However, seismicity decreased strongly on March 2 without any collapse.
- December 26, 2005 : after inflation of the summit since the November 2005 eruption, a seismic crisis started at 10:44 UTC. Shortly after (a few minutes) , upward migration started as shown by inflation of the eastern part of Cratère Dolomieu. Lateral migration to the north started between 11:50 and 12:00 UTC. Tremor started at 13:10 UTC with the opening of a small fissure at 2040 m a.s.l, 2.6 km northeast of the summit, while lateral migration was still ongoing (Peltier, 2005). It remained active for 3 hours. At 16:30 a series of fissures opened between 1610 and 1870 m a.s.l east of Nez Coupé de Sainte-Rose. Flows of degassed lavas were emitted from the lowest one inside the Rempart until January 18, 2006. In total, around $20 \cdot 10^6$ m^3 had been emplaced for a surface of 2.5 km^2.
- August 30, 2006 : only 10 earthquakes materialised a small seismic crisis. However, at 07:35 UTC, tremor slowly appeared at the summit. A fissure opened on the southeastern part of Cratère Dolomieu and on the upper part of the southeastern flank of the central cone. The latest quickly

cooled, leaving active only the fissure within Cratère Dolomieu. It produced an important flow that finished to fill Cratère Dolomieu. On October 10, a second cone formed on the fissure within Cratère Dolomieu, 100 m southwest of the initial one. On December 9, tremor increased and a fissure opened at 1360 m a.s.l. on the eastern flank. A small flow (0.2 km^2) was emitted from this low fissure. On December 21, a new cone started to form between the two previous ones inside Cratère Dolomieu. The eruption stopped on January 1, 2007, having emitted around $20 \cdot 10^6$ m^3 of lava, mostly pahoehoe type inside Cratère Dolomieu and in the Grandes Pentes.

- April 2, 2007 : at the end of March, seismicity below Cratère Dolomieu had been at a high level of 100 to 200 earthquakes/day. On March 30, 2007, a seismic crisis started at 16:20 UTC. Upward migration of magma occured from 16:25 to 16:40. From then, lateral magma migration lasted 02:10 (Peltier et al., 2009b) with the geodetic network recording an intrusion to the northeast until 17:15 UTC, then shifting to the southeast. Finally a fissure opened at 18:50 UTC at 1900 m a.s.l, 3 km southeast of the summit. It remained active until 05:15 on March 31, emitting a small flow of 0.1 km^2 for $0.3 \cdot 10^6$ m^3. Following the March 30th magma intrusion all summit GPS stations, except BORg, record subsidence. Between March 31 and April 2, several thousand earthquakes were recorded 1 to 2 km (+/- 0.3 km) (Massin, 2009; Peltier et al., 2009) below the summit, and also 3.5 to 4.5 km below the eastern flank of the volcano. On April 2, 2007, after two days of what could be interpreted as ongoing magma migration under the eastern flank of the edifice, an eruption started at 06:00 UTC, at 550 m a.s.l. in the southeastern part of Enclos Fouqué, 7.9 km southeast of the summit. At 11:15 and 13:15 UTC, two flows crossed National Road #2, so that the lava front had been progressing at a speed of around 500 m/h. At 17:15, the flow front reached the sea. Lava fountaining at the main vent was high with projections reaching 150 m (Staucher et al., 2009). Meanwhile, seismicity was still ongoing under Cratère Dolomieu with hundreds of earthquakes per day. On April 5, tremor increased significantly. Moreover, a quick inward displacement of the whole summit zone was recorded (Peltier et al., 2009), after a 6-minute period of highly perturbed GNSS displacements between 14:22 and 14:28 UTC. At 20:48, the GNSS network at the summit recorded a sudden outwards motion of the stations coeval with a 3.2 Md earthquake. At the same time, lava fountains reached 200 m in height at the main vent and Pélé's hair deposits were found over the all island. The SO_2 plume could be observed from space on the western part of the Indian Ocean. After that event and until April 10, collapse cycles (at least 48) characterized by progressive inward displacements ending in a strong outward motion, coeval with important increase of tremor at the lower vent, occurred (Staudacher et al., 2009; Michon et al., 2009). On April 7 in the morning, the collapsed volume at the summit was $90.8 \cdot 10^6$ m^3 (cf. section 4.2.3.). On April 10, the eruption paused for 8 hours before restarting. Tremor then increased slowly until April 14 and two more collapse cycles were recorded on the summit GNSS stations on April 12 and April 14 (at that time the collapsed volume was around $117 \cdot 10^6$ m^3; cf. section 4.2.3.). On May 1, the eruption stopped. Literature estimated at least 140·106 m^3 of lava has been produced (Peltier et al., 2009; Staudacher et al., 2009; Staudacher, 2010). However, the eruption covered 3.6 km^2 in the Grand Brûlé area and deposited there around $74 \cdot 10^6$ m3 of lava (a.s.l), as measured on DEMs generated from aerial surveys (Villeneuve and Derrien, 2018; cf. section 8.1.7.). In addition, bathymetric surveys have shown that around the same volume ($90 \cdot 10^6$ m^3) had been deposited offshore. Finally, the 2-days lasting intrusion has emplaced a non-negligible volume of magma inside the edifice. Taking into account 1) a 7.8 km-long, 1 m-wide and 1.25 km-high lateral dyke as suggested in Staudacher et al., 2009 and 2) the inversion of interferometric data of eastward motion in the Grandes Pentes area corresponding to the emplacement of a sill during magma transfer before the eruption (Okuyama, 2008; Froger et al., 2015), this volume could be estimated at around $20 \cdot 10^6$ m^3. Thus, according to litterature and our measurements on photogrammetry-generated DEMs, around $184 \cdot 10^6$ m^3 of lava had been emitted during the April 2007 eruption. Taking into account a mean rock porosity of 20-30% it corresponded to a volume of

130-150·10^6 m^3 of dense rock equivalent. This values fits quite well to the final caldera volume of 126.4·10^6 m^3 (measured on DEMs generated from aerial surveys on the caldera, cf. section 4.2.3.).

Collapses and pit-craters

- December 23, 2002: a small collapse (100 m in diameter and 20 m in depth) happened in the southwestern part of Cratère Dolomieu. Previously, seimicity beneath Dolomieu crater had increased from 28 November to 23 December. On 22 December there had been 5,700 seismic events recorded. At 10:02 on 23 December a magnitude 3 event had occurred and seismicity had stopped. The next day a new crater was observed in the SW part of Cratère Dolomieu.
April 5, 2007: see description of the April 2 eruption or otherwise see section 4.2.3.

8.1.2.6. Activity between 2010 and 2018

Surveillance and Data

Since the quiescence period between 2010 and 2014 and the following reactivation of the magmatic system, the complete network of stations has been similar to the late 2000's, but has been densified. Amongst additions to the surveillance system during the period, the "Jerk" system was implemented (2013) as well as geochemical permanent stations.

Since 2015, aerial Structure-from-Motion on eruptive sites, at the summit and on lava fields for activity observation purposes has increased considerably. Moreover, the use of drones for on-site situation assessment, mapping and activity observation from above the vents was regular with two permanent operators at the OVPF and two quadcopters.

Surface activity summary

Between 2010 and 2018, the volcano had been active 267 days (8.1% of the time). The period started with quiescence between 2011 and 2014. The volcano resumed activity in June 2014, with a seismic crisis followed by a short-lived summit eruption on the southern rim of Dolomieu. After another summit eruption in 2015, the activity was mainly located at the base of the central cone or farther on the southern and northern parts of the platfrom of Enclos Fouqué. The farthest vent (from the summit) opened on April 3, 2018 at the foot of Nez Coupé de Sainte-Rose, but produced only a limited lava flow.

Summit activity (eruptions for which the lowest vent is located higher than 2300m a.s.l)

- June 20, 2014 : after 10 days of seismic recrudescence under the summit, a seismic crisis started at 20:19 UTC. It was quickly followed by the onset of deformation at the summit at 20:20 indicating magma upward migration. Tremor appeared at 21:20 with the opening of an E-W fissure at 2480 m a.s.l on the southeastern flank of the central cone. Tremor diminished significantly at 12:30 UTC on the following day and finally vanished. The eruption had emplaced a small 0.4·10^6 m^3 flow on the southeastern flank.
- February 4, 2015 : after an increase of seismicity from 00:00, around 05:10 UTC a seismic crisis started. A fissure opened at 06:50 outside of the western border of Cratère Bory at 2500-

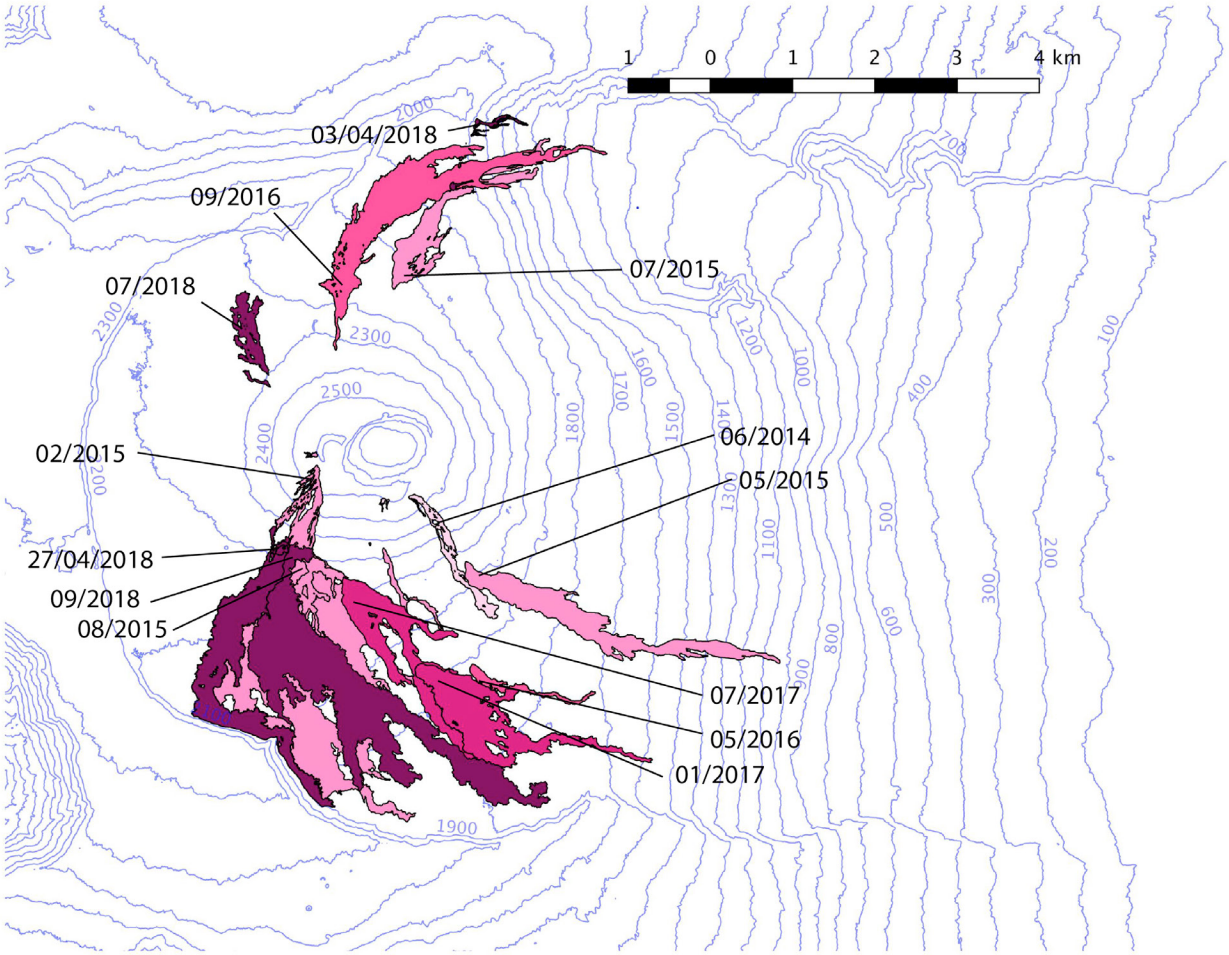


Figure B9. Map of identified and confirmed lava flows between 2010 and 2018 at Piton de la Fournaise, from reports and orthoimages comparison. Elevation values in meters.

2600 m a.s.l and tremor appeared. It started to decrease at 13:00 UTC on February 15 and completely disappeared at 18:30. A flow of $1.5 \cdot 10^6$ m^3 had been emplaced in Cratère Rivals sector.

Proximal activity (eruptions inside Enclos Fouqué, for which the lowest vent is located higher than 1500m a.s.l and lower than 2300 m a.s.l.)

• May 17, 2015 : since the end of the February 2015 eruption, the central cone underwent an inflation at its base which accelerated in mid-April. Consistently, the relocation of deep earthquakes indicated a deep refill of the main reservoir from 7 km to 2 km under the summit between April 16 and 26 (Lengline et al., 2016). After sustained seismicity on May 15 and 16 (19 and 56 earthquakes, respectively), at 01:00 UTC, the OVPF registered a significant increase in seismicity under the summit. At 07:10, a seismic crisis started. Upward migration of magma followed and lateral migration to the southeast started at 09:14. At 09:45, a fissure oriented southeast opened at 2000 m a.s.l. The initial lava emission rates were measured at around 13 m^3/s on the first day of eruption (M. Gouhier -OPGC/Hotvolc). An edifice started building quickly from the deposits of a lava fountain projecting material sideways. On May 19 and 20, the lava emission rates decreased to 2 to 4 m^3/s. On May 30, tremor disappeared at 16:50. A volume of $4.6 \cdot 10^6$ m^3 of lava had been emplaced on a 1.1 km^2 surface.

• July 31, 2015 : a seismic crisis started at 03:50 UTC after 370 earthquakes had been recorded by the OVPF on the previous day. Upward migration of magma started at 04:00 UTC. At 05:20 UTC tremor appeared in the northern part of Enclos Fouqué with the opening of a N-S active fissure between 2100 and 2170 m a.s.l. Initial lava emission rates were between 11 and 28 m^3/s (using volcanic gases stations as a proxy and later confirmed by MODIS radiance measurements). Tremor stops on August 2 at 07:45 UTC. $2{\cdot}10^6$ m^3 had been emplaced on a 0.7 km^2 surface.

• August 24, 2015 : after several days of increased seismicity, a seismic crisis started at 13:10 UTC. Magma upward migration then started at 13:45 UTC before the onset of an eruption in the Cratère Rivals sector (southwest of the summit) at 2220 m a.s.l at 14:50. The fissure opened first downhill and propagateed uphill. At 17:20 UTC a small fissure opens 1.6 km north of Cratère Rivals. It will extrude a very small lava flow then freeze. Most of the lava emission quickly concentrated on the lowest point, 200 m east of Cratère Rivals. Tremor amplitude decreased until August 29 to 12% of its initial value. It then increased again steadily until September 4 to reach around 45%, and between September 4 and September 22 it remains at this value. Meanwhile, during the same period GNSS summit stations recorded a small but steady inflation. The emission rate was stable, at around 4 m^3/s. After September 22, tremor slowly increased to 62% on October 13, before undergoing a significant increase to 105-110% on October 16. At the same time the emission rate increased to 12 m^3/s and emitted lavas (until then mainly aa-type) became mainly pahoehoe. The lavas emitted during this phase probably originated from the deep refill of April 2015 (Coppola et al., 2017). The eruptive cone, that had reached 50 m in height on the previous days, collapsed to 30 m, producing huge overflows of the lava lake hosted within it. Its internal diameter also increased by a factor of two. On October 18, tremor disappeared abruptly. However, sporadic episodes of very low tremor were detected and accompanied by a slight inflation of the summit and base of the central cone, indicating a pressurisation of the system. On October 22 at 15:45 UTC, tremor increased again and became continuous at 15:30. No deformations were associated with this phenomenon. At 18:35 UTC, visual observations confirmed that activity had indeed resumed at the same site. On the following day, projections up to 50 m above the rim of the cone were visible. Tremor intensity was now higher than during the first phase of the eruption. An aa-type flow progressed towards the south and the Rempart de Piton de Bert. At around 06:00 UTC, the flow ignited vegetation at the base of the Rempart. Fire spreaded quickly upwards and sideways, creating great concern about the safety of visitors. When it stopped, the cliff vegetation had been burnt over a length of 1.6 km. Activity at the vent stopped at 11:00 UTC on October 24 while tremor became intermittent and low. On October 29 tremor started to increase again. At 16:00 UTC, red glow was observed inside the vent, sign of a restart of activity there. At 00:00 on the following day tremor was continuous and strong. A new aa-type lava flow was emplaced west of the previous lava field. On October 31, at 11:45 UTC, a massive outflow of the principal lava channel happened. At 12:11, the last strombolian explosions were heard. At 12:14, the last projections are seen. At 12:18 UTC, on October 31, tremor brutally disappeared. An aerial video of the lava lake discharge at 12:25 showed a quick decrease of its level by lava evacuation through lava tubes, accompanied by internal cone collapses, that sealed the remaining molten matter. All red glowing on the field or at the vent has disappeared by 18:00 UTC.

• May 25, 2016 : after a clear increase of pre-eruptive activity (seismicity, gaz and deformation) on the previous days, a seismic crisis started at 19:40 UTC. A long-lasting magma migration followed (Smittarello et al., 2019), with lateral propagation of a dyke to the southeast. On May 26 at 04:05, tremor appeared with the opening of a fissure at 1880 m a.s.l., 3.1 km southeast of the summit. A small 0.15 km^2, $0.5{\cdot}10^6$ m^3 flow was emplaced and on May 27 at 07:00 UTC the eruption stopped, after a decrease of tremor intensity.

• September 11, 2016 : at 03:45 UTC a seismic crisis started, followed by magma rising inside the central cone before propagating laterally to the north. Tremor started at 04:41 UTC with the

opening of a 900 m-long fissure at the northern base of the central cone (lowest point at 2160 m a.s.l). SO_2 emission rates measured at the Piton Partage station were unusually high on the first day of eruption (comparable to those measured for the most intense phases of the August 2015 eruption, that is to say around $10{\cdot}10^3$ tons/day). After one day of eruption the tremor had decreased to 20% of its initial value (3 hours after the fissures opening). Between 10:00 and 16:00 UTC on September 13 tremor increased then stabilises at 33%. Meanwhile, two pyroclastic cones formed on the lowest lava emission point. The activity at the vent remained stable until 00:00 UTC on September 17, with alternating cone edifications and collapses. Two very high fountains (around 100 m) episodes of about 30 minutes occurred during the night of September 14-15 and on September 15. On the morning of September 17, tremor started increasing. It reached 66% at 23:00 UTC. On September 17, phreatic activity had been noted by various observers on site on the upper pyroclastic cone. Finally, at 00:18 on September 18 tremor suddenly stopped. The eruption had emplaced a lava flow on the northern part of Enclos Fouqué of $5.9{\cdot}10^6$ m^3 on a 1.4 km^2 surface.

- January 31, 2017 : a seismic crisis started at 11:22 UTC. Magma migrated laterally to the southeast and tremor started at 15:40 UTC. The lowest point of the eruptive fissure was located at 1910 m a.s.l, 3.2 km southeast of the summit (only 500 m southwest of the May 2016 vent). At 5:40 UTC on February 1, an OVPF aerial survey enabled to estimate the erupted volume at $0.61{\cdot}10^6$ m^3. At 05:20 UTC on the following day, tremor had decreased to 30% of its initial strength. A lava volume of $2\text{-}2.4{\cdot}10^6$ m^3 had been emplaced. On February 3 around 12:00 UTC, tremor stabilized, and then increased. On the beginning of February 4, it was back to 75% of its initial value. It continued to increase until February 11 (when it reached 140%). After February 11, tremor decreased until reaching 75% on February 22 (erupted volume of $5.4{\cdot}10^6$ m^3). On Februery 22, the eruptive cone was almost totally closed. The eruption ended at 15:40 UTC on February 27. Around $5.5{\cdot}10^6$ m^3 of lava had been emplaced on a 0.9 km^2 surface.
- May 17, 2017 : a seismic crisis started at 09:40 UTC with very few precursors. Magma migrated upwards until 10:50 UTC, then a dyke propagated under the northern flank of the central cone. At 16:10 a weak tremor appeared : however, no lava projections were observed nor were found during field investigations on the following days. Tremor stops at 21:00 UTC. A small "dry" fissure had opened at 2150 m a.s.l. 2.3 km northwest of the summit. Only volcanic gas had been released. Numerous earthquakes had also been recorded under Piton de Crac during the crisis, probably as a consequence of stress readjustment.
- July 13, 2017 : a seismic crisis started at 18:10 UTC. Inflation was recorded around 18:30 UTC on the eastern part of the summit, sign of upward migration of magma. Lateral migration to the south started at 19:15 UTC as evidenced by DSO tiltmeter. Finally, a N-S fissure opens at the southern base of the central cone at 2100 m a.s.l. High fountains (50 m) start to be emitted from this vent. The eruption ended on August 29.
- April 3, 2018 : a seismic crisis started at 02:00 UTC. Fissures opened at the foot of Nez Coupé de Sainte Rose and tremor started at 06:40 UTC, diminished around 21:00 UTC and ended at 00:00 the same day.
- April 27, 2018 : a seismic crisis happened between 16:25 and 18:00 UTC. Tremor appeared at 19:50, and fissures opened in and south of Cratère Rivals. It ended at 10:30 UTC on June 1, after a 18.5 hours long phase of "Piston gaz".
- July 13, 2018 : a strong increase of seismicity was recorded at 19:40 UTC on July 12. A seismic crisis started soon after at 20h UTC, followed by lateral migration of magma at 21:15 (as showed on the BORI tiltmeter), and tremor appeared at 23:30 UTC, with first lights from the eruption been recorded on the webcams at 00:30 on July 13. Four fissures had opened in the Chapelle sector, burying the iconic landmark with aa lava flows. The eruption ended at 18:00 UTC after a 3 hours long phase of "Piston gas".
- September 15, 2018 : A seismic crisis started at 21:45UTC on the 14, after several hours of

seismicity increase. At 00:25 UTC a fissure opened south of the April 27 eruption (Cratère Rivals sector), accompanied by tremor. The eruption ended on November 1 at 00:00.

Distal activity (Eruptions outside Enclos Fouqué or lower than 1500m a.s.l)

No distal activity was observed between 2010 and 2018.

Collapses and pit-craters

No collapse or pit-crater were observed between 2010 and 2018.

References

de La Rüe, E.A., 1964. Le Piton de la Fournaise, Volcan Actif de l'ile de la Réunion. Bulletin of Volcanology, 28(1), pp.311-320.

Bachelery, P., 1981. Le Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion: étude volcanologique, structurale et pétrologique. _ 63 (Doctoral dissertation, Impr. UER Sci.).

Bachèlery, P., Blum, P.A., Cheminée, J.L., Chevallier, L., Gaulon, R., Girardin, N., Jaupart, C., Lalanne, F., Le Mouel, J.L., Ruegg, J.C. and Vincent, P., 1982. Eruption at Le Piton de la Fournaise volcano on 3 February 1981. Nature, 297(5865), p.395.

Coppola, D., Di Muro, A., Peltier, A., Villeneuve, N., Ferrazzini, V., Favalli, M., Bachèlery, P., Gurioli, L., Harris, A.J.L., Moune, S. and Vlastélic, I., 2017. Shallow system rejuvenation and magma discharge trends at Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). Earth and Planetary Science Letters, 463, pp.13-24.

Delorme, H., Bachèlery, P., Blum, P.A., Cheminée, J.L., Delarue, J.F., Delmond, J.C., Hirn, A., Lepine, J.C., Vincent, P.M. and Zlotnicki, J., 1989. March 1986 eruptive episodes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). Journal of volcanology and geothermal research, 36(1-3), pp.199-208.

Ducrot, M., 1958

Ducrot, M., 1959

Froger, J.L., Souriot, T., Villeneuve, N., Rabaute, T., Durand, P., Cayol, V., Di Muro, A., Staudacher, T. and Fruneau, B., 2012. Apport des données TERRASAR-X pour le suivi de l'activité du Piton de la Fournaise. Revue française de photogrammétrie et de télédétection, (197), pp.86-101.

Fukushima, Y., Cayol, V. and Durand, P., 2005. Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: The February 2000 eruption at Piton de la Fournaise. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 110(B3).

Krafft, M. and Chaigneau, M., 1980. Les gaz occlus dans les bombes volcaniques de l'activité du Pi-

ton de la Fournaise en 1975–1976 (Ile de la Réunion). Bulletin Volcanologique, 43(1), pp.225-232.

Lacroix, A., 1939. Les transformations récentes du sommet du volcan actif (Piton de la Fournaise) de l'lle de la Réunion. Bulletin Volcanologique, 5(1), pp.3-17.

Lénat, J.F., Bachèlery, P., Bonneville, A. and Hirn, A., 1989. The beginning of the 1985–1987 eruptive cycle at Piton de la Fournaise (La Réunion); new insights in the magmatic and volcano-tectonic systems. Journal of volcanology and geothermal research, 36(1-3), pp.209-232.

Longpré, M.A., Staudacher, T. and Stix, J., 2007. The November 2002 eruption at Piton de la Fournaise volcano, La Réunion Island: ground deformation, seismicity, and pit crater collapse. Bulletin of volcanology, 69(5), pp.511-525.

Ludden, J.N., 1977. Eruptive patterns for the volcano Piton de la Fournaise, Reunion Island. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2(4), pp.385-395.

Michon, L., Ferrazzini, V., Di Muro, A., Villeneuve, N. and Famin, V., 2015. Rift zones and magma plumbing system of Piton de la Fournaise volcano: How do they differ from Hawaii and Etna?. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 303, pp.112-129.

Montaggioni, L., Nativel, P. and Billard, G., 1972. L'activite actuelle du Piton de la Fournaise (Ile de la Reunion, Ocean Indien). CR Acad Sci Paris, 275, pp.2615-2618.

Peltier, A., Ferrazzini, V., Staudacher, T. and Bachèlery, P., 2005. Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000–2003 flank eruptions at Piton de La Fournaise, Reunion Island. Geophysical Research Letters, 32(22).

Peltier, A., Staudacher, T. and Bachèlery, P., 2010. New behaviour of the Piton de La Fournaise volcano feeding system (La Réunion Island) deduced from GPS data: Influence of the 2007 Dolomieu caldera collapse. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 192(1-2), pp.48-56.

Peltier, A., Beauducel, F., Staudacher, T., Catherine, P. and Kowalski, P., 2016. Contribution of tiltmeters and extensometers to monitor Piton de La Fournaise activity. In Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean (pp. 287-303). Springer, Berlin, Heidelberg.

Roult, G., Peltier, A., Taisne, B., Staudacher, T., Ferrazzini, V. and Di Muro, A., 2012. A new comprehensive classification of the Piton de la Fournaise activity spanning the 1985–2010 period. Search and analysis of short-term precursors from a broad-band seismological station. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 241, pp.78-104.

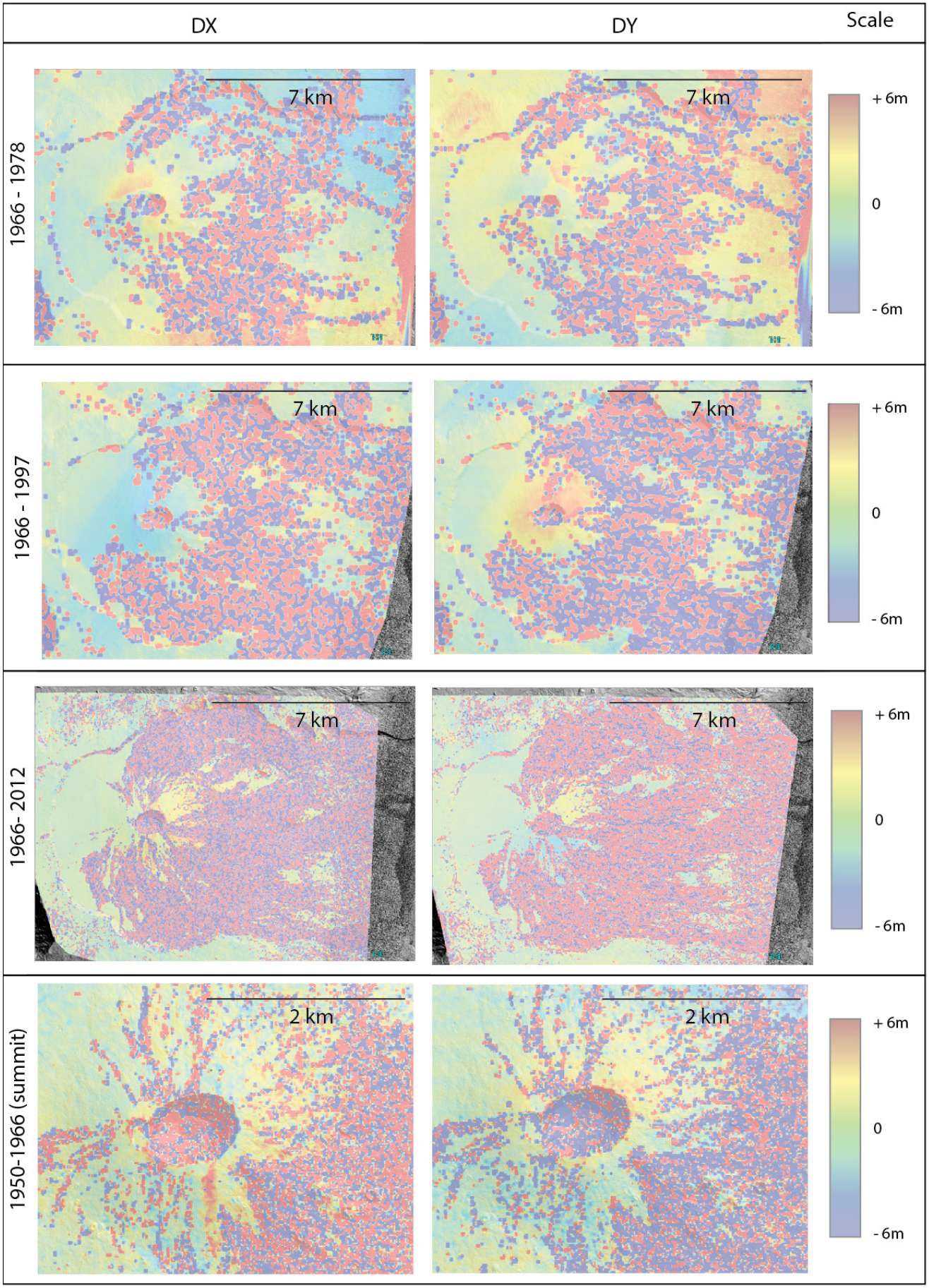
Staudacher, T., 2010. Field observations of the 2008 summit eruption at Piton de la Fournaise (Ile de La Réunion) and implications for the 2007 Dolomieu collapse. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 191(1-2), pp.60-68.

Toutain, J.P., Bachelery, P., Blum, P.A., Cheminee, J.L., Delorme, H., Fontaine, L., Kowalski, P. and Taochy, P., 1992. Real time monitoring of vertical ground deformations during eruptions at Piton de la Fournaise. Geophysical research letters, 19(6), pp.553-556.

Villeneuve, N., 2000. Apports multi-sources à une meilleure compréhension de la mise en place des coulées de lave et des risques associés au Piton de la Fournaise: Géomorphologie quantitative en terrain volcanique (Doctoral dissertation, PhD thesis, Institut de Physique du Globe de Paris).

Zlotnicki, J., Sasai, Y., Yvetot, P. and Ardisson, M.H., 2001. Self-potential chenges associated with volcanic activity: Short-term signals associated with March 9, 1998 eruption on La Fournaise volcano (Reunion Island).

8.1.3. Annexe 3 : Cartes de déformations 2D du Piton de la Fournaise entre 1950 et 2012



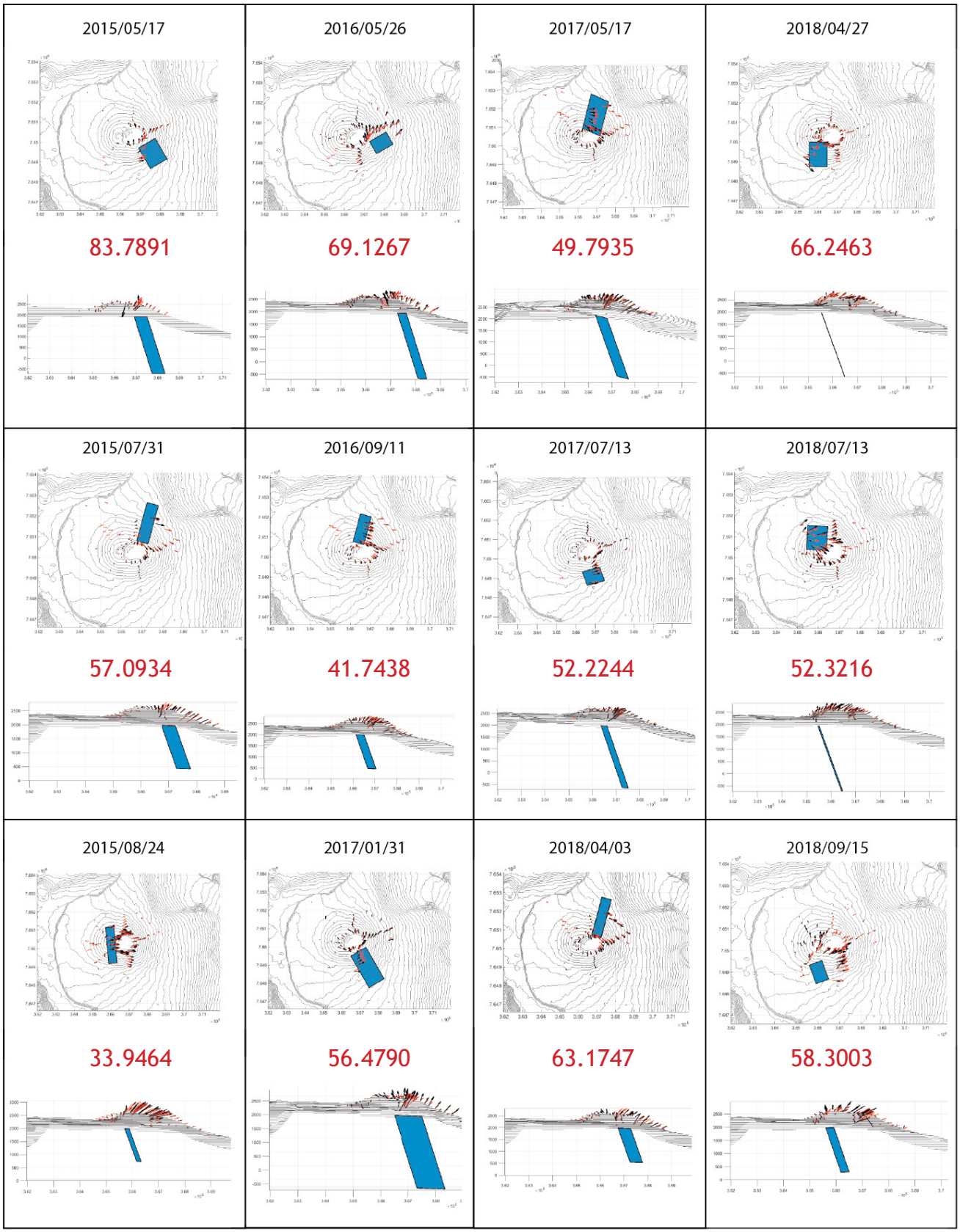
8.1.4. Annexe 4 : tableau des volumes estimés des éruptions et intrusions, des rapports isotopiques du Strontium, de la distance sommet-évent et du contenu en MgO des laves au Piton de la Fournaise entre 1931 et 2018

Date	Distance (km)	MgO wt% max	Flow (Mm³)	Dyke (Mm³)	Total (Mm³)	87Sr/86Sr
07/01/31	4.7	24.24	123	1.953	124.953	0.704117
06/01/33	0.5		0.5	0.315	0.815	0.704118
11/01/33	0.5		0.5	0.315	0.815	
02/12/34	1		2.8512	0.51	3.3612	
03/30/34	0.5		0.5	0.315	0.815	
08/01/36	1	6.58	0.5	0.51	1.01	0.704184
08/13/37	1.5	5.89	12.45	0.705	13.155	0.704095
01/01/38	2.6	6.14	4.2	1.134	5.334	
12/16/38	2.3	22.55	37.35	1.017	38.367	0.704142
10/01/42	0.6	5.81	1.1	0.354	1.454	
02/01/43			0.5		0.5	
04/01/43	7.9	10	20	3.201	23.201	
04/01/44			0.5		0.5	
04/15/45	5.7	14.33	8.4	2.343	10.743	0.704156
06/18/46	1		7.9	0.51	8.41	
02/14/48	2.2	21.31	32	0.978	32.978	0.704249
03/01/50	2.7	6.35	4.2	1.173	5.373	0.704204
05/30/52	4.1		6.3	1.719	8.019	
03/13/53	2.9	5.98	5.6	1.251	6.851	
06/16/53	4.7	20.46	31.98	1.953	33.933	0.704228
07/06/55	0.5	6.21	6	0.315	6.315	0.704225
03/09/56	1.4		5.6	0.666	6.266	0.704240
11/23/56	1	6.09	0.1	0.51	0.61	
12/30/56	2.9		8.4	1.251	9.651	
09/02/57	1.5	6.29	0.8	0.705	1.505	0.704222
10/21/57	3		7.2	1.29	8.49	
05/30/58	2		0.6	0.9	1.5	
08/06/58	2.6		4	1.134	5.134	
03/11/59	2.9		8.4	1.251	9.651	
08/04/59	1.6		2.4	0.744	3.144	
03/01/61	0					
04/05/61	4.6	22.82	75	1.914	76.914	0.704209
04/29/64	1.6	6.74	16.2	0.744	16.944	0.704166
01/15/65	2.5		18.8	1.095	19.895	
03/01/66	1.1	7.47	12.4	0.549	12.949	0.704140
06/09/72	1	6.44	0.6	0.51	1.11	0.704229
07/25/72	3.1		5.6	1.329	6.929	0.704226
09/09/72	2.3		4.2	1.017	5.217	0.704219
10/10/72	4.3	22	25.1	1.797	26.897	
10/10/72	1.6		0	0.744	0.744	
01/08/73			1		1	0.704247
05/10/73	0.6	6.47	1.6	0.354	1.954	0.704202
11/04/75	0.7	6.28	1.4	0.393	1.793	0.704190
12/18/75	6.8	6.4	18.6	2.772	21.372	0.704243
11/02/76	1.5		0.6	0.705	1.305	0.704238
03/24/77	1.5		0.06	0.705	0.765	0.704240
04/05/77	12.8	22.64	20	5.112	25.112	0.704228
10/24/77	3		23	1.29	24.29	0.704214
05/27/79	0.5	6.47	0.2		0.2	0.704218
07/13/79	1.4	6.47	0.3	0.666	0.966	0.704218

02/03/81	0.5	6.36	2.5		2.5	0.704214
02/24/81	1	6.23	6.8		6.8	
04/01/81	4.5	6.32	5.2	1.875	7.075	
12/04/83	2	6.22	5.4	0.9	6.3	0.704215
01/18/84	1.5	6.53	14.4	0.705	15.105	0.704223
06/14/85	1.1		1	0.549	1.549	0.704235
07/09/85	1		0	0.51	0.51	0.704189
08/05/85	2.4		7	1.056	8.056	0.704202
09/06/85	1.8		14	0.822	14.822	0.704232
12/01/85	1.11	6.63	1.5	0.5529	2.0529	0.704212
12/29/85	0.9	7.5	7	0.471	7.471	0.704203
03/19/86	14.3	9.13	14.5	5.697	20.197	0.704179
07/13/86	0.5		0.28	0.315	0.595	
11/12/86	0.5		0.27	0.315	0.585	
11/26/86	0.5		0.24	0.315	0.555	
12/06/86	0.5		2	0.315	2.315	
01/07/87	3.4		10	1.446	11.446	
06/02/87	0.5		0	0.315	0.315	
06/10/87	0.6		1	0.354	1.354	
07/19/87	3.1		0.9	1.329	2.229	
11/06/87	3		1.6	1.29	2.89	0.704187
11/30/87	2.5	6.6	10	1.095	11.095	
02/07/88	2.3	8.3	9	1.017	10.017	0.704164
04/20/88	1		0	0.51	0.51	0.704161
05/18/88	2.3	7.5	14	1.017	15.017	
08/31/88	2.5	6.5	3.6	1.095	4.695	0.704161
11/12/88					0	
12/14/88	3.1	8.6	3.6	1.329	4.929	
01/18/90	1	6.3	0.97	0.51	1.48	
04/18/90	4.3	6.9	8	1.797	9.797	
07/19/91	2.2	6.6	1	0.978	1.978	0.704101
12/07/91					0	
08/27/92	2.6	6.7	8.76	1.134	9.894	0.704100
11/26/96					0	
02/28/98					0	
03/09/98	6.4	7.5	60	0	60	0.704125
03/11/98	1.8	9	2.4	2.6	5	0.704248
07/19/99	0.8	6.6	1.3	0.2	1.5	
09/28/99	0.6	6.5	1.4	0.2	1.6	
02/13/00	1.4	6.9	8.2	0.65	8.85	
06/23/00	3.2	7.7	10	1.7	11.7	
10/06/00					0	
10/12/00	2.8	8.4	9	1.212	10.212	
03/27/01	2.5	7	4.8	1.095	5.895	
06/11/01	3.2	21.1	9.5	1.368	10.868	0.704182
01/05/02	6.8	28.3	13	2.772	15.772	0.704173
11/16/02	4.1	16.1	15.12	1.719	16.839	0.704185
05/30/03	0.5	7	0.16	0.315	0.475	
06/04/03	0	7.1	2	0.12	2.12	
08/22/03	1.8	16.7	6.2	1	7.2	0.704170
09/30/03	1	7.1	1	0.6	1.6	
11/06/03	2		0	0.9	0.9	

12/07/03	0.5	6.5	1.2	0.315	1.515	
01/08/04	4.4	10.6	1.9	11.8	13.7	
05/02/04	2.5	7.5	16.9	1.2	18.1	
08/12/04	2.3	8.9	20	0.7	20.7	0.704175
02/17/05	9.2	23.2	19	3.8	22.8	0.704181
10/04/05	0.5	6.9	2	0.39	2.39	
11/29/05	1.2	7	0.8	0.68	1.48	
12/26/05	4.6	24.8	20	5.2	25.2	0.704173
07/20/06	1.5	7	3.2	0.705	3.905	0.704177
08/30/06	4.9	6.9	20	2.031	22.031	
02/18/07	1.1	6.9	1	0.549	1.549	0.704178
03/30/07	3.1	7.4	0.6	1.329	1.929	0.704175
04/02/07	8.3	30	165	20	185	0.704157
09/21/08	0.2	6.5	1	0.198	1.198	
11/27/08	0.2	6.5	0.1	0.198	0.298	
12/14/08	0.5	6.5	1.5	0.315	1.815	
11/05/09	0.5	8.3	0.14	0.315	0.455	0.704148
12/14/09	0.5	7.1	0.16	0.315	0.475	0.704144
01/02/10	0.2	6.8	1.2	0.198	1.398	
10/14/10	2.4	7	2.7	1.056	3.756	
12/09/10	1.4	6.8	0.53	0.666	1.196	0.704145
06/20/14	1.2	6.7	0.4	0.588	0.988	0.704147
02/03/15	1.2	6.3	1.5	0.588	2.088	0.704148
05/17/15	2.6	6.5	4.6	1.134	5.734	0.704151
07/31/15	2.8	6.5	2	1.212	3.212	0.704147
08/24/15	1.9	11.2	35.7	0.861	36.561	0.704175
05/26/16	3.5	9.2	0.5	1.485	1.985	0.704170
09/11/16	2.2	10.4	5.94	0.978	6.918	
01/31/17	3.5	7.3	5.6	1.485	7.085	0.704178
05/17/17	2		0	0.9	0.9	0.704168
07/13/17	2.1	7.5	8	0.939	8.939	
04/03/18	4.1		0.5	1.719	2.219	
04/27/18	1.6	6	8	0.744	8.744	0.704168
07/13/18			0.3		0.3	
09/15/18					0	

8.1.5. Annexe 5 : Inversions Okada (1985) des données de déformation du cône central du Piton de la Fournaise sur la péridoe 2015-2018 (sauf février 2015). L'erreur obtenue par le meilleur modèle est indiquée en rouge.



8.1.6. Annexe 6. Estimation du volume de la partie sub-aérienne de la coulée d'avril-mai 2007 ayant eu lieu dans la partie sud du Grand Brûlé, Piton de la Fournaise, La Réunion.

Technical Report - Estimation of the April 2007 lava flow volume at Piton de la Fournaise from differential DEMs

1. Presentation and objective :

In April 2007, Piton de la Fournaise (located on Réunion Island, SW Indian Ocean) underwent an exceptional eruption. Distal flows of unusually high volume and extrusion rate were emitted from a low-elevation vent (Fig.1, see a detailed description in Staudacher et al., 2009). We aimed to give a more precise estimate of the Piton de la Fournaise (PdF) April 2007 flow volume than what is currently found in the litterature. So far, the lowest estimate (140 Mm^3) is found in Staudacher et al., 2009, and the highest (240 Mm^3) in Roult et al., 2012. Using Structure-from-Motion (SfM) DEMs derived from aerial photography campaigns pre and post event, we estimated that the total sub-aerial flow volume, including inner void space (i.e. lava tubes), was 74.47 ±10.21 Mm^3 (also including the sea platform a.s.l. volume)

2. Workflow

2.1. Production of two DEMs (before and after the lava flow emplacement)

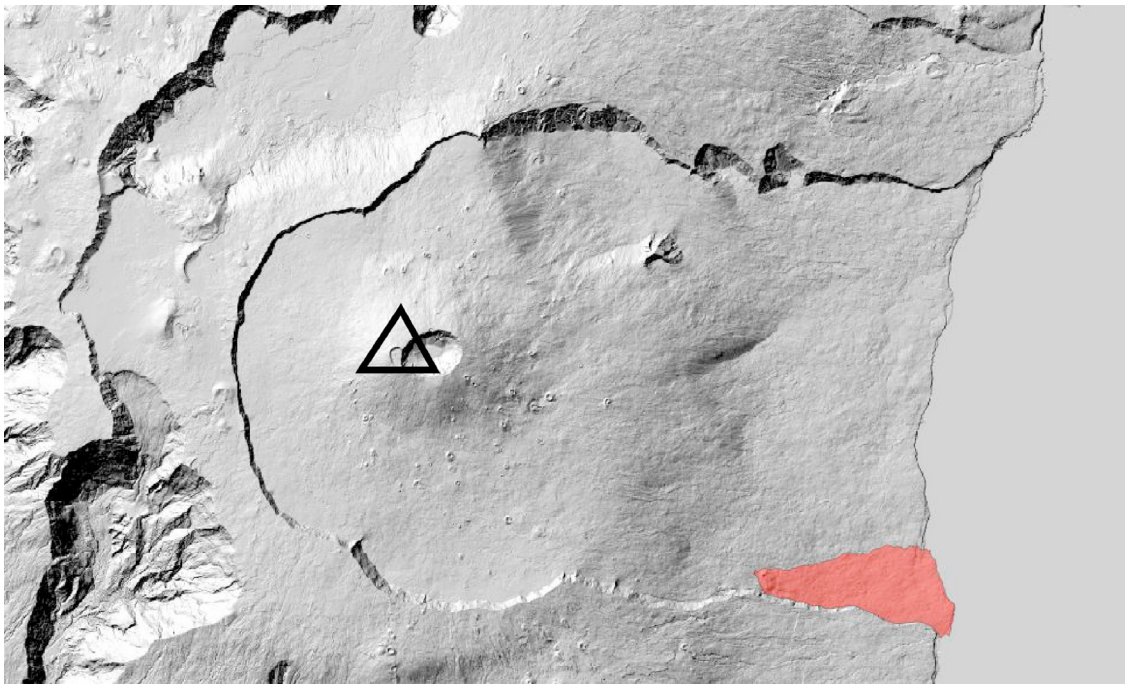


Figure 1. Location and surface covered by the subaerial part of the April 2007 lava flow (in red) on Piton de la Fournaise (Réunion island, SW Indian Ocean). The volcano's summit is located by a black triangle.

We produced two DEMs of the April 2007 flow area, prior to and after the event. The first one was computed from a series of scanned panchromatic aerial photographs taken in 1989 (courtesy of IGN - Institut Géographique National) freely available on Geoportail (https://www.geoportail.gouv.fr/carte). The second one was computed from a series of aerial photographs acquired in 2008 by the authors. Both series were processed with Agisoft Photoscan (reports included at the end of the document), and co-referenced using 1/ survey targets, which position was measured with GNSS campaigns during the 2008 survey and 2/ equivalent points around the newly emplaced lava flow (see photoscan reports at the end of the document). Two georeferenced DEMs (1989 and 2008) and two orthoimages (i.e. ortho-rectified image mosaics, 1989 and 2008) were produced (see photoscan reports).

2.2. Fine-tuning co-registration and correcting Photoscan distortion errors.

Comparison of the DEMs (Difference of DEMs, or DoD) revealed significant differences of elevation (±10 m) in areas of no change (AnCs, around the newly emplaced lava flow or on the national road, Fig.2). We measured these differences in 8 points around the lava flow. We interpolated the difference values between the points to produce a correction model. The DoD was then corrected by adding the correction model to the raw DoD. At this point, errors in AnCs were constrained to ±2 m.

2.3. DoD integration and volume estimation

Several parameters must be taken into account when estimating the volume. First, as seen in the previous paragraph dZ values on DoD were found to be correct at ±2 m. The subaerial part of the flow is 3.54 km^2 in surface area, meaning that integration of volume over the whole flow was true within a ±7.08 Mm^3 accuracy. Second, the lava flow was emplaced over a partly vegetated area, so that it burnt trees (Fig.3). Both DEMs (1989 and 2008) were deduced from SfM processing, and that means that the Z values on them corresponded to the canopy in forested areas. It was thus crucial to estimate the mean height of trees in 1989 and the surface of the burnt forested area, to take into account the volume loss from burnt vegetation. One way to do that was to use a Lidar DSM (Digital Surface Model) where z values represent the ground height, regardless of the fact the the area is forested or not. The 2008 DEM - Lidar DSM difference thus displayed Z values corresponding to the height of the grown canopy. The 2008 DEM has the advantage of presenting AnCs with the 2009 Lidar DSM (the whole 2007 lava flow, Fig.4), so that we can check the accuracy of the difference. Statistics on a 0.25 km^2 rectangle (> 10 000 measures) showed that the mean height of trees, in the April 2007 lava flow vicinity and as of 2008, was 9.34 m (with a RMS (Root Mean Square) of 4.01 m, Fig.4). We could thus suppose that vegetation burnt by the April 2007 lava flow measured 9.34 ±2.01 m in 1989. The surface area occupied by this vegetation in 1989 was 1.56 km^2, as measured on the 1989 orthoimage (Fig.3). Thus volume loss from tree burning could be estimated at 14.57 ±3.14 Mm^3. The volume change, obtained by integrating between 0 and corrected DoD values on the lava flow surface area, gave a volume of 59.90 ±7.08 Mm^3.

3. Result :

We added the DoD integration to the tree loss estimation and obtained a final volume of 74.47 ±10.21 Mm^3 for the subaerial part of the flow (including the sea platform a.s.l. volume).

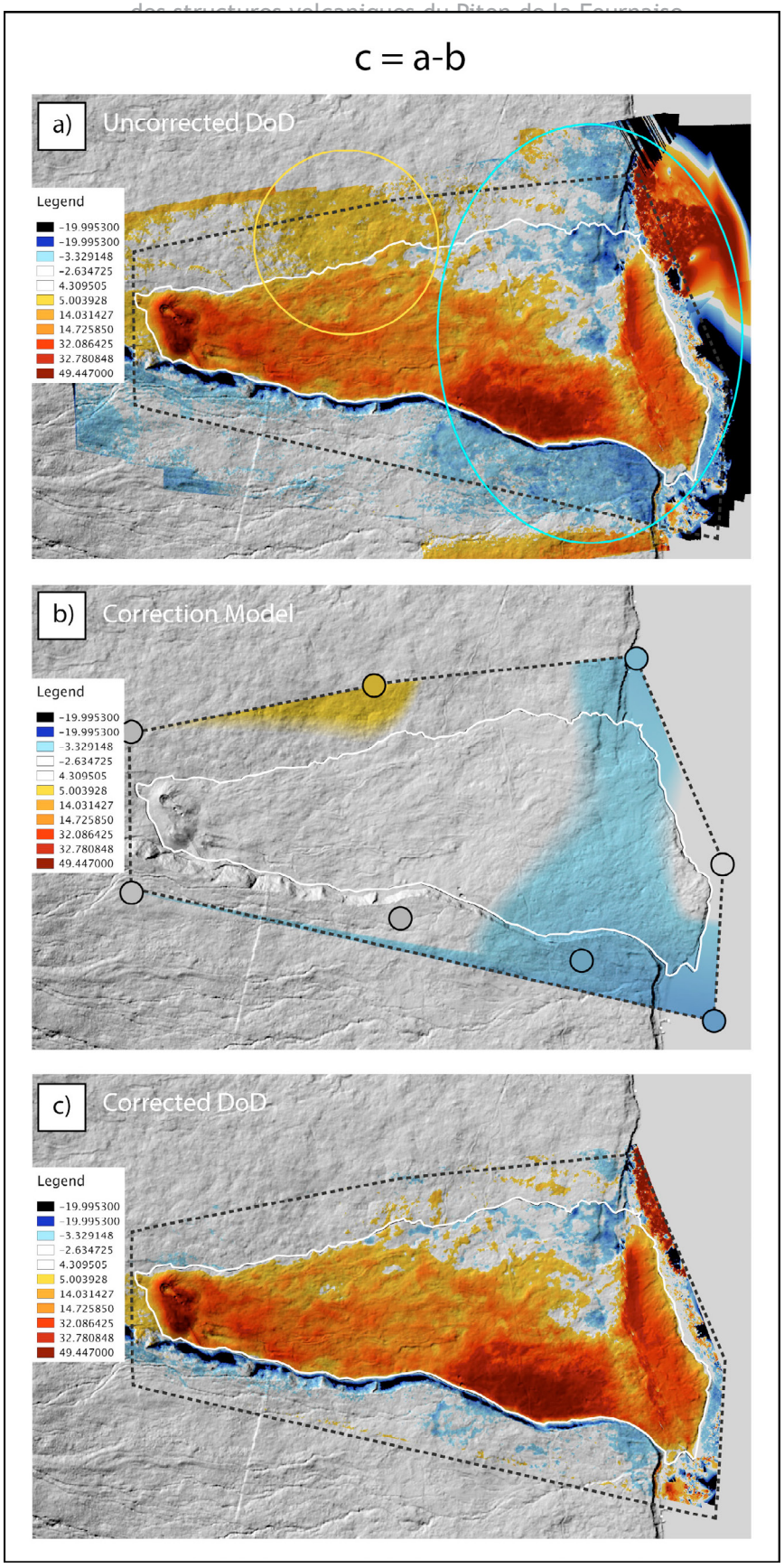


Figure 2. Difference of DEMs correction procedure. We observe on the raw DoD (a) significant errors in areas of no Change (AnCs), highlighted by the orange (positive error) and blue (negative error) circles. The correction model (b) interpolated from the errors observed in AnCs (dots in (b)) is subtracted to the raw DoD (a) to obtain an accurate DoD (c).

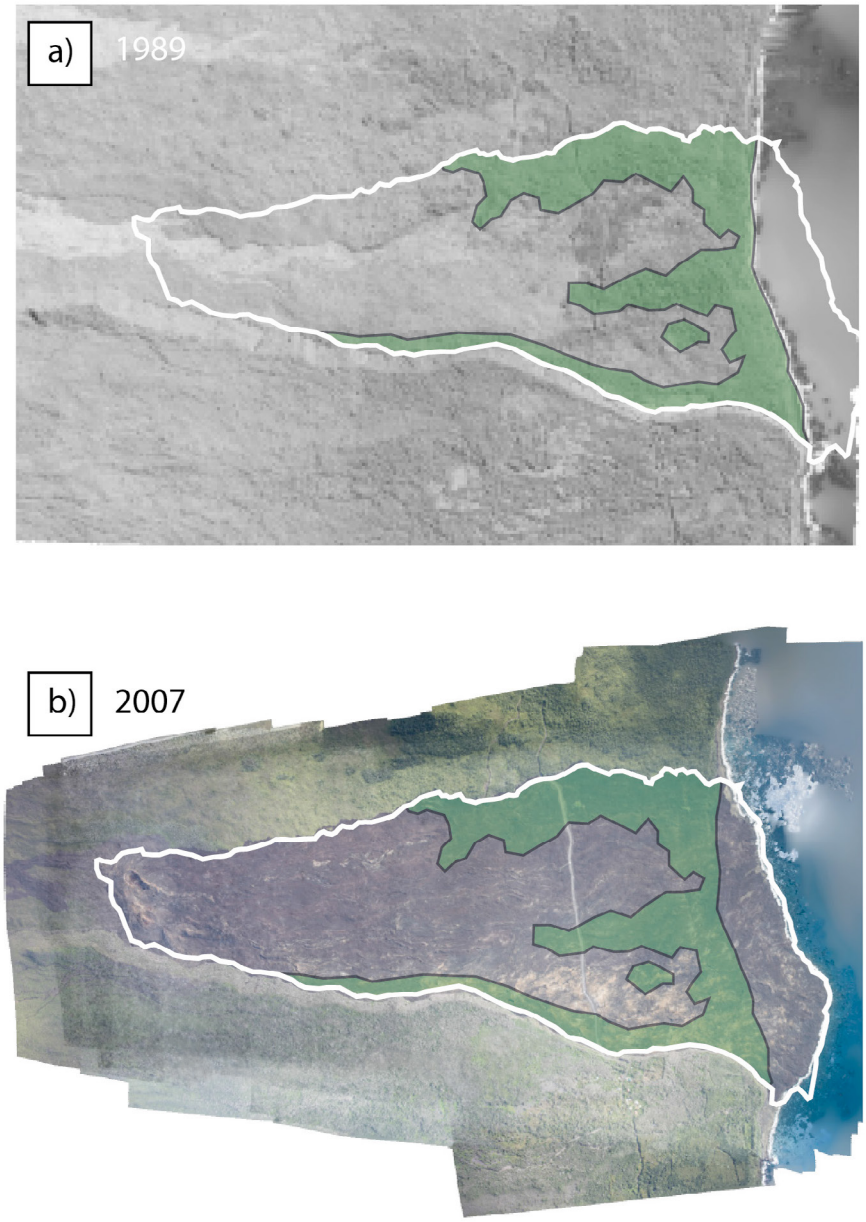


Figure 3. (a) 1989 orthoimage, with the future emplacement of the April 2007 lava flow (white line) and the vegetation area (green). (b) same in 2008, after the emplacement of the flow.

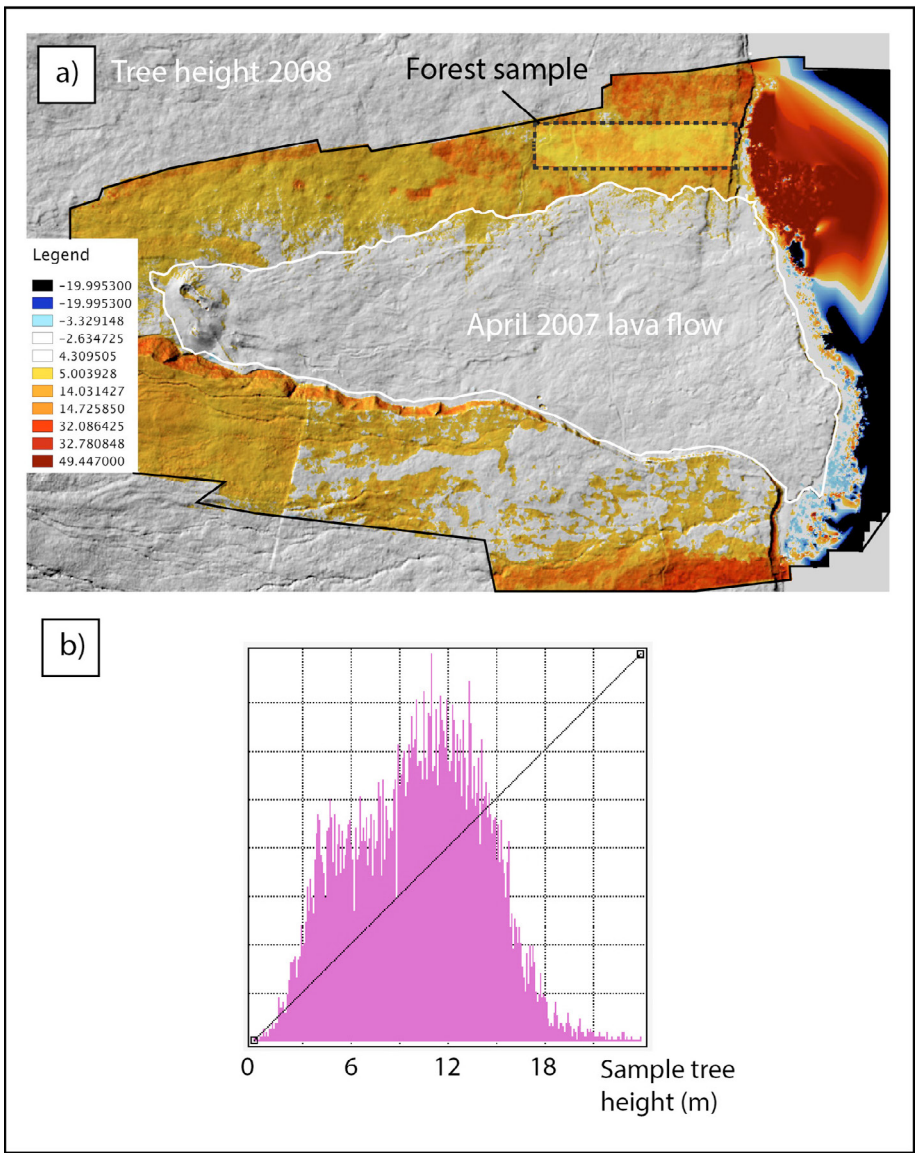


Figure 4. (a) Difference of DEMs between the 2008 DEM and the 2009 Lidar DSM evidencing canopy height. (b) statistics of the forest sample area. The mean value is 9.34 m, with a RMS (Root Mean Square) of 4.01.

4. References :

Staudacher, T., Ferrazzini, V., Peltier, A., Kowalski, P., Boissier, P., Catherine, P., Lauret, F. and Massin, F., 2009. The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184(1-2), pp.126-137.

Roult, G., Peltier, A., Taisne, B., Staudacher, T., Ferrazzini, V. and Di Muro, A., 2012. A new comprehensive classification of the Piton de la Fournaise activity spanning the 1985–2010 period. Search and analysis of short-term precursors from a broad-band seismological station. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 241, pp.78-104.

8.2. Publication périphériques

8.2.1. Annexe 7 : Retrieving 65 years of volcano summit deformation from multitemporal structure from motion : the case of Piton de la Fournaise (La Réunion island)

AGU PUBLICATIONS

Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER
10.1002/2015GL064820

Key Points:
- Retrieving for the first time 65 years of summit volcano structure and deformation by SfM
- High-resolution mapping of Piton de la Fournaise 3-D deformation since 1950
- Evidencing long-lived eastern motion, crucial to mitigate risks linked to flank destabilizations

Correspondence to:
N. Villeneuve,
villeneuve@ipgp.fr

Citation:
Derrien, A., N. Villeneuve, A. Peltier, and F. Beauducel (2015), Retrieving 65 years of volcano summit deformation from multitemporal structure from motion: The case of Piton de la Fournaise (La Réunion Island), *Geophys. Res. Lett.*, *42*, doi:10.1002/2015GL064820.

Received 4 JUN 2015
Accepted 31 JUL 2015
Accepted article online 3 AUG 2015

©2015. American Geophysical Union.
All Rights Reserved.

Retrieving 65 years of volcano summit deformation from multitemporal structure from motion: The case of Piton de la Fournaise (La Réunion Island)

Allan Derrien[1], Nicolas Villeneuve[1], Aline Peltier[1], and François Beauducel[2]

[1]Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Université Paris Diderot, CNRS, La Plaine des Cafres, France, [2]Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Université Paris Diderot, CNRS, Paris, France

Abstract The structure from motion photogrammetry technique enables use of historical airborne photography to achieve high-resolution 3-D terrain models. We apply this method on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion), which allows a unique opportunity to retrieve high-resolution (1.5–0.11 m) digital elevation models and precise deformation maps of the volcano since 1950. Our results provide evidence that the summit volume increased throughout the study period, at a stable rate of 2.2 Mm^3/yr between 1950 and 2015, with an acceleration up to 8.0 Mm^3/yr prior to the major 2007 eruption that was accompanied by summit caldera collapse. At the same time, summit deformation was asymmetric, with 9.2 ± 2.5 m of eastward seaward displacement and 1.3 ± 2.5 m to the west during 1950–2015. Our results reveal a temporal evolution in the volcano magma influx rate and deformation. Tracking these fluxes and the long-lived preferential eastern motion is crucial to mitigate risks associated to flank destabilization.

1. Introduction

Characterizing deformation of active volcanoes over long time periods provides essential information for understanding their past and current activity and to forecast their future behavior. It is a crucial issue particularly for active volcanoes that are subject to frequent activity and destabilization (flank deformation and slope instability). Although long-term deformation of a volcano can be revealed from analysis of geological outcrops, as observed for the Campi Flegrei caldera over a 2000 year long period [e.g., *Parascandola*, 1947; *Berrino et al*., 1984], the first continuous monitoring survey was set up only at the beginning of the last century and only since 1970 in the case of Campi Flegrei [e.g., *Corrado et al.,* 1976, *Berrino et al*., 1984]. In fact, long time series of deformation data covering more than 50 years has only been achieved at a small number of active volcanoes, these being mainly those monitored by observatories established in the first half of the twentieth century. Even in these cases, the data sets are limited to a small number of spatial points. At the Yellowstone volcanic field (U.S.), based on an initial leveling survey in 1923, the central part of the caldera has risen at a mean rate of 14 ± 1 mm/yr [*Dzurisin et al.,* 2012]. At Kilauea (Hawaii), deformation has been tracked since an initial leveling survey conducted in 1927 [*Jaggar and Finch*, 1929]. Concurrent use of photogrammetry [e.g., *Corre and Giraudin*, 1982; *Zlotnicki et al*., 1990] and, more recently, availability of satellite-based radar data [e.g., *Massonnet et al.,* 1995; *Rosen et al.,* 1996; *Sigmundsson et al*., 1999; *Froger et al*., 2004], allowed the production of spatially continuous high spatial resolution displacement maps. On Piton de la Fournaise, one of the most active basaltic shield volcanoes, located on La Réunion island (France), ground deformation monitoring has been carried out since the establishment of the volcano observatory (OVPF, Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise) in 1980 using tiltmeters, extensometers, and leveling [e.g., *Bachèlery et al*., 1982; *Zlotnicki et al.,* 1990; *Peltier et al.,* 2006]. More recently, GNSS (Global Navigation Satellite System) and remote sensing-photogrammetry and Interferometric Synthetic Aperture Radar have enhanced both the temporal and the spatial resolutions of deformation measurements at Piton de la Fournaise [e.g., *Sigmundsson et al*., 1999; *Froger et al*., 2004; *Fukushima et al.,* 2005; *Peltier et al.,* 2008, 2015a]. This has enabled characterization and modeling, with more precision, of intereruptive and syneruptive deformation sources. However, regular high spatial resolution spaceborne data for Piton de la Fournaise cover only the last 15 years, giving limited insights into the long-term deformation behavior. Repeated aerial photography surveys conducted over the summit since 1950 enable a precise and exhaustive measurement of Piton de la Fournaise summit déformation, with *De Michele and Briole* [2007] having already

AGU Geophysical Research Letters 10.1002/2015GL064820

Table 1. Summary of SfM Projects Used in This Study[a]

Date	Photo	Nb of Items	Provider	Resolution		Area (km^2)	GCP	Type	Error (m)	Remarks
				Orthoimage	DEM					
1950	AirPan	3	IGN	1.01	4.08	53	21	Land	7.05	Scars on the photos
1966	AirPan	6	IGN	1.74	3.48	44	15	Land	5.08	
1981	AirPan	49	IGN/OVPF	0.11	0.43	7.17	66	Targets	0.38	Summit only
1997	AirPan	12	OVPF	0.46	1.2	38	27	Targets	1.2	
2003	AirPan	10	IGN	0.62	1.25	53	15	Land	3.46	
2008	AirDigit	50	AIGL	0.13	0.49	5.94	39	Targets	0.52	Summit only
2015	AirDigit	488	OVPF	0.11	0.45	9.18	61	Land	0.24	2010, 2014, and 2015 flows

[a]Photo: AirPan = Airborne Panchromatic images (Scanned for digital processing), AirDigit = Airborne digital images. Nb of items: number of photographs used for SfM reconstruction. Provider: IGN = Institut Géographique National, OVPF = Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, and AIGL = Acquisition Information Géo-Localisée. Resolution: resolution (in meters) of the produced Orthoimages and DEMs, respectively. Area: area covered by the model in km^2. GCP: number of used ground control points. Type: GCP type, Land = remarkable landmark measured on site with GNSS receivers (2015) or points assumed to have had no or very small motion and retrieved from georeferenced projects (1950, 1966, and 2003), Targets = stereopreparation GCP, usually 50 × 50 cm white square plexiglas. Error: mean distance (in meter) between assumed position of GCP in the model and measured position.

considered the period 1989 to 1997 using these data. This provides a unique opportunity to achieve a high spatial resolution measurement of the summit deformation over a longer period using structure from motion (SfM) and extends the deformation time series backward by half a century.

Structure from motion photogrammetry is a technique that enables construction of a three-dimensional (3-D) digital model of real objects from photographs [e.g., *Koenderink and Van Doorn*, 1991; *Turner et al.,* 2012]. It is particularly useful for geoscientific observations, because the size of geological objects generally prevents an easy, accurate, and shareable representation using traditional surveying methods but which is the product of SfM. This technique can be used alongside cross correlation, another image analysis technique that computes relative 2-D displacements between sequential images. Both techniques rely on the high-resolution quality of images in order to achieve small-scale measurements (better than 20 cm for our case). Structure from motion and cross-correlation processing of airborne images are robust tools for measuring displacements of geological objects [*De Michele and Briole*, 2007; *Roer et al.,* 2008; *Heid and Kääb*, 2012]. This work aims to (1) use these techniques on a data set of multitemporal airborne images to detect and quantify, for the first time, the evolution of Piton de la Fournaise's summit structure and deformation over the last 65 years and (2) evaluate the potential of these techniques to retrieve past deformation histories for active volcanoes displaying large deformation (metric to decametric). We validate the technique by comparing our most recent results with the deformation database recorded by OVPF.

2. Method

SfM is an automated technique that can create a 3-D model out of digital images of a target object. In particular, SfM uses the differences between images from multiple-viewing points to rebuild the imaged structure in 3-D. First, we applied SfM to process images from seven aerial photography campaigns of the summit area. These were those of the French Institut Géographique National (IGN), the private society "Acquisition Information Géo-Localisée" (AIGL), and OVPF in 1950, 1966, 1981, 1997, 2003, 2008, and 2015 (Table 1). Processing was carried out using Agisoft Photoscan Professional software, which has proven excellent for SfM reconstruction [e.g., *Bolognesi et al.,* 2015]. This allowed us to produce a multitemporal set of orthoimages and digital elevation models (DEMs), georeferenced to UTM coordinates. Each campaign was referenced using the available geodetic ground control data: namely, static natural objects for 1950, 1966, and 2003, and stereo preparation ground control points for 1981, 1997, 2008, and 2015. Next, we cross correlated each consecutive pair of orthoimages using ENVI's "Correlation Image Analysis Software" [*Roer et al.,* 2008; *Heid and Kääb*, 2012]. This allowed us to minimize the decorrelated areas (new lava flows, crater collapses, landslides, etc.) in the output maps. Displacement values in the decorrelated areas were then interpolated from nearby values. The final outputs were multitemporal maps of deformation since 1950, with error estimates for the photogrammetric reconstruction of the model and the coregistration of the image locations for cross correlation. These errors were minimized by constraining the camera parameters in

AGU Geophysical Research Letters 10.1002/2015GL064820

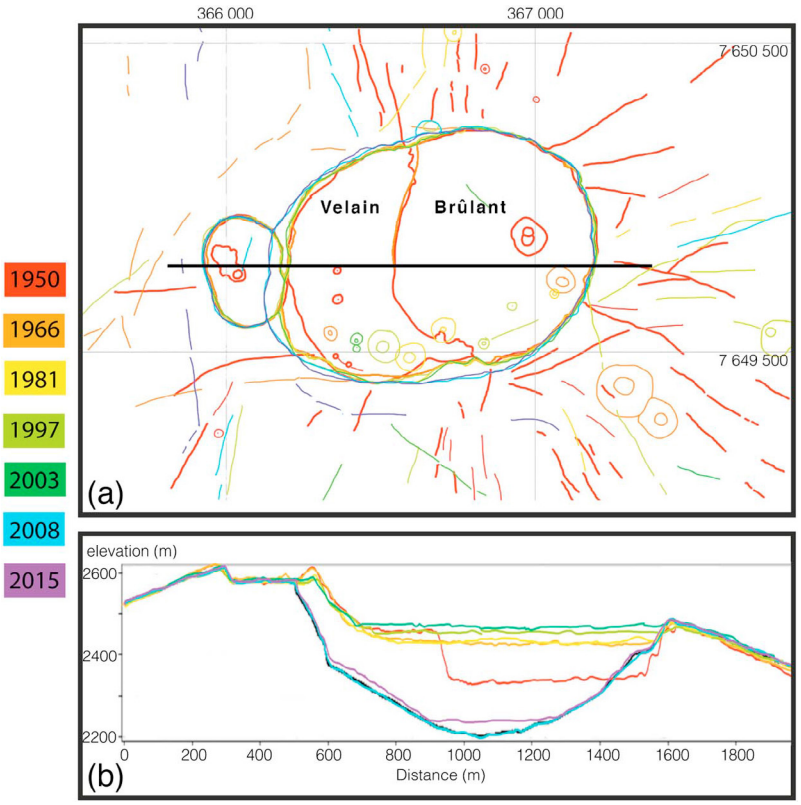


Figure 1. (a) Multitemporal structural map of the summit. Contour of the craters, the eruptive fissures, and vents are shown. Fissures in red predate 1950 and are excluded from our analysis. (b) E-W cross section through Cratère Dolomieu showing changes in elevation with time (see cross-section location in Figure 1a). Coordinates in meters (WGS84, UTM 40S).

Photoscan and running tests using further ground control points than necessary so as to choose those points that yielded the smallest geolocation errors. The details of the reconstruction work, including an estimation of model reliability, are summarized in Table 1. Reliability is assessed according to an error indicator (in meters) that represents the mean distance between the position of a control point, as computed in the model and the assumed value from ground geodesy. The number of control points ensures a globally precise geolocation because positive and negative errors statistically tend to compensate each other.

3. Results

Our processing allowed delivery of new structural (Figure 1) and deformation maps (Figure 2) covering the last 65 years. A precise structural map was created from the set of successive orthoimages, enabling us to accurately locate, in time and space, the consecutive eruptive fissures, and spatter cones active during the study period (Figure 1a). We find that while 30.8% of the eruptive fissures since 1950 are located in the northern half of the summit zone, including Cratère Dolomieu and Cratère Bory, 69.2% are located in the southern half.

The reconstruction of vertical motion allows assessment of the temporal evolution of the crater morphology (filling and collapse cycles, Figure 1b). In 1950, Cratère Dolomieu was composed of two parts: Enclos Velain, to the west, and Cratère Brûlant, to the east. A first collapse of 0.61 Mm^3 inside Enclos Velain was apparent between the 1950 and the 1966 photogrammetric campaigns (Figure 1b) and was dated at 1953 using historical sources [*Bachelery et al.,* 1981; *Michon et al*., 2013]. Cratère Dolomieu experienced regular infill by lava at a rate of 0.73 ± 0.09 Mm^3/yr between 1950 and 1997 (Figure 3a). The infill rate then increased to 3.30 ± 0.16 Mm^3/yr between 1997 and 2003 (possibly until 2007 and the Cratère Dolomieu collapse). Subsequently, it decreased to 1.00 ± 0.04 Mm^3/yr following the April 2007 collapse. The year 2007 marks a

AGU Geophysical Research Letters 10.1002/2015GL064820

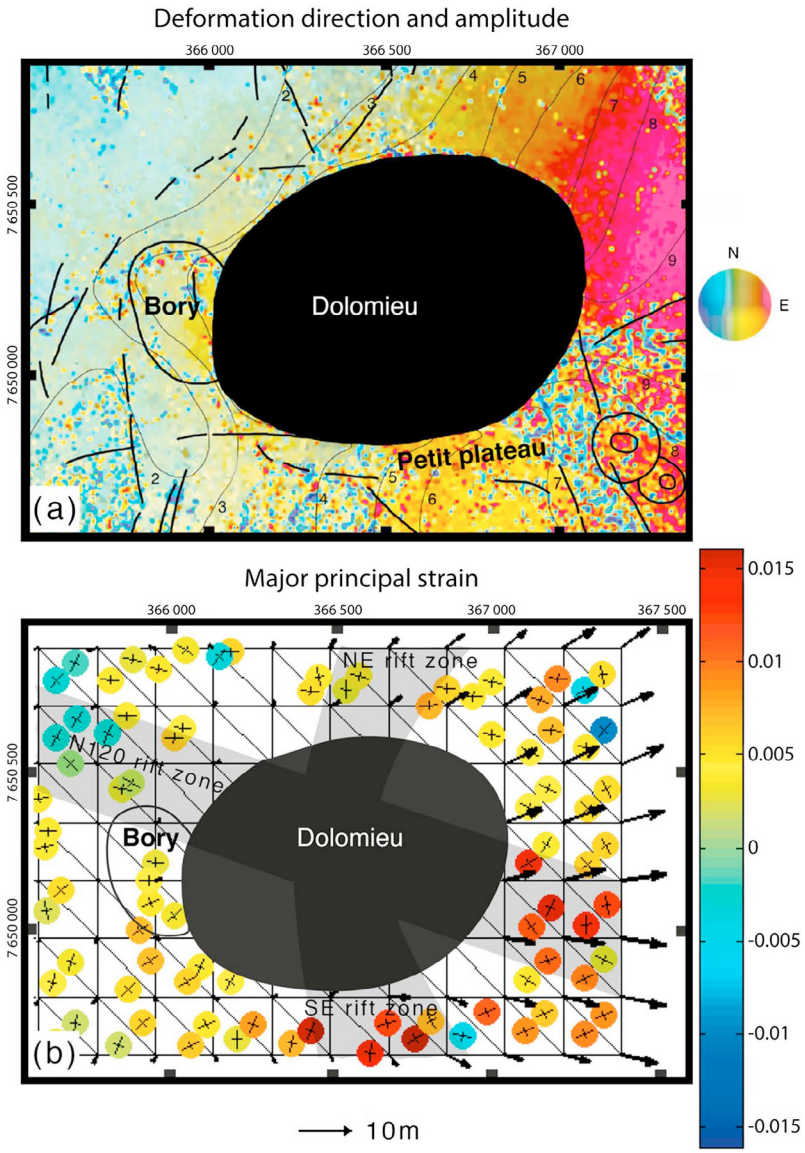


Figure 2. (a) Displacement map of the summit between 1950 and 2015: contours and associated number values give the amplitude, while colors represent the azimuth, as symbolized in the colored circle. The contemporary eruptive vents and fissures are underlined by black lines. (b) Two-dimensional major principal strain map between 1950 and 2015. Colors symbolize the amplitude of strain as given in the color bar and arrows the direction and amplitude of motion. The direction of extension/compression is represented by black cross inside the strain amplitude circles. Coordinates in meters (WGS84, UTM 40S).

particularly important change in the activity at Piton de la Fournaise, probably a consequence of the low-elevation eruption that emitted an unusually high volume of lava (220 Mm^3) [*Roult et al.*, 2012] (Figure 1b). The coincident summit collapse decreased the volume of material inside Cratère Dolomieu by 113.32 ± 2.23 Mm^3, which would compensate 120 years of filling at the 1950–2015 rate. The center of the April 2007 collapse was located 200 m west of the center of the former Cratère Brûlant (Figure 1b).

We were also able to map the planimetric ground displacements between 1950 and 2015 (Figure 2a), as well as the resulting 2-D major principal strain distributions (Figure 2b). The map shows a preferential E-W asymmetrical distribution of ground deformation around the Piton de la Fournaise summit. In contrast, the N-S trend is almost perfectly symmetrical. The amount of motion varies from 1.3 m on the western flank of the summit cone, to 9.2 m on the eastern flank, yielding a maximum time-averaged displacement rate of

AGU Geophysical Research Letters 10.1002/2015GL064820

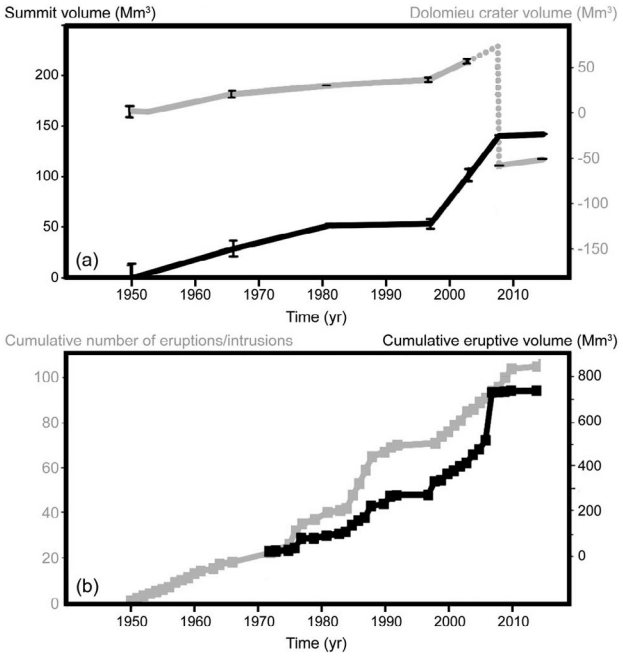


Figure 3. (a) Evolution of the volume inside (grey line) and outside (black line) Cratère Dolomieu in Mm^3 between 1950 and 2015. (b) Cumulative number of dike injections (eruptions/intrusions; in grey) and cumulative erupted volume (in black) as described in *Peltier et al.* [2009], *Roult et al.* [2012], *Michon et al.* [2013], and OVPF recent data.

0.14 m/yr during the 65 yearlong study period (Figure 2a). Some areas near Cratère Dolomieu differ from the general motion trends, especially on the southern flank near the Petit Plateau area (an old pit crater, which is now filled). Here the amplitude of the motion is smaller. In addition, across the eastern half of Cratère Bory the motion is oriented east toward Cratère Dolomieu. It is likely that the collapse of Cratère Dolomieu in 2007, which left a large free space east of Cratère Bory, is the cause of this local motion.

Most of the southeast part of the summit was covered by lava flows overflowing from the crater during the August–December 2006 eruption and presents strong decorrelation due to the change in the topography. However, the signal remains correlated in some areas. The 2-D major principal strain map enables us to identify two zones across which the deformation was greatest (Figure 2b). First, an area located south of Cratère Dolomieu which corresponds to the S-E rift zone. Here we find a strong E-W extension. Second, an area located N120 from the center of Dolomieu. Here the highest N-S extension values are recorded. The E-W extension is more regularly distributed on the northern flank, along the N-E rift zone. An area in compression is also identifiable northwest of Cratère Bory, indicating that deformation may not propagate farther than the base of the Dolomieu shield on the western flank.

The temporal evolution of the area around the Dolomieu crater was studied using a 1444×1908 m window centered on N 366555, E 7650265E (WGS84, UTM 40S coordinates in meters). Outside of Cratère Dolomieu, volume variation is characterized by a mean inflation at a rate of $2.19 \pm 0.20\ Mm^3$/yr (Figure 3a). This trend shows an acceleration after 1997, increasing from $1.66 \pm 0.57\ Mm^3$/yr during 1950–1981, to $8.00 \pm 0.48\ Mm^3$/yr between 1997 and 2008, before dropping to $0.20 \pm 0.09\ Mm^3$/yr after 2008. This latest rate is comparable to that of the 1981–1997 period ($0.11 \pm 0.24\ Mm^3$/yr), during which the inflation was slower than the average for the total 1950–1997 period.

The temporal evolution of the planimetric displacements across four areas representative of the four cardinal points around the summit has been plotted and compared with the corresponding GNSS data from the OVPF permanent network, which is available for the period 2008–2015. Comparison of our results with measurements of the permanent GNSS stations SNEG, DERG, DSRG, and BORG (Figure 4a) shows errors on displacement values of 7.8%, 8.4%, 6.5%, and 52%, respectively. At the BORG station, the large error can be explained by its very small displacement. The station is also located very close to the February 2015 vents, leading to a significant overestimation of the motion by cross correlation and thus a high error.

Consistent with the evolution of trends in volumetric changes at the summit, the mean E-W displacement rate accelerates from 22.1 ± 43.7 mm/yr between 1950 and 1997, to 128.9 ± 17.5 mm/yr since 1997 (Figure 4b). The E-W motion then followed a trend similar to that of the 1997–2007 period following the major eruptive and collapse events of 2007. The N-S component of displacement shows the same temporal trends, with a mean rate of 25.0 ± 52.9 mm/yr between 1950 and 1997, increasing to 64.2 ± 24.3 mm/yr between 1997 and 2015, followed by a slight deceleration since 2008 (Figure 4c).

Geophysical Research Letters 10.1002/2015GL064820

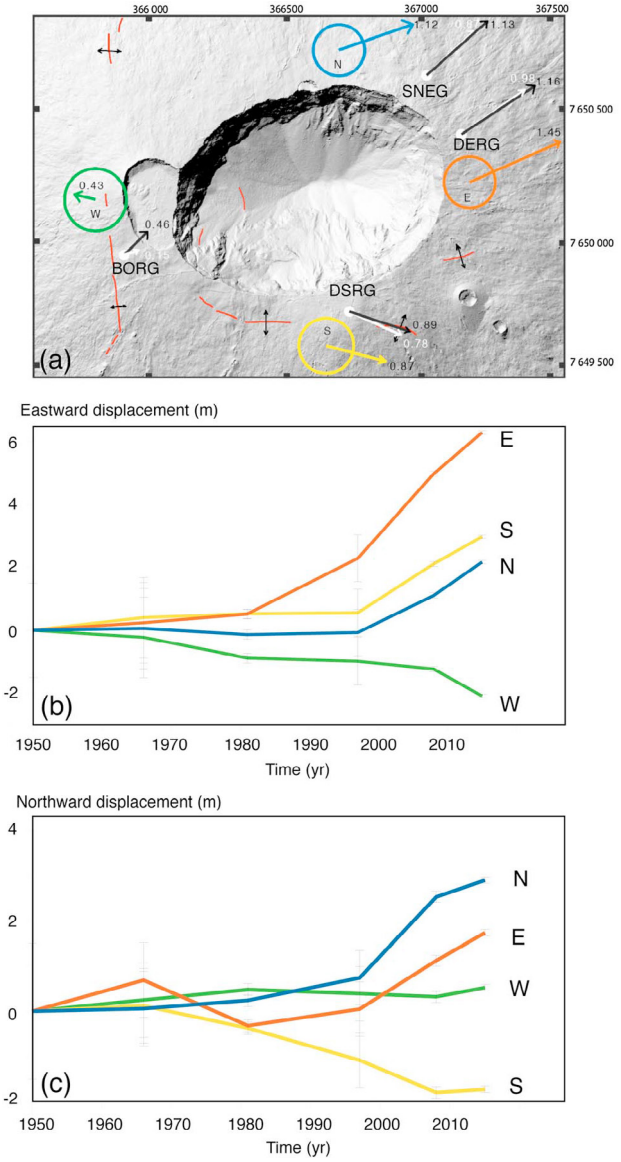


Figure 4. (a) Comparison of the horizontal displacements deduced from airborne photogrammetry (black arrows) and the corresponding permanent OVPF GNSS station (white arrows) between 2008 and 2015. The eruptive fissures that opened during this period are shown by red lines and opening arrows. Coordinates in meters (WGS84, UTM 40S). (b) Eastward and (c) northward cumulative displacement on four representative areas of the north, east, south, and west parts of the summit as identified in (Figure 4a) by the colored circles.

4. Discussion

The high spatial resolution displacement maps computed by our photogrammetric analysis of airborne photographs taken since 1950 has enabled us to characterize, for the first time and with high spatial resolution, the structural evolution and summit deformation of Piton de la Fournaise over more than six decades. Nevertheless, some care needs to be exercised when interpreting the results. The SfM approach results in uncertainties regarding, first, the reconstruction of the structure and, second, the geolocation of the model. Such uncertainties are highest for the models that have no ground control points (i.e., 1950, 1966, and 2003). However, the deformation remains significant even when this uncertainty is considered, and is consistent with the evolution in lava emission volume, which also displays an increase between 1998 and 2007 (Figure 3b).

Combined with the deep seismicity recorded by the OVPF seismic network in 1998 [*Battaglia et al.,* 2005], we have three clues that give evidence of two major changes in the volcano dynamics between 1950 and 2015. Before 1998, the variation in volume both outside and inside of the Dolomieu crater followed a constant trend (Figure 3a), indicating continuity in the volcano output rate for this period. The year 1998 corresponded with refilling of the shallow magma reservoir as seen through seismicity, the refill being continuous until 2007 [e.g., *Peltier et al.,* 2009; *Vlastélic et al.,* 2007]. The shallow reservoir was then emptied during the major April 2007 eruption [e.g., *Staudacher et al.,* 2009; *Roult et al.,* 2012]. This continuous refilling would have been the cause of the high frequency of eruptions recorded between 1998 and 2007, during which a total of 367 Mm^3 of lava was emitted (Figure 3b), an emission rate of about 3.6 times higher than that during 1972–1992 [*Peltier et al.,* 2009]. This would also have been the cause of the acceleration in the deformation (inflation) rate observed at the summit during the same period. Since 2007, and the emptying of the shallow plumbing system, the eruptive regime changed again, being mostly characterized by small summit, or near-summit, eruptions until early 2015 (Figure 3b) [*Peltier et al.,* 2010; *Roult et al.,* 2012]. All of these evidences suggest an increase in the magma influx rate between 1998 and 2007.

Spatially, the E-W asymmetric deformation is consistent with previous studies that have revealed a seaward motion of the eastern flank during recent eruptions [*Froger et al.*, 2004, *Peltier et al.,* 2009; *Rivet et al.,* 2014].

AGU Geophysical Research Letters 10.1002/2015GL064820

Though the largest displacements occur during eruptions and intrusions, especially for distal eruptions [*Got et al.,* 2013; *Froger et al.*, 2015], intereruptive motion of the lower eastern flank is also present at a lower rate of 10 to 20 mm/yr [*Brenguier et al.,* 2012; *Peltier et al.,* 2015a]. Our results show that this trend has been apparent at least since 1981 (Figure 4b). While the addition of ground control point errors for the 1981 model and the 2015 model accounts for only 6% of the motion, there is a 78% difference between the respective motions of the eastern and the western flanks. The eastern flank presents a small but significant positive northward component that amounts for 25% of its general motion, probably under the influence of the N120 extension zone. Two zones account for most of the E-W and N-S summit extension and correspond to two of the three main rift zones identified on the Piton de la Fournaise edifice, and whose formation is potentially a consequence of the preferential movement of the eastern flank [*Peltier et al.,* 2015b] It is reasonable to infer that the SE and N120 rift zones drive the majority of the preferential motion of the eastern flank over long (decadal-scale) time periods.

5. Conclusions

Our work provides unique insights into changes in the summit structure and deformation of Piton de la Fournaise during the last 65 years. During this time, the summit underwent a continuous increase in its volume at a rate of $2.2 \pm 0.20\ Mm^3/yr$. This was the result of successive eruptions and intrusions. The deformation was asymmetrically distributed and affected mostly the eastern flank. During this period, while the southeast and N120 rift zones accounted for most of the summit extension, on the northern part of the edifice the strain was more evenly distributed. The deformation rate underwent two major changes, first in 1998 and then in 2007. Both corresponded to major eruptive events that affected the plumbing system and discharge rate, and which marked a change in the eruptive style.

Structure from motion as a tool for retrieving historical topographic data for digital images has given us the opportunity to digitally measure ground deformation with unprecedented accuracy over a 65 year period. Although it is still a very small part in a volcano's life, our results bring new constraints on eruptive dynamics, activity cycles, and implications for volcanic hazard management; extending output and deformation records back by several decades. The evidence of a major long-lived eastward movement of the edifice has to be taken into consideration when it comes to assessing and anticipating the risk of the eastern flank sliding into the sea, on a volcano that has already undergone numerous seaward failures involving large volumes [e.g., *Oehler et al.,* 2008; *Lebas*, 2012].

Acknowledgments
Airborne photographs have been provided by IGN (1950, 1966, 1981, and 2003), AIGL (2008), and OVPF (1981, 1997, and 2015), and corresponding data are available at each of these institutions. Constructive reviews were provided by M. Battaglia and Y. Aoki. The authors warmly thank Andrew Harris who greatly improved the manuscript. This is IPGP contribution 3656.

The Editor thanks Maurizio Battaglia and Yosuke Aoki for their assistance in evaluating this paper.

References

Bachélery, P., et al. (1982), Eruption at Le Piton de la Fournaise volcano on 3 February 1981, *Nature*, *297*, 5865, 395–397.
Bachelery, P., et al. (1981), Eruption at Le Piton de la Fournaise volcano on 3 February 1981, *Nature*, *297*, 395–397, doi:10.1038/297395a0.
Battaglia, J., V. Ferrazzini, T. Staudacher, K. Aki, and J. L. Cheminée (2005), Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island), *Geophys. J. Int*, *161*(2), 549–558, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02606.x.
Berrino, G., G. Corrado, G. Luongo, and B. Toro (1984), Ground deformation and gravity changes accompanying the 1982 Pozzuoli uplift, *Bull. Volcanol.*, *47*, 187–200.
Bolognesi, M., A. Furini, V. Russo, A. Pellegrinelli, and P. Russo (2015), Testing the low-cost RPAS potential in 3D cultural heritage reconstruction, *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.*, *XL-5/W4*, 229–235, doi:10.5194/isprsarchives-XL-5-W4-229-2015.
Brenguier, F., et al. (2012), First results from the UnderVolc high-resolution seismic and GPS Network deployed on Piton de la Fournaise Volcano, *Seismol. Res. Lett.*, *83*(1), 97–102, doi:10.1785/gssrl.83.1.97.
Corrado, G., I. Guerra, A. Lo Bascio, G. Luongo, and R. Rampoldi (1976), Inflation and microearthquake activity of Phlegraean fields, Italy, *Bull. Volcanol.*, *40*(3), 169–188.
Corre, P., and P. Giraudin (1982), Une expérience de surveillance photogrammétrique: La route d'accès du tunel routier de Fréjus, *Bulletin d'information de l'IGN*, *45*, 23–31.
de Michele, M., and P. Briole (2007), Deformation between 1989 and 1997 at Piton de la Fournaise volcano retrieved from correlation of panchromatic airborne images, *Geophys. J. Int.*, *169*(1), 357–364, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03307.x.
Dzurisin, D., C. W. Wicks, and M. P. Poland (2012), History of surface displacements at the Yellowstone Caldera, Wyoming, from leveling surveys and InSAR observations: 1923–2008, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, *1788*, 68.
Froger, J.-L., Y. Fukushima, P. Briole, T. Staudacher, T. Souriot, and N. Villeneuve (2004), The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de La Fournaise, Reunion Island, mapped by ASAR interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, doi:10.1029/2004GL020479.
Froger, J. L., V. Famin, V. Cayol, A. Augier, L. Michon, and J. F. Lénat (2015), Time-dependent displacements during and after the April 2007 eruption of Piton de la Fournaise, revealed by interferometric data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *296*, 55–68, doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.02.014.
Fukushima, Y., V. Cayol, and P. Durand (2005), Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: The February 2000 eruption at Piton de la Fournaise, *J. Geophys. Res.*, *110*, B03206, doi:10.1029/2t004JB003268.
Got, J.-L., A. Peltier, T. Staudacher, P. Kowalski, and P. Boissier (2013), Edifice strength and magma transfer modulation at Piton de la Fournaise volcano, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *118*, 5040–5057, doi:10.1002/jgrb.50350.
Heid, T., and A. Kääb (2012), Repeat optical satellite images reveal widespread and long term decrease in land-terminating glacier speeds, *Cryosphere*, *6*, 467–478.

Jaggar, T. A., and R. H. Finch (1929), Tilt records for thirteen years at the Hawaiian Volcano Observatory, *Seismol. Soc. Am. Bull.*, *19*(1), 38–51.
Koenderink, J. J., and A. J. Van Doorn (1991), Affine structure from motion, *J. Opt. Soc. Am. A*, *8*(2), 377–385.
Lebas, E. (2012), Processus de démantelement des edifices volcaniques au cours de leur evolution: Application à La Réunion et Montserrat et comparaison avec d'autres edifices, PhD thesis. Université Paris-Diderot, 379 pp.
Michon, L., A. Di Muro, N. Villeneuve, C. Saint-Marc, P. Fadda, and F. Manta (2013), Explosive activity of the summit cone of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion island): A historical and geological review, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *263*, 117–133.
Massonnet, D., P. Briole, and A. Arnaud (1995), Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry, *Nature*, *375*, 567–570.
Oehler, J. F., J. F. Lénat, and P. Labazuy (2008), Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes, *Bull. Volcanol.*, *70*, 717–742, doi:10.1007/s00445-007-0163-0.
Parascandola, A. (1947), *I Fenomeni Bradisismici det Serapeo di Pozzuoli*, Genovese, Napoli.
Peltier, A., T. Staudacher, P. Catherine, L.-P. Ricard, P. Kowalski, and P. Bachèlery (2006), Subtle precursors of volcanic eruptions at Piton de La Fournaise detected by extensometers, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L06315, doi:10.1029/2005GL025495.
Peltier, A., V. Famin, P. Bachèlery, V. Cayol, Y. Fukushima, and T. Staudacher (2008), Cyclic magma storages and transfers at Piton de La Fournaise volcano (La Réunion hotspot) inferred from deformation and geochemical data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *270*(3–4), 180–188, doi:10.1016/j.epsl.2008.02.042.
Peltier, A., T. Staudacher, P. Bachèlery, and V. Cayol (2009), Formation of the April 2007 caldera collapse at Piton de La Fournaise volcano: Insights from GPS data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*(1–2), 152–163, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.09.009.
Peltier, A., T. Staudacher, and P. Bachèlery (2010), New behavior of the Piton de La Fournaise volcano feeding system (La Réunion Island) deduced from GPS data: Influence of the 2007 Dolomieu caldera collapse, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *192*(1–2), 48–56, doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.02.007.
Peltier, A., J. L. Got, N. Villeneuve, P. Boissier, T. Staudacher, and V. Ferrazzini (2015a), Long-term mass transfer at Piton de la Fournaise volcano evidenced by strain distribution derived from GNSS network, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *120*, 1874–1889, doi:10.1002/2014JB011738.
Peltier, A., M. Poland, T. Staudacher (2015b), Are Piton de la Fournaise (La Réunion) and Kīlauea (Hawai'i) really "analog volcanoes"? in *Hawaiian Volcanoes: From Source to Surface*, edited by R. Carey, et al., John Wiley, Inc, Hoboken, N. J., doi:10.1002/9781118872079.ch23.
Rivet, D., F. Brenguier, D. Clarke, N. M. Shapiro, and A. Peltier (2014), Long-term dynamics of Piton de la Fournaise volcano from 13 years of seismic velocity change measurements and GPS observations, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *119*, 7654–7666, doi:10.1002/(ISSN)2169-9356.
Roer, I., A. Kaab, and R. Dikau (2008), Rockglacier kinematics derived from small-scale aerial photography and digital airborne pushbroom imagery, *Z. Geomorphol.*, *49*(1), 1–15.
Rosen, P. A., S. Hensley, H. A. Zebker, F. H. Webb, and E. J. Fielding (1996), Surface deformation and coherence measurements of Kilauea volcano, Hawaii, from SIR-C radar interferometry, *J. Geophys. Res.*, *101*(E10), 23,109–23,125, doi:10.1029/96JE01459.
Roult, G., A. Peltier, B. Taisne, T. Staudacher, V. Ferrazzini, A. Di Muro, and The OVPF team (2012), A new comprehensive classification of the Piton de la Fournaise activity spanning the 1985–2010 period. Search and analysis of short-term precursors from a broad-band seismological station, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *241–242*, 78–104, doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.06.012.
Sigmundsson, F., P. Durand, and D. Massonet (1999), Opening of an eruption fissure and seaward displacement at Piton de La Fournaise volcano measured by RADARSAT satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 533–536.
Staudacher, T., V. Ferrazzini, A. Peltier, P. Kowalski, P. Boissier, P. Catherine, F. Lauret, and F. Massin (2009), The April 2007 eruption and Cratère Dolomieu collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*(1–2), 126–137, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.11.005.
Turner, D., A. Lucieer, and C. Watson (2012), An automated technique for generating georectified mosaics from ultra-high-resolution unmanned aerial vehicle (UAV) imagery, based on structure from motion (SfM) point clouds, *Remote Sensing*, *4*(5), 1392–1410.
Vlastélic, I., A. Peltier, and T. Staudacher (2007), Short-term (1998–2006) fluctuations of Pb isotopes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island): Origins and constraints on the size and shape of the magma reservoir, *Chem. Geol.*, *244*(1–2), 202–220, doi:10.1016/j.chemgeo.2007.06.015.
Zlotnicki, J., J. C. Ruegg, P. Bachèlery, and P. A. Blum (1990), Eruptive mechanism on Piton de la Fournaise volcano associated with the December 4, 1983, and January 18, 1984 eruptions from ground deformation monitoring and photogrammetric surveys, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *40*(3), 197–217, doi:10.1016/0377-0273(90)90121-U.

8.2.2. Annexe 8 : Deep fluid transfer evidenced by syrface deformation during the 2014-2015 unrest at Piton de la Fournaise volcano

Journal of Volcanology and Geothermal Research 321 (2016) 140–148

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Volcanology and Geothermal Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jvolgeores

Deep fluid transfer evidenced by surface deformation during the 2014–2015 unrest at Piton de la Fournaise volcano

Aline Peltier [a,*], François Beauducel [b], Nicolas Villeneuve [a], Valérie Ferrazzini [a], Andrea Di Muro [a], Alessandro Aiuppa [c], Allan Derrien [a], Kevin Jourde [b], Benoit Taisne [d,e]

[a] 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
[b] Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Univ. Paris Diderot, CNRS, F-75005, Paris, France
[c] Université de Palermo and Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Palermo, Sicily, Italy
[d] Earth Observatory of Singapore, Nanyang Technological University, 50 Nanyang Avenue, Block N2-01a-15, 639798, Singapore
[e] Asian School of the Environment, Nanyang Technological University, 50 Nanyang Avenue, Block N2-01a-15, 639798, Singapore

ARTICLE INFO

Article history:
Received 27 January 2016
Received in revised form 22 April 2016
Accepted 29 April 2016
Available online 30 April 2016

Keywords:
GNSS
Inversion modeling
Magma transfer
Piton de la Fournaise
Volcano seismicity
MultiGas

ABSTRACT

Identifying the onset of volcano unrest and providing an unequivocal identification of volcano reawakening remain challenging problems in volcanology. At Piton de la Fournaise, renewal of eruptive activity in 2014–2015, after 41 months of quiescence and deflation, was associated with long-term continuous edifice inflation measured by GNSS. Inflation started on June 9, 2014, and its rate progressively increased through 2015. Inflation onset was rapidly followed by an eruption on June 20–21, 2014, showing that volcano reactivation can be extremely fast, even after long non-eruptive phases. This short-lived eruption involved a shallow source (1.3–1.9 km depth below the summit). The inflation that followed, and eruptions in 2015, involved a larger depth range of fluid accumulation, constrained by inverse modeling at ca. 3.9 to 1.2–1.7 km depth. This time evolution reveals that volcano reawakening was associated with continuous pressurization of the shallowest parts of its plumbing system, triggered by progressive upwards transfer of magma from greater depth. A deep magma pulse occurred in mid-April 2015 and was associated with deep seismicity (3 to 9.5 km depth) and CO_2 enrichment in fluids emitted by summit fumaroles. From this date, ground deformation accelerated and the output rates of eruptions increased, culminating in the long-lasting, large-volume, August–October eruption (~36 Mm^3). This evolution suggests that deep magma/fluid transfer through an open conduit system first provoked the expulsion of the top of the plumbing system in June 2014, and then induced the progressive vertical transfer of the entire plumbing system down to 9 km (four eruptions in 2015). The new sustained feeding of the volcano was also at the origin of the hydrothermal system perturbation and the acceleration of the eastern flank motion, which favor lateral dike propagation and the occurrence of frequent and increasingly large eruptions. Our results highlight the fast and progressive way in which basaltic magmatic systems can wake up.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Basaltic eruptions are often preceded by variable-duration phases of magma and/or fluid migration and accumulation in depth. Such migrations and accumulations, when reaching a given threshold, generate subtle ground deformation, which can be detected by ground-based instrumentation and satellites (e.g. Delaney et al., 1993; Neri et al., 2009; Bonforte et al., 2013; Froger et al., 2004; Peltier et al., 2009; Anderson et al., 2015), seismicity and change in surface gas emission. Time series analysis and inversion of the ground deformation pattern allow recognition of the time and space evolution of the pressurization of the magma storage zone(s), their shape, volume and location, and to make inferences on the timing of magma transfer and accumulation at depth. However, picking the onset of volcano unrest and providing an unequivocal identification of volcano reawakening still remain very challenging.

On the highly active Piton de la Fournaise hot spot basaltic volcano (La Réunion island, Indian ocean), recent advances allow a better understanding of its dynamics (activity and pause periods, inflation/deflation cycles, time evolution of micro-seismicity) and of its plumbing system. Geophysical and geochemical studies converge on the identification of several storage levels, variably connected and distributed over about 10 km below the volcano summit (e.g. Battaglia et al., 2005; Brenguier et al., 2008; Peltier et al., 2009; Di Muro et al., 2014). In the upper levels, several zones of possible magma/fluid accumulation have been proposed in the literature: shallow magma pockets slowly cooling at 0.5–1.5 km beneath the summit craters, as suggested by seismic and deformation features of the volcano during the 1980–1990 period (Bachèlery and Mairine, 1990) and after 2007

* Corresponding author.
E-mail address: peltier@ipgp.fr (A. Peltier).

http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.031
0377-0273/© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

(Peltier et al., 2010; Di Muro et al., 2015); a main shallow reservoir at about 1.5–2.5 km depth evidenced by seismic tomography and deformation data from the 1998–2007 period and capped by a seismic zone (e.g. Nercessian et al., 1996; Peltier et al., 2008; Massin et al., 2011; Prôno et al., 2009); deeper storages at 3.5 km depth (Prôno et al., 2009) and 7.5 km depth (Battaglia et al., 2005) evidenced by seismic tomography and deep earthquake locations. Shallower storage levels feed most of the frequent, small volume summit or near-summit eruptions (e.g. Peltier et al., 2007, 2008), while deeper levels possibly activate during the largest eruptions like the major, summit collapse forming event of April 2007 (e.g. Di Muro et al., 2014; Fontaine et al., 2014).

During the 1998–2011 period of sustained activity, the volcano displayed a mean of 2.6 eruptions per year, characterized by a very large range in emitted volume of lava between <1 Mm^3 and 220 Mm^3 (e.g. Peltier et al., 2009; Staudacher et al., 2009; Roult et al., 2012). During this period, refilling of the shallowest magma storage level (1.5–2.5 km depth) was well evidenced: 1) in 1998, with 35 h of upward earthquake migration from 7.5 km depth to the surface via an almost vertical conduit below the summit's western part (Battaglia et al., 2005); and 2) between 2000 and 2007, with continuous summit inflation linked to the continuous pressurization of a source located at 1.5–2.5 km depth (Peltier et al., 2009). According to geochemical studies, the whole system (from the oceanic crust to the shallow reservoir) was recharged by a new magma input in 2005 (Vlastélic et al., 2007) and 2007 (Di Muro et al., 2014). In 2007, the major pulse of deep magma resulted in the expulsion of 220 Mm^3 of the shallow-seated magmas and in the summit caldera collapse to a depth of 320 ± 20 m (Staudacher et al., 2009). During the period of continuous refilling (2000–2007), eruptive activity occurred in cycles of less than 1.5 years, each of them being characterized by successive summit/proximal eruptions and ending by large distal one, which far propagation, more than 4 km from the summit, was favored by the unbuttressed eastern flank destabilization (Peltier et al., 2008, 2009). These eruptive cycles have been attributed to stress cycles linked to a non-linearity in the stress state of the edifice (Got et al., 2013). This allows the edifice to modulate magma transfer from a constant input rate to discrete, cyclical production of magma at the surface.

A change in this cyclicity occurred after the major eruption of April 2007. From 2007 to 2014, no such obvious refilling has been observed (i.e. summit seismicity was relatively shallow, with the notable exception of the November 2009 eruption, which was preceded by a seismic swarm at about 7.5 km below the volcano summit), and the volcano experienced a sequence of short lived, small volume eruptions and intrusions mostly located inside or around the summit craters (2008–2011; e.g. Peltier et al., 2010; Roult et al., 2012). Small volume eruptions and intrusions in 2008–2011 were followed by a relatively long phase of quiescence of 41 months (Feb. 2011–June 2014) before a reawakening in June 2014. During the quiescent phase, the volcano deflated, background seismicity was limited to a few shallow events per day, and summit low temperature fumaroles emitted S- and CO_2-poor water-vapor-dominated fluids (Di Muro et al., 2012).

In 2014–2015, the volcanological observatory (OVPF — Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise/IPGP) recorded an increasing activity rate in terms of deformation, seismicity, gas emissions and eruption rate with five eruptions. All these five eruptions, like more than 97% of the eruptive activity of the last decades (Villeneuve and Bachèlery, 2006), occurred inside the ~8 × 13-km-wide Enclos Fouqué caldera, which is an uninhabited natural depression (Fig. 1): June 20–21, 2014 (south-southeast of the Dolomieu crater; 0.4 ± 0.2 Mm^3 of erupted products), February 4–15, 2015 (west-southwest of the Bory crater; 1.5 ± 0.2 Mm^3 of erupted products), May 17–30, 2015 (to the south-southeast; 4.6 ± 0.6 Mm^3 of erupted products), July 31–August 2, 2015 (to the north; 2 ± 0.3 Mm^3 of erupted products), and August 24–October 31, 2015 (to the west-southwest; 35.7 ± 3 Mm^3 of erupted products emitted in 3 successive stages: August 24–October 18, October 22–24, and October 29–31; see location in Fig. 1).

With this regard, 2014 seems to represent the start of a new cycle of activity. This new period and the associated data are thus important and unique in the context of the volcano's recent history and dynamics. In this paper, we report the first detailed analysis of the pre and inter-eruptive deformation sequence recorded by GNSS (Global Navigation Satellite System) during the 2014–2015 unrest period at Piton de la Fournaise. Renewal of volcanic activity, and its associated precursors, provided the opportunity to explore the reawakening of Piton de la Fournaise, as well as the shallow structure of the volcano plumbing system, in regard of the previous researches and cycles of magmatism. The insights gained from these data, combined with earthquake rates and summit gas concentrations, shed light on the variable dynamics of Piton de la Fournaise, which is a laboratory for many other basaltic volcanoes worldwide and give new information into the progressive way in which basaltic magmatic systems can wake up.

2. Methods

2.1. GNSS data

Our aim is to track the early, low-intensity volcano deformation at the beginning of volcano reawakening. The beginning of volcano inflation occurred with a low rate and therefore could not be detected by Interferometric Synthetic Aperture Radar nor on the noisy long-term signals of tiltmeters at Piton de la Fournaise (Peltier et al., 2015a). Consequently, we focused our analysis on the time series recorded by the permanent GNSS network. In 2014–2015, the OVPF permanent GNSS network was composed of 24 receivers located both on the summit cone, on its flanks, and just outside the Enclos Fouqué caldera (Fig. 1). The recent increase in the GNSS receiver density permits an unprecedented high-quality characterization of volcano deformation rates and patterns over the whole Enclos Fouqué sector (e.g. Brenguier et al., 2012; Got et al., 2013; Peltier et al., 2015b).

The receivers deployed in the OVPF GNSS network are 15 Topcon GB1000, 3 Trimble NetRS, and 6 Trimble NetR9, all of which have a sampling rate of 30 s. Daily data files are transmitted to OVPF by Wi-Fi, and solutions are automatically processed with the GAMIT/GLOBK software package (Herring et al., 2010). For the daily calculations, we use i) international GNSS Service (IGS) precise ephemerides; (ii) a stable support network of 20 IGS stations off La Réunion Island scattered around the Indian Ocean islands and coasts; (iii) a tested parameterization of the troposphere; and (iv) models of ocean loading, Earth and lunar tides. Horizontal and vertical accuracies on the studied period are ~0.5 and ~1 cm, respectively. GNSS displacements shown in this paper were corrected from plate motion, deduced from the REUN IGS station located 15 km to the west of the summit and assumed not to be affected by any volcano deformation.

2.2. Inversion modeling

Based on a-priori knowledge on the source shape and medium rheology, numerous ways exist to model deformation. It is well known that in volcanic areas (e.g. Currenti et al., 2010; Gerbault et al., 2012) and especially at Piton de la Fournaise, part of the deformation is plastic (notably in the eastern, continuously sliding volcano flank). Recent works conducted on Piton de la Fournaise (e.g. Got et al., 2013; Carrier et al., 2015) studied the effect of rock rheology and strength on the dynamics of volcanic processes, exploring the role of elasto-plasticity. But to first approximation, we assume that the very low-intensity and linear pre-eruptive deformation of the terminal cone is elastic. So, for simplicity of implementation and to obtain quick solutions and order-of-magnitude source characteristics, we chose, for automatic routines running in near-real time at the OVPF and for this paper, to consider a simple Mogi source in

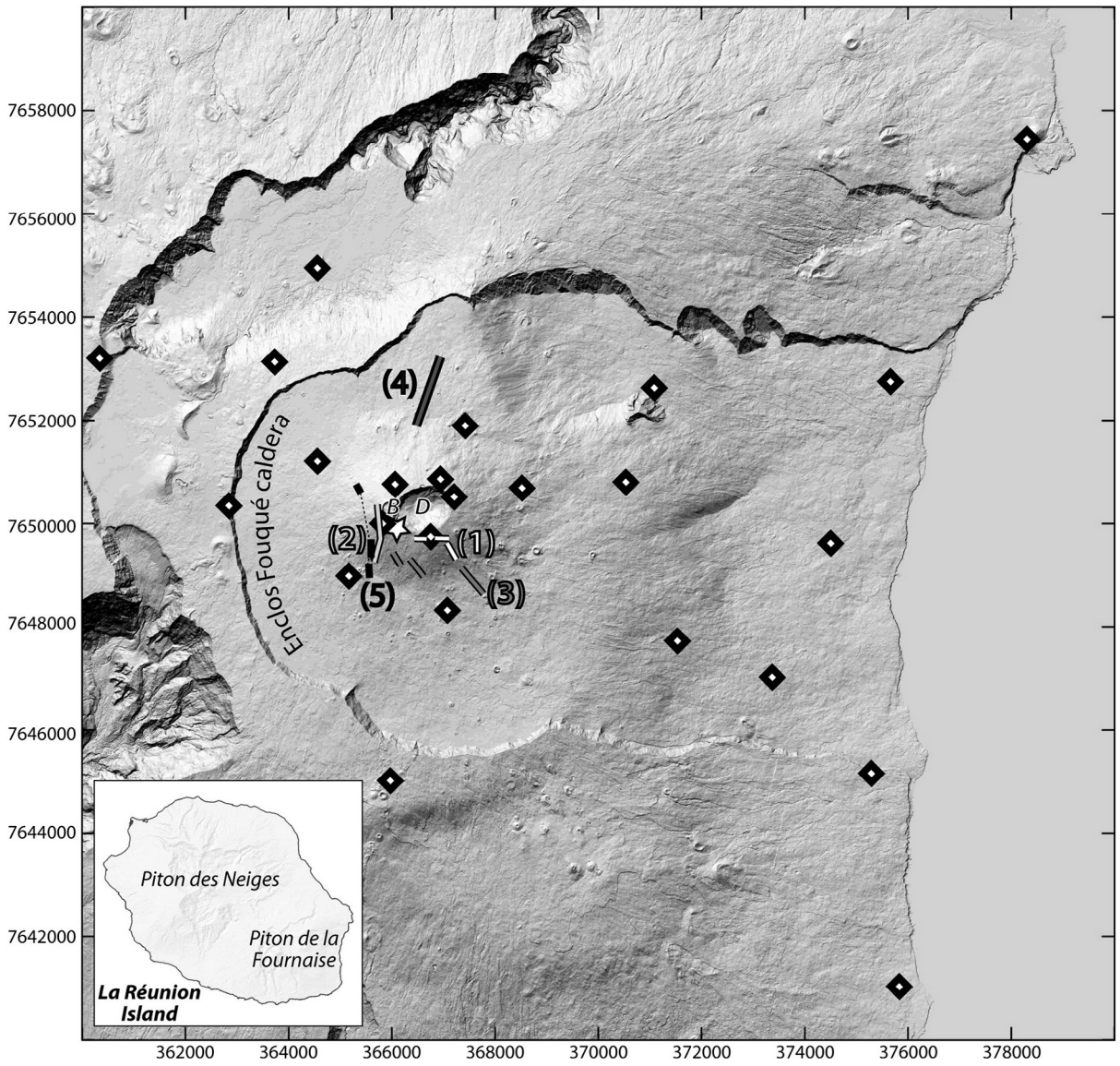


Fig. 1. Shaded relief of Piton de la Fournaise volcano with locations of GNSS stations (black and white diamonds) and of the MultiGaS summit station (white star). The B and D initials refer to Bory and Dolomieu craters, respectively. The numbers 1 to 5 refer to the eruptive periods of June 20–21, 2014, February 4–15, 2015, May 17–30, 2015, July 31–August 2, 2015, and August 24–October 31, 2015, respectively. The inset shows the location of Piton de la Fournaise on La Réunion Island. Coordinates in meters (WGS84, UTM 40S).

our inversion calculations to model the pre-eruptive deformation sources. The Mogi model is an analytical solution for ground deformation (displacement, tilt and strain) due to a point source — volume variation at depth (Anderson, 1936) or an isotropic pressure variation in a spherical source (Mogi, 1958) — in a homogeneous elastic half-space (in our case: Poisson's ratio = 0.25). In our calculations, we invert total displacements to obtain total volumes variations; the topography is taken into consideration by considering the elevation of each GNSS station (e.g. Williams and Wadge, 2000). We realize the inversion calculations in a Bayesian framework (e.g. Tarantola, 1984), which permits to efficiently take into account the uncertainties from the various GNSS measurements. We estimate the solution thanks to Monte Carlo algorithms so that no linearization of the direct problem is needed. First, we recover the best solution using Simulated Annealing (i.e. the posterior probability distribution maximum; Kirkpatrick et al., 1983) and, second, we characterize the posterior probability distribution aspect around this solution using a Metropolis algorithm. Due to the poor signal-to-noise ratio of the vertical component, we apply the inversion modeling only to the horizontal components.

For small displacements, as we observe during the study periods (a few cm, often less than 2 cm), we are blind for sources deeper than 4.5 km unless the volume change is at least several millions of cubic meters. This is linked to the limitations of the method with respect to the magnitude of surface deformation. By testing our sensitivity to low volume changes (1 Mm^3) in a point source at depth, we found that a >1-cm displacement (clearly above the GNSS noise) occurs only when the source is shallower than 4.5 km depth. Due to this limitation, we combined the results derived from the GNSS study with other datasets from the observatory to discuss our results: seismicity and composition of the summit gas emission.

3. Results

3.1. Surface deformation

The inter-eruptive deformation being very small (less than a few cm), we first look at the line length between two stations — the baseline — to emphasize the signal (Figs. 2, 3c). In Fig. 2, the rapid and strong displacements linked to dike injections preceding eruptions by a few tens

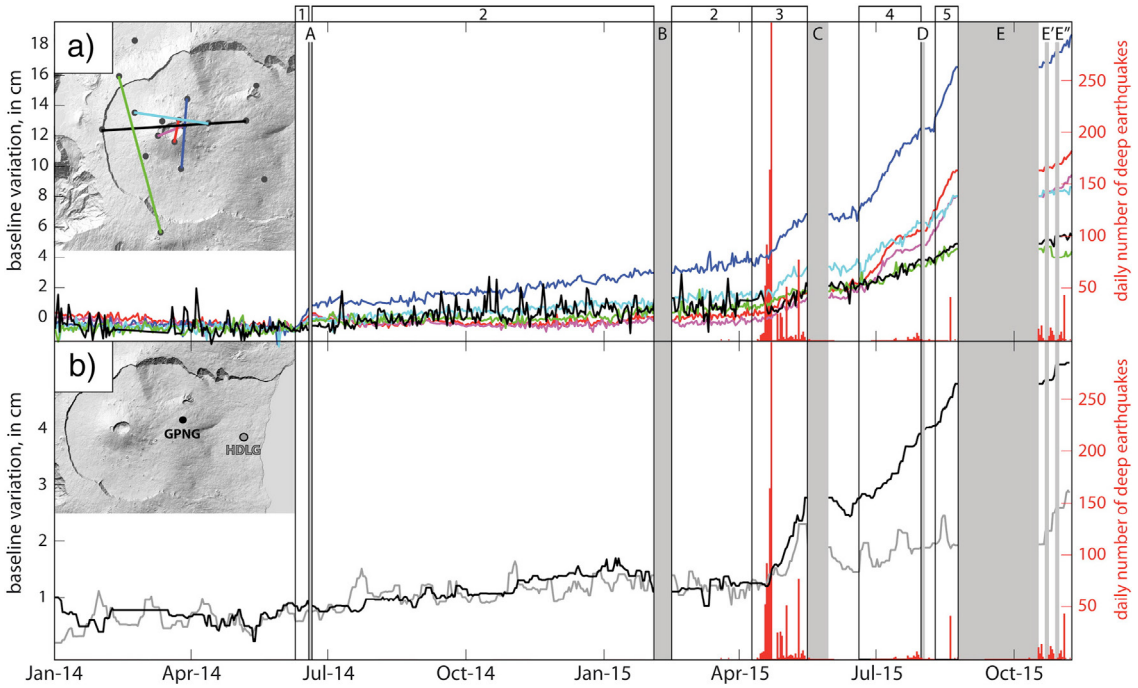


Fig. 2. Time series plot covering 2014–2015 showing the distance change (a) between pairs of GNSS stations (see the inset and the colors for location of each baseline) and (b) between REUN IGS (stable) distant station (15 km to the west of the summit) and two GNSS stations located in the eastern flank of the volcano (GPNG and HDLG; see the inset for location). In this figure, the rapid and strong displacements linked to dike injections preceding eruptions by a few tens of minutes have been removed. The daily number of deep earthquakes (greater than 3 km below the surface) is shown in red. Only the manually detected earthquakes have been counted (OVPF catalogue). Gray shaded areas represent eruptive periods. The numbers 1 to 5 refer to the pre-eruptive periods discussed in the text. A, B, C, D and E/E′/E″ refer to the eruptive periods of June 20–21, 2014, February 4–15, 2015, May 17–30, 2015, July 31–August 2, 2015, and August 24–October 31, 2015, respectively. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

of minutes have been removed to do not saturate the y-scale and better highlight the long-term low-intensity inter-eruptive signal. According to the variation rate of each baseline, we identified five periods preceding eruptions and during which the long-term inflation was continuous and occurred at constant rate (Table 1; Fig. 2). For each period we made a linear approximation of the ground displacements. The five periods are: (1) June 9–19, 2014; (2) June 23, 2014–February 3, 2015 (the deformation rates recorded during this period remained the same

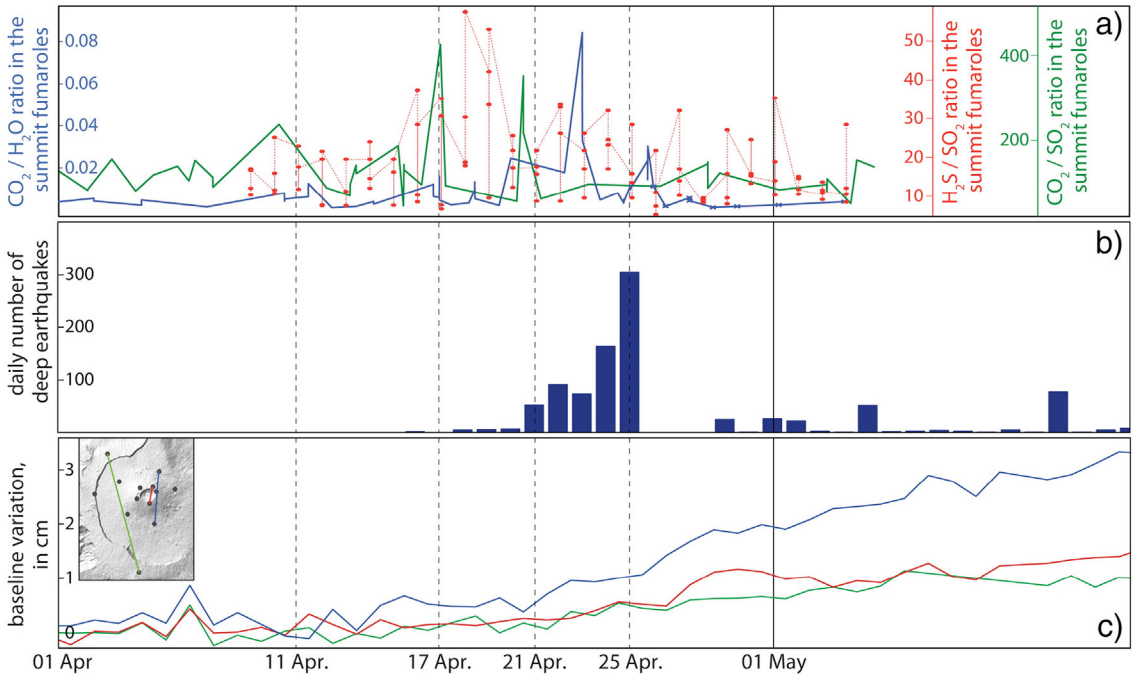


Fig. 3. Zoom on the April–May 2015 period. Comparison between (a) gas, (b) seismic and (c) GNSS time series. (a) CO_2/H_2O (blue), CO_2/SO_2 (green) and H_2S/SO_2 (red) ratios measured by MultiGaS in the summit low-temperature fumaroles. Gas data are acquired 4 times per day over 30 min at a frequency of 0.1 Hz. Data analysis is performed following the procedure described in Aiuppa et al. (2010). (b) Daily number of deep earthquakes (greater than 3 km below the surface). Only the manually detected earthquakes have been counted (OVPF catalogue). (c) Distance change between pairs of GNSS stations (see the inset and the colors for location of each baseline). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

ED560 - Allan Derrien
Apport des techniques photogrammétriques à l'étude du dynamisme
des structures volcaniques du Piton de la Fournaise

Table 1
Rates (in mm/day) corresponding to the mean elongation rate at the summit, base, and outside of the Enclos Fouqué caldera, respectively, for each period we defined.

Periods	Summit	Base of the cone	Outside enclos
09 June 2014 19 June 2014	1	1.5	0.5
23 June 2014 03 Feb. 2015	~0	0.1	0.03
13 April 2015 16 May 2015	0.5	1.1	0.3
17 June 2015 30 July 2015	0.8	1.3	0.3
02 Aug. 2015 23 Aug. 2015	1.9	2.5	0.5

even after the February eruption and lasted until April 13); (3) April 13–May 16, 2015 (edifice inflation stopped for 17 days after the May eruption); (4) June 17–July 30, 2015; and (5) August 2–August 23, 2015.

A first important result is that, after 41 months of rest and ground deflation, renewal of Piton de la Fournaise eruptive activity on June 20, 2014, was preceded by only 11 days of inflation (with a maximum of 1 cm and 1.6 cm of enlargement at the summit and at the base of the cone, respectively; Fig. 2a).

Following the end of the June 20–21 eruption, edifice inflation restarted at a lower rate and was only visible on distal stations and long baselines (with a maximum of 2 cm and 0.6 cm of enlargement at the base of the cone and outside of the Enclos Fouqué caldera, respectively, between June 2014 and February 2015; Fig. 2a) — no significant deformation was observed at the summit of the central cone. This weak inflation continued at the same rate after the February 4–15, 2015, eruption until April 13 (Fig. 2), when summit stations started to record signs of inflation. This rapid change in summit unrest was marked by synchronous or near-synchronous (1) acceleration of the inflation recorded on distant stations (e.g., 0.3 mm/day during mid April–mid May 2015 versus 0.03 mm/day during June 2014–mid April 2015 for the N–S baseline across the entire Enclos Fouqué caldera, in green in Figs. 2a, 3c) and on the eastern flank stations (Fig. 2b); (2) the detection of deep volcano-tectonic (VT) seismicity (mainly between April 16 and 25; Figs. 2a, 3b) starting at 9.5 km depth below the summit and migrating to less than 4 km depth (Lengliné et al., 2016); and (3) a co-seismic enrichment in deep fluids (CO_2) of the summit fumaroles monitored by a MultiGaS permanent station (Fig. 3a).

3.2. Deep seismicity

Deep VT seismicity (depth greater than 3 km) was first detected on April 16, 2015, below the summit cone, and the number of deep events increased through time, attaining a maximum between April 24 and April 25 (Figs. 2a, 3b). A second and less intense phase of deep seismicity was detected between April 29 and May 20. VT depth remained between 9.5 and 6.5 km until April 20 (9.5 km) and then migrated upwards and reached 4.5 km on April 26 (Lengliné et al., 2016). Lengliné's detection and relocation work found more than 7000 deep events, barely visible in the raw signal and not yet taken into account in the OVPF seismic catalogue (Figs. 2a, 3b). The magnitude of individual earthquake ($M \leq 0.5$), extremely low, differs from the ones observed during the earthquake migration of 1998, which was composed of about 700 events with $M \geq 1.5$ but their locations are similar (below the Bory crater; Battaglia et al., 2005). Shallow (above sea level; i.e. depth lower than 2.5–3 km) VT seismicity started on April 26, 2015.

3.3. Surface gas emission

In April 2015, the summit MultiGaS station detected an increase in CO_2 concentration and in the H_2S/SO_2 ratio (up to ca. 60) in the low temperature (<100 °C) hydrothermal fluids emitted by the Dolomieu intracaldera fumaroles (Fig. 3a). CO_2 excess with respect to atmospheric background increased progressively starting on April 11 and attained a peak of twice the background values on April 20, when the seismicity was deepest. CO_2/SO_2 and H_2S/SO_2 ratios peaked between April 17 and April 21. CO_2/H_2O also started to increase on April 11 but attained its maximum a bit later, on April 23, which was about two days before the peak in deep seismicity. The ratios then returned to background values by April 26 (Fig. 3). On the whole, the perturbation of the hydrothermal fluid composition was largely co-seismic.

3.4. Inversion modeling: pressure source location

Fig. 4 shows the probabilistic location of the point source for the five pre-eruptive periods we defined, and Table 2 summarizes the range of X/Y coordinates (WGS84, UTM 40S), depth and total volume variation of the best-fit models at 90% confidence. The associated probability density functions for each parameter are shown in Fig. 5. Looking at the histogram distribution of the X/Y coordinates (Fig. 5) and the best-fit models ranges at 90% confidence (Table 2), the X/Y positions of all sources are roughly the same, centered below the summit Dolomieu crater (Fig. 4). The main difference between the five periods is the depth of the source and its volume variation, which was very small (0.13–0.19 Mm^3 at 90% confidence) for the period preceding the June 20–21, 2014 eruption compared to the four other periods (>0.35 Mm^3; Table 2). Concerning the depth, before the small June 20–21, 2014 eruption, the estimated source depth was 1.4–1.7 km below the Dolomieu crater at 90% confidence. After this event, the pressure source became deeper, estimated at 3–3.7 km during period 2 (preceding the February 2015 eruption), and then migrated upward through periods 3 (2.2–2.9 km depth) and 4 (1.3–1.6 km depth). The depth of the point source was steady for the two last periods, 4 and 5, and similar to that characterizing period 1 (Fig. 4, Table 2).

4. Discussion

GNSS trends indicate long-term continuous edifice inflation since June 9, 2014, with a progressive increase in inflation rate through 2015 (Table 1). This is particularly apparent on baselines between distant stations, which showed no plateau, revealing thus a continuous, deep process (Fig. 2a). Inversions of inter-eruptive GNSS data linked to five distinct pre-eruptive periods show that all the 2014–2015 eruptions were triggered by continuous pressurization of shallow sources located below the summit Dolomieu crater. This is in agreement with previous studies conducted on past activity at this volcano (e.g. Peltier et al., 2009; Fukushima et al., 2010); however, we detected, for the first time from deformation data, a migration of the pre-eruptive sources; combined with seismic and gas composition data, we can thus interpret the progression of the 2014–2015 unrest.

4.1. Time-evolution of the storage system refilling

Only minor inflation occurred ~11 days before the first eruptive event in 2014, demonstrating that volcano reactivation can be extremely rapid after long-lasting quiescence. The 11 days of summit inflation preceding the June 2014 eruption activated the same shallow source observed for the 2008–2010 eruptive activity and that hosts evolved and degassed magmas (Peltier et al., 2010; Di Muro et al., 2015). The short duration (20 h) and the small volume (<0.5 Mm^3) of the eruption are consistent with the extrusion of a shallow magma pocket without significant input from deeper levels. Just following the end of this eruption, edifice inflation renewed at low rate, but was associated with a deeper pressure source estimated at 3–4 km below the surface. The main change occurred in mid-April 2015, when vertical migration of deep seismicity (9.5 to 4 km depth) and enrichment in CO_2 in the hydrothermal intracaldera fluids were recorded. Following these

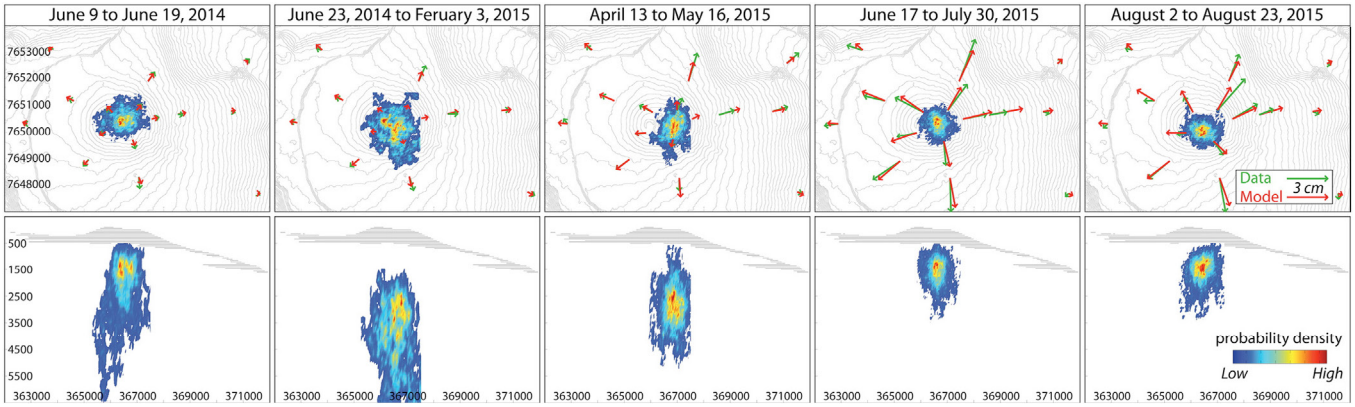


Fig. 4. Probabilistic location of the point source for the five pre-eruptive periods defined in Fig. 2. Colors indicate probability (red sources correspond to highest-probability models). (top) Map view with the observed ground displacement data (in green) and best-fitting model (in red), (bottom) vertical cross-section view. Coordinates in meters (WGS84, UTM 40S). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

events, the time evolution of the pressure source highlights activity from ca. 2.9 to 1.3–1.6 km depth (Table 2; Fig. 4), and the eruption output rates increased and culminated in the long-lasting, large-volume August–October 2015 eruption (68 days, ~36 Mm^3), one of the largest of the last several decades. This time evolution and continuous inflation imply a persistent, but accelerating, pressurization rate of the shallowest parts of the plumbing system by progressive upwards transfer of magma stored at greater depth.

During the phase of deep seismicity in April 2015, the pressure source migrated upward compared to the previous period but its location was decoupled with respect to the seismicity depth (2.2–2.9 km depth for inflation vs 9.5–4 km depth for seismicity). This is linked to the limitations of the method; ground displacements produced by deep sources is below the measurement errors (see Section 2).

Despite this limitation, a clear upward pressure source migration is, nevertheless, indicated through periods 2 to 4 (Figs. 4, 5). In mid-April 2015, the deep upward migration of seismicity and the peak in CO_2 enrichment in the summit fumaroles suggest that the acceleration in inflation rate and the pressurization of the shallow part of the plumbing was driven by a large magma ascent from greater depth. Although the fumaroles remain low temperature with a main hydrothermal composition, a new magmatic contribution is detected. The composition change of quiescent intracaldera gas emissions is consistent with the deep location of seismicity below the volcano summit. Magma transfer at relatively high pressure (ca. 2.5 kbar) is expected to release mostly CO_2 and only minor H_2O and SO_2 (Di Muro et al., 2014). The increase in H_2S/SO_2 ratio suggests that this input of deep fluid might have caused a perturbation in the shallow hydrothermal system. The 6-day shift between the peaks in CO_2/SO_2 and CO_2/H_2O (Fig. 3) mimics the upward migration of seismic hypocenters observed between April 16 and 26.

This magmatic pulse from deep to shallow levels increased the pressure within the shallowest magma storage level, becoming the predominant ground deformation signature (periods 3 to 4–5; Figs. 2a, 4). By contrast between the end of June 2014 and February 2015 (and even to mid-April 2015), the low pressurization suggests a low refilling rate of the shallow part of the plumbing system (explaining why little deformation was observed at the summit and why no deep seismicity was recorded at that time). The low refilling of the upper storage level started at the beginning of June 2014, leading to a small and rapid disturbance of older shallow-seated magma and to the low erupted volume (0.4 Mm^3) of June 20–21.

This evolution suggests that deep magma/fluid transfer first provoked the expulsion of the upper part of the magmatic system and then induced a progressive vertical transfer of magma within the Piton de la Fournaise plumbing system.

Such gradual shallow magma pressure build up due to a deep open-conduit was previously observed in 1998–2007 at Piton de la Fournaise (e.g. Peltier et al., 2009; Staudacher and Peltier, 2015), but also for instance at Etna in 1994–2001 (Bonaccorso et al., 2015) or in Kilauea since 2003, with a culmination in 2007 (e.g. Poland et al., 2012, 2014; Anderson et al., 2015).

4.2. Constraint on the shallowest part of the Piton de la Fournaise plumbing system

The location of the uppermost sources (i.e. during periods 1, 4 and 5) are almost identical (1.3–1.7 km depth below the volcano summit at 90% confidence, Table 2) and correspond to a level of shallow magma accumulation from which the dikes initiated. The depth of this reservoir is similar to that deduced for past activity (Peltier et al., 2007, 2008), although the larger number of GNSS station and available

Table 2
Range of X/Y coordinates (WGS84, UTM 40S), depth and total volume variation of the best-fit models at 90% confidence for each pre-eruptive period we defined. For comparison, the volume of the eruption (not corrected for void space), ending each period, is also indicated.

Periods	X coordinates (m)	Y coordinates (m)	Depth (km)	Volume (Mm^3)	Erupted vol. (Mm^3)
09 June 2014 19 June 2014	[366423–366628]	[7650336–7650558]	[1.4–1.7]	[0.13–0.19]	0.4 ± 0.2
23 June 2014 03 Feb. 2015	[366583–366856]	[7650240–7650535]	[3.0–3.7]	[0.53–0.85]	1.5 ± 0.2
13 April 2015 16 May 2015	[366779–367043]	[7650102–7650399]	[2.2–2.9]	[0.56–0.98]	4.6 ± 0.6
17 June 2015 30 July 2015	[366539–366711]	[7650211–7650412]	[1.3–1.6]	[0.47–0.68]	2 ± 0.3
02 Aug. 2015 23 Aug. 2015	[366361–366584]	[7649945–7650138]	[1.3–1.6]	[0.35–0.51]	35.7 ± 3

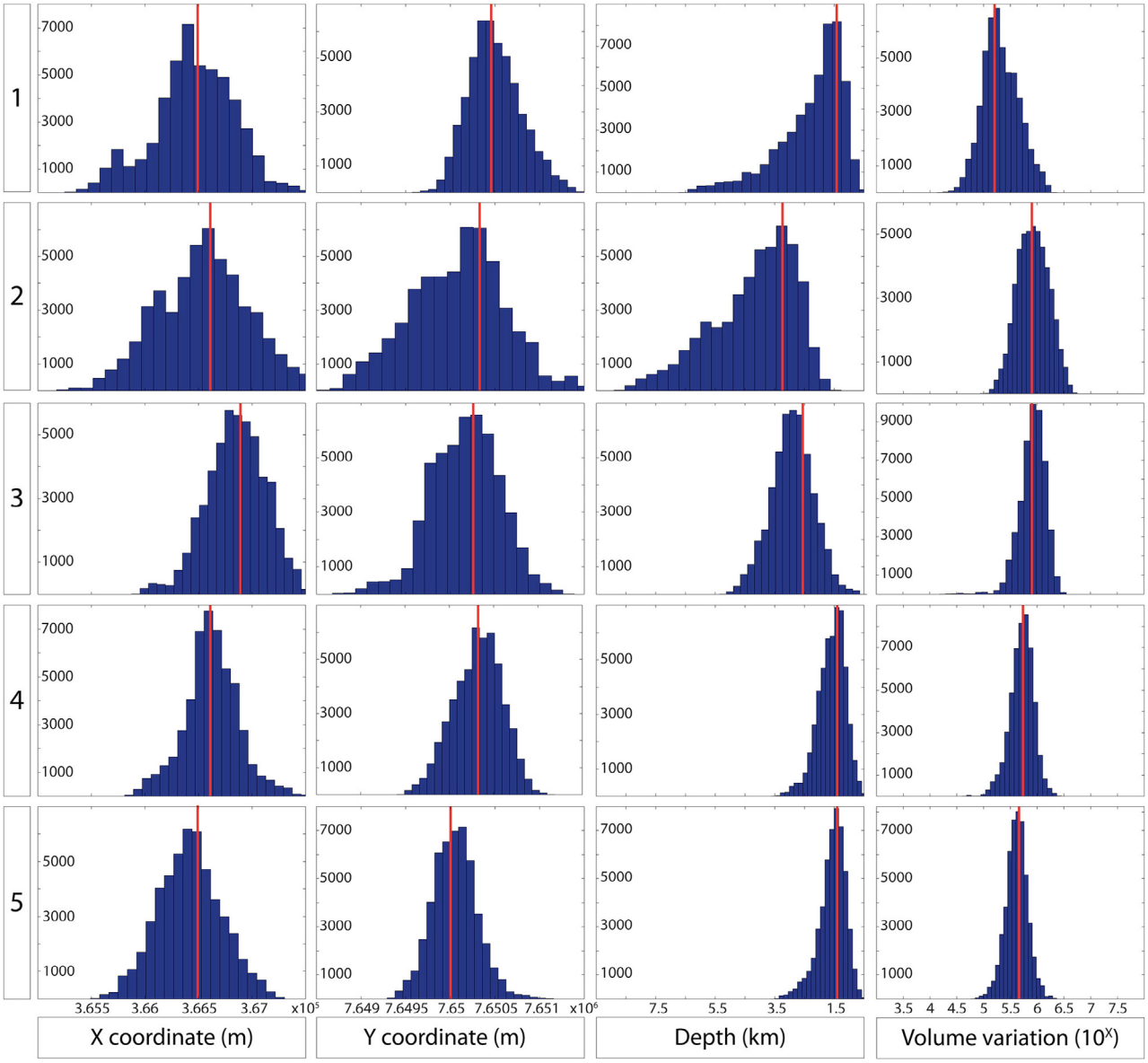


Fig. 5. Histogram distribution showing the probability density functions for each parameter for the five pre-eruptive periods we defined: (1) June 9–19, 2014, (2) June 23, 2014–February 3, 2015, (3) April 13–May 16, 2015, (4) June 17–July 30, 2015 and (5) August 2–August 23, 2015. The red lines note the best models. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

data now allow better constraining of its position. Seven years after the almost complete emptying of the shallow plumbing system and the Dolomieu summit crater collapse in April 2007, which probably damaged and changed the stress of the surrounding medium, the uppermost storage zone seems to have been reconstituted at almost the same level.

At deeper level, the similar location between the 1998 and 2015 deep seismicity (below the Bory crater; Battaglia et al., 2005; Lengliné et al., 2016) also suggests a common path for the 1998–2007 and the 2014–2015 refilling (e.g. Peltier et al., 2009).

4.3. Eruption triggering processes

The hypothesis of continuous deep refilling from mid-2014 through 2015 is consistent with the high activity and eruptive rate observed during this period and strongly contrasts with the preceding long-lasting volcano quiescence. The total emitted volume in surface was 44.2 ± 4.3 Mm^3 in 2014–2015 (Table 2), leading to a dense rock equivalent (DRE) volume comprised between 18.6 and 30.9 Mm^3 (assuming a porosity range of 30–58%; Di Muro et al., 2014), whereas the total source variation in depth was 2.04–3.21 Mm^3. The ratio between the total emitted DRE volume (excluding the volume of the dikes) and the source volume variations is thus equal to 6–15. This ratio is almost stable for the four first eruptions (1 to 6) but it is 10 times larger (29–71) for the last eruptive event (August 24–October 31). Considering the range of the source depths and the almost stable magma composition (Di Muro et al., 2016), we can suppose that the magma expansion when reaching the surface is almost the same for the whole period, and we could expect an almost stable volume ratio for the five events. The deep conduit should thus remain open, especially in August–October 2015, to explain the large discrepancy in the volume ratio on the whole period, especially for the last eruption of the sequence. This deep refilling continuing during the August–October 2015 eruption could be aseismic or slightly seismic during the eruption (Fig. 2) if the deep pathway was already formed and remained open.

In addition to this deep refilling and increase in input rate, other processes encouraged the eruptions in 2014–2015: 1) perturbation of the hydrothermal system, and 2) acceleration of eastern flank motion evidenced from GNSS (Fig. 2b).

1) The composition change of quiescent intracaldera gas emissions in April 2015 is consistent with the deep location of seismicity below the volcano's summit. Fluids mostly contained (in order of abundance) H_2O, CO_2, H_2S and only very little SO_2. CO_2-rich fluids were relatively water poor, with respect to those released during later and shallower phases of seismicity; H_2O/CO_2 ratio and CO_2/SO_2 or CO_2/H_2S ratios were reversely correlated. The co-seismic increase in H_2S/SO_2 ratio suggests that this input of deep fluids might have produced a perturbation of the shallow hydrothermal system. That may have triggered the acceleration in summit volcano inflation and the shallow seismicity starting on April 26, 2015 (Lengliné et al., 2016). Such perturbation in the shallow hydrothermal system would favor the triggering of the following eruptions. Indeed, Lénat et al. (2012) proposed that the hydrothermal system may play a role in the magma intrusion triggering at Piton de la Fournaise. The thermal expansion of heated geothermal fluid would generate the shallow seismicity, and hydrothermal fracturing would lead to dike propagation to the surface.
2) From mid-April 2015, an acceleration of the eastern flank motion/sliding was also recorded, even on the station closest to the sea (Fig. 2b). By taking a closer look on the time series, we observe a shift of 3 days between the first deep seismic event (April 16) and the acceleration in the eastern flank sliding (April 19; Fig. 2b), and even a shift of 6 days between the accelerations of the terminal cone deformation (April 13) and the eastern flank sliding. The sliding and eastern flank instability acceleration would be thus driven by the ascent of the deep batch of magma. According to Got et al. (2013) and Carrier et al. (2015), such flank sliding acceleration weakens the edifice's strength upstream and would favor the occurrence of lateral eruptions and the accelerations in the eruptive rate (May, July and August 2015 eruptions), as it was observed during the 2000–2007 eruptive cycles.

To summarize, in 2015, both a pulse in the deep refilling, as well the perturbation of the hydrothermal system and the weakening of the edifice's strength would favor the occurrence of frequent and increasingly large eruptive activity at Piton de la Fournaise during the 2014–2015 unrest.

5. Conclusion

Renewal of eruptive activity at Piton de la Fournaise in 2014–2015, after 41 months of quiescence and deflation, was associated with long-term continuous edifice inflation. Study of the time evolution of ground deformation rates, combined with the associated seismicity and summit gas emission evolution, reveals that volcano reawakening resulted in continuous pressurization of the shallowest parts of its plumbing system, triggered by progressive upwards transfer of magma from greater depth. We show that deep magma/fluid transfer through an open conduit system first provoked the expulsion of the top of the plumbing system in June 2014, and then induced the progressive vertical transfer of the entire plumbing system down to 9 km (four eruptions in 2015). The new sustained feeding of the volcano in 2014–2015 was also associated with hydrothermal system perturbation and acceleration of eastern flank motion, which favor lateral dike propagation and the occurrence of frequent and increasingly large eruptions.

Acknowledgments

The GNSS, seismic and MultiGaS data used in this paper were collected by Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise/Institut de Physique du Globe de Paris (OVPF/IPGP). The increase in the density of the GNSS receivers has been financially supported by the ANR-08-RISK-011 (UnderVolc) and European FEDER (ref: 32121) projects. We are grateful to Michael Poland and an anonymous reviewer whose comments improved the manuscript. This is IPGP contribution 3740.

References

Aiuppa, A., Bertagnini, A., Métrich, N., Moretti, R., Di Muro, A., Liuzzo, M., Tamburello, G., 2010. A model of degassing for Stromboli volcano. Earth Planet. Sci. Lett. 295, 195–204.
Anderson, E.M., 1936. Dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dikes, and cauldron-subsidences. Proc. R. Soc. Edinb. 56, 128–157.
Anderson, K., Poland, M.P., Johnson, J.H., Miklius, A., 2015. Episodic deflation–inflation events at Kilauea volcano and implications for the shallow magma system. In: Carey, R., Cayol, V., Poland, M., Weis, D. (Eds.), Hawaiian Volcanoes: from Source to Surface. John Wiley $_amp_$amp; Sons, Inc, Hoboken, NJ (doi:10.1002/9781118872079.ch11).
Bachèlery, P., Mairine, P., 1990. Evolution volcano-structurale du piton de la fournaise depuis 0,53 M.a. In: Lénat, J.-F. (Ed.), *Le volcanisme de la Réunion*, *Monographie*, pp. 213–242.
Battaglia, J., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Aki, K., Cheminée, J.L., 2005. Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). *Geophys. J. Int.* 161, 549–558.
Bonaccorso, A., Bonforte, A., Gambino, S., 2015. Twenty-five years of continuous borehole tilt and vertical displacement data at Mt. Etna: insights on long-term volcanic dynamics. Geophys. Res. Lett. 42 (23), 10222–10229. http://dx.doi.org/10.1002/2015GL066517.
Bonforte, A., Guglielmino, F., Puglisi, G., 2013. Interaction between magma intrusion and flank dynamics at Mt. Etna in 2008, imaged by integrated dense GPS and DInSAR data. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 14 (8), 2818–2835.
Brenguier, F., Shapiro, N.M., Campillo, M., Ferrazzini, V., Duputel, Z., Coutant, O., Nercessian, A., 2008. Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. Nat. Geosci. 1, 126–130.
Brenguier, F., Kowalski, P., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Lauret, F., Boissier, P., Lemarchand, A., Pequegnat, C., Meric, O., Pardo, C., Peltier, A., Tait, S., Shapiro, N.M., Campillo, M., Di Muro, A., 2012. First results from the UnderVolc high resolution seismic and GPS network deployed on piton de la Fournaise volcano. Seismol. Res. Lett. 83 (7). http://dx.doi.org/10.1785/gssrl.83.1.97.
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. J. Geophys. Res. Solid Earth 120 (1), 567–583. http://dx.doi.org/10.1002/2014JB011485.
Currenti, G., Bonaccorso, A., Del Negro, C., Scandura, D., Boschi, E., 2010. Elasto-plastic modeling of volcano ground deformation. Earth Planet. Sci. Lett. 296, 311–318.
Delaney, P.T., Miklius, A., Arnadottir, T., Okamura, A.T., Sako, M.K., 1993. Motion of Kilauea volcano during sustained eruption from the Puu Oo and Kupaianaha vents, 1983–1991. J. Geophys. Res. 98 (B10), 17801–17820.
Di Muro, A., Aiuppa, A., Burton, M., Metrich, N., Allard, P., Fougeroux, T., Giudice, G., Guida, R., 2012. Intra-eruptive gas emissions and shallow magma storage after the 2007 summit caldera collapse of Piton de la Fournaise, Reunion Island. Geophys. Res. Abstr. *14 (Abstract* EGU2012–2761, Vienna, EGU 2012).
Di Muro, A., Metrich, N., Vergani, D., Rose, M., Armienti, P., Fougeroux, T., Deloule, E., Arienzo, L., Civetta, L., 2014. The shallow plumbing system of Piton de la Fournaise volcano (La Reunion Island, Indian Ocean) revealed by the major 2007 caldera-forming eruption. J. Petrol. 55 (7), 1287–1315. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egu025.
Di Muro, A., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Métrich, N., Besson, P., Garofalo, C., Villemant, B., 2015. Shallow magma storage at Piton de la Fournaise volcano after 2007 summit caldera collapse tracked in Pele's hairs. In: Carey, R., Cayol, V., Poland, M., Weis, D. (Eds.), *Hawaiian Volcanoes*: *From Source to Surface*. *John Wiley* $_amp_$amp; *Sons*, *Inc*, *Hoboken*, *NJ*, pp. 189–212 (doi:10.1002/9781118872079.ch9).
Di Muro, A., Arellano, S., Aiuppa, S., Bachelery, P., Boudoire, G., Coppola, D., Ferrazzini, V., Galle, B., Giudice, G., Gurioli, L., Harris, A., Liuzzo, M., Métrich, N., Moune, S., Peltier, A., Villeneuve, N., Vlastelic, I., 2016. Eruption and degassing dynamics of the major August 2015 Piton de la Fournaise eruption. Geophys. Res. Abstr. 18 (Abstract EGU2016–5074, Vienna, EGU 2016).
Fontaine, F.R., Roult, G., Michon, L., Barruol, G., Di Muro, A., 2014. The 2007 eruptions and caldera collapse of the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island) from tilt analysis at a single very broadband seismic station. Geophys. Res. Lett. 41 (8), 2803–2811. http://dx.doi.org/10.1002/2014GL05969.
Froger, J.-L., Fukushima, Y., Briole, P., Staudacher, T., Souriot, T., Villeneuve, N., 2004. The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de la Fournaise, Reunion Island, mapped by ASAR interferometry. Geophys. Res. Lett. 31 (14). http://dx.doi.org/10.1029/2004GL020479.
Fukushima, Y., Cayol, V., Durand, P., Massonnet, D., 2010. Evolution of magma conduits during the 1998–2000 eruptions of Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. J. Geophys. Res. 115, B10204. http://dx.doi.org/10.1029/2009JB007023.
Gerbault, M., Cappa, F., Hassani, R., 2012. Elasto-plastic and hydromechanical models of failure around an infinitely long magma chamber. Geochem. Geophys. Geosyst. 13 (3). http://dx.doi.org/10.1029/2011GC003917.
Got, J.L., Peltier, A., Staudacher, T., Kowalski, P., Boissier, P., 2013. Edifice strength and magma transfer modulation at Piton de la Fournaise volcano. J. Geophys. Res. 118, 1–18. http://dx.doi.org/10.1002/jgrb.50350.

Herring, T.A., King, R.W., McClusky, S.C., 2010. GPS analysis at MIT. Release 10.4. *Massachusetts Institute of Technology*, Cambridge.
Kirkpatrick, S., Gellat Jr., C.D., Vecchi, M.P., 1983. Optimization by simulated annealing. Science 220 (4598), 671–680.
Lénat, J.F., Bachèlery, P., Peltier, A., 2012. The interplay between collapse structures, hydrothermal systems, and magma intrusions: the case of the central area of Piton de la Fournaise volcano. Bull. Volcanol. 74, 407–421. http://dx.doi.org/10.1007/s00445-011-0535-3.
Lengliné, O., Duputel, Z., Ferrazzini, V., 2016. Uncovering the hidden signature of a magmatic recharge at Piton de la Fournaise volcano using small earthquakes. Geophys. Res. Lett. 43. http://dx.doi.org/10.1002/2016GL068383.
Massin, F., Ferrazzini, V., Bachèlery, P., Nercessian, A., Duputel, Z., Staudacher, T., 2011. Structures and evolution of the plumbing system of Piton de la Fournaise volcano inferred from clustering of 2007 eruptive cycle seismicity. J. Volcanol. Geotherm. Res. 202, 96–106.
Mogi, K., 1958. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surfaces around them. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo 36, 99–134.
Nercessian, A., Hirn, A., Lépine, J.-C., Sapin, M., 1996. Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquakes distribution. J. Volcanol. Geotherm. Res. 70, 123–143.
Neri, M., Casu, F., Acocella, V., Solaro, G., Pepe, S., Berardino, P., Sansosti, E., Caltabiono, T., Lundgren, P., Lanari, R., 2009. Deformation and eruptions at Mt. Etna (Italy): a lesson from 15 years of observations. Geophys. Res. Lett. 36 (2), L02309. http://dx.doi.org/10.1029/2008GL036151.
Peltier, A., Staudacher, T., Bachèlery, P., 2007. Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de la Fournaise from displacement data. J. Geophys. Res. 112, B03207. http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004379.
Peltier, A., Famin, V., Bachèlery, P., Cayol, V., Fukushima, Y., Staudacher, T., 2008. Cyclic magma storages and transfers at Piton de la Fournaise volcano (La Réunion hotspot) inferred from deformation and geochemical data. Earth Planet. Sci. Lett. 270 (3–4), 180–188.
Peltier, A., Bachèlery, P., Staudacher, T., 2009. Magma transfer and storage at Piton de la Fournaise (La Réunion Island) between 1972 and 2007: a review of geophysical and geochemical data. J. Volcanol. Geotherm. Res. 184 (1–2), 93–108. http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.12.008.
Peltier, A., Staudacher, T., Bachèlery, P., 2010. New behaviour of the Piton de la Fournaise volcano feeding system (La Réunion Island deduced from GPS data: influence of the 2007 Dolomieu crater collapse. J. Volcanol. Geotherm. Res. 192, 48–56.
Peltier, A., Beauducel, F., Staudacher, T., Catherine, P., Kowalski, P., 2015a. Contribution of tiltmeters and extensometers to monitor Piton de la Fournaise activity. In: Bachèlery, P., Lénat, J.F., Di Muro, A., Michon, L. (Eds.), Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de la Fournaise and KarthalaActive Volcanoes of the World. Springer, Berlin, pp. 287–303 (doi:10.1007/978-3-642-31395-0_17).
Peltier, A., Got, J.-L., Villeneuve, N., Boissier, P., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Walpersdorf, A., 2015b. Long-term mass transfer at Piton de la Fournaise volcano evidenced by strain distribution derived from GNSS network. J. Geophys. Res. Solid Earth 120 (3), 1874–1889. http://dx.doi.org/10.1002/ 2014JB011738.
Poland, M.P., Miklius, A., Sutton, A.J., Thornber, C.R., 2012. A mantle-driven surge in magma supply to Kīlauea volcano during 2003–2007. Nat. Geosci. 5 (4), 295–300.
Poland, M. P., Miklius, A., Montgomery-Brown, E. K., 2014. Magma supply, storage, and transport at shield-stage Hawaiian volcanoes.Chapter 5 of Poland, M. P., T. J. Takahashi, and C. M. Landowski, (eds.), Characteristics of Hawaiian Volcanoes, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1801, pp. 479–234. doi:http://dx.doi.org/10.3133/pp18015
Prôno, E., Battaglia, J., Monteiller, V., Got, J.L., Ferrazzini, V., 2009. P-wave velocity structure of Piton de la Fournaise volcano deduced from seismic data recorded between 1996 and 1999. J. Volcanol. Geotherm. Res. 184 (1–2), 49–62.
Roult, G., Peltier, A., Taisne, B., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Di Muro, A., The OVPF team, 2012. A new comprehensive classification of the Piton de la Fournaise activity spanning the 1985–2010 period. Search and analysis of short-term precursors from a broad-band seismological station. J. Volcanol. Geotherm. Res. 241–242, 78–104. http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.06.012.
Staudacher, T., Peltier, A., 2015. Ground deformation at Piton de la Fournaise (La Réunion Island), a review from 20 years of GNSS monitoring. In: Bachèlery, P., Lénat, J.F., Di Muro, A., Michon, L. (Eds.), Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de la Fournaise and KarthalaActive Volcanoes of the World. Springer, Berlin, pp. 139–170 (doi:10.1007/978-3-642-31395-0_9).
Staudacher, T., Ferrazzini, V., Peltier, A., Kowalski, P., Boissier, P., Catherine, P., Lauret, F., Massin, F., 2009. The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise. J. *Volcanol. Geotherm. Res.* 184 (1–2), 126–137.
Tarantola, A., 1984. Linearized inversion of seismic reflection data. Geophys. Prospect. 32, 998–1015.
Villeneuve, N., Bachèlery, P., 2006. Revue de la typologie des eruptions au Piton de la Fournase, processus et risqué volcaniques associés. Cybergeo 336 (URL: http://cybergeo.revues.org/index2536.html).
Vlastélic, I., Peltier, A., Staudacher, T., 2007. Short-term (1998–2006) fluctuations of Pb isotopes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island): origins and constrains on the size and shape of the magma reservoir. Chem. Geol. 244, 202–220.
Williams, C.A., Wadge, G., 2000. An accurate and efficient method for including the effects of topography in three-dimensional elastic models of ground deformation with applications to radar interferometry. J. Geophys. Res. Solid Earth 105 (B4), 8103–8120.

View publication stats

8.2.3. Annexe 9 : Investigating the deepest part of a volcano plumbing system : evidence for an active magma path below the western flank of Piton de la Fournaise (La Réunion island)

Journal of Volcanology and Geothermal Research 341 (2017) 193–207

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Volcanology and Geothermal Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jvolgeores

Investigating the deepest part of a volcano plumbing system: Evidence for an active magma path below the western flank of Piton de la Fournaise (La Réunion Island)

G. Boudoire [a,b,*], M. Liuzzo [c], A. Di Muro [b,d], V. Ferrazzini [b,d], L. Michon [a,d], F. Grassa [c], A. Derrien [b,d], N. Villeneuve [b,d], A. Bourdeu [e], C. Brunet [b,d], G. Giudice [c], S. Gurrieri [c]

[a] Laboratoire GéoSciences, Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), Sorbonne Paris-Cité, UMR 7154 CNRS Sciences Réunion, Université de La Réunion, F-97715 Saint-Denis, France
[b] Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF), Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), Sorbonne Paris-Cité, UMR 7154 CNRS, Université Paris Diderot, Bourg Murat, France
[c] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Palermo, V. Ugo La Malfa 153, – 90146 Palermo, Italy
[d] Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), Sorbonne Paris-Cité, UMR 7154 CNRS, Université Paris Diderot, F-75005 Paris, France
[e] Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), 5 rue René Descartes, F-67084 Strasbourg, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 25 October 2016
Received in revised form 21 May 2017
Accepted 21 May 2017
Available online 26 May 2017

Keywords:
Soil CO_2 emissions
$\delta^{13}C$ - isotope tracers
magma migration
photogrammetry
seismicity

ABSTRACT

Peripheral diffuse degassing of CO_2 from the soil occurs across the western flank of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean) along a narrow zone. In this area, carbon isotopic analysis on soil gas samples highlights significant mixing between magmatic and organic end-members. The zones with the strongest magmatic signature (highest $\delta^{13}C$) overlap spatial distribution of hypocenters recorded shortly before and during volcano reactivation and allow discriminating a N135° degassing lineament, with a minimum length of 11 km and 140 ± 20 m-width. Such orientation is in accordance with that of an old dyke network along the rift zone and with N120–130° and N140–155° lineaments related to the inheritance of oceanic lithosphere structures.
Our findings show that this N135° lineament represents a preferential magmatic pathway for deep magma transfer below the volcano flank. Moreover, spatial distributions of recent eccentric cones indicate a well-founded possibility that future eruptions may by-pass the shallow plumbing system of the central area of the volcano, taking a lateral pathway along this structure. Our results also confirm that Piton de la Fournaise activity is linked to a laterally shifted plumbing system and represent a major improvement in identifying the main high-risk area on the densely populated western flank of the volcano.

© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

At quiescent and active volcanoes, a significant fraction of magma degassing diffuses through edifice flanks and, preferentially, along active tectonic structures (Allard et al., 1991; Giammanco et al., 1995, 1998, 2010; Chiodini et al., 2001; Granieri et al., 2003, 2010; Hernández et al., 2012). Among released volcanic gases, carbon dioxide (CO_2) is early by an uprising magma, already at mantle depth and represents the most important contribution to diffuse degassing, whereas water (H_2O), the most abundant magmatic volatile species, is released at shallower depths, and undergoes condensation both along its pathways toward the surface, and in the soil (Granieri et al., 2010; Di Muro et al., 2016). Besides magmatic degassing, soil CO_2 degassing at the surface may also be related to several other sources such as (1) mantle, (2) subducted crustal rocks and sediments, (3) carbonate rocks and, (4) biogenic components (Giammanco et al., 1997; Deegan et al., 2010; Troll et al., 2012; Burton et al., 2013; Dionis et al., 2015). Carbon isotopic composition is a useful tool to discriminate between these different sources of CO_2 emissions and to reveal potential mixing among gases deriving from different sources. For instance, thanks to carbon isotopes analysis, it is possible to identify interactions between magmatic and hydrothermal fluids in volcanic environments (Giammanco et al., 1998; Chiodini et al., 2008), or to detect any contribution from biogenic gas or from air to the diffusely emitted CO_2 (Amundson et al., 1998).

When a deep magmatic origin is inferred, CO_2 release from the soil along active tectonic structures generally displays close spatial and temporal links with seismicity. The link between magmatic CO_2 emission and seismicity in volcanic areas can be related to either (1) permeability variations due to tectonic stress changes and/or rock failure phenomenon connected to the regional geodynamic activity or, (2) magma transfer or intrusion processes. Examples of the first type have been observed along the Pernicana fault at Mount Etna (Italy) (Giammanco et al., 2006; Azzaro et al., 1998; Toutain and Baubron, 1999), as well as along the San Andreas fault near Los Angeles (USA) (Irwin and Barnes, 1980).

* Corresponding author at: Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF/IPGP), Impasse de l'Observatoire, Bourg Murat 97418, France.
E-mail address: guillaume.boudoire@gmail.com (G. Boudoire).

http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.026
0377-0273/© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

Regarding the second type, many cases have been described by several authors at numerous volcanoes, such as, Mount Etna and Vulcano Island in Italy (Giammanco et al., 1998; Chiodini et al., 1998; Diliberto et al., 2002; Gurrieri et al., 2008; Giammanco and Bonfanti, 2009; Cannata et al., 2010, 2015), or El Hierro in the Canary Islands (López et al., 2012; Pérez et al., 2012).

At Piton de la Fournaise (La Réunion Island), diffuse flank CO_2 degassing is generally very weak (Seidel et al., 1988; Marty et al., 1993; Toutain et al., 2002; Liuzzo et al., 2015) and includes a significant biogenic component. This peculiar condition is explicable, most probably, by the tropical oceanic climate, which is marked by extreme precipitation rates and a high average temperature, allowing substratum degradation and fast vegetation development. Some authors (Basile-Doelsch et al., 2007; de Junet et al., 2013) have evidenced that andosols at La Réunion Island have a strong potential organic matter sequestration due to the absence of aluminosilicate minerals. However, recent studies carried out on the whole edifice (Liuzzo et al., 2015) have revealed that at Piton de la Fournaise there are also several sites marked by high soil CO_2 fluxes with a $\delta^{13}C$ signature typical of a magmatic origin of the emitted gas. These authors have performed large-scale campaigns of the volcano flanks with a moderate spatial resolution. They showed that there is a close spatial correlation among sites with anomalous soil CO_2 flux, areas exhibiting the highest concentration of eruptive cones on the volcano flanks and the areas with hypocentral location of earthquakes at depths >11 km (depth of the local lithospheric mantle). The parallelism between these features and the main regional tectonic structures (transform faults and paleo-ridge axes) has been interpreted as evidence of a control of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magma migration (Liuzzo et al., 2015). In this study, we focus on the seismic and volcanically active NW rift zone (NWRZ) on the western flank of Piton de la Fournaise, which has been interpreted as a sector of deep magma storage and potential lateral migration of magma towards the central and shallower plumbing system (Lénat et al., 2012, Liuzzo et al., 2015; Michon et al., 2015). The NWRZ is a 10–15-km-wide and 15-km-long area displaying about 200 eruptive cones, some of which of recent (historical) age (Morandi et al., 2016). Our goal was to identify potential fluid/magma paths between the supposed deep storage zone below the western flank and the shallow central conduits. To do so, we obtained soil CO_2 emission profiles taken from samples at high spatial resolution (sampling step of 20 m) across the NWRZ, also collecting data on the C-isotope signature of CO_2 from selected samples. The spatial distribution of the gas samples with a clear magmatic contribution has been compared with the density distribution of dykes and with the spatial and depth distribution of recent micro-seismicity. Our findings have strong local implications, enabling a more solid reconstruction of a long-lived, though previously poorly defined, active preferential magma/fluid pathway, which in turn raises important issues concerning the local volcanic risk assessment of the densely populated western flank of Piton de la Fournaise volcano.

2. Geological framework

La Réunion is a 7-km-high (above sea floor), 200-km-wide intraplate volcanic island located in the Indian Ocean on an oceanic lithospheric block bounded by transform faults of the now extinct Mascarene Basin (Bernard and Munschy, 2000). The island is made up of two main volcanoes: Piton des Neiges (PdN) in the north-western part, which has been at rest for ~20 ky (Deniel et al., 1992); and Piton de la Fournaise (PdF), located in the south-eastern part of the island, is a current highly active basaltic shield volcano whose activity started at least 530 ky ago (Gillot and Nativel, 1989). PdF is one of the world's most active volcanoes, averaging one eruption every nine months since 1930 (Peltier et al., 2009; Roult et al., 2012). Recorded observations since 1640 show that eruptions have been mostly restricted within the seawards oriented, horse-shoe-shaped, open Enclos Fouqué caldera (Villeneuve and Bachèlery, 2006; Michon et al., 2013) whose formation occurred between 5465 and 2971 calendar years BP (Bachèlery, 1981; Upton et al., 2000; Ort et al., 2016). Seismic activity within this central area is restricted to a crustal depth range shallower than 8–9 km bsl (Battaglia et al., 2005; Michon et al., 2015). Former soil CO_2 flux measurement campaigns, performed during a long period of rest of the volcano (2012–2014), have also evidenced a strong contrast between the low degassing zone close to its central area and the higher emissions on the volcano flanks (Liuzzo et al., 2015).

On the volcano flanks (outside the central area) both the distribution of old cinder cones of eccentric eruptions and high-level soil-degassing suggest the presence of three main active rift zones which radially cut the volcano massif and have been recognised as preferential for magma intrusion (Fig. 1; Bachèlery, 1981; Chevallier and Bachèlery, 1981; Villeneuve and Bachèlery, 2006; Bonali et al., 2011; Liuzzo et al., 2015; Michon et al., 2015, 2016). The two most active of these are the SE and NE rift zones (SERZ and NERZ), which have been interpreted as shallow lateral pathways of magma initially injected below the central area. Magmas erupted along the SERZ and NERZ display geochemical compositions similar to those erupted from the central area (Boivin and Bachèlery, 2009). In these sectors, recent flank eruptions have occurred every 50 years on average (Morandi et al., 2016) and have generally begun inside the Enclos Fouqué before lateral shallow magma migration (Villeneuve and Bachèlery, 2006). The SERZ and NERZ are thought to be closely linked to the central shallow plumbing system of Piton de la Fournaise and to result from the seawards displacement of the steep eastern flank (Bonali et al., 2011; Michon et al., 2015). On the aseismic SERZ and NERZ, Liuzzo et al. (2015) have reported high soil CO_2 emissions, possibly defining a secondary deep magma transfer especially along recently active zones or/and possible tectonic structures oriented N90° cutting the western flank.

The third and largest rift zone, the NWRZ, has been characterised by peripheral eruptions for at least 29 ky (McDougall, 1971; Michon et al.,

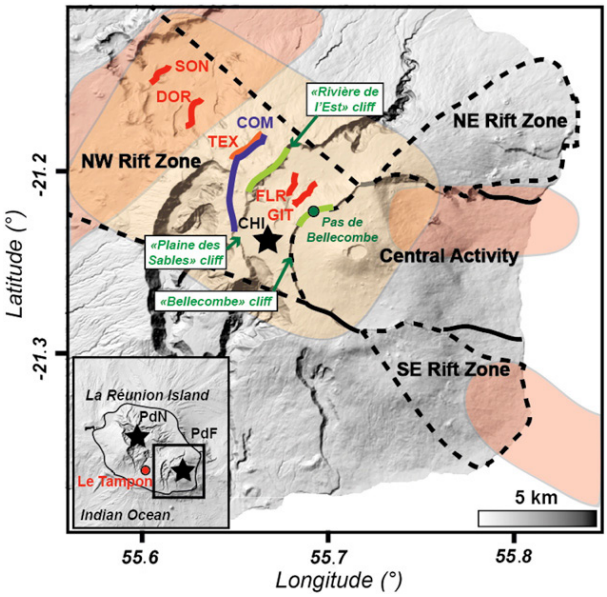


Fig. 1. Location map of the three active radial rift zones cutting the volcanic edifice of Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean) and of diffuse soil CO_2 emission profiles measured orthogonal to the main rift zone (NWRZ). Soil CO_2 fluxes were measured with 40 m-spacing on a long profile (COM; blue line) and with 20 m-spacing on shorter subparallel profiles (GIT, FLR, TEX, DOR, SON; red lines). Green lines are cliffs investigated for dyke spatial distribution by photogrammetry. Colour filled sectors are areas where high soil CO_2 fluxes and deep earthquakes are coupled (zones with hypocenters between 20 and 40 km (bsl) in red and between 11 and 20 km (bsl) in orange; Liuzzo et al., 2015; Michon et al., 2015). Seismicity shallower than 11 km (bsl) mainly occurs below the central cone (Enclos Fouqué) and is related to the shallow plumbing system of Piton de la Fournaise. $\delta^{13}C$ analysis of CO_2 trapped in fluid inclusions are from xenoliths found in Piton Chisny products (CHI, black star; Trull et al., 1993).

2015) with, on average, one eruptive episode every 200 years (Morandi et al., 2016). The orientation of this large rift zone is interpreted as resulting from a control of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magma propagation (Bachèlery, 1981; Chevallier and Bachèlery, 1981; Brenguier et al., 2007; Michon et al., 2007, 2015). Its development is linked to a regional NNE-SSW extension, which affected PdN since at least 2 my ago (Michon et al., 2015). The NW rift zone differs from the central area and related NE and SE rift zones for two main reasons: i) it is affected by seismic events with hypocenters deeper than the 10–12 km bsl crust-mantle boundary (Gallart et al., 1999), ii) it is characterized by the highest values of CO_2 flux emissions on the volcano massif (Liuzzo et al., 2015). Geochemical studies revealed that the NWRZ is the site of deep magmatic processes occurring at mantle pressures (Kornprobst et al., 1984; Albarède et al., 1997; Bureau et al., 1998; Boudoire et al., in prep). Recent studies (Liuzzo et al., 2015; Michon et al., 2015) propose that NWRZ corresponds to the main pathway of lateral magma migration from the mantle source towards the central area, from a deep level marked by the sub-crustal seismicity.

Lateral migration of deep earthquakes below the NWRZ has been frequently recorded and is associated with major changes in eruptions activity or in eruptive intensity. During the 1992–1998 quiescent period, both lateral and upwards earthquakes migration was recorded since at least 1996 below the NWRZ at 16 km bsl with a spatiotemporal evolution towards the central area, leading to volcano reactivation and to the long-lasting, large eruption of March 1998 (Battaglia et al., 2005). In 2007, an inverse downward and lateral migration of earthquakes was observed after the major caldera forming event of April 2007, when hypocenters beneath the central area deepened progressively down to 28–33 km bsl beneath the western flank of the volcano (Le Tampon in Fig. 1; Massin, 2009). This migration was interpreted as a propagating decompression of the plumbing system after a large volume eruptive event (González et al., 2013; Michon et al., 2015). After more than three years of rest (2011–2014), a distal seismic swarm at mantellic level occurred in March–April 2014, below La Plaine des Palmistes. It preceded the short-lived, small volume central eruption of June 2014 marking the beginning of a new eruptive period (Peltier et al., 2016; Boudoire et al., submitted).

3. Methods

Measurements of CO_2 flux from the soil were performed using the "dynamic concentration method" (Gurrieri and Valenza, 1988; Camarda et al., 2006a). A 50-cm-long probe is inserted into the soil, connected to an IR spectrophotometer measuring a gas mixture between air and soil gas pumped at constant flux rate of 0.8 L/min. The soil CO_2 flux is then estimated using an empirical relationship between CO_2 dynamic molar concentration and CO_2 fluxes:

$$FCO_2 = \left(32\text{-}5.8\ k^{0.24}\right) C_d + 6.3\ k^{0.6} {C_d}^3$$

where ΦCO_2 is the CO_2 flux from the soil (g $m^{-2} d^{-1}$), C_d the measured dynamic molar concentration, k is the soil permeability coefficient (μm^2) fixed here at 35 in accordance with previous studies on Piton de la Fournaise (Liuzzo et al., 2015 and references therein). Even if volcanic soil permeabilities can fluctuate (Moldrup et al., 2003; Camarda et al., 2006a, 2006b) due to heterogeneous soil properties and seasonal influence, this effect is here limited (1) by performing measurements during the dry season (Camarda et al., 2006b) and (2) due to the homogeneity of La Réunion Island soils above 1000 m asl referring essentially to andosols (Feder, 2013). Moreover Camarda et al. (2006a) have evidenced that considering a unique soil permeability value does not play a role on the statistical distribution of soil CO_2 flux studies. Transects of measurement points were carried out orthogonally to the NWRZ. The longest one was a 6.5 km-long profile across the NWRZ with a 40 m-spacing between points. At various altitudes (1200–2200 m asl), shorter (1.2–2 km-long) parallel profiles with 20 m-spacing between points were performed in order to better define the shape and the dimensions of the main anomaly identified along the longer profile. This sampling strategy was guided by the difficulty in performing a regular mapping because of morphological obstacles (cliffs, lava field, lava flows, etc.) and vegetation cover. For comparison, the search for CO_2 anomalies performed by Liuzzo et al. (2015) was performed with an average spacing of 100 m. The reported profiles represent the best choice to obtain long and high-resolution measurements with a nearly constant spacing. Field measurements were carried out during the eruptive phase of August 2015, while the more proximal GIT profile was measured in May 15, 2015 during a sequence of earthquakes whose hypocentres showed a progressive upward migration below the central area (Lengliné et al., 2016), concomitant with CO_2 enrichment in the summit fumaroles emissions (Peltier et al., 2016). Profiles were obtained during the dry season in order to limit environmental interference, consistent with previous studies. No rain occurred in the days before and during the measurements, and no significant changes of meteorological parameters were recorded. In addition, similarly to findings of Liuzzo et al. (2015), meteorological influence on CO_2 flux can be considered negligible during profile acquisition and not affecting the CO_2 flux spatial distribution during the short duration of data measurements. Statistical analyses of the data distribution were performed using the graphical approach based on Sinclair's cumulative probability plots (MATLAB code; Sinclair, 1974). Thresholds were determined using the maximum-likelihood method based on a Gaussian Mixture Model (GMM) implementing an expectation-maximization (EM) algorithm developed on "Python" programming language, which is more accurate for short datasets (<100 values; Elio et al., 2016). Isotopic analysis on gas samples collected in vials through a capillary probe into the soil (at 50 cm-depth) was performed at INGV Palermo (Italy), with a Thermo Delta Plus XP CF-IRMS (precision ± 0.15 δ‰) coupled with a Thermo TRACE Gas Chromatograph (GC) and a Thermo GC/C III interface (Liuzzo et al., 2015).

Seismic events from 1996 to 2015 were recorded through the seismological network of the Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF-IPGP). In this study, we focus on earthquakes location within the NWRZ in order to analyse their eventual spatial correlation both with areas of anomalous soil CO_2 fluxes and with the location of possible tectonic structures that act as preferential pathways for the upward migration of fluid/magma. For this reason, great attention has been paid to the spatiotemporal evolution of seismicity during the 2011–2015 period of transition from rest to volcanic reactivation. Most of the seismic events correspond to high-frequency and low-magnitude ($M < 3$) earthquakes. Furthermore, we determined the location of the dyke networks along the NWRZ by combining field observations and structure from motions that is a photogrammetric technique that produces Digital Elevation Models (DEM) through the processing of multi-stereoscopic photographs. A dataset of 88 oblique aerial photographs on the cliffs of Rivière de l'Est enabled the achievement of a high-resolution (25 pts m^{-2}) 3D model in order to identify structures within these remote cliffs. The model was scaled and positioned using 10 Ground Control Points (GCP), with coordinates retrieved on a lower resolution (5 m) DEM of the sector.

4. Results

4.1. Soil CO_2 fluxes

The highest flux values were measured along the GIT profile, located closest to the volcano summit (Fig. 1). This profile, however, is the only one that was obtained in May 2015, when an important deep seismic swarm was recorded below the central area (Lengliné et al., 2016) and, when a significant CO_2 enrichment was detected in the summit fumaroles (Peltier et al., 2016). Considering the time delay in the acquisition of soil CO_2 data between GIT and other profiles (3 months), as well as the relatively long distance separating each profile (Fig. 1), we

ED560 - Allan Derrien
Apport des techniques photogrammétriques à l'étude du dynamisme
des structures volcaniques du Piton de la Fournaise

statistically analysed the whole dataset and each profile independently. Statistical analysis of the whole soil CO_2 flux dataset including 296 measurements reveals that the density distribution of CO_2 fluxes is closer to log normal rather than to normal (Fig. A1, Appendix A) in agreement with previous works (Giammanco et al., 1998; Liuzzo et al., 2015). This allows recognizing possible populations partitioning of the data gathered both from the main profile and from the shorter ones. For this aim, a graphic analysis based on Sinclair's cumulative probability plots was performed on each dataset (Table 1; Fig. 2). On cumulative probability plots, inflection points reveal the presence of distinct populations (Sinclair, 1974). Populations were consequently quantified for each profile (Fig. 2; Table 1).

In the longest profile (COM; 6.5 km; 40 m-spacing), which spans most of the NWRZ, two populations were identified (Fig. 2; Table 1): one centered at 14 g m $^{-2}$ d $^{-1}$, which represents the majority of the dataset (Φ_{14}; 82%), the second one centered at 140 g m $^{-2}$ d $^{-1}$ (Φ_{140}; 2%). Other values are centered at 32 ± 15 g m $^{-2}$ d $^{-1}$ (Φ_{32}; 16%) and are representative of various extents of mixing between the two defined populations. In order to identify the values mostly defined by the population of highest soil CO_2 fluxes (contribution >50%), we have determined the corresponding threshold at 29 g m $^{-2}$ d $^{-1}$. In Table 2, we have thus reported three different groups: (1) the "background" group, defined by values where the population of lowest CO_2 fluxes is preponderant (contribution >50%), (2) the "intermediate" group, set by values where the population of highest soil CO_2 fluxes is preponderant (contribution >50%) and, (3) the "anomaly" group corresponding to the population of highest soil CO_2 fluxes. Consequently, with this classification, it appears that the soil CO_2 fluxes anomaly occurs in a narrow 140 ± 20-m-wide zone within the profile (Fig. 3). Intermediate values are scattered and do not delimit such similar zone.

The application of Sinclair's approach to shorter profiles (GIT; TEX; DOR; SON; 1–2 km in length) suggests that they also show two soil CO_2 flux populations (Fig. 2; Table 1). As for the case of the long transect, the lowest flux population is centered at 13–15 g m $^{-2}$ d $^{-1}$ and accounts also for most of the data (38–72%). The highest one is centered at 86–518 g m $^{-2}$ d $^{-1}$ and accounts for 7–10% of the data. This population range from 69 to 951 g m $^{-2}$ d $^{-1}$, i.e. above the 55 g m $^{-2}$ d $^{-1}$ threshold considered as representing the upper limit of the typical flux values from biological activity in the tropical conditions of La Réunion Island (Liuzzo et al., 2015). A third population centered at 71 g m $^{-2}$ d $^{-1}$ and accounting for 13% of the dataset is only detected in the FLR profile (Table 1; Fig. 2). However, this population is scattered along the FLR profile and further investigations are required in order to exclude any artefact due to the restricted number of measurements carried out for the short transects. Following the previous classification performed for the long transect (COM), we are able to determine three groups of soil CO_2 fluxes: (1) the "background" group defined by fluxes from 9 to 60 g m $^{-2}$ d $^{-1}$ consistent with biological activity, (2) the "intermediate" group with fluxes ranging from 20 to 309 g m $^{-2}$ d $^{-1}$ that overlap the moderate fluxes determined by Liuzzo et al. (2015); (3) the "anomaly" group defined by the highest fluxes (up to 951 g m $^{-2}$ d $^{-1}$).

Populations identified in this high-resolution survey of the NWRZ are consistent with previous results of Liuzzo et al. (2015) in their low-resolution survey of the volcano massif performed during a phase of volcano quiescence. The main differences are (1) the appearance of very high soil CO_2 fluxes (up to 951 g m $^{-2}$ d $^{-1}$) close to the volcano central area (GIT), not detected during the volcano quiescence phase and, (2) the absence of similar very high soil CO_2 flux (<117 g m $^{-2}$ d $^{-1}$) in the distal area (SON) during the phase of volcano reawakening. Spatial representation of the soil CO_2 fluxes groups also indicates that anomalous zones are often bordered by intermediate flux values (e.g. TEX, DOR), defining relatively narrow zones not exceeding 140 ± 20 m of width, in each profile (Fig. 4). As suggested above, we pointed out that performing such statistical analysis on the whole dataset prohibits the detection of potential soil CO_2 anomalies on individual short profiles as observed for the SON transect (Table 1; Fig. 2).

4.2. Carbon isotopic composition of CO_2

For each profile, samples of gas were collected for carbon isotopic analyses in the sites that showed the highest relative emission rates, in order to put further constraints on the processes contributing to the

Table 1
Reliability (R^2), number of samples, relative proportion, mean, standard deviation, minimum (min) and maximum (max) of each population in the six soil CO_2 flux profiles measured on the NWRZ of Piton de la Fournaise (from Fig. 2). Two populations (centered at 13–17 and 86–518 d g m $^{-2}$ d $^{-1}$ are common to all profiles. The population with the highest fluxes (centered at 518 g m $^{-2}$ d $^{-1}$) is identified along the GIT profile, i.e. in the closest vicinity of the currently active central area. FLR dataset permits to identify a possible further population (centered at 71 g m $^{-2}$ d $^{-1}$).

Profiles	Populations	R^2	Number	Percentage	Fluxes (g m $^{-2}$ d $^{-1}$)			
					Mean	Standard Deviation	Min	Max
Total (this study)								
All	Pop Φ_{14}	0.92	153	52	14	3	9	20
	Φ_{75}	0.94	131	45	75	64	22	294
	Pop Φ_{347}	0.99	8	3	347	24	309	380
	Pop Φ_{856}	1.00	2	1	856	134	762	951
Long profile (40 m–spacing)								
COM	Pop Φ_{14}	0.86	99	82	14	2	11	19
	Φ_{32}	0.81	19	16	32	15	20	82
	Pop Φ_{140}	1.00	3	2	140	20	119	160
Short profiles (20 m–spacing)								
SON	Pop Φ_{13}	0.89	33	72	13	2	9	17
	Φ_{34}	0.96	10	22	34	11	20	56
	Pop Φ_{86}	0.82	3	7	86	27	69	117
DOR	Pop Φ_{17}	0.90	26	44	17	4	11	24
	Φ_{78}	0.96	28	47	78	51	28	209
	Pop Φ_{295}	0.86	5	8	295	59	244	373
TEX	Pop Φ_{14}	0.89	41	56	14	2	11	19
	Φ_{53}	0.89	27	37	53	41	20	160
	Pop Φ_{276}	0.94	5	7	276	45	227	335
FLR	Pop Φ_{15}	0.92	31	52	15	3	11	20
	Φ_{36}	0.94	15	25	36	12	22	58
	Pop Φ_{71}	0.91	8	13	71	3	67	74
	Pop Φ_{196}	1.00	6	10	196	83	102	324
GIT	Pop Φ_{14}	0.90	22	38	14	2	11	17
	Φ_{63}	0.93	30	52	63	50	19	181
	Pop Φ_{518}	0.82	6	10	518	270	309	951

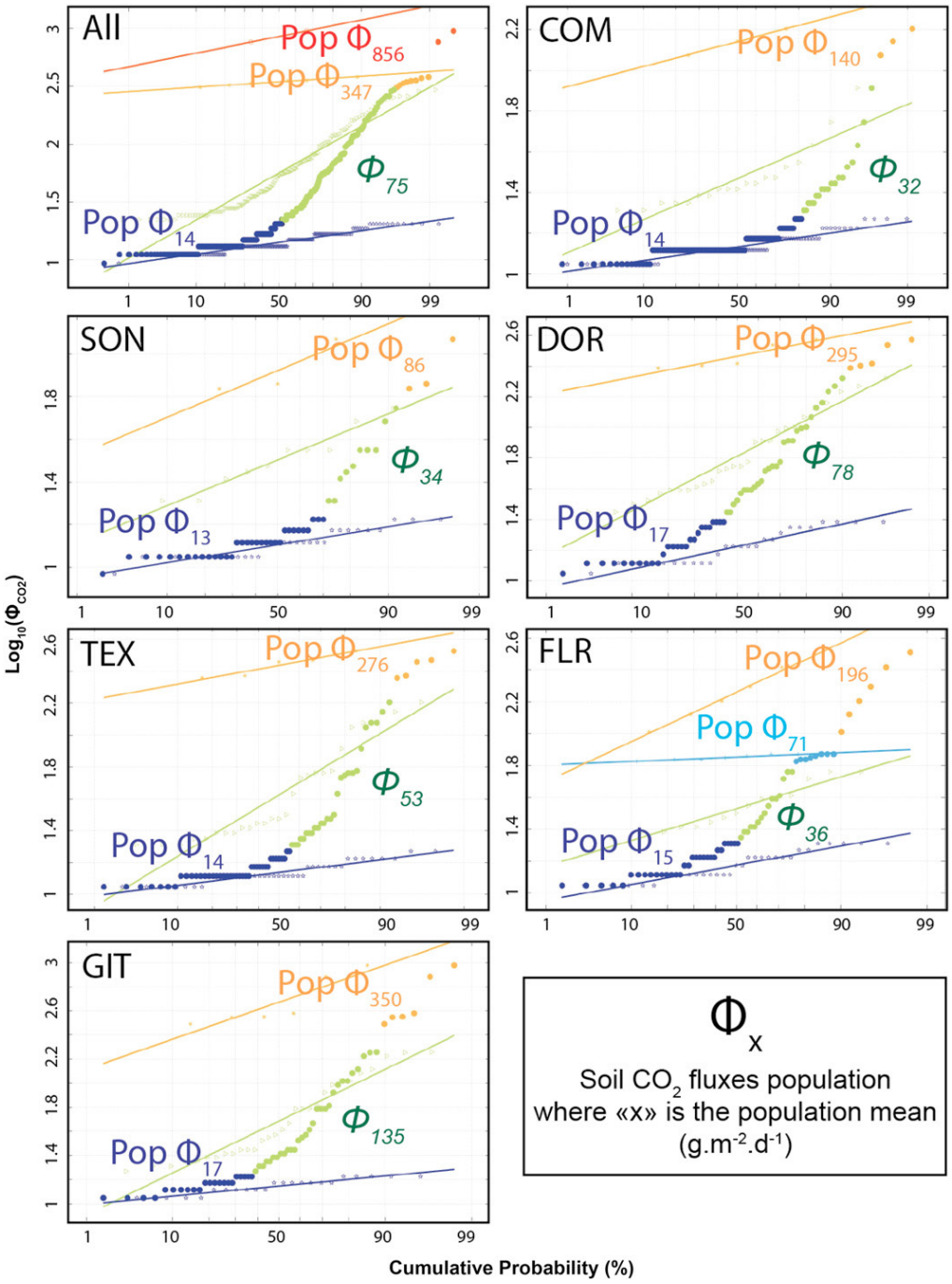


Fig. 2. Soil CO_2 flux populations identified using the graphical approach defined by Sinclair (1974) and based on probability plots. Each profile was processed independently to test for possible differences in background distributions in distant sites and in order to take into account that GIT profile was measured in May 2015, 3 months before the other profiles. The mean of each population is reported on the graphs.

gas diffuse emissions (Table A1; Appendix A). CO_2 concentration in analysed samples is consistent with field measurements and spans the range from 3986 to 52,618 ppm (0.4–5.3%). In the following, we keep the original model of Liuzzo et al. (2015) where charcoal samples from Piton de la Fournaise ashes (−24.7‰ on average) are chosen as representative of the biogenic end-member (Liuzzo et al., 2015; Morandi et al., 2016) and measurements in summit fumaroles (−4.1‰) are considered representative of the magmatic $\delta^{13}C$ end-member (Marty et al., 1993). The signature of the magmatic end member is also consistent with results from crushing and step-heating analyses of olivine grains from Piton Chisny's xenoliths that range from −4.6‰ up to −3.7‰ (Trull et al., 1993), with only one analysis at −10.2‰. Our new isotopic data overlap with those previously measured on the volcano massif (Liuzzo et al., 2015) and range between −24.2‰ and −13.1‰ (Fig. 5). Regarding the whole dataset and following the previous statistical methodology, we have determined that the population defined by the lowest $\delta^{13}C$ range from −26.6 to −22.2‰ and represents 42% of the dataset. The 4.4.‰ difference fully overlaps the theoretical difference predicted between carbon isotopic composition of carbon in soil CO_2 and soil-respired CO_2 (Cerling et al., 1991) and thus, it supports the assumption that $\delta^{13}C$ values lower −22.2‰ are best representative of the biogenic population. As already pointed out by Liuzzo et al. (2015), our data show the existence of an important mixing between magmatic and biogenic end-members. This signature is clearly identified in all soil CO_2 flux

Table 2
Soil CO_2 fluxes clusters (background, intermediate, anomaly) from population determination (Table 1). Background soil CO_2 fluxes range from 9 to 60 g m $^{-2}$ d $^{-1}$. Intermediate soil CO_2 fluxes range from 20 to 309 g m $^{-2}$ d $^{-1}$. Anomalous soil CO_2 fluxes mainly reach 300 to 400 g m $^{-2}$ d $^{-1}$. Only the proximal GIT profile (performed in May 2015) displays very high fluxes up to 951 g m $^{-2}$ d $^{-1}$.

Profiles	Populations	Number	Percentage	Fluxes (g m $^{-2}$ d $^{-1}$)	
				Min	Max
Long profile (40 m–spacing)					
COM	Background	111	92	11	29
	Intermediate	7	6	29	119
	Anomaly (Pop Φ_{140}):	3	2	119	160
Short profiles (20 m–spacing)					
SON	Background	33	72	9	20
	Intermediate	10	22	20	69
	Anomaly (Pop Φ_{86})	3	7	69	117
DOR	Background	42	71	11	60
	Intermediate	12	20	60	244
	Anomaly (Pop Φ_{295})	5	8	244	373
TEX	Background	57	78	11	42
	Intermediate	11	15	42	227
	Anomaly (Pop Φ_{276})	5	7	227	335
FLR	Background	40	67	11	39
	Intermediate	14	23	39	102
	Anomaly (Pop Φ_{196})	6	10	102	324
GIT	Background	38	66	11	41
	Intermediate	14	24	41	309
	Anomaly (Pop Φ_{518})	6	10	309	951

populations, from the lowest to the highest soil CO_2 flux (Fig. 6). In our dataset, the possible magmatic contribution did not exceed 50% even if the samples were carried out during an intense eruptive period (May 2015–August 2015). This signature is found in both distal (DOR, SON) and proximal (GIT) sites and, in both high fluxes (>227 g m $^{-2}$ d $^{-1}$; GIT; TEX; DOR) and moderate fluxes (117 g m $^{-2}$ d $^{-1}$; SON). Interestingly, measurements performed in 2013 on the same sites within the NWRZ, by Liuzzo et al. (2015), never exceeded −22.4‰ except for those collected along GIT (−16.8‰). This is the first time that an increase of the magmatic contribution during volcano unrest has been documented in diffuse CO_2 emissions at Piton de la Fournaise.

However, we stress that areas of high diffuse emission do not necessarily record a well-marked magmatic signature. Actually, a further analysis has been performed in order to compare the $\delta^{13}C$ data with the soil CO_2 fluxes (Fig. 6). The correlation of $\delta^{13}C$ spatial distribution with high soil CO_2 flux values within each profile (except FLR) allows distinguishing (1) high soil CO_2 flux with a marked magmatic component and (2) high soil CO_2 flux associated with a low $\delta^{13}C$ signature (Fig. 6). Such result evidences that even if various extents of mixing between magmatic and biological CO_2 is a major process at Piton de la Fournaise, secondary processes could also affect the pristine $\delta^{13}C$ signature of such CO_2 emissions.

4.3. Seismicity

Piton de la Fournaise experienced an unusually long period of quiescence in 2010–2014 followed by a still ongoing period of unrest with several eruptions per year since June 2014 (Peltier et al., 2016; Coppola et al., 2017). After the December 2010 eruption, seismic activity outside of the central area (essentially occurring within the upper mantle) was weak during 2011, 2012 and 2013 (Fig. 7a). In 2011, the few recorded seismic events were scattered below both La Plaine des Palmistes and La Plaine des Cafres (11–27 km bsl). Seismicity slightly increased in 2012 and most of the events (<10 events; 11–25 km bsl) were concentrated below La Plaine des Palmistes (Fig. 7b). In 2013, the area affected by most of the earthquakes shifted towards La Plaine des Cafres (17–27 km bsl). This seismicity distributed between Le Tampon and La Plaine des Palmistes occurred close to a previously proposed regional N30–40° structure (Liuzzo et al., 2015; Michon et al., 2015).

During 2014, the location of the deep seismic events (mostly at 15–21 km bsl) shifted anew to La Plaine des Palmistes and drastically increased in March–April 2014 (Fig. 7c). Following this event, an increase of deep seismicity (19–28 km bsl) was recorded below the NWRZ in May–June 2014, evidencing a 3–4-km-wide, 9-km-long, and N130° trending seismic zone connecting La Plaine des Palmistes and the central area (Fig. 7c) close to the N120° regional structure (Liuzzo et al., 2015; Michon et al., 2015). Interestingly, similar increases in the number of deep seismic events were also recorded below the western flank of the volcano in 1996–1998 before the 1998–2010 eruptive period (Battaglia et al., 2005). Following this deep seismicity below the western flank, a new eruptive period started at Piton de La Fournaise with the 21th June 2014 eruption (Peltier et al., 2016). In 2015, Piton de la Fournaise produced four eruptions (4–16th February 2015, 17–30th May 2015, 31th July–2nd August 2015 and 24th August–31th October 2015) associated with shallow (crustal) seismic events (<9 km bsl) below the central cone (Fig. 7a). In parallel, 2015 deep seismicity continued to remain relatively frequent below the N130° trending seismic zone (17–21 km bsl) and below Le Tampon (27–28 km bsl).

4.4. Distribution of intrusive dykes on PdF

With the exception of Pas de Bellecombe, along the Enclos Fouqué scarp, no major dyke networks were observed on the cliffs of Plaine des Sables and Bellecombe cutting the NWRZ (Fig. 1). We consequently focused our analysis on the cliff of the Rivière de l'Est in order to further constrain magma paths and the distribution of vertical discontinuities for percolation of CO_2-rich fluids on the western volcano flank. Photogrammetric measurements performed on this cliff showed a series of 14 dykes of unknown age organized in two groups with orientations ranging between N125° and N150° (Fig. 8). In the southwestern part of the cliff, the first group is made of the thickest dykes (up to 5 m-thick) with a N140 (±10)° average orientation (Fig. 8a). The second group is composed of thinner dykes (1–2 m in thickness) and is clearly visible in the cliff ~570 m northeast of the first group (Fig. 8b). Interestingly, the most recent peripheral eruptive cones on the western flank (140–1465 yrs. BP; Morandi et al., 2016) are aligned with this second group and with a rare well-exposed, 1.3 m-thick, N135 (±10)° trending dyke cropping out in the Bellecombe cliff. Finally, one isolated dyke is also found in the northeastern part of the cliff, about 300 m from the previous ones (Fig. 8c). Some dykes might not have been identified by our analysis owing to the dense vegetal cover, which may mask their morphological signature. However, our observations show that is the most important concentration of dykes within the NWRZ.

5. Discussion

5.1. Significance of the CO_2 anomalies

Our survey of soil CO_2 flux evidences the occurrence of high soil CO_2 emission zones with variable $\delta^{13}C$ signatures. We have differentiated along a same transect, sites (1) with high soil CO_2 flux and a high isotopic signature and those (2) with high soil CO_2 flux and low isotopic signature (Fig. 6; Table A1, Appendix A). However, the identification of such high CO_2 emission zones with low $\delta^{13}C$ signatures highlights that some parts of the transects could diverge from a simple magmatic-biogenic mixing approach, as developed in this study.

On one side, isolated high soil CO_2 fluxes only detected on one point with respect to surrounding measurements (e.g. GIT on Fig. 6) could reflect local enrichment in organic matter as supported by their low $\delta^{13}C$ signature (Basile-Doelsch et al., 2007; de Junet et al., 2013). On another side, high soil CO_2 fluxes defining a wide zone is more prone to track a real magmatic contribution, the $\delta^{13}C$ signature being affected by secondary processes. Actually, CO_2 reaction with cold groundwater can be an efficient process to explain such fractionation ($\Delta^{13}C$ between −8.5 and −9.4‰ at 10–25 °C; Mook et al., 1974; Giammanco et al., 1998;

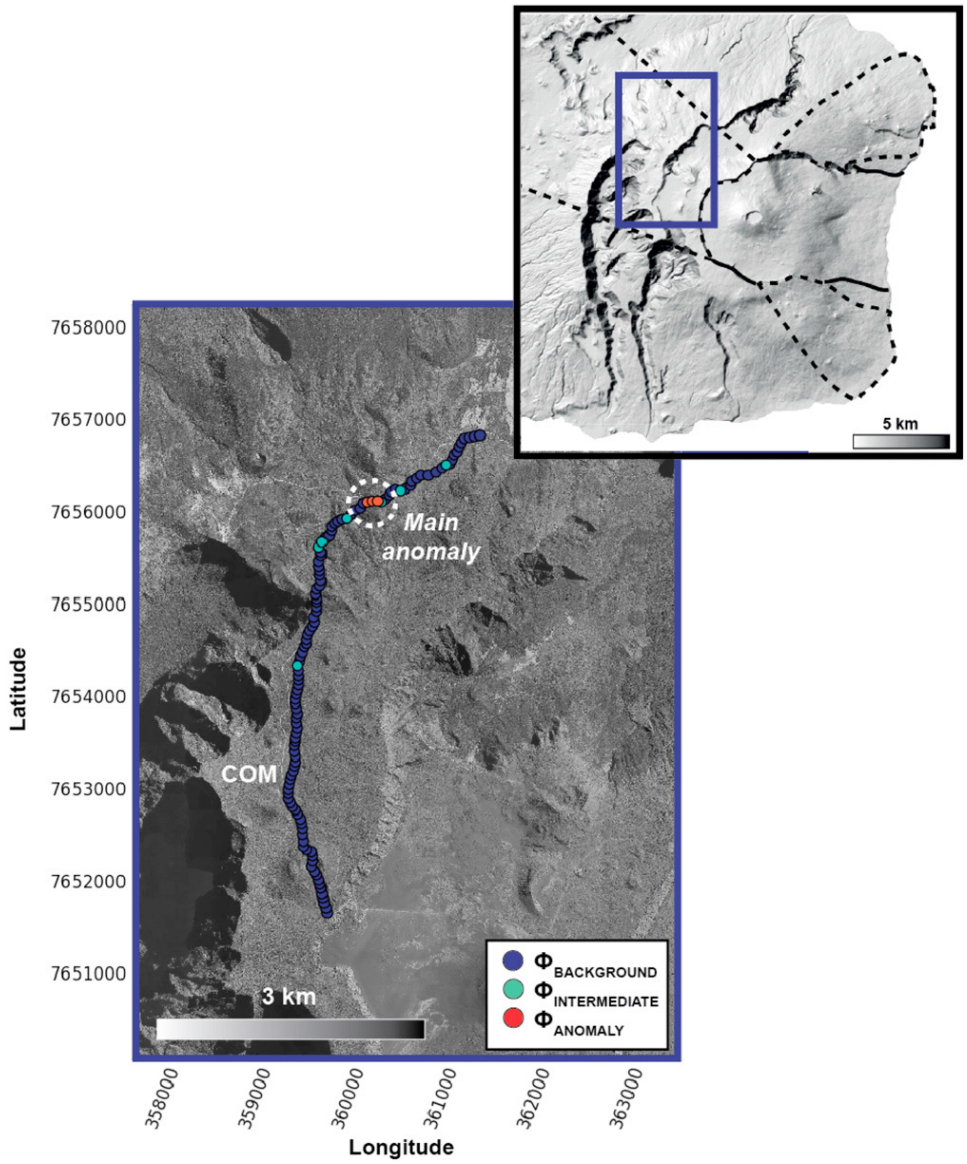


Fig. 3. Long spacing (40 m) profile of soil CO_2 fluxes (COM) measured across most of the NW rift zone. The probability plot, for these data, evidences a narrow (about 140 ± 20 m) anomaly of moderate diffuse CO_2 soil emissions.

Chiodini et al., 2008). This effect can be particularly marked in the tropical environment of Piton de la Fournaise, where the high annual rainfall creates an aquifer whose thickness is far from negligible. At Piton de la Fournaise, the water table forms a dome across the island following discontinuities between young and old geological units (Folio, 2001; Join et al., 2005) whose permeability to water is highly contrasting. This model known as the Canarian-type conceptual model of groundwater (Join et al., 2005 and references therein) contrasts with basal water tables as observed at Hawaii (USA). Consequently, an important hydraulic gradient exists from the highest elevated zones inside the island towards the lowest coastal zones where basal aquifers predominate. Such water circulation within the volcanic edifice, unlike stable permanent aquifers, is potentially less prone to produce important carbon fractionation processes at large kilometric scale. However, the presence of punctual water-saturated zones could favor such fractionation processes. For instance, low $\delta^{13}C$ values were measured in pluridecametric zones of high soil CO_2 fluxes along the FLR and DOR transects (Fig. 6). As a matter of fact, in our study, these sectors are the only ones set in the vicinity of water outlets and river beds (blue arrows on Fig. 9). This process can thus contribute to hide the pristine magmatic signature of high soil CO_2 diffuse emissions.

5.2. Identification of volcano-tectonic structures

Many recent studies used soil CO_2 diffuse emissions as a useful and unambiguous tracer of volcanic and tectonic structures (Azzaro et al., 1998; Giammanco et al., 1998; Finizola et al., 2003, 2004; Revil et al., 2008, 2011; Bennati et al., 2011; Bonforte et al., 2013). In this study of the NWRZ of Piton de la Fournaise, we adopted a multidisciplinary approach combining (1) soil CO_2 flux and isotopic data, (2) seismic events spanning from 1996 to 2015, (3) a photogrammetric model to quantify the dyke distribution and orientation and, finally, (4) the spatial density of the cinder cones in the area investigated, with the aim of identifying and better constraining potentially active structures within this rift zone. Fig. 9 summarizes the different data used in the current study and clearly suggests the existence of a linear structure in the NWRZ.

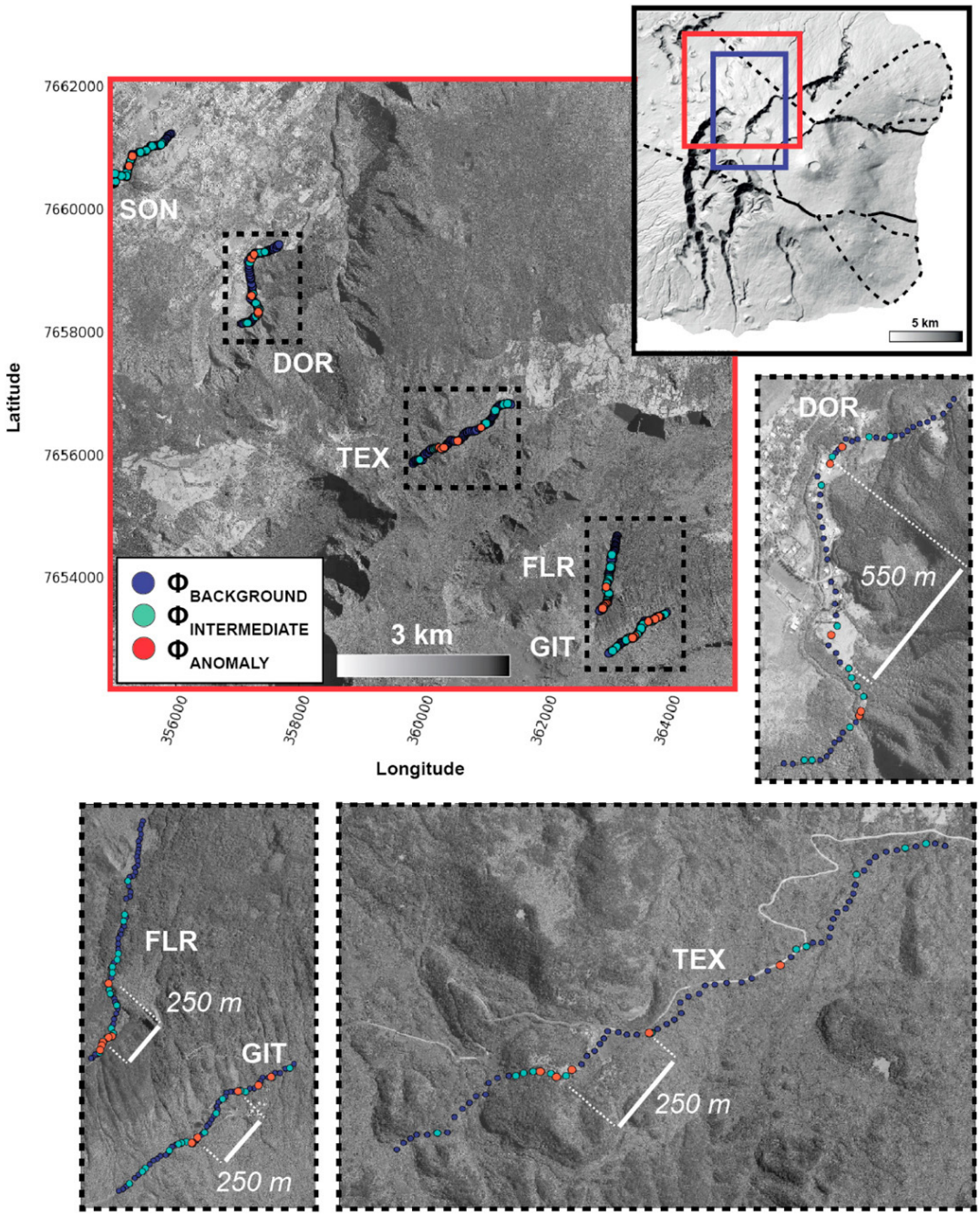


Fig. 4. Short spacing (20 m) profiles of soil CO_2 fluxes (GIT, FLR, TEX, DOR, SON) across the NW rift zone. The coloured circles differentiate among soil CO_2 fluxes clusters defined using the graphical approach for each profile (Table 2). White lines indicate the distances between the CO_2 anomalies described in the text that match the distances amongst the dykes investigated (see the text and Fig. 8).

Firstly, the zones of soil CO_2 emission with a more pronounced magmatic isotopic signature are well aligned with a N135° orientation. Secondly, such an orientation is similar to those of the dyke networks within the cliffs of Rivière de l'Est and Bellecombe. It is worth noting that spacing between dyke groups (Fig. 8) is quite consistent with the spacing separating soil CO_2 anomalies on a parallel axis within individual profiles (Fig. 4): (1) 550 m in DOR with respect to the 570 m between dykes groups 1 and 2 and; (2) 250 m in GIT, FLR and TEX profiles in comparison with the 300 m spacing between dykes groups 2 and 3. Thirdly, the most recent (470 ± 75–1466 ± 75 BP) peripheral eruptive cones of the NWRZ (Petit Cratère in the NW to Formica Leo in the SE) show an alignment spatially superimposed onto the soil CO_2 anomalies and dyke networks. Fourthly, most of the seismic hypocenters recorded between 2013 and 2015 (and in particular between 2014 and 2015) below the NWRZ were concentrated along a 3–4-km-wide, 9-km-long, N130°-oriented corridor at the vertical of the identified structure. Interestingly, their increasing number was coeval with the reactivation of the central volcano. Finally, lavas of some of the recent peripheral cones widespread above this seismically active zone record higher pressures (2–7 kbar) than the central area (Bureau et al., 1998; Boudoire et al., in prep). Our dataset thus suggests that an important and still active deeply-rooted structure (at least 11-km-long), identified here for the first time as the Songit Lineament, channels fluid transfer across the western flank of Piton de la Fournaise without undergoing major secondary interactions (Fig. 9).

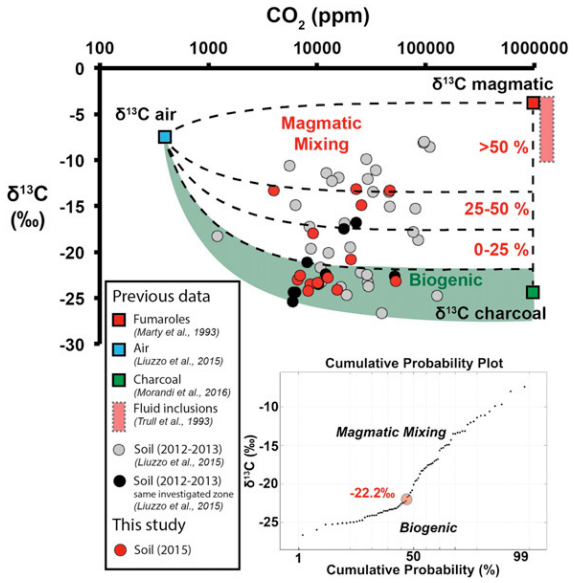


Fig. 5. Diagram plotting carbon isotopic composition of CO_2 (‰) from the soil versus the corresponding CO_2 log-concentrations (ppm) at PdF. New data acquired on the NWRZ overlap the previous results from CO_2 samples collected on the whole volcano area. The biogenic threshold (−22.2‰) was determined by a statistical graphical approach (Sinclair, 1974). A potential contribution of magmatic fluids (up to 50 wt%) is thus identified in both high and low flux populations highlighting the magmatic component of some anomalous sectors of diffuse soil CO_2 emissions. Dashed lines represent mixing between different CO_2 sources. It is noteworthy that the isotopic data from the same points sampled both in 2012–2013 and in 2015 show a significant increase in magmatic contribution during 2015 (red circles) differently from what happened during the 2012–2013 period (black circles).

5.3. Origin of the Songit lineament

Two main orientations, N30–40° an N120–130°, are identified in volcano-tectonic structures of La Réunion and are thought to originate from a control of the structural inheritance of the oceanic lithosphere on the magmatic-tectonic evolution (Chevallier, 1979; Michel and Zlotnicki, 1998; Michon et al., 2007). In this general setting, the existence of a deep lithospheric, N30°-40° trending structure, orthogonal to the elongation of La Réunion island, has been proposed based on the distribution both of the deepest seismicity (i.e. deeper than 20 km bsl on average and deeper than 25 km bsl below Le Tampon; Fig. 10a,b) and of the highest soil CO_2 fluxes (Liuzzo et al., 2015; Michon et al., 2015). This zone is located between the edifices of Piton de la Fournaise and Piton des Neiges. It was characterized by a weak seismic activity between 2011 and 2013, during a period of rest of Piton de la Fournaise, and by a striking increase in strain release in 2014, before the volcano reawakening. Hypocenters during the 2014 seismic crisis below La Plaine des Palmistes were concentrated at depth ranging between 15 and 21 km bsl (18 km bsl on average; Fig. 10b) and were located close to the limit of the 'petrological' Moho defined by the underplating layer below the Indian oceanic crust (Gallart et al., 1999; Fontaine et al., 2015; Michon et al., 2015; Boudoire et al., in prep). The southern end of this seismic zone is spatially connected to the N135° Songit Lineament, whose hypocenters depths are about 5 km greater on average, ranging between 19 and 28 km bsl. Contrary to the seismicity below La Plaine des Palmistes, the 2014 seismicity along

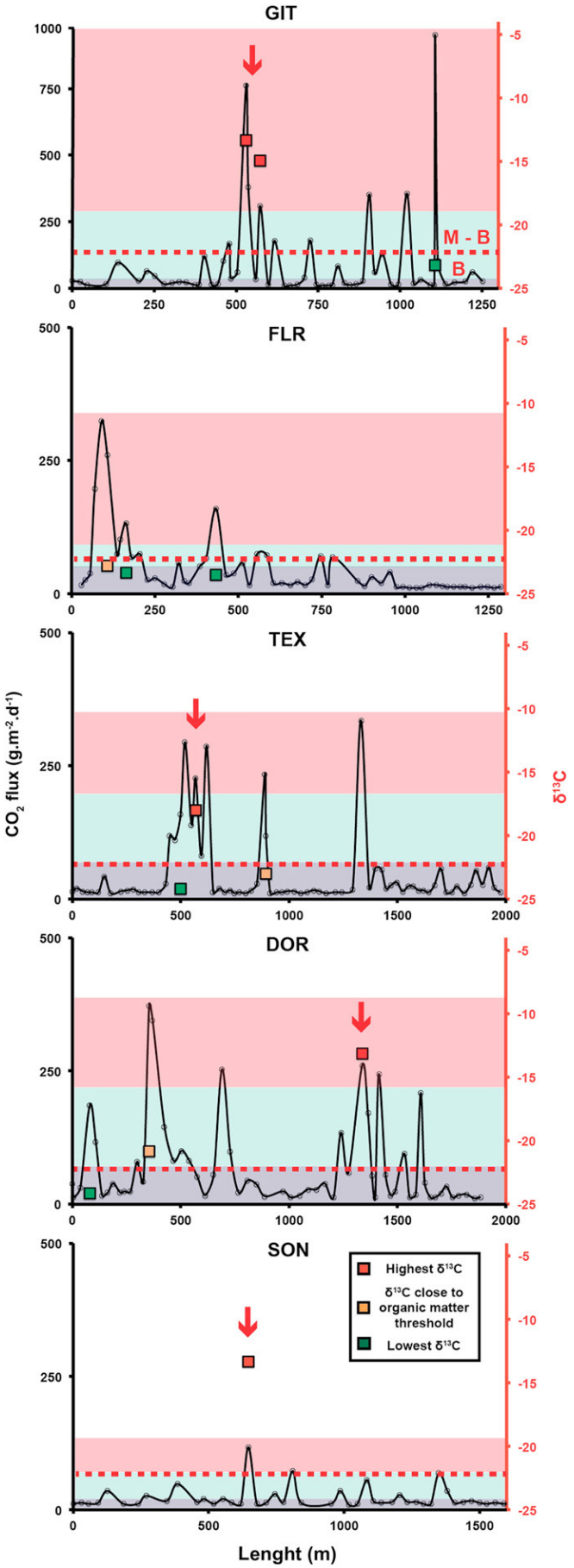


Fig. 6. Profiles of diffuse CO_2 soil emissions and their corresponding isotopic carbon composition. Filled colour zones represent flux clusters defined previously with the same colour code used in Fig. 4. $\delta^{13}C$ above −22.2‰ is interpreted as the result of mixing in variable proportions (up to 50%) between magmatic and organic (M–B) CO_2 sources. $\delta^{13}C$ below −22.2‰ is considered purely biogenic (B). Note that the weak CO_2 emissions have a clear biogenic signature, while spots of high soil CO_2 flux can have both a high or low $\delta^{13}C$ signature.

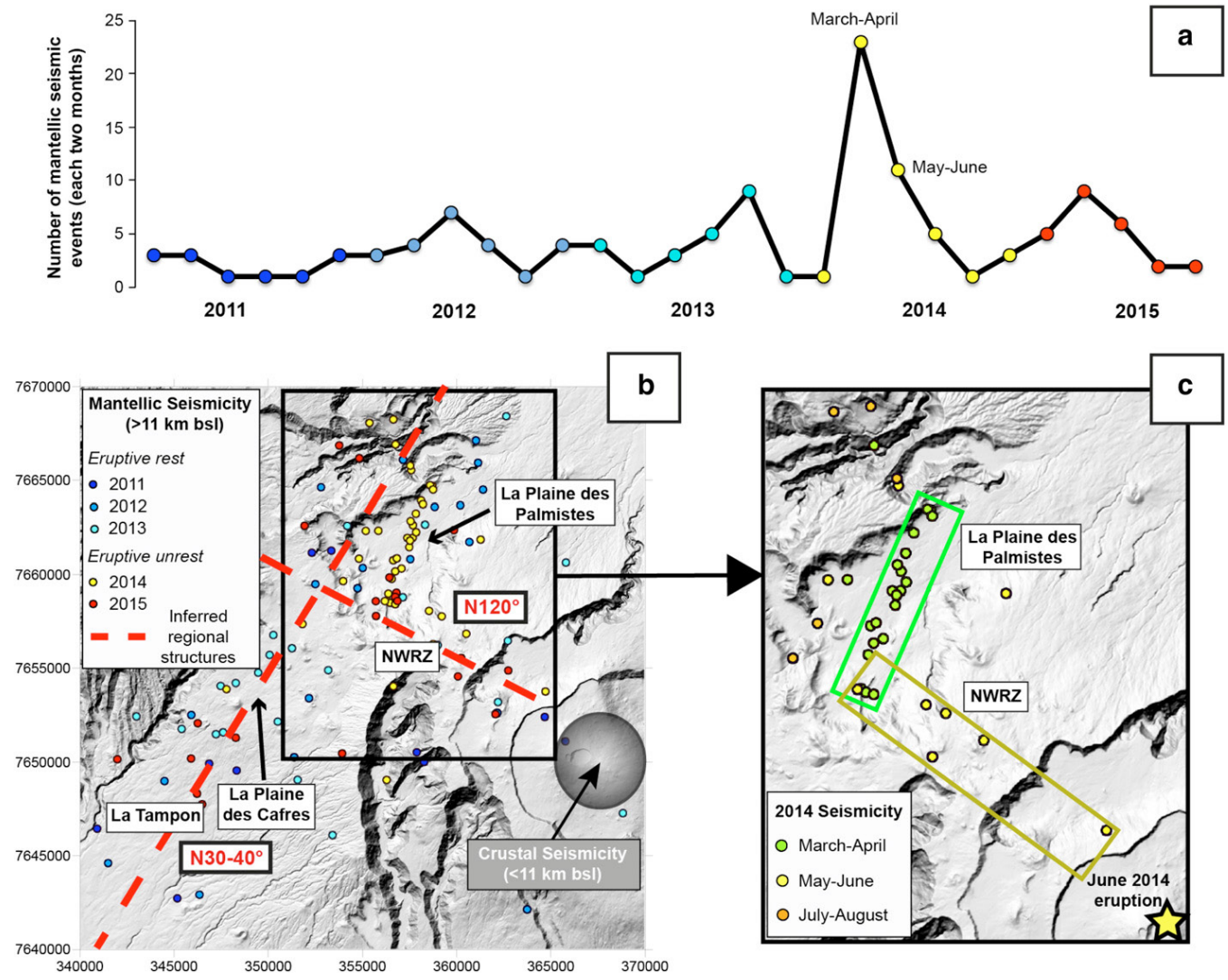


Fig. 7. (a) Temporal evolution of the number of seismic events below the western flank of the volcano at mantellic level, between 2011 and 2015 (each two months). (b) Seismic hypocenters (dots) during the rest period (2011 − 2013) and the unrest activity (2014–2015) marking the beginning of a new eruptive period (Peltier et al., 2016). Red dashed lines for regional structural orientations. A zoom is made on the spatial distribution of seismic events recorded at the beginning of volcano reawakening between March and August 2014 (c).

the Songit Lineament was less frequent and horizontally and vertically scattered along a N130° oriented corridor within the mantle lithosphere (Fig. 10c).

Considering all our observations, we propose the following interpretation for the origin of the Songit Lineament. First, the precise linear correspondence in the space among soil CO_2 anomalies, despite an elevation difference of 1000 m between the most extreme profiles located NW (SON) and SE (GIT) of the study area, suggests a vertical to sub-vertical dip of the structure draining CO_2 through the edifice. This vertical geometry is also supported by the spatial correspondence between the area of soil gas anomalies at the surface and the seismic corridor (Fig. 10c). Assuming a dip of 30° for the proposed gas-leaking tectonic structure (dip of a neoformed normal fault in the extensive regional stress field of La Réunion) would produce a lateral shift of 6 km between the top of the seismic zone (10 km bsl) and the soil CO_2 anomalies. Second, in a volcanic setting the nature of the vertical structure could correspond to magma intrusions or faults. Combining the results of a petrological analysis (magmas feeding the recent eruptive cones along the Songit Lineament with a record of high-pressures fluid inclusions in crystals, compatible with sub-crustal-to-mantle depth sources; Boudoire et al., in prep) and the occurrence of the soil CO_2 flux emissions atop a dyke network, we propose that the fluids along the Songit Lineament are primarily drained by dykes cutting the oceanic crust and the edifice. At depth greater than that of the oceanic crust, seismic data indicate the existence of a seismically active sub-vertical zone extending vertically from 28 to 11 km bsl. Unfortunately, our data do not allow us to decipher the nature of such a deep structure. It can, therefore, only be speculated that this could correspond to a combination of subvertical faults and magma intrusions within the mantle lithosphere. We finally propose that the orientation of the Songit Lineament, which is almost constant from depth (N130°) to surface (N135°), and roughly parallel to that of regional structures (paleo-ridges) around La Réunion (Lénat et al., 2001; Michon et al., 2007), is controlled by the reactivation of lithospheric structures under a persistent weak extensional stress field with a horizontal NNE-SSW-directed minimum principal stress σ_3. This would permit intermittent magma ascent directly from the deep plumbing system that is subsequently followed by fluids up to the surface.

5.4. Magma/fluid transfer along the Songit lineament

The deepest part of the plumbing system feeding the activity of Piton de la Fournaise (>11 km bsl) is considered shifted to the northwest relative to the most active volcanic central area (Liuzzo et al., 2015; Michon

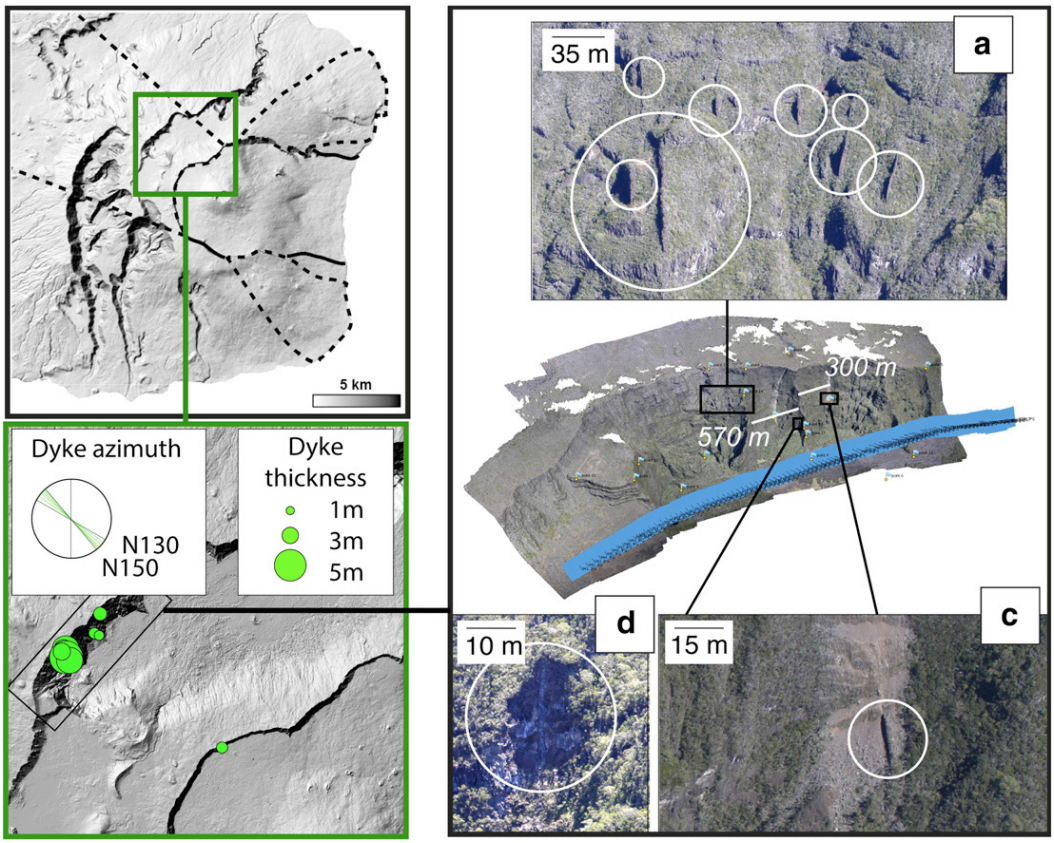


Fig. 8. Shaded DEM of the sector northwest of Piton de la Fournaise central area (left), within the NWRZ, showing the location, orientation and thickness of dykes evidenced in the Rivière de l'Est cliff and the Bellecombe cliff. Related 3D model (right) of Rivière de l'Est cliff, with insets showing details of the dyke concentration zones.

et al., 2015). A similar lateral offset is not uncommon at other basaltic volcanoes, as it was deduced also at Mount Etna (Patanè et al., 2013), at Kilauea (Wright and Klein, 2006) or at El Hierro during the last 2011–2012 eruption (López et al., 2012; González et al., 2013). Michon et al. (2015) integrated seismic, volcanological and petrological data to propose that magma undergoes multistep laterally shifted migration from a deep mantle source at ca. 30 km bsl located between PdF and PdN edifices towards shallower depths of 15–20 km bsl along the NWRZ. There, magma transport can occur at the depth of crustal underplating, corresponding to a major zone of magma accumulation. This depth range is consistent with the fact that >50% of CO_2 initially dissolved in primitive magmas of Piton de la Fournaise is exsolved at 400 MPa, i.e. around 15 km (bsl) (Papale, 1999; Moretti and Papale, 2004; Papale et al., 2006; Di Muro et al., 2016) and thus can be released across the western flank of the volcano along preferential structures such as the Songit Lineament (Fig. 10c).

Our new multidisciplinary dataset confirmed a geometrical link between the deep system located below La Plaine des Palmistes and La Plaine des Cafres, and the shallow plumbing system below the central area. Moreover, the succession of events that preceded the reawakening of Piton de la Fournaise in June 2014 also suggests a direct structural link between the two systems. Indeed, the seismicity that appeared in March–April 2014 below La Plaine des Palmistes, shifted along the Songit Lineament in May 2014 until the reawakening of Piton de la Fournaise in June 2014. Importantly, the seismicity increase in March–April 2014 was coeval with a strong increase of soil CO_2 flux in La Plaine des Cafres and La Plaine des Palmistes (Boudoire et al., submitted). This major detected soil CO_2 anomaly was interpreted as resulting from a deep magmatic event at mantellic level refilling the central shallow plumbing system and resulting in the reawakening of the volcano since June 2014. We thus hypothesize that magma overpressure at a depth >21 km bsl (maximum depth of seismic events in March–April 2014) in the deep plumbing system, below La Plaine des Palmistes was followed by a lateral propagation towards the shallow plumbing system in the central area. This in turn led to the reactivation of active structures in March–June 2014 prior to the June 2014 eruption.

Interestingly, a recent petrological study of peripheral eruptive cones within the NWRZ (Boudoire et al., in prep) highlights that some of their recent eruptive products are geochemically comparable to the eruptive products currently emitted by in central area. These authors propose the existence of punctual lateral magmatic migrations at crustal levels from the central area towards the NWRZ, along the Songit Lineament (Fig. 9). All these results consequently imply that the Songit Lineament represents an active preferential magma path not only from the deep plumbing system to the shallow one, but also from the central area to the NWRZ. The age of the peripheral cones along this lineament (Petit Cratère: 470 ± 75 BP, Piton sous le Gîte: 1466 ± 75 BP; Morandi et al., 2016) suggests that this structure has been active since at least 1500 BP. The high density of peripheral eruptive cones along this structure (Fig. 9) and up to Piton des Songes (SON profile) highlights the important extension of this preferential magmatic path, reaching La Plaine des Palmistes where >5000 inhabitants live (INSEE 2011).

6. Conclusions

A high resolution survey of soil diffuse CO_2 emissions was carried out on the North West Rift Zone (NWRZ) of Piton de la Fournaise, across its western flank. Narrow zones of high soil CO_2 fluxes with a clear magmatic isotopic signature are well aligned with seismic epicentres detected during the recent (2014–2015) phase of reawakening of the volcano after a long lasting phase of rest. Moreover, this alignment (here called

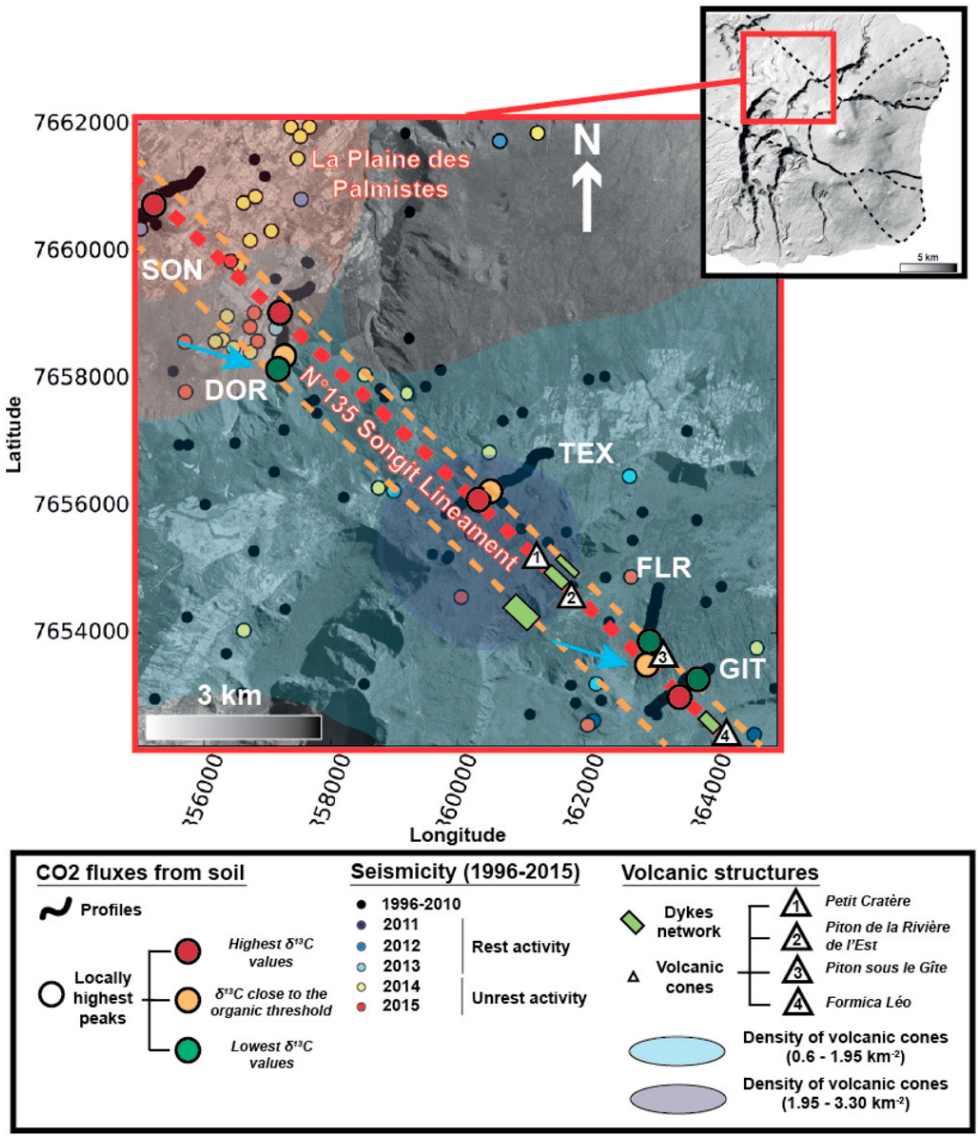


Fig. 9. Map summarizing all the results of our pluridisciplinary approach (soil CO_2 fluxes and related $\delta^{13}C$, photogrammetry and seismicity, density of volcanic cones) that converge to identify for the first time the Songit Lineament (between Piton des Songes (SON) and Piton sous le Gîte (GIT)). The structure has main N°135 orientation (dashed red line) within the NWRZ and permits magma transfer from mantle lithosphere to crustal depth, from the eccentric to the central zone. Secondary parallel anomalies (dashed orange line) are suggested by dyke networks (unknown age), high density of pyroclastic cones and high soil CO_2 fluxes but with low (organic) $\delta^{13}C$ signature. The filled red area highlights a densely populated zone within La Plaine des Palmistes. Blue arrows represent water outlets and river beds that may potentially affect the pristine $\delta^{13}C$ magmatic signature of high soil CO_2 fluxes (see text for explanations).

for the first time the Songit Lineament) is parallel to an old series of dykes and of historical and pre-historic peripheral eruptive vents. The Songit Lineament has a well-defined N135° alignment, consistent with the orientation of paleo-spreading axes and probably resulting from the inheritance of the oceanic lithosphere. The location of the seismicity at mantle depths suggests that the structure is a main pathway for lateral magma migration and its reactivation heralds the reawakening of the central volcano. Our results stress the importance of multidisciplinary approaches to characterize active magmatic zones. Robust interpretation of soil CO_2 flux datasets is strongly enhanced by isotopic analysis of CO_2 diffuse emissions. Low background emissions have a clear organic signature, while organic and magmatic signatures characterize zones of high diffuse emissions on the flanks of Piton de la Fournaise, set in a tropical environment. The results of our study open new perspectives for volcano monitoring at Piton de la Fournaise, in particular highlighting the necessity to improve our understanding and control of an active lineament located in a densely populated area. Continuous and combined geophysical and geochemical monitoring of the Songit Lineament is therefore strongly recommended.

Supplementary data to this article can be found online at http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.026.

Acknowledgments

We acknowledge many landowners on the flanks of Piton de la Fournaise for their help in letting us work into their private properties this field survey. Special thanks to G. P. A Torres (IGN—Spain) for supplying the software for the Sinclair (1974) procedure. P. Allard, A. Peltier and V. Zanon are gratefully acknowledged for their constructive discussions. Appendix A (Table A1 and Fig. A1) is available as online Supporting Information. The Université de La Réunion and the ANR STRAP (ANR-14-CE03-0004) have funded this work. This is IPGP contribution 3852.

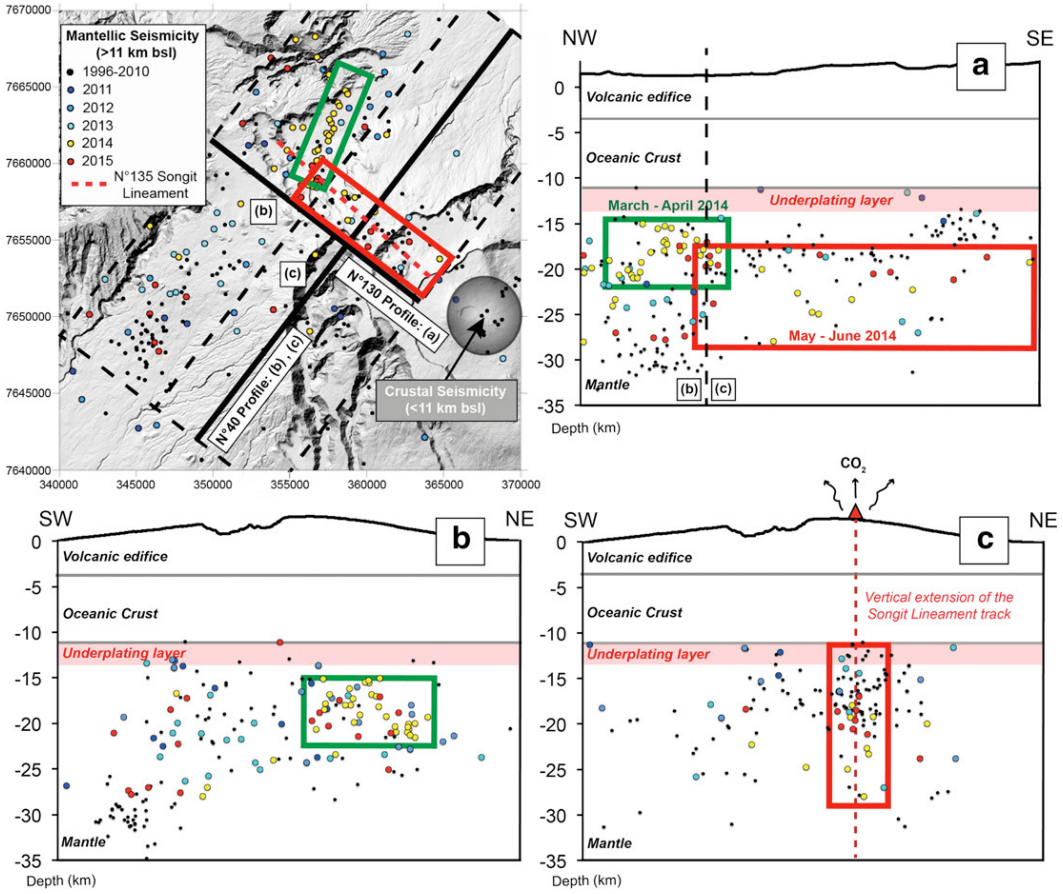


Fig. 10. Distribution of seismic events since 1996 below the western flank of the volcano at mantellic level. Depth of hypocenters projected (a) along the N130° orientation; (b) along a N40° orientation with only events detected below Le Tampon, La Plaine des Cafres and La Plaine des Palmistes and; (c) along a N40° orientation taking into account only the NWRZ. Fields used for the projection delimited by dashed black lines on the map.

References

Albarède, F., Luais, B., Fitton, G., Semet, M., Kaminski, E., Upton, B.G.J., Bachèlery, P., Cheminée, J.L., 1997. The geochemical regimes of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) during the last 530000 years. J. Petrol. 38, 171–201.

Allard, P., Carbonnelle, J., Dajlevic, D., Lebronec, J., Morel, P., Robe, M.C., Maurenas, J.M., Faivrepierret, R., Martin, D., Sabroux, J.C., Zettwoog, P., 1991. Eruptive and diffuse emissions of CO2 from Mount Etna. Nature 351:387–391. http://dx.doi.org/10.1038/351387a0.

Amundson, R., Stern, L., Baisden, T., Wang, Y., 1998. The isotopic composition of soil and soil-respired CO2. Geoderma 82 (1–3), 83–114.

Azzaro, R., Branca, S., Giammanco, S., Gurrieri, S., Rasà, R., Valenza, M., 1998. New evidence for the form and extent of the Pernicana Fault System (Mt. Etna) from structural and soil-gas surveying. J. Volcanol. Geotherm. Res. 84, 143–152.

Bachèlery, P., 1981. Le Piton de la Fournaise (Ile de la Reunion) - Etude volcanologique, structurale et petrologique. Ph.D. thesis. University of Clermont-Ferrand (255 pp).

Basile-Doelsch, I., Amundson, R., Stone, W.E.E., Borschneck, D., Bottero, J.Y., Moustier, S., Masin, F., Colin, F., 2007. Mineral control of carbon pools in a volcanic soil horizon. Geoderma 137, 477–489.

Battaglia, J., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Aki, K., Cheminée, J.L., 2005. Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). Geophys. J. Int. 161, 549–558.

Bennati, L., Finizola, A., Walker, J.A., Lopez, D.L., Higuera-Diaz, I.C., Schütze, C., Barahona, F., Cartagena, R., Conde, V., Funes, R., 2011. Fluid circulation in a complex volcano-tectonic setting, inferred from self-potential and soil CO2 flux surveys: the Santa María–Cerro Quemado–Zunil volcanoes and Xela caldera (Northwestern Guatemala). J. Volcanol. Geotherm. Res. 199 (3–4):216–229. http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.11.008.

Bernard, A., Munschy, M., 2000. Were the Mascarene and Laxmi Basins (western Indian Ocean) formed at the same spreading centre? CR Acad Sci Paris Sci de la Terre et des Planètes. Earth Planet. Sci. 330, 777–783.

Boivin, P., Bachèlery, P., 2009. Petrology of 1977 to 1998 eruptions of Piton de la Fournaise, La Réunion Island. J. Volcanol. Geotherm. Res. 184, 109–125.

Bonali, F.L., Corazzato, C., Tibaldi, A., 2011. Identifying rift zones on volcanoes: an example from La Réunion island, Indian Ocean. Bull. Volcanol. 73 (3), 347–366.

Bonforte, A., Federico, C., Giammanco, S., Guglielmino, F., Liuzzo, M., Neri, M., 2013. Soil gases and SAR measurements reveal hidden faults on the sliding flank of Mt. Etna (Italy). J. Volcanol. Geotherm. Res. 251, 27–40.

Boudoire, G., Brugier, Y.A., Di Muro, A., Wörner, G., Arienzo, I., Metrich, N., Zanon, V., Braukmüller, N., Kronz, A., Le Moigne, Y., Michon, L., Pichavant, M., 2017. Deep magma storage and migration at oceanic volcanic islands: insights from Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean). J. Petrol. (in prep).

Boudoire, G., Di Muro, A., Liuzzo, M., Ferrazzini, V., Peltier, A., Gurrieri, S., Michon, L., Giudice, G., Kowalski, P., Boissier, P., 2017. New perspectives for the volcanic monitoring in tropical environment: continuous soil CO_2 measurements at Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). Geophys. Res. Lett. (submitted).

Brenguier, F., Shapiro, N., Campillo, M., Nercessian, A., Ferrazzini, V., 2007. 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. Geophys. Res. Lett. 34, L02305.

Bureau, H., Pineau, F., Metrich, N., Semet, M.P., Javoy, M., 1998. A melt and fluid inclusion study of the gas phase at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). Chem. Geol. 147, 115–130.

Burton, M.R., Sawyer, G.M., Granieri, D., 2013. Deep carbon emissions from volcanoes: carbon in Earth. Rev. Mineral. Geochem. 75:323–354. http://dx.doi.org/10.2138/rmg.2013.75.11.

Camarda, M., Gurrieri, S., Valenza, M., 2006a. CO2 flux measurements in volcanic areas using the dynamic concentration method: influence of soil permeability. J. Geophys. Res. 111, B05202. http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003898.

Camarda, M., Gurrieri, S., Valenza, M., 2006b. In situ permeability measurements based on a radial gas advection model: relationships between soil permeability and diffuse CO2 degassing in volcanic areas. Pure Appl. Geophys. 163 (4):897–914. http://dx.doi.org/10.1007/s00024-006-0045-y.

Cannata, A., Giudice, G., Gurrieri, S., Montalto, P., Alparone, S., Di Grazia, G., Favara, R., Gresta, S., 2010. Relationship be- tween soil CO2 flux and volcanic tremor at Mt. Etna: implications for magma dynamics. Environ. Earth Sci. 61:477–489. http://dx.doi.org/10.1007/s12665-009-0359-z.

Cannata, A., Spedalieri, G., Behncke, B., Cannavò, F., Di Grazia, G., Gambino, S., Gresta, S., Gurrieri, S., Liuzzo, M., Palano, M., 2015. Pressurization and depressurization phases inside the plumbing system of Mount Etna volcano: evidence from a multiparametric approach. J. Geophys. Res. Solid Earth 120:5965–5982. http://dx.doi.org/10.1002/2015JB012227.

Cerling, T.E., Solomon, D.K., Quade, J.A.Y., Bowman, J.R., 1991. On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide. Geochim. Cosmochim. Acta 55:3403–3405. http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(91)90498-T.
Chevallier, L., 1979. Structures et évolution du volcan Piton des Neiges, île de la Réunion: Leurs relations avec les structures du Bassin des Mascareignes, Océan Indien occidental. Ph.D. Thesis. Université de Grenoble.
Chevallier, L., Bachèlery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion - Océan Indien occidental. Bull. Volcanol. 44, 723–741.
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. http://dx.doi.org/10.1016/S0883-2927(97)00076-0.
Chiodini, G., Frondini, F., Cardellini, C., Granieri, D., Marini, L., Ventura, G., 2001. CO2 degassing and energy release at Solfatara volcano, Campi Flegrei, Italy. J. Geophys. Res. 106. http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000246.
Chiodini, G., Caliro, S., Cardellini, C., Avino, R., Granieri, D., Schmidt, A., 2008. Carbon isotopic composition of soil CO2 efflux, a powerful method to discriminate different sources feeding soil CO_2 degassing in volcanic-hydrothermal areas. Earth Planet. Sci. Lett. 274, 372–379.
Coppola, D., Di Muro, A., Peltier, A., Villeneuve, N., Ferrazzini, V., Fatally, M., Bachèlery, P., Gurioli, L., Harris, A.J.L., Moune, S., Vlastélic, I., Galle, B., Arellano, S., Aiuppa, A., 2017. Shallow system rejuvenation and magma discharge trends at Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). Earth Planet. Sci. Lett. 463, 13–24.
Deegan, F.M., Troll, V.R., Freda, C., Misiti, V., Chadwick, J.P., McLeod, C.L., Davidson, J.P., 2010. Magma-carbonate interaction processes and associated CO2 release at Merapi volcano, Indonesia: insights from experimental petrology. J. Petrol. 51, 1027–1051.
Deniel, C., Kieffer, G., Lecoindre, J., 1992. New 230Th-238U and 14C age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion - a revised chronology for the differentiated series. J. Volcanol. Geotherm. Res. 51, 253–267.
Di Muro, A., Métrich, N., Allard, P., Aiuppa, A., Burton, M., Galle, B., Staudacher, T., 2016. Magma Degassing at Piton de la Fournaise Volcano. In: Bachèlery, P., Lénat, J.F., Di Muro, A., Michon, L. (Eds.), Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de la Fournaise and Karthala. Active Volcanoes of the World. Springer, Berlin.
Diliberto, I.S., Gurrieri, S., Valenza, M., 2002. Relationships between diffuse CO2 emissions and volcanic activity on the island of Vulcano (Aeolian Island, Italy) during the period 1984–1994. Bull. Volcanol. 64, 219–228.
Dionis, S.M., Melián, G., Rodríguez, F., Hernández, P.A., Padrón, E., Pérez, N.M., Barrancos, J., Padilla, G., Sumino, H., Fernandes, P., Bandomo, Z., Silva, S., Pereira, J., Semedo, H., 2015. Diffuse volcanic gas emission and thermal energy release from the summit crater of Pico do Fogo, Cape Verde. Bull. Volcanol. 77 (2).
Elio, J., Ortega, M.F., Nisi, B., Mazadiego, L.F., Vaselli, O., Caballero, J., Chacon, E., 2016. A multi-statistical approach for estimating the total output of CO2 from diffusive soil degassing by the accumulation chamber method. Int. J. Greenh. Gas Con. 47, 351–363.
Feder, F., 2013. Soil map update: procedure and problems encountered for the island of Réunion. Catena 110, 215–224.
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 fluids measurements, with structural and monitoring implications. Bull. Volcanol. 65:486–504. http://dx.doi.org/10.1007/s00445-003-0276-2.
Finizola, A., Lénat, J.F., Macedo, O., Ramos, D., Thouret, J.C., Sortino, F., 2004. Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements. J. Volcanol. Geotherm. Res. 135 (4):343–360. http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.03.009.
Folio, J.-L., 2001. Distribution de la perméabilité dans le massif du Piton de la Fournaise: apport à la connaissance du fonctionnement hydrogéologique d'un volcan-bouclier. Ph.D. thesis. University of La Réunion (148 p).
Fontaine, F.R., Barruol, G., Tkalčić, H., Wölbern, I., Rümpker, G., Bodin, T., Haugmard, M., 2015. Crustal and uppermost mantle structure variation beneath La Réunion hotspot track. Geophys. J. Int. 203, 107–126.
Gallart, J., Driad, L., Charvis, P., Sapin, M., Hirn, A., Diaz, J., de Voogd, B., Sachpazi, M., 1999. Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore-onshore seismic transect. J. Geophys. Res. 104, 2895–2908.
Giammanco, S., Bonfanti, P., 2009. Cluster analysis of soil CO2 data from Mt. Etna (Italy) reveals volcanic influences on temporal and spatial patterns of degassing. Bull. Volcanol. 71, 201–218.
Giammanco, S., Gurrieri, S., Valenza, M., 1995. Soil CO2 degassing on Mt. Etna (Sicily) during the period 1989–1993: discrimination between climatic and volcanic influences. Bull. Volcanol. 57, 52–60.
Giammanco, S., Gurrieri, S., Valenza, M., 1997. Soil CO_2 degassing along tectonic structures of Mount Etna (Sicily): the Pernicana Fault. Appl. Geochem. 12, 429–436.
Giammanco, S., Ottaviani, M., Valenza, M., Veschetti, E., Principio, E., Giammanco, G., Pignato, S., 1998. Major and trace elements geochemistry in the ground waters of a volcanic area: Mount Etna (Sicily). Water Res. 32, 19–30.
Giammanco, S., Gurrieri, S., Valenza, M., 2006. Fault-controlled soil CO2 degassing and shallow magma bodies: summit and lower east rift of Kilauea volcano (Hawaii), 1997. Pure Appl. Geophys. 163 (4), 853–867.
Giammanco, S., Bellotti, F., Groppelli, G., Pinton, A., 2010. Statistical analysis reveals spatial and temporal anomalies of soil CO2 efflux on Mount Etna volcano (Italy). J. Volcanol. Geotherm. Res. 194, 1–14.
Gillot, P.Y., Nativel, P., 1989. Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. J. Volcanol. Geotherm. Res. 36, 53–65.
González, P.J., Samsonov, S.V., Pepe, S., Tiampo, K.F., Tizzani, P., Casu, F., Fernández, J., Camacho, A.G., Sansosti, E., 2013. Magma storage and migration associated with the 2011–2012 El Hierro eruption: implications for crustal magmatic systems at oceanic island volcanoes. J. Geophys. Res. Solid Earth 118 (8), 4361–4377.
Granieri, D., Chiodini, G., Marzocchi, W., Avino, R., 2003. Continuous monitoring of CO2 soil diffuse degassing at Phlegraean Fields (Italy): influence of environmental and volcanic parameters. Earth Planet. Sci. Lett. 212, 167–179.
Granieri, D., Avino, R., Chiodini, G., 2010. Carbon dioxide diffuse emission from the soil: ten years of observations at Vesuvio and Campi Flegrei (Pozzuoli), and linkages with volcanic activity. Bull. Volcanol. 72 (1), 102–118.
Gurrieri, S., Valenza, M., 1988. Gas transport in natural porous mediums: a method for measuring CO2 flows from the ground in volcanic and geothermal areas. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol. 43, 1151–1158.
Gurrieri, S., Liuzzo, M., Giudice, G., 2008. Continuous monitoring of soil CO2 flux on Mt. Etna: The 2004–2005 eruption and the role of regional tectonics and volcano tectonics. J. Geophys. Res. 113. http://dx.doi.org/10.1029/2007JB005003.
Hernández, P.A., Pérez, N.M., Fredriksson, T., Egbert, J., Ilyinskaya, E., Thárhallsson, A., Ívarsson, G., Gíslason, G., Gunnarsson, I., Jansson, B., 2012. Diffuse volcanic degassing and thermal energy release from Hengill volcanic system, Iceland. Bull. Volcanol. 74, 2435–2448.
Irwin, W.P., Barnes, I., 1980. Tectonic relations of carbon dioxide discharges and earthquakes. J. Geophys. Res. 85. http://dx.doi.org/10.1029/JB085iB06p03115.
Join, J.L., Folio, J.L., Robineau, B., 2005. Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano. J. Volcanol. Geotherm. Res. 147, 187–201.
de Junet, A., Basile-Doelsch, I., Borschneck, D., Masion, A., Legros, S., Marol, C., Balesdent, J., Templier, J., Derenne, S., 2013. Characterisation of organic matter from organo-mineral complexes in an Andosol from Reunion Island. J. Anal. Appl. Pyrolysis 99, 92–100.
Kornprobst, J., Boivin, P., Lénat, J.F., Bachèlery, P., Bonneville, A., Dupont, P., Lecointre, J., Seidel, J.L., Thomas, P., Vincent, P.M., 1984. Le Piton de la Fournaise, île de la Réunion. Colloque Prévision et Surveillance des Eruptions Volcaniques (C.N.R.S.–I.N.A.G.) Clermont-Ferrand, pp. 75–82.
Lénat, J.F., Gibert-Malengreau, B., Galdeano, A., 2001. A new model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean). J. Geophys. Res. B 106 (5), 8645–8663.
Lénat, J.F., Bachèlery, P., Merle, O., 2012. Anatomy of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion, Indian Ocean). Bull. Volcanol. 74, 1945–1961.
Lengliné, O., Duputel, Z., Ferrazzini, V., 2016. Uncovering the hidden signature of a magmatic recharge at Piton de la Fournaise volcano using small earthquakes. Geophys. Res. Lett. 43. http://dx.doi.org/10.1002/2016GL068383.
Liuzzo, M., Di Muro, A., Giudice, G., Michon, L., Ferrazzini, V., Gurrieri, S., 2015. New evidence of CO2 soil degassing anomalies on Piton de la Fournaise volcano and the link with volcano tectonic structures. Geochem. Geophys. Geosyst. 16. http://dx.doi.org/10.1002/2015GC006032.
López, C., Blanco, M.J., Abella, R., Brenes, B., Cabrera-Rodríguez, V.M., Casas, B., Domínguez-Cerdeña, I., Felpeto, A., Fernández de Villalta, M., del Fresno, C., García-Arias, M.J., García-Canada, L., Gomis-Moreno, A., González-Alonso, E., Guzmán-Pérez, J., Iribarren, I., López-Díaz, R., Luengo-Oroz, N., Meletlidis, S., Moreno, M., Moure, D., Pereda de Pablo, J., Rodero, C., Romero, E., Sainz-Maza, S., Sentre-Domingo, M.A., Torres, P.A., Trigo, P., Villasante-Marcos, V., 2012. Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011–2012 submarine eruption. Geophys. Res. Lett. 39.
Marty, B., Meynier, V., Nicolini, E., Griesshaber, E., Toutain, J.P., 1993. Geochemistry of gas emanations: a case study of the Réunion hot spot, Indian ocean. Appl. Geochem. 8, 141–152.
Massin, F., 2009. Transferts et Stockages Magmatiques au Piton de la Fournaise. Ph.D. thesis. Université de la Réunion (176pp).
McDougall, I., 1971. The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion (Indian Ocean). Geochim. Cosmochim. Acta 35, 261–288.
Michel, S., Zlotnicki, J., 1998. Self-potential and magnetic surveying of La Fournaise volcano (Reunion Island): correlation with faulting, fluid circulation, and eruption. J. Geophys. Res. 103.
Michon, L., Saint-Ange, F., Bachelery, P., Villeneuve, N., Staudacher, T., 2007. Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). J. Geophys. Res. Solid Earth 112, 1–21.
Michon, L., Di Muro, A., Villeneuve, N., Saint-Marc, C., Fadda, P., Manta, F., 2013. Explosive activity of the summit cone of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion island): a historical and geological review. J. Volcanol. Geotherm. Res. 263, 117–133.
Michon, L., Ferrazzini, V., Di Muro, A., Villeneuve, N., Famin, V., 2015. Rift zones and magma plumbing system of Piton de la Fournaise volcano: how do they differ from Hawaii and Etna. J. Volcanol. Geotherm. Res. 303, 112–129.
Michon, L., Lénat, J.F., Bachèlery, P., Di Muro, A., 2016. Geology and morphostructural evolution of Piton de la Fournaise. In: Bachèlery, P., Lénat, J.F., Di Muro, A., Michon, L. (Eds.), Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de la Fournaise and Karthala. Active Volcanoes of the World. Springer, Berlin.
Moldrup, P., Yoshikawa, S., Olesen, T., Komatsu, T., Rolston, D.E., 2003. Gas diffusivity in undisturbed volcanic ash soils: test of soil water-characteristic based prediction models. Soil Sci. Soc. Am. J. 67, 41–51.
Mook, W.G., Bommerson, J.C., Staverman, W.H., 1974. Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. Earth Planet. Sci. Lett. 22, 169–176.
Morandi, A., Di, Muro A., Principe, C., Michon, L., Leroi, G., Norelli, F., Bachèlery, P., 2016. Prehistoric explosive activity at Piton de la Fournaise volcano. In: Bachèlery, P., Lénat, J.F., Di Muro, A., Michon, L. (Eds.), Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de la Fournaise and Karthala. Active Volcanoes of the World. Springer, Berlin.
Moretti, R., Papale, P., 2004. On the oxidation state and volatile behavior in multicomponent gas-melt equilibria. Chem. Geol. 213, 265–280.
Ort, M., Di Muro, A., Michon, L., Bachèlery, P., 2016. Explosive eruptions from the interaction of magmatic and hydrothermal systems during flank extension: the Bellecombe ashes of Piton de la Fournaise (La Réunion Island). Bull. Volcanol. (accepted).
Papale, P., 1999. Modeling of the solubility of a two-component H2O + CO2 fluid in silicate liquids. Am. Mineral. 84, 477–492.
Papale, P., Moretti, R., Barbato, D., 2006. The compositional dependence of the saturation surface of H2O + CO2 fluids in silicate melts. Chem. Geol. 229, 78–95.

Patanè, D., Aiuppa, A., Aloisi, M., Behncke, B., Cannata, A., Coltelli, M., Di Grazia, G., Gambino, S., Gurrieri, S., Mattia, M., Salerno, G., 2013. Insights into magma and fluid transfer at Mount Etna by a multiparametric approach: a model of the events leading to the 2011 eruptive cycle. J. Geophys. Res. Solid Earth 118:3519–3539. http://dx.doi.org/10.1002/jgrb.50248.

Peltier, A., Bachèlery, P., Staudacher, T., 2009. Magma transport and storage at Piton de la Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: a review of geophysical and geochemical data. J. Volcanol. Geotherm. Res. 184, 93–108.

Peltier, A., Beauducel, F., Villeneuve, N., Ferrazzini, V., Di Muro, A., Aiuppa, A., Derrien, A., Jourde, K., Taisne, B., 2016. Deep fluid transfer evidenced by surface deformation during the 2014–2015 unrest at Piton de la Fournaise volcano. J. Volcanol. Geotherm. Res. 321, 140–148.

Pérez, N.M., Padilla, G.D., Padrón, E., Hernández, P.A., Melián, G.V., Barrancos, J., Dionis, S., Nolasco, D., Rodríguez, F., Calvo, D., Hernández, I., 2012. Precursory diffuse CO2 and H2S emission signatures of the 2011–2012 El Hierro submarine eruption Canary Islands. Geophys. Res. Lett. 39. http://dx.doi.org/10.1029/2012GL052410.

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. 113. http://dx.doi.org/10.1029/2007JB005394.

Revil, A., Finizola, A., Ricci, T., Delcher, E., Peltier, A., Barde-Cabusson, S., Avard, G., Bailly, T., 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 CO2 concentration measurements. Geophys. J. Int. 186:1078–1094. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05112.x.

Roult, G., Peltier, A., Taisne, B., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Di Muro, A., Team, O.V.P.F., 2012. A new comprehensive classification of the Piton de la Fournaise activity spanning the 1985–2010 period. Search and analysis of short-term precursors from a broad-band seismological station. J. Volcanol. Geotherm. Res. 241–242, 78–104.

Seidel, J.L., Bonneville, A., Lenat, J.F., 1988. Radon measurements related to Piton de la Fournaise (Réunion) from 1983 to 1987. C.R. Acad. Sci. Paris 306, 89–92.

Sinclair, A.J., 1974. Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. J. Geochem. Explor. 3, 129–149.

Toutain, J.P., Baubron, J.C., 1999. Gas geochemistry and seismotectonics: a review. Tectonophysics 304, 1–24.

Toutain, J.P., Baubron, J.C., François, L., 2002. Runoff control of soil degassing at an active volcano. The case of Piton de la Fournaise, Réunion Island. Earth Planet. Sci. Lett. 19, 83–94.

Troll, V.R., Hilton, D.R., Jolis, E.M., Chadwick, J.P., Blythe, L.S., Deegan, F.M., Schwarzkopf, L.M., Zimmer, M., 2012. Crustal CO2 liberation during the 2006 eruption and earthquake events at Merapi volcano, Indonesia. Geophys. Res. Lett. 39. http://dx.doi.org/10.1029/20 12GL051307.

Trull, T., Nadeau, S., Pineau, F., Polvé, M., Javoy, M., 1993. C-He systematics in hotspot xenoliths: implications for mantle carbon contents and carbon recycling. Earth Planet. Sci. Lett. 118, 43–64.

Upton, B.G.J., Semet, M., Joron, J.L., 2000. Cumulate clasts in the Bellecombe Ash Member, Piton de la Fournaise, Réunion Island, and their bearing on cumulative processes in the petrogenesis of the Réunion lavas. J. Volcanol. Geotherm. Res. 104, 297–318.

Villeneuve, N., Bachèlery, P., 2006. Revue de la typologie des éruptions au Piton de la Fournaise, processus et risques volcaniques associés. Cybergeo 2006, 1–25.

Wright, T.L., Klein, F.W., 2006. Deep magma transport at Kilauea volcano, Hawaii. Lithos 87:50–79. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2005.05.004.

8.2.4. Annexe 10 : Retrieving soil surface roughness with the Hapke photometric model : confrontation with the ground truth

Remote Sensing of Environment 225 (2019) 1–15

Contents lists available at ScienceDirect

Remote Sensing of Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/rse

Retrieving soil surface roughness with the Hapke photometric model: Confrontation with the ground truth

S. Labarre[a], S. Jacquemoud[a,*], C. Ferrari[a], A. Delorme[a], A. Derrien[b], R. Grandin[a], M. Jalludin[c], F. Lemaître[d], M. Métois[e], M. Pierrot-Deseilligny[f], E. Rupnik[f], B. Tanguy[d]

[a] Institut de physique du globe de Paris - Sorbonne Paris Cité, Université Paris Diderot, UMR CNRS 7154, 1 rue Jussieu, 75005 Paris, France
[b] Observatoire volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de physique du globe de Paris - Sorbonne Paris Cité, Université Paris Diderot, UMR CNRS 7154, 97418 La Plaine des Cafres, La Réunion, France
[c] Centre d'étude et de recherche de Djibouti, BP 486, Djibouti, République de Djibouti
[d] ONERA-DOTA - Université de Toulouse, 2 avenue Edouard Belin, BP 74025, 31055 Toulouse Cedex 4, France
[e] Laboratoire de géologie de Lyon - Université Lyon 1, ENS de Lyon, UMR CNRS 5276, 69100 Villeurbanne, France
[f] Laboratoire en sciences et technologies de l'information géographique - IGN, ENSG, Université Paris-Est, 94160 Saint-Mandé, France

ARTICLE INFO

Keywords:
Very high resolution digital elevation model
Surface roughness
Multiangular optical remote sensing
Field goniometer
Pleiades satellite
Hapke photometric model
Bayesian inversion
Asal-Ghoubbet rift

ABSTRACT

Surface roughness can be defined as the mean slope angle integrated over all scales from the grain size to the local topography. It controls the energy balance of bare soils, in particular the angular distribution of scattered and emitted radiation. This provides clues to understand the intimate structure and evolution of planetary surfaces over ages. In this article we investigate the capacity of the Hapke photometric model, the most widely used in planetary science, to retrieve surface roughness from multiangular reflectance data. Its performance is still a question at issue and we lack validation experiments comparing model retrievals with ground measurements. To address this issue and to show the potentials and limits of the Hapke model, we compare the mean slope angle determined from very high resolution digital elevation models of volcanic and sedimentary terrains sampled in the Asal-Ghoubbet rift (Republic of Djibouti), to the photometric roughness estimated by model inversion on multiangular reflectance data measured on the ground (Chamelon field goniometer) and from space (Pleiades images). The agreement is good on moderately rough surfaces, in the domain of validity of the Hapke model, and poor on others.

1. Introduction

Surface roughness, which can be understood as a measure of the topographic relief of bare soils, plays a key role in micrometeorology, hydrology, volcanology, geomorphology, planetary science and defense among others. It is a multiscale physical parameter which controls the energy balance, the scattering of incident radiation, and the directional emissivity of the ground, opening up the way for understanding the intimate structure and evolution of surfaces over ages. Multiangular optical imagery is commonly used in planetary science to remotely provide a valuable information about roughness, a physical characteristic of soils that generates shadows at all scales. It is incorporated in photometric models through a shadowing function, with varying complexity. This function can be itself related to different characteristics of the boundary surface: ratio of mean hole depth-to-radius (Lumme and Bowell, 1981), mean slope angle of all the facets (Hapke, 1984), or fractal dimension (Shkuratov and Helfenstein, 2001). From a radiometric perspective, the shadowing function partly drives the shape of soil BRF (Bidirectional Reflectance Factor; Schaepman-Strub et al., 2006). However, the validation of these models on planetary bodies is indirect.

Models using other shadowing functions have been assessed on terrestrial surfaces (e.g., Cierniewski, 1987; Irons et al., 1992; Despan et al., 1999) but most of them have been validated only in the lab or in the field. All this work has opened up new perspectives to probe soil physical properties in the solar domain. On Earth, field measurements of surface roughness are pricy, difficult to implement and inefficient to cover large areas. Photogrammetric techniques now provide low-cost

* Corresponding author.
E-mail addresses: labarre@ipgp.fr (S. Labarre), jacquemoud@ipgp.fr (S. Jacquemoud), ferrari@ipgp.fr (C. Ferrari), delorme@ipgp.fr (A. Delorme), derrien@ipgp.fr (A. Derrien), grandin@ipgp.fr (R. Grandin), mohamed.jalludin@gmail.com (M. Jalludin), francois.lemaitre@onera.fr (F. Lemaître), marianne.metois@univ-lyon1.fr (M. Métois), marc.pierrot-deseilligny@ensg.eu (M. Pierrot-Deseilligny), ewelina.rupnik@ensg.eu (E. Rupnik), bernard.tanguy@onera.fr (B. Tanguy).

https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.02.014
Received 22 June 2018; Received in revised form 25 January 2019; Accepted 17 February 2019
0034-4257/ © 2019 Elsevier Inc. All rights reserved.

high-resolution surface topographic models, from which various statistical parameters can be derived (e.g., Bretar et al., 2013; Gilliot et al., 2017). Remote sensing allows investigation of large or inaccessible areas. Nonetheless scientists are still looking for a robust method to derive surface roughness. For instance the interpretation of radar images ensuing from the direct link between the backscattering coefficient and roughness remains relatively tricky. LiDAR is also a powerful tool for analyzing soil topography but generally limited to the topographic scale.

To date the Hapke model is the most widely used photometric model in the scientific community (Hapke, 2012). Although it gave rise to many improvements over the last thirty years, in particular with regard to the physics of light-matter interaction, its formulation and the significance of its input parameters are still debated. Nevertheless this model is simple and reproduces well the photometric response of bare surfaces measured in the laboratory (e.g., Jacquemoud et al., 1992; Chappell et al., 2006; Shepard and Helfenstein, 2007, 2011; Souchon et al., 2011; Beck et al., 2012; Pommerol et al., 2013; Johnson et al., 2013), in the field (e.g., Pinty et al., 1989; Johnson et al., 2006a, 2006b) or from space (e.g., Wu et al., 2009; Ceamanos et al., 2013; Fernando et al., 2013; Vincendon, 2013; Sato et al., 2014). To what extent multiangular imagery can inform us about soil roughness is, however, still a pending question. The validation of the Hapke model, i.e., the comparison of the retrieved parameters with the ground truth, still requires effort. Multiangular earth-orbiting satellites (e.g., MISR, Pleiades, POLDER, Proba-1, SkySat) are designed to sample the directional reflectance over bare soils at various spatial and spectral resolutions in the visible and near-infrared wavelengths. However, due to the scarcity of concomitant in situ surface roughness and radiometric measurements, their ability to retrieve soil roughness has not been demonstrated so far.

This article aims at estimating surface roughness on bare soils using the Hapke model from both field and orbital photometric data, and to compare the retrieved values with in situ measurements acquired in the Asal-Ghoubbet rift (Republic of Djibouti). First, we present the study site and in situ measurements (Section 2). Next, we expose the Pleiades satellite data after atmospheric correction and cross calibration with field data (Section 3). A Bayesian inversion of the Hapke model is performed on both field and satellite data to estimate the photometric roughness of 12 sites and discuss the coherence between the retrieved values (Section 4). Finally, a discussion of the results is provided (Section 5).

2. Field data

2.1. Study site

The Asal-Ghoubbet rift (Republic of Djibouti) is a young active rift. It began to form 900,000 years ago by extending the Somalia-Saudi plate boundary from the oceanic domain towards the west, to the triple point of Africa-Arabia-Somalia, currently located within the depression of Afar. It has been the subject of many research works in geophysics since the early 1970s because it allows small-scale study of the oceanic accretion above sea level (Fig. 1).

This unique site meets the objectives of our study for two reasons:

1) it displays a wide variety of bare soils over a small area (~100 km^2), from pure white salt deposits to dark lava basalt flows, a contrasted topography, and a great wealth of surfaces, from very rough lava flows to flat deposits in sedimentary basins (Fig. 2);
2) it has a desert climate so that soils are marginally wet and sparsely vegetated. Because of the presence of shoreline terraces generated during the formation of the rift, the lands are generally homogeneous and flat.

A first exploratory mission has been conducted in April 2015 to identify areas of interest, and the main campaign took place for two weeks in February 2016. Although organizing a field trip in this rift is a challenge (desert area, strong winds, rudimentary infrastructure), it is easily accessible by car, which makes it an ideal playground for our study.

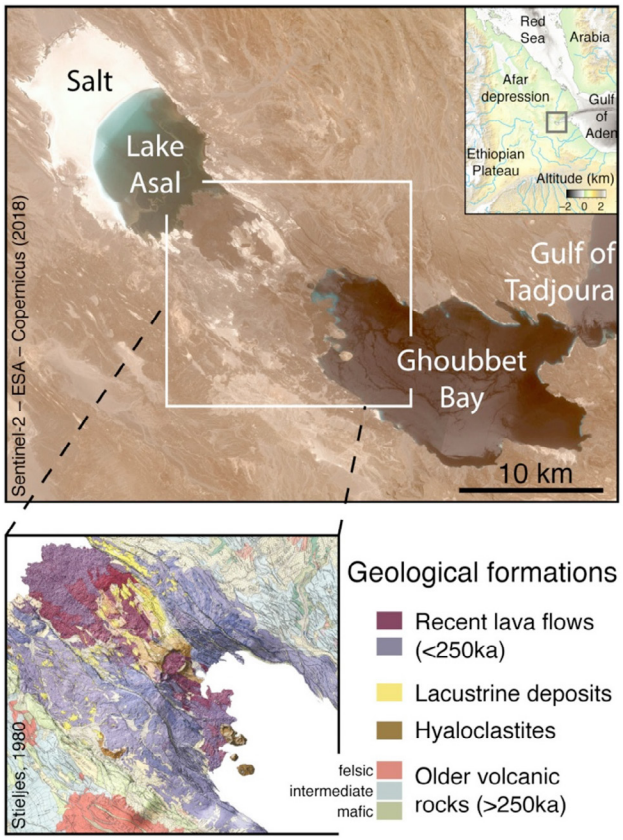


Fig. 1. Geographic context of the study site (11°35′N, 42°29′E). The image on top is a Sentinel-2 image of the Asal-Ghoubbet rift, Republic of Djibouti, acquired on 26 May 2018. The main water bodies and recent lava flows can be distinguished by their darker color, whereas recent sedimentary deposits (including salt deposits) have a brighter aspect. The bottom panel is a simplified geological map of the main area of interest targeted in this study (Stieltjes, 1980, modified from Pinzuti et al., 2013).

2.2. In situ roughness measurement

In order to determine the roughness parameter from the slope distribution of these terrains, the topography has been reconstructed at the millimeter scale by means of UAV imaging.

2.2.1. Topographic reconstruction at millimeter scale

Twenty two sites spanning over 30 m × 40 m areas have been surveyed using a quadcopter (DJI F450) equipped with a flight control system, a compact-system camera (Sony Alpha 5100) and an interchangeable lens (Sigma 30 mm F2.8). The quadcopter was maintained at a flight altitude between 8 m and 15 m to obtain a pixel size on the ground ranging from 1 to 2 mm. In this windswept region, the camera settings (i.e., exposure time, aperture, and sensitivity) were adapted to each site so as to provide correct image exposure. A camera calibration was also performed in the vicinity of the survey area for maximum precision in the digital elevation model (DEM) reconstruction phase. To realize it, a set of convergent images of a three-dimensional scene (rocks, buildings, etc.) was taken by hand prior to each UAV



Fig. 2. Twelve surfaces of increasing roughness studied in the Asal-Ghoubbet rift. From top left to bottom right, clay deposits (site F); reshaped hyaloclastic projections (site Y); lapilli deposits (site A); salt bank (site H); centimetric lava blocks (hyaloclastite) on lacustrine deposits (site E); slag on lacustrine deposits (site R); decimetric lava blocs on lacustrine deposits (site I); pulverulent limestone, rich in mollusc shells (site T); altered aphyric lava (site S); cracked lava crust (site M); basalt porphyry lava in the form of slabs (site Q); ropy pahoehoe lava (site B). See Caminiti (2000) for more information about the geomorphology of the rift.

acquisition.

The quadcopter was flown by an operator along parallel lines above the surface. Flight height and path were controlled by real-time GNSS feedback on the aircraft position. An image overlap of 80% along the flight line and of 50% across the flight line was achieved by controlling the camera automatic shooting time interval, the UAV speed and the trajectory. To geo-reference the images, five ground control points designed to be easily identified in the UAV images were distributed symmetrically across each measured site, and their geographical coordinates were measured with dual-frequency GPS receivers (Ashtech Z-X) and their antennas (Ashtech Geodetic 4) at 1 Hz sampling frequency. The accuracy of the position of these targets was estimated at approximately 1 ± 0.7 cm (latitude), 0.4 ± 0.3 cm (longitude) and 1.3 ± 1.1 cm (altitude). In addition, wooden pieces of defined dimensions (150 mm × 35 mm × 35 mm) were spread in the fields to provide three-dimensional control information for a posteriori DEM validation.

The workflow to reconstruct the high resolution topography follows the steps described by Bretar et al. (2013). It is based on MicMac, an open-source photogrammetric software (https://micmac.ensg.eu/) (Pierrot-Deseilligny and Paparoditis, 2006; Rupnik et al., 2017). Only 12 out of 22 sites (A, B, E, F, H, I, M, Q, R, S, T and Y) have been processed to date on various reasons including wrong internal calibrations, overlapping problems, and time constraints. The spatial resolution of the DEMs ranges from 2.5 mm to 4 mm. Fig. 3 displays the shaded relief of four contrasted sites presented in Fig. 2. The planimetric accuracy is of the order of a few millimeters, while the relative vertical positional errors on the wooden pieces mentioned above are < 3%.

2.2.2. Surface roughness determination

The mean roughness parameter $\bar{\theta}$ was computed using Eq. (1) (Labarre et al., 2017).

$$\tan\bar{\theta} = \frac{2}{\pi}\int_0^{\pi/2} a(\theta)\tan\theta d\theta \quad (1)$$

with θ the slope angle of each facet of the surface and $a(\theta)$ the slope angle distribution. In order to compare the roughness between sites, a square 20 m on a side was extracted from each DEM and decomposed into twenty-five squares 4 m on a side to facilitate computations. The mean and the standard deviation of $\bar{\theta}$ calculated for the 12 sites are given in Table 1 and the slope distributions are illustrated in Fig. 4. The slopes of the two smoothest sites, F and Y, are < 50°. Sites E and R show similar distributions. The distributions of sites B and Q reveal very few values > 70° because they present little discontinuities. Sites M and S have the same roughness and similar distributions, except that the amplitude at angles > 50° is stronger for site S due to the presence of pebbles and centimeter blocks on the surface. The roughness of sites B, A and Y is comparable to that found in the Piton de La Fournaise for similar terrains (Bretar et al., 2013; Labarre et al., 2017).

2.3. In situ multiangular photometric measurements

In order to estimate the photometric roughness with the Hapke model at microscopic and mesoscopic scales, the bidirectional and spectral radiances were measured in the field over 10 of the selected soils (A, D, E, F, H, M, O, Q, R, and T) with the Chamelon, a new portable field goniometer system designed by ONERA (Toulouse, France) to record the hemispherical conical reflectance factor and coupled with a FieldSpec 4 spectroradiometer (ASD Inc.). They are both remotely controlled by an in-house developed software and mounted on a cart equipped with wheels to facilitate movement. Such outdoor measurements that developed in recent years are still challenging (e.g., Sandmeier, 2000; Doctor et al., 2015; Bachmann et al., 2016; Furey, 2016; Harms et al., 2016). The remoteness of the Asal-Ghoubbet rift, strong winds and high temperatures during the field experiment made things even more difficult.

A four-axis articulated arm allowed to perform directional measurements. The radiance of each targetted field was measured using a fixed 8° instantaneous field-of-view (IFOV): this corresponds to a disk of about 20.56 cm in diameter at nadir, assuming a conical view and a distance to the target of 147 cm. This footprint changes to an ellipse with increasing viewing angle: it is four time bigger at a 60° viewing angle. The measurements are made according to the following protocol (Fig. 5): the Chamelon is facing the sun; the solar zenith angle is calculated knowing the Julian day, the universal time, the latitude and longitude of the site; the articulated arm moves in five measurement planes: two principal planes of the Sun (left and right side), one perpendicular plane, and two 45° planes (left and right side). The radiance of the ground is acquired in thirteen viewing directions from −59.11° to +59.09° in each of the five planes, and in-between, the radiance of a Spectralon reference panel (Labsphere) is acquired at nadir. At the end of an acquisition cycle, the arm circularly moves around the device to sample the surface at nadir. A complete cycle thus represents 103 measurements: 7 vertical measurements on the Spectralon panel, 5 × 13 directional measurements and 15 + 16 vertical measurements.

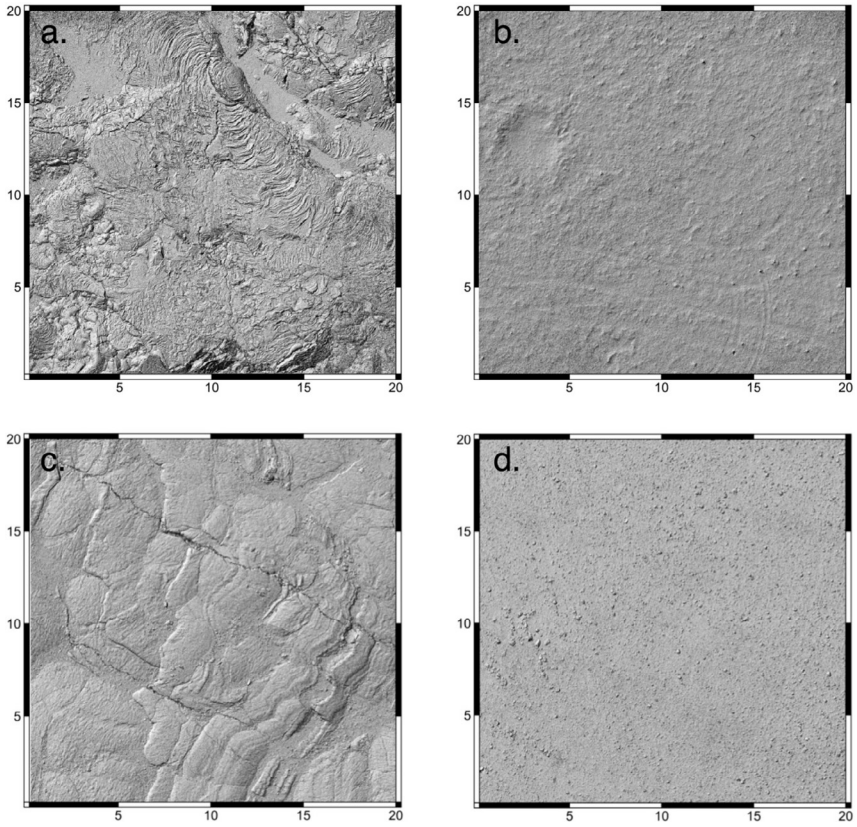


Fig. 3. 20 m long-sided areas extracted from shaded relief maps of digital elevation models for four remarkable sites of the Asal-Ghoubbet rift: sites (a) B, (b) F, (c) M, and (d) R. The spatial resolution of these four DEMs ranges from 2.8 mm to 3.2 mm.

A cycle approximately lasts 17 min whereas the sun zenith and azimuth angles are likely to vary from 0.43° to 4.81° and from 0.83° to 9.32°, respectively, depending on the time of the day. Variations in sun zenith angle are more important early in the morning and late in the afternoon. Conversely, variations in solar azimuthal angle are maximum around noon. Such variations are not inconvenient for the inversion of the Hapke model, because the illumination and viewing angles are exactly known for each measurement.

In order to appraise the spatial variability of the bidirectional reflectance factor, between two and six positions were sampled within each site by moving the Chamelon a few meters. For portability reasons, and since the size of the smallest area measured on the ground must be statistically representative of the site, the rougher terrains have not been measured.

The radiance of the Spectralon panel measured at close intervals is used to determine the BRF of the soils, but also to detect instrumental drifts or to remove data affected by clouds. Fig. 6a shows the reflectance of site A measured between 400 nm and 2500 nm in six viewing directions, symmetrical with respect to the principal plane of the Sun. Ideally, they should be paired: this is the case in the directions 1 and 26 (principal planes of the Sun I and II in the forward direction) and in the directions 27 and 39 (perpendicular plane III), but not in the directions 13 and 14 (principal planes of the Sun I and II in the backward direction). The fact that the Chamelon targets different spots during the acquisition cycle is certainly the cause of the discrepancy that is greater in the backward direction due to the hotspot effect. Fig. 6b displays the BRF of that site in the visible. The asymmetry observed in the hot spot direction is a consequence of the difference of

Table 1
Geographical coordinates, geological description, mean roughness ($\bar{\theta}$) and standard deviation (SD) of 12 sites. The values of $\bar{\theta}$ and SD expressed in degrees are calculated over 25 tiles of 16 m^2 each.

Site	Latitude N	Longitude E	Description	$\bar{\theta}$	SD
A	11.5810209904	42.4930719598	Lapilli deposits	18.6	± 2.1
B	11.5945984130	42.4726550328	Ropy pahoehoe lava	33.4	± 5.1
E	11.5936487248	42.4917893931	Centimetric lava blocks (hyaloclastite) on lacustrine deposits	23.1	± 2.9
F	11.5925120813	42.4958721760	Clay deposits	8.3	± 1.7
H	11.6199221528	42.3965061773	Salt bank	20.9	± 2.2
I	11.5633683315	42.4485707122	Decimetric lava blocs on lacustrine deposits	27.9	± 2.4
M	11.5896442760	42.5030110060	Cracked lava crust	18.3	± 1.9
Q	11.5618838898	42.5136321246	Basalt porphyry lava in the form of slabs	33.1	± 4.2
R	11.5361663318	42.4923411655	Slag on lacustrine deposits	23.1	± 1.3
S	11.5416993639	42.4811000172	Altered aphyric lava	18.3	± 2.6
T	11.5585832484	42.4558691802	Pulverulent limestone, rich in mollusc shells	20.9	± 2.6
Y	11.5864054883	42.4881465853	Reshaped hyaloclastic projections	12.6	± 2.0

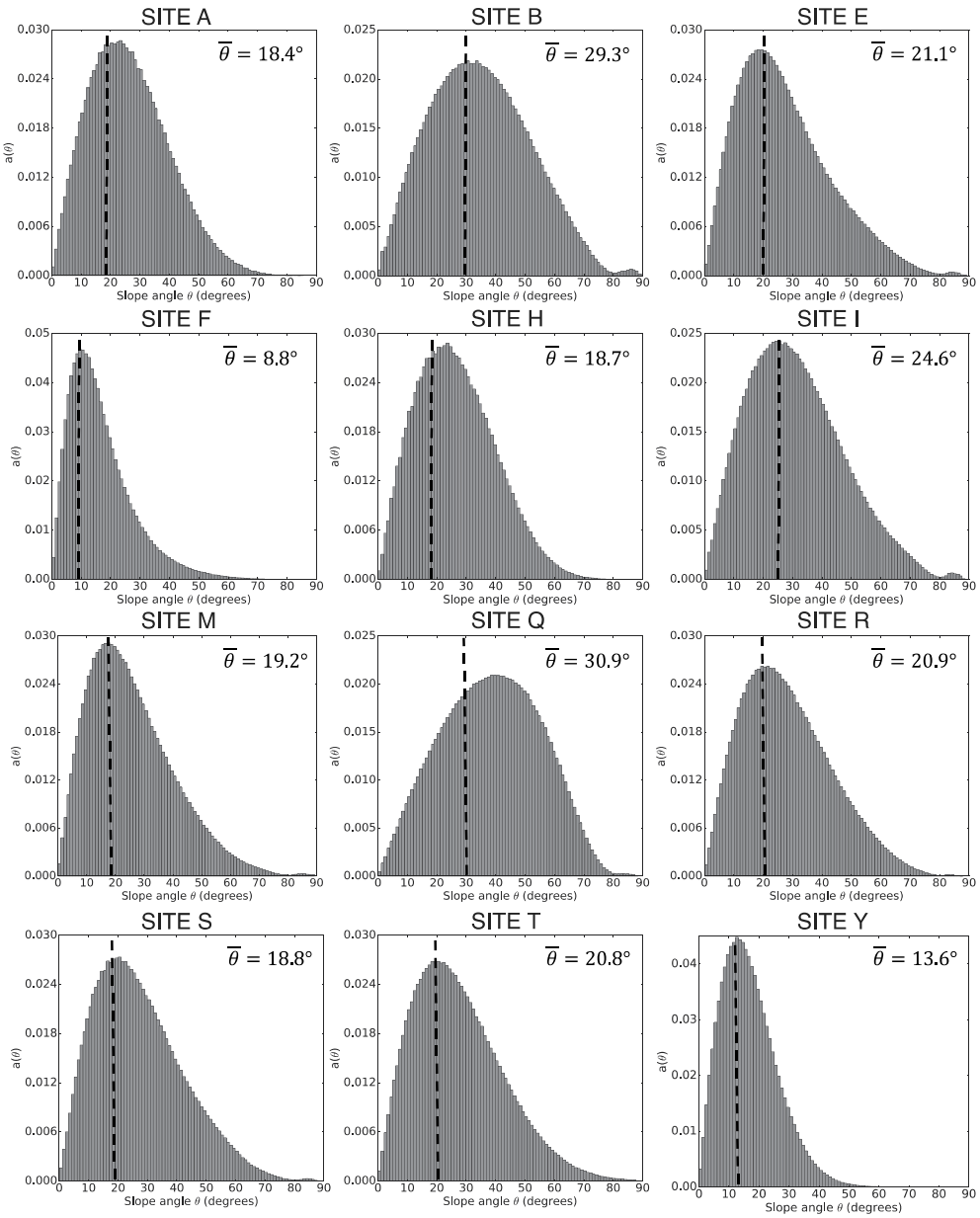


Fig. 4. Slope distribution evaluated on one tile representative of the twelve sites introduced in Fig. 2. The dashed lines correspond to the roughness values $\overline{\theta}$ determined using Eq. (1). Note that the values indicated in each panel are slightly different from those displayed in Table 1, which are averages of 25 tiles.

reflectance measured between the directions 13 and 14.

3. Satellite data

The agility of the Pleiades satellite allows unique measurements of the ground BRF at macroscopic scale. A sensitivity analysis demonstrates the impact of the aerosol optical thickness on the observed BRF. Cross-calibration with the Chamelon data improves the atmospheric correction by fixing the other important factor impacting the correction, i.e., the adjacency radius.

3.1. Pleiades images

The Pleiades 1A and 1B satellites, launched in December 2011 and December 2012, operate on the same quasi-circular orbit at an altitude of 694 km and they are 180° out of phase. They aim to image the surface of the Earth in the visible-near infrared wavelengths with both a 50 cm spatial resolution in panchromatic mode and a 2 m spatial resolution in multispectral mode (blue, green, red, and near infrared) (Fig. 7c). In addition to a high spatial resolution, they offer exceptional agility that allows rapid off-nadir acquisitions up to ~50°, thus offering many different observation geometries (Gleyzes et al., 2012; Lachérade et al., 2012). One can take advantage of this property to produce high resolution DEMs (Rupnik et al., 2018). During the in-orbit commissioning phase of the Pleiades 1B satellite conducted by CNES (Centre national d'études spatiales), a series of twenty-one multiangular images were acquired in video mode in a single flyby of the Asal-Ghoubbet rift on January 26, 2013 (Fig. 7a, b). The total acquisition time was about 4 min, from 7:49:18 UTC to 7:53:27 UTC. The swath along the orbital track varied from ~20 km at nadir to ~60 km at grazing angle. The

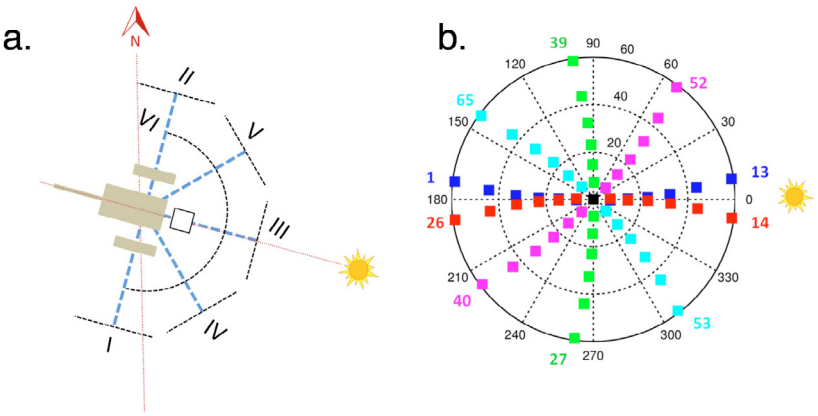


Fig. 5. (a) Measuring planes of the Chamelon field spectro-goniometer: (I) right principal plane of the Sun, (II) left principal plane of the Sun, (III) perpendicular plane, (IV) oblique plane at 45° azimuth on the right, (V) oblique plane at 45° azimuth on the left, and (VI) circular sight. (b) Sampled viewing directions: main plane on the right (blue), main plane on the left (red), perpendicular plane (green), oblique plane at 45° azimuth on the right (magenta), oblique plane at 45° azimuth on the left (cyan). The numbers from 1 to 65 indicate the order of the directional measurements. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

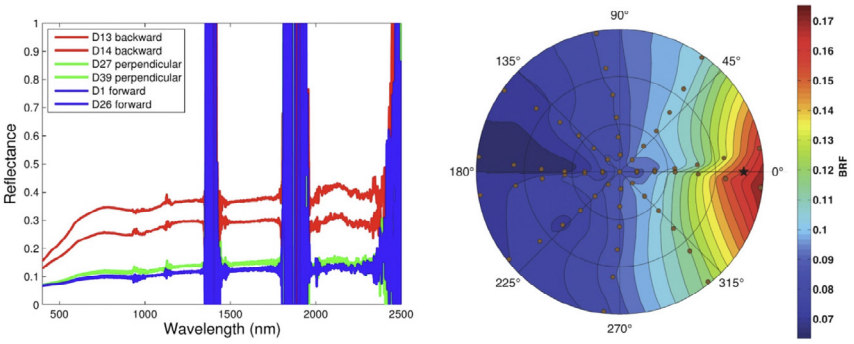


Fig. 6. (left) Reflectance spectra of site A for six viewing directions as described in Fig. 5a. The noisy values around 1400 nm, 1900 nm, and 2500 nm are located in spectral regions where atmospheric water vapor strongly absorbs radiation. (right) Bidirectional reflectance factor of site A averaged over the panchromatic band of Pleiades (see Fig. 7c).

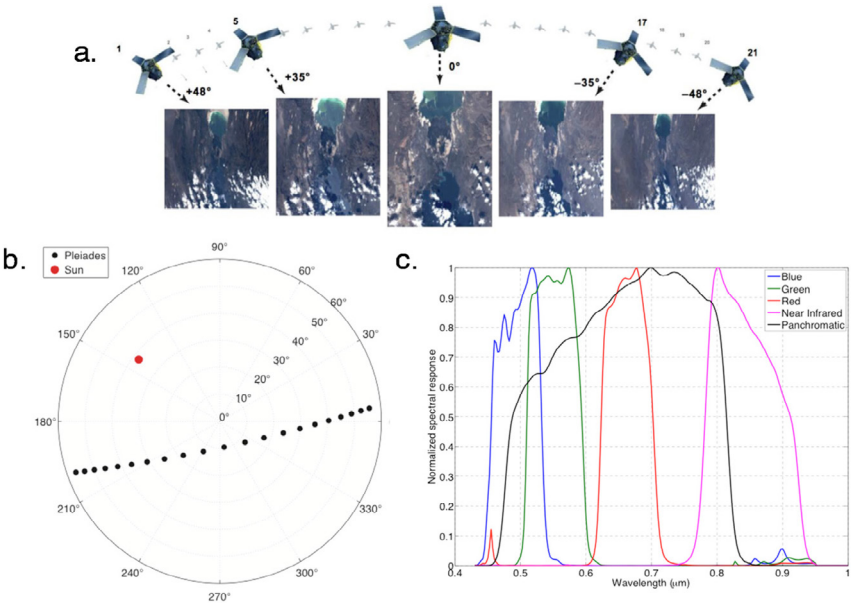


Fig. 7. (a) Visual representation of the Pleiades video acquisition; (b) Observing geometry of the studied zone: the black dots indicate the viewing directions and the red disk the position of the Sun in an azimuth-elevation projection; (c) Normalized spectral bands of the Pleiades satellite (Lachérade et al., 2012). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

high resolution multi-angular reflectances acquired with a large angular sampling over a wide range of surfaces in terms of color, roughness and mineralogical properties, is unique.

3.2. Atmospheric corrections

The atmospheric correction of the 21 Pleiades images is a critical step impacting the shape of the BRF, therefore the accuracy of the retrieved surface roughness. It is based on the 6S radiative transfer code (Vermote et al., 1997) which is implemented in the Orfeo ToolBox library (OTB, https://www.orfeo-toolbox.org/), a set of algorithmic bricks and satellite image processing utilities developed by CNES and designed to process the Pleiades images (Fig. 8). Four atmospheric parameters have to be provided using ancillary datasets: the atmospheric pressure P_a, the water vapor content U_{H_2O}, the ozone content U_{O_3}, and the aerosol optical thickness τ_A. They were all determined over

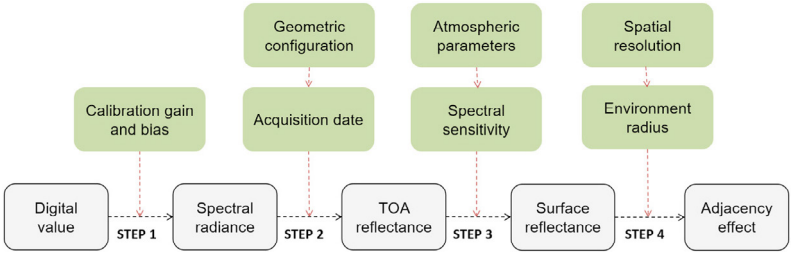


Fig. 8. Orfeo ToolBox (OTB) processing chain for radiometric calibration of the Pleiades images. The white frames represent the steps and the green frames the input parameters. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Djibouti on January 26, 2013.

Atmospheric pressure and ozone content do not vary much spatially and temporally, so they can be estimated from low spatial resolution meteorological data. On the contrary, water vapor and aerosol content are highly variable so the calibration requires data with high temporal and spatial resolution. In the absence of atmospheric measurements as the satellite flew over the Asal-Ghoubbet rift, the aerosol optical thickness was provided by the MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectrometer*) instrument onboard the AQUA satellite: $\tau_A = 0.22$. The water vapor content was also derived from the MODIS instrument onboard the TERRA satellite: $U_{H_2O} = 2.325\ \mathrm{g \cdot cm^{-2}}$. The column ozone content has been derived from the OMI (*Ozone Monitoring Instrument*) spectrophotometer onboard the AURA satellite: $U_{O_3} = 244$ DU. Finally, the Global Modeling and Assimilation Office that supports NASA's Earth Science mission uses the GEOS-5 atmospheric data assimilation model to build a consistent temporal database for sea level atmospheric pressure: $P_a = 1014.72$ hPa.

The 6S code computes four radiometric quantities in the solar domain between 400 nm and 2500 nm: the intrinsic reflectance and the spherical albedo of the atmosphere, the total gaseous transmission, and the total transmittance of the atmosphere along both the sun-surface and surface-satellite optical paths. To take into account the adjacency effect, the average reflectance from contiguous pixels within a circle of radius r around the target pixel is calculated and a correction is made (Appendix A). The processing chain leading to the surface reflectance of the region of interest is applied to the 21 images separately, and the region of interest is then projected onto each sensor geometry as a polygon. The bidirectional reflectance value at a given viewing angle is the mean value of the pixels included in the resulting polygon and the error is the confidence interval at 95%.

3.3. Sensitivity of bidirectional reflectance to atmospheric parameters

As mentioned earlier, the shape of the BRF is of critical importance to the retrieval of accurate surface roughnesses. In order to quantify the impact of atmospheric corrections on the calculation of surface reflectance, a one-factor-at-a-time sensitivity analysis of the atmospheric parameters was carried out on two zones selected on criteria of color and roughness (Fig. 9): zone 1 is a silty, flat and bright surface while zone 2 is basalt, rough and dark lava flow. The reflectance factor is first calculated at ground level using the default parameter set implemented in the OTB: $U_{O3} = 0$ DU, $U_{H_2O} = 2.5\ \mathrm{g \cdot cm^{-2}}$, $P_a = 1030$ hPa, $\tau_A = 0.2$, desert aerosol model, and no adjacency effect correction.

The effect of water vapor is limited to a modulation of the amplitude of the reflectance. It is reduced in the visible with variations $< 5\%$, and notable in the near infrared beyond 700 nm due to the presence of weak absorption bands. The ozone content has a larger impact in the visible, in particular in the green band of Pleiades covering the Chappuis band between 550 nm and 650 nm, and has no effect in the near infrared. The influence is important at grazing angles, which results in a significant deformation of the multi-angular reflectance. The atmospheric pressure has a relative impact of $< 5\%$. Like water vapor, it acts as a scaling factor and is not critical to the correction of the reflectance. Conversely, one can observe a strong influence of aerosol optical thickness on the shape of the reflectance distribution, especially in zone 2 which is darker. The difference with the reference distribution can reach 100% for extreme values, and it tends to increase with the viewing angle or towards shorter wavelengths. Finally, extending the adjacency radius changes both the amplitude and the shape of the reflectance distribution. Therefore, the two most influential atmospheric parameters critical for the determination of soil roughness are the aerosol optical thickness and the adjacency radius.

3.4. Cross-calibration between Pleiades and Chamelon measurements

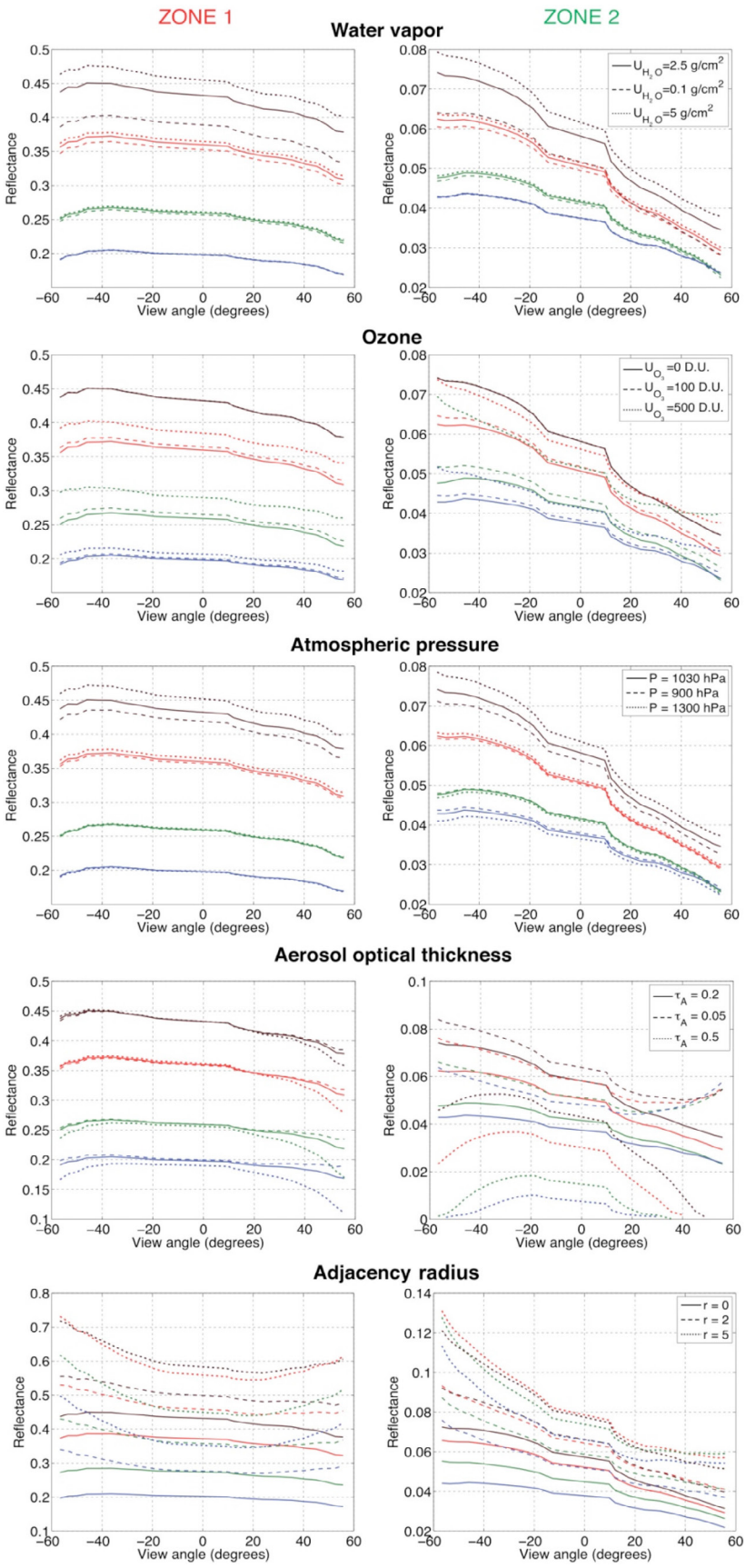
In situ measurements conducted in the Asal-Ghoubbet rift were used as ground truth to check and to adjust the quality of the orbital measurements. We superimposed the Pleiades reflectances acquired in four spectral bands and at 21 viewing angles on the Chamelon reflectances acquired from 400 nm to 900 nm and at 65 viewing angles. Fig. 10 displays the reflectance factor ratio relative to the green band, chosen arbitrarily, for sites F (clay deposits), M (decimetric lava blocs on crust), and T (pulverulent limestone) and two adjacency radii ($r = 0$ and $r = 1$). The agreement is best when $r = 1$ so we used this value to extract the photometric curves of the Pleiades images. On applying this correction the reflectance as derived from Pleiades tends to decrease in the near infrared down to a lower value than in the red (Fig. 10). This effect is greater for site M, the spectral signature of which is typical of lunar basalts (e.g., Staid, 2000; Antonenko and Osinki, 2010).

3.5. Pleiades multiangular reflectance

Fig. 11 illustrates the bidirectional reflectance factor (BRF) extracted over 12 sites in the four spectral bands of the Pleiades satellite after calibration. The average albedo of sites F (clay deposits), T (pulverulent limestone) and H (salt bank) changes from bright to very bright. The shape of the BRF versus the viewing angle of site H is slightly convex, whereas that of site F is flat and collapses at grazing viewing angles. Site T exhibits a negative slope. The shape and magnitude of the BRF of the other sites are similar in the four spectral bands, except at site R for which some points are missing due to the presence of clouds and shadows, and sites B and Q that display lower amplitude. The BRF of sites A, S and Y is similar despite different surface features. The roughest surfaces of sites B and Q are also comparable. At first glance, on can note that the Pleiades BRF does not vary much in shape and that the albedo seems to be a more robust segmentation criterion.

4. Results on soil roughness

In this section we examine whether the mean surface roughness derived from very high resolution DEMs is consistent with the photometric roughness retrieved by inversion of the Hapke model on soil multiangular reflectance data acquired at centimeter and meter scales.



(caption on next page)

Fig. 9. Determination of the bidirectional reflectance factor (BRF) of two contrasted zones (left/right) in the four Pleiades bands (R: red lines, G: green lines, B: blue lines, PIR: black lines) along the acquisition geometry (Fig. 3) for the default parameters set (solid line) and high (dotted line) and low (dashed line) values of the parameters of the atmospheric correction. The adjacency radius r is expressed in pixel. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

4.1. The Hapke model

The bidirectional reflectance factor of a particulate medium can be calculated using the radiative transfer model developed by Hapke (1981). The latest version that considers the porosity correction is written as (Hapke, 2008):

$$\pi r_R(i,e,g) = \frac{K(P)}{\mu_0}\frac{w}{4}\frac{\mu_{0e}}{\mu_{0e}+\mu_e}(p(g,b,c)B_S(B_0,P,g) + M(w,\mu_{0e},\mu_e))S(i,e,g,\bar{\theta}_H) \quad (2)$$

with $K(P)$ the porosity coefficient related to the porosity P of the medium, w the single-scattering albedo (ratio of scattering coefficient to total extinction coefficient), i and e the illumination and viewing angles, respectively ($\mu_0 = \cos i$ and $\mu = \cos e$), $p(g,b,c)$ the phase function for the phase angle g and the phase function parameters b (anisotropy parameter) and c (backscattering coefficient), B_S the function describing the shadow-hiding opposition effect (SHOE) and depending on the parameter B_0, named opposition surge amplitude, M a function modeling multiple scattering, and S a shadowing function quantifying the effects of the photometric roughness $\overline{\theta_H}$ (Appendix B). μ_{0e} and μ_e are the cosines of the effective illumination and viewing angles, the expressions of which depend on $\overline{\theta_H}$.

4.2. Photometric roughness

Many authors have inverted the Hapke model by using conventional non-linear least squares methods (e.g., Jacquemoud et al., 1992; Gunderson et al., 2006; Shepard and Helfenstein, 2007; Wu et al., 2009; Helfenstein and Shepard, 2011) but the parameter uncertainties have been seldom, if ever, determined. Fernando et al. (2015) and Schmidt and Fernando (2015) recently demonstrated the relevance of a probabilistic inversion to estimate the photometric parameters of the model over Mars. We followed their approach on the Pleiades and Chamelon reflectances.

The complete Hapke model depends on six parameters (w, $\bar{\theta}$, B_0, P, b and c) for which no prior information is available. A uniform probability density function (PDF) is thus considered over their range of variation. Outside this range, the PDF equals zero to discard nonphysical solutions. A global sensitivity analysis of the model performed by Labarre et al. (2017) confirmed that the opposition surge amplitude B_0 did not influence the estimation of the other parameters, which was suspected by other authors (e.g., Wu et al., 2009; Fernando et al., 2013). However we left it free during the inversion insofar as the calculation time was not significantly affected. The inversion of the model was performed using the Python PyMC library (Patil, 2010) that implements Bayesian statistical models and fitting algorithms, including Markov Chains Monte Carlo. The retrieved values of the parameters are the median of the a posteriori PDF provided by PyMC, and the uncertainties corresponds to the 95% confidence interval. The inversion is a two-stage process: first synthetic tests are carried out in different geometrical configurations; second the model is inverted on the Pleiades and Chamelon data. Only three parameters are likely to be accurately constrained by inversion from the observations: w, $\overline{\theta_H}$ and b.

Since the grain size is assumed to be larger than the wavelength (a major hypothesis of the model), the roughness and the phase function parameters are assumed to be wavelength independent. Same with the porosity and the opposition effect parameter, the influence of which on the model is small. Therefore, the single scattering albedo, which is related to the optical constants of the constituting materials of the medium, is the only wavelength-dependent parameter. Because of the interactions between w and some parameters (Labarre et al., 2017), their estimated values may vary with wavelength, although this is physically meaningless.

The inversion of the Hapke model was first conducted both on the spectral (R, G, B and NIR) and the panchromatic (P) bands of Pleiades. In total 21 viewing angles were available for the 12 sites except for site R where the number of observations was reduced to 13 due to the presence of clouds in some images. Although the preliminary tests revealed a deterioration in the estimation of the photometric parameters as the number of observations decreased, the constraint on the parameters remained good on this site. Assuming that only w varies spectrally, we also inverted the model on the four spectral bands simultaneously, as suggested by Jacquemoud et al. (1992), Chappell et al. (2006) and Wu et al. (2009). This led to the retrieval of 9 parameters: the four single scattering albedos (w_R, w_G, w_B and w_{NIR}), the photometric roughness ($\overline{\theta_H}$), the two phase function parameters (b and c), the

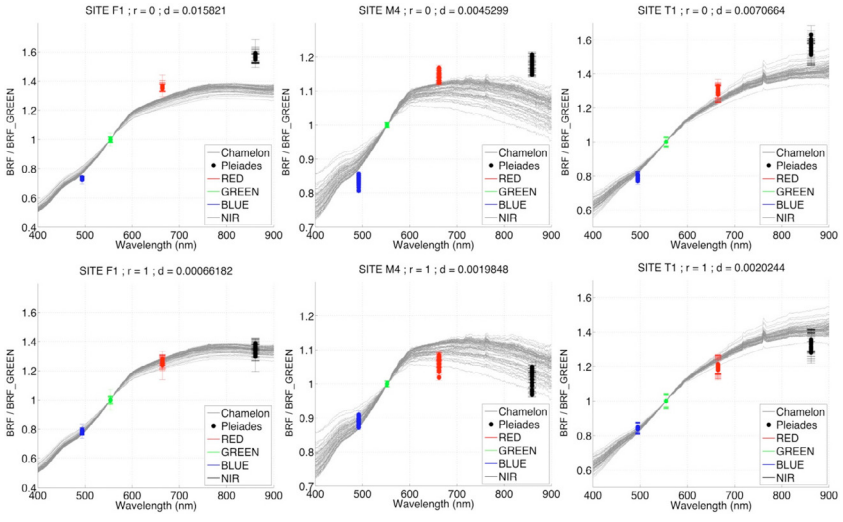


Fig. 10. Comparison between the ratio to the green band of the bidirectional reflectance factor (BRF) spectra for the Chamelon (gray curves) and Pleiades (colored dots) for different values of the adjacency effect radius ($r = 0$ at the top; $r = 1$ at the bottom) and for the sites F (left), M (middle) and T (right) of the Asal-Ghoubbet rift. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

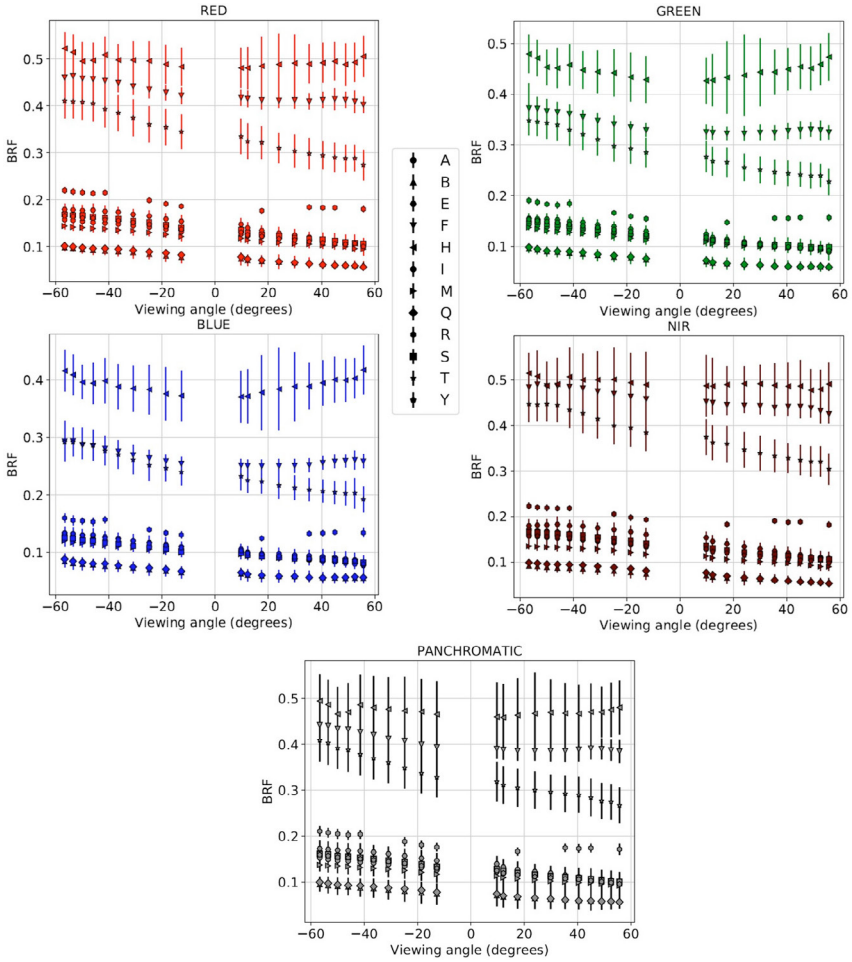


Fig. 11. Bidirectional reflectance factor (BRF) measured by Pleiades at twelve sites of the Asal-Ghoubbet rift in the four spectral bands and the panchromatic band of the sensor. By convention, the negative viewing angles correspond to azimuth angles ranging from 90° to 270° (Fig. 7b).

Table 2
Single scattering albedo w and photometric roughness $\overline{\theta_H}$ estimated by inversion of the Hapke model on multispectral (MS) and panchromatic (P) data. B, G, R and NIR stand for the blue, green, red and near-infrared bands of Pleiades, respectively.

Site	Sensor	Photometric roughness $\overline{\theta_H}$		Single scattering albedo w				
		P	MS	P	B	G	R	NIR
A	Pleiades	21.1 ± 16.1	21.9 ± 3.2	0.34 ± 0.17	0.26 ± 0.09	0.29 ± 0.11	0.33 ± 0.12	0.34 ± 0.12
	Chamelon	25.8 ± 6.8	24.7 ± 3.7	0.33 ± 0.15	0.28 ± 0.10	0.37 ± 0.12	0.37 ± 0.12	0.39 ± 0.12
B	Pleiades	28.5 ± 27.2	19.9 ± 16.2	0.30 ± 0.26	0.22 ± 0.09	0.24 ± 0.10	0.25 ± 0.10	0.24 ± 0.10
E	Pleiades	33.7 ± 23.6	29.2 ± 6.5	0.46 ± 0.29	0.33 ± 0.12	0.38 ± 0.13	0.43 ± 0.14	0.44 ± 0.15
	Chamelon	30.5 ± 7.3	30.7 ± 3.6	0.40 ± 0.18	0.31 ± 0.14	0.35 ± 0.15	0.43 ± 0.17	0.46 ± 0.17
F	Pleiades	24.8 ± 15.8	27.1 ± 5.2	0.86 ± 0.13	0.43 ± 0.69	0.79 ± 0.13	0.88 ± 0.11	0.90 ± 0.09
	Chamelon	19.5 ± 3.4	18.9 ± 2.4	0.93 ± 0.04	0.81 ± 0.04	0.88 ± 0.04	0.94 ± 0.03	0.95 ± 0.02
H	Pleiades	14.8 ± 14.7	22.5 ± 14.5	0.89 ± 0.16	0.86 ± 0.13	0.90 ± 0.11	0.93 ± 0.10	0.93 ± 0.10
	Chamelon	22.2 ± 5.7	21.6 ± 2.7	0.93 ± 0.05	0.88 ± 0.03	0.91 ± 0.03	0.94 ± 0.02	0.96 ± 0.02
I	Pleiades	31.8 ± 22.0	30.6 ± 8.6	0.44 ± 0.28	0.35 ± 0.15	0.39 ± 0.16	0.43 ± 0.17	0.43 ± 0.17
M	Pleiades	32.1 ± 21.6	28.3 ± 4.5	0.40 ± 0.27	0.32 ± 0.12	0.35 ± 0.13	0.37 ± 0.13	0.36 ± 0.13
	Chamelon	40.8 ± 5.0	41.5 ± 3.5	0.28 ± 0.14	0.19 ± 0.06	0.21 ± 0.07	0.23 ± 0.07	0.23 ± 0.07
Q	Pleiades	26.4 ± 25.5	19.0 ± 13.5	0.26 ± 0.25	0.20 ± 0.08	0.22 ± 0.08	0.23 ± 0.09	0.23 ± 0.08
	Chamelon	22.0 ± 7.0	22.0 ± 3.6	0.21 ± 0.09	0.18 ± 0.07	0.19 ± 0.07	0.21 ± 0.08	0.21 ± 0.08
R	Pleiades	24.0 ± 15.7	25.7 ± 3.3	0.53 ± 0.23	0.42 ± 0.14	0.47 ± 0.14	0.54 ± 0.15	0.54 ± 0.15
	Chamelon	25.4 ± 6.30	25.5 ± 3.1	0.45 ± 0.17	0.40 ± 0.10	0.45 ± 0.11	0.51 ± 0.11	0.54 ± 0.12
S	Pleiades	29.4 ± 22.4	24.6 ± 4.9	0.41 ± 0.28	0.28 ± 0.10	0.33 ± 0.11	0.37 ± 0.11	0.36 ± 0.12
T	Pleiades	26.4 ± 20.2	24.3 ± 14.2	0.74 ± 0.25	0.54 ± 0.17	0.61 ± 0.18	0.69 ± 0.18	0.73 ± 0.18
	Chamelon	23.1 ± 5.3	22.1 ± 2.9	0.71 ± 0.18	0.58 ± 0.12	0.64 ± 0.12	0.73 ± 0.12	0.79 ± 0.12
Y	Pleiades	31.4 ± 23.7	24.4 ± 14.2	0.45 ± 0.28	0.32 ± 0.12	0.36 ± 0.14	0.38 ± 0.15	0.37 ± 0.15

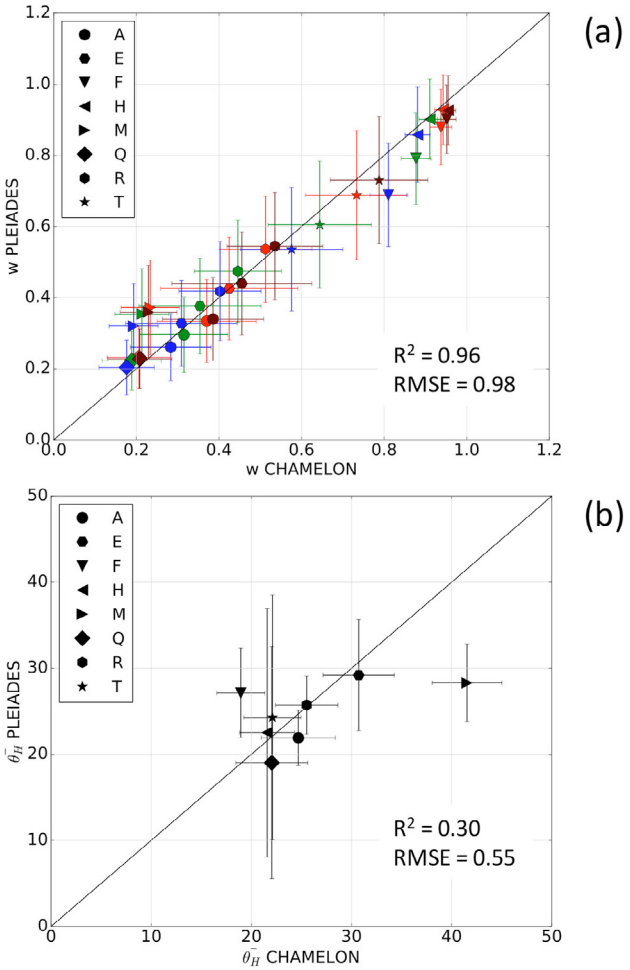


Fig. 12. Comparison of the photometric parameters estimated by Bayesian inversion of the Hapke model on the Pleiades and Chamelon data. (a) Single scattering albedo (blue, green, red and violet colors represent the four Pleiades spectral bands) and (b) Photometric roughness. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

porosity (P) and the opposition surge amplitude (B_0). By providing better observational constraints, the quality of the retrieval is generally improved. Without information on the uncertainty associated with the Chamelon observations, we fixed it to 10% of the observed values. Although between two and six complete BRFs are available in each site, we inverted the Hapke model on only one chosen on the basis of the stability of atmospheric conditions, the homogeneity of the surface, and the symmetry of the BRF with respect to the principal plane of the Sun. The Chamelon spectra were convoluted by the filter functions of the Pleiades sensor displayed in Fig. 3c to obtain spectrally homogeneous data. The retrieved values of $\overline{\theta_H}$, the parameter of interest, are gathered in Table 2 and Fig. 12. The single scattering albedo w is added to check consistency of the Chamelon-Pleiades cross-calibration.

On the one hand, the single scattering albedo of these sites covers the entire possible range of variation (from 0.21 to 0.93). The high values ($w > 0.8$) retrieved in sites F and H, the brightest surfaces, are close to values found over snowy surfaces or on icy satellites (Verbiscer et al., 2013). The synthetic tests showed a trend to overestimate this parameter, despite a good constraint brought by the a posteriori PDF. It is therefore likely that the true value of w is less than that estimated. However, the relative values are coherent: the sites made of blocks and slabs of basaltic lava flows (B, M, and Q) are the darkest ($w < 0.4$), those made of granular deposits and boulders on sedimentary deposits (A, E, I, R, and S) are moderately bright ($0.4 < w < 0.6$), and those made of clay, salt and limestones (F, H, and T) are the brightest ($w > 0.6$). As for the spectral evolution of w, it agrees with previous studies (e.g., Johnson et al., 2006a, 2006b; Chappell et al., 2009; Wu et al., 2009; Sato et al., 2014). Fig. 12a shows the very good agreement between the single scattering albedo estimated from Pleiades and in situ Chamelon instrument. This is not surprising since the geometric correction parameter r has been chosen so as to minimize the residual error between the Chamelon and Pleiades data.

On the other hand, the retrieved values of $\overline{\theta_H}$ fluctuate between 15° and 35°. These values do not appear to reflect the relatively wide range and increasing macroscopic roughnesses observed in Fig. 2. For instance, the photometric roughness of site F might be expected much lower than that of site Q, which is not the case. Fig. 12b shows that the photometric roughness derived either from space or in situ coincides for almost all the sites, except for sites F and M. In the first case, the value estimated from the Pleiades data is larger, and in the second, it is lower. These discrepancies lie in a poor adjustment of the Hapke model illustrated by larger root-mean-square errors for sites F and M than for the other sites.

5. Discussion

The equivalence between the photometric roughness $\overline{\theta_H}$ estimated by inversion of the Hapke model and the mean roughness $\bar{\theta}$ measured in the field is not straightforward (Tables 1 and 2, Fig. 13). The former integrates all scales from the sub-millimeter scale to the decimeter scale, while the latter is derived from the slope distribution at the smallest DEM scale (~3 mm), assumed to be Gaussian. In most cases, the error bars are compatible with the hypothesis that $\overline{\theta_H} = \bar{\theta}$. Among the sites providing an error < 25%, one can differentiate three groups:

- Sites A and S that are smooth surfaces consisting of centimetric grains, with similar mean roughness ($\bar{\theta} = 18.57^{\circ}$ for site A and $\bar{\theta} = 18.31^{\circ}$ for site S). The uncertainty on $\overline{\theta_H}$ is < 16%.
- Sites E, I, R, and T that are made of centimetric to decimetric blocks. The a posteriori error on the photometric roughness is more significant, but the correspondence is very good for sites I, R and T. Sites E and R have a very close spatial structure (slag deposits on lacustrine sediments, Fig. 2) leading to similar $\bar{\theta}$ values. However, the difference between $\overline{\theta_H}$ and $\bar{\theta}$ for site E is slightly larger.
- Site H that corresponds to the salt lake with a granular structure and optical properties deviating from those of rocky terrain. The uncertainty on the $\overline{\theta_H}$ estimate is very large.

The retrieval is poor for sites B (ropy pahoehoe lava), Q (basalt porphyry lava), F (clay deposits), Y (hyaloclastic projections) and M (cracked lava crust). The estimated photometric roughnesses is similar for sites B and Q that are comparable in terms of visual aspect of surface roughness. As far as the Chamelon is concerned, the photometric roughness and the mean roughness measured in the field agree well for moderate roughness (sites A, E, H, R, and T) with a relative error of 17.2%. The absence of correlation for sites F, M and Q still comes out.

The sources of discrepancy are difficult to identify. The Orfeo ToolBox used for the atmospheric correction assumes that the surface is Lambertian, which is naturally wrong in nature and may affect the calculation of the reflectance (e.g., Lyasputin, 1999; Li et al., 2010; Ceamanos et al., 2013). The effect of the local topography can be also accounted for but we ignored it here because the surfaces studied are nearly flat. Li et al. (2012) highlighted the effectiveness of these two corrections on Landsat temporal data. Therefore, it is likely that an approximate atmospheric correction based on Lambertian assumptions has an impact on the estimation of surface roughness, especially at grazing viewing angles.

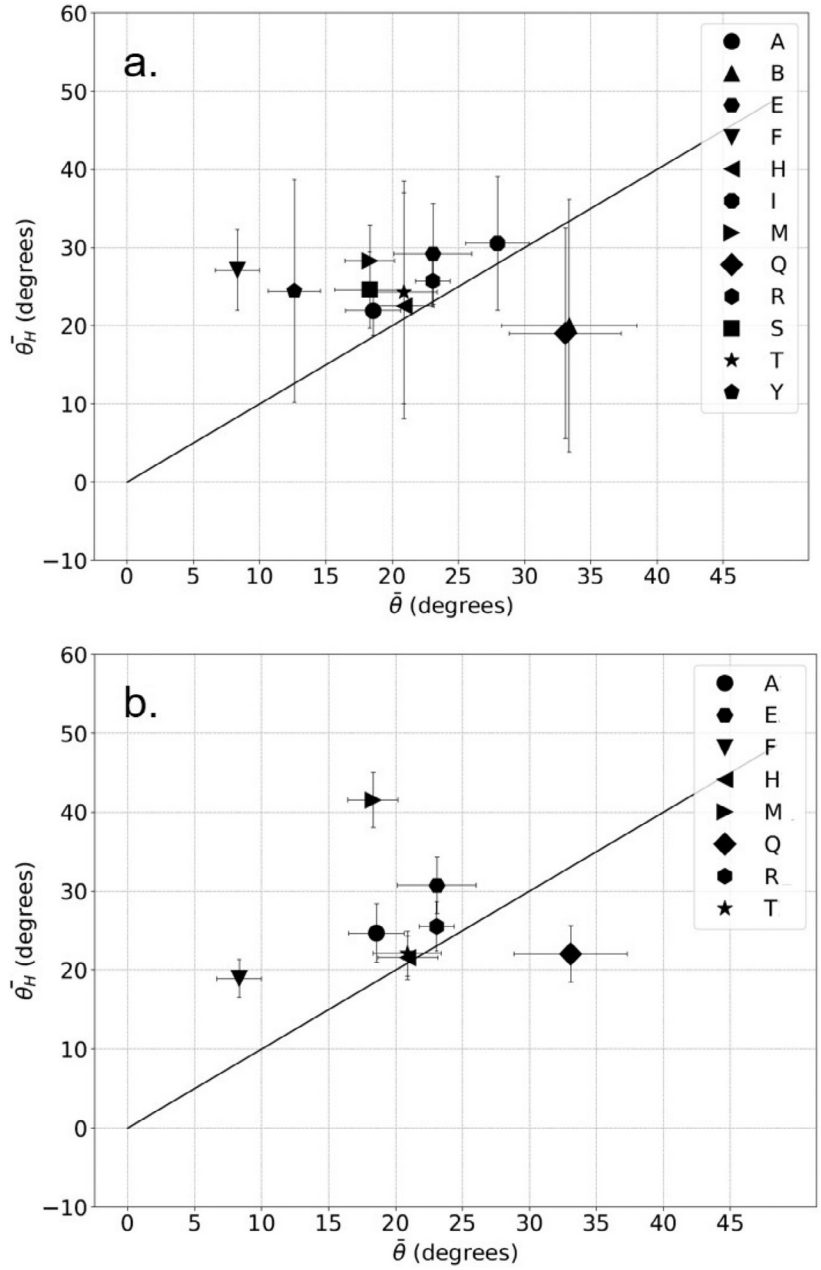


Fig. 13. Estimated photometric roughness $\overline{\theta_H}$ as a function of the measured mean roughness $\bar{\theta}$ for 12 sites (see Fig. 2) from (a) Pleiades data and (b) Chamelon data.

The estimation of surface roughness through photometric roughness seems to be satisfactory on surfaces displaying granular structures, the size of which is greater than a centimeter, or small blocks. In the case of finer-grained surfaces or more complex structures (slabs, fractures, depressions), the Hapke model fits the observations but the roughness estimates are biased. The performance of the inversion may be poor if the surface departs too much from the hypotheses of the Hapke model. Moreover, the photometric roughness that measures shading at the particle scale is supposed to also depend on the transparency of the particles and their scattering behavior (e.g., Shepard and Campbell, 1998; Cord et al., 2003; Pilorget et al., 2016). Finally, the Hapke model considers a collimated incident light while the atmospheric scattering makes the sun light a spread source for terrestrial surfaces. This tends to reduce the shadowing on the surface and to underestimate the photometric roughness. Note that the part of the reflectance due to diffuse light is still a pending question on soils, while it has been quantified for a long time on vegetation. Last but not least, Labarre et al. (2017) showed that the photometric roughness was controlled by the smallest scales of the surface. Thus, it is likely that this parameter is sensitive to scales smaller than the scale of the DEMs produced in this study for the computation of the mean roughness parameter. This would result in an underestimation of $\bar{\theta}$, in particular for the smoothest surfaces.

6. Conclusion

We have investigated the capacity of the Hapke model to retrieve the surface roughness of bare soils from multiangular reflectance data.

This model is indeed commonly used in planetary science even if its validation is still an open issue. We aimed at coupling in situ measurements on bare soils with remote multiangular observations at high resolution to address this issue or show the potentials and limits of these data and method. Because of its agility and spatial resolution, the Pleiades satellite was able to measure angular reflectance of natural surfaces of reduced extend and wide diversity, from space, from a large number of viewing angles, which, with a few exceptions is unique on Earth remote sensing. If performant this model would provide a new physical description of bare soils with many derived applications.

For the first time we measured the topography of large areas (~20 m × 20 m) at the millimeter scale, determined their surface roughness defined as the mean slope angle, and tried to relate the photometric roughness as derived from to multi-angular optical data acquired in the field of from space. We showed that the atmospheric correction is critical to estimate surface roughness, due to the strong influence of aerosols but also of the adjacency effect on the shape and amplitude of the bidirectional reflectance. Part of this issue was solved by cross-calibrating remote and in situ observations in R, G, B and IR bands. We emphasized that the Lambertian assumption enclosed in the software used for the atmospheric correction may have an impact on the results. A Bayesian inversion of the Hapke model was conducted to cope with the non-linearity of the model and to assess the uncertainties associated with parameter estimation. Two approaches were explored: the first one consisting of a simultaneous inversion on the four Pleiades bands, assuming that the single scattering albedo is the only wavelength-dependent parameter, and the second one consisting of an inversion on the panchromatic band. Results were found better in the first case, with greatly reduced uncertainties on the parameters, because of better observational constraints.

This study revealed that the coherence between the photometric roughness $\overline{\theta_H}$ and the mean roughness $\bar{\theta}$ was good for moderately rough surfaces presenting homogeneous granular structures, but poor for solid floor areas or highly rough surfaces presenting more complex structures (slabs, hollows, fractures), which do not fit Hapke model hypotheses. This article is the result of an exploratory work and provides a framework to scientists wishing to estimate surface roughness using optical remote sensing. Other experiments will be required at different scales, including the topographic one, before we totally understand the determinism of soil bidirectional reflectance.

Acknowledgments

The PhD thesis of Sébastien Labarre was funded by the Direction générale de l'armement (DGA) and by the Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives (CEA). Field data were acquired in the frame of the CAROLInA (*Characterization of Multi-Scale Roughness using OpticaL ImAgery*) project funded by CNES. The authors would like to thank Sophie Lachérade (CNES) and Claire Tinel (CNES) who enabled us to acquire the Pleiades images, Jean-Bernard de Chabalier (IPGP) who guided part of the team in the Asal-Ghoubbet rift during the exploratory mission in April 2015, Hélène Robic (IPGP), Michel Diament (IPGP) and Yann Klinger (IGGP) for their invaluable help, the CERD team who provided us logistical assistance on the ground. Fig. 1 contains modified Copernicus Sentinel data 2018, processed by ESA.

Appendix A. Calibration and atmospheric corrections

The calibration and atmospheric correction of the Pleiades images follow the four steps illustrated in Fig. 8. First the numerical value X_k recorded in band k is converted to spectral radiance [$W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$] according to

$$I_{k,TOA} = \frac{X_k}{\alpha_k} + \beta_k \tag{A1}$$

where $I_{k,\ TOA}$ is the radiance measured at the top of the atmosphere, α_k is the absolute calibration gain, and β_k is the absolute calibration bias. These two parameters are contained in the metadata. The radiance value can be then converted into a TOA reflectance factor:

$$\rho_{k,TOA} = \frac{\pi I_{k,TOA} {d_0}^2}{J_{k,i}\, \mu_0} \tag{A2}$$

with $J_{k,\ i}$ the solar illumination at the upper limit of the atmosphere for the Earth-Sun distance d_0 expressed in astronomical units, at the date of acquisition. In order to calculate the surface reflectance, one needs to provide the atmospheric pressure P_a [hPa], the water vapor content U_{H_2O} [$g \cdot cm^{-2}$], the ozone content U_{O3} [DU], the aerosol optical thickness τ_A at 550 nm, a predefined aerosol model (desert) to determine the aerosol phase function P_A and the single scattering albedo ω_0, as well as sensor intrinsic parameters (solar and viewing zenith and azimuth angles, acquisition date, sensor spectral response at a given wavelength).

Gases and aerosols are the two major atmospheric constituents causing the extinction of solar radiation by absorption or scattering. According to Vermote et al. (1997), the TOA reflectance factor of a uniform and Lambertian surface illuminated with an incidence angle i and observed at a viewing angle e, is written as

$$\rho_{TOA} = \rho_{atm} + T(i)T(e)\frac{\rho_t}{1 - \rho_t S} \tag{A3}$$

with ρ_{atm} the intrinsic atmospheric reflectance factor, $T(i)$ and $T(e)$ the total atmospheric transmittances in the illumination (i) and viewing (e) directions, ρ_t the reflectance factor of the target, and S the atmospheric spherical albedo. Taking explicitely into account absorption by water vapor and ozone, the TOA reflectance factor ρ_{TOA} at a given wavelength becomes:

$$\rho_{TOA}(i,e,\phi,P_a,\tau_A,\omega_0,P_A,U_{H_2O},U_{O_3}) = T(i,e,\phi,P_a,U_{O_3})\left[\rho_{atm}(i,e,\phi,P_a,\tau_A,\omega_0,P_A,U_{H_2O}) + T_{atm}(i,e,\phi,P_a,\tau_A,\omega_0,P_A)\frac{\rho_t}{1 - \rho_t S(P_a,\tau_A,\omega_0,P_A)}T_{H_2O}(i,e,U_{H_2O})\right] \tag{A4}$$

with U_{H_2O} the total atmospheric water vapor content [$g \cdot cm^{-2}$], U_{O_3} the total column ozone content [DU], T_{H_2O} the transmittance of atmospheric water vapor, T the transmittance of all other gases, T_{atm} the total atmospheric transmittance, $\phi = \phi_e - \phi_i$ the relative azimuth angle, P_a the atmospheric pressure [hPa], τ_A the aerosol optical thickness, ω_0 the aerosol single scattering albedo, and P_A the aerosol phase function.

To take into account the nonuniformity of the surface, the average reflectance $\langle\rho\rangle$ of the pixels surrounding the target pixel is computed as (Vermote et al., 1997):

$$\langle \rho \rangle = \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \rho'(r,\psi)\, F(r)\, d\psi\, dr \tag{A5}$$

with $F(r)$ the environmental function (probability that a photon incident on the target be scattered and impacts the surface within a circle of radius r around the target center) and $\rho'(r,\psi)$ the surface reflectance in polar coordinates. The boundary conditions are $F(0) = 0$ and $F(\infty) = 1$. $F(r)$ is a complex function of the molecule and aerosol phase function, their optical thickness and vertical distribution. Their contribution can be taken into account separately:

$$F(r) = \frac{t_d^R(e)\, F_R(r) + t_d^A(e)\, F_A(r)}{t_d(e)} \tag{A6}$$

with ${t_d}^R(\mu)$ and ${t_d}^A(\mu)$ the diffuse transmission factors for molecules and aerosols. Finally, the surface reflectance ρ_c is expressed as

$$\rho_c = \frac{\rho_t T(e) - \langle \rho \rangle t_d(e)}{e^{-\tau/\mu}} \tag{A7}$$

where $t_d(e)$ is the diffuse transmittance factor in the viewing direction, τ is the atmospheric optical thickness and $\mu = \cos e$.

Appendix B. Shadowing function

The shadowing function used in Eq. (2) is detailed in Hapke (2012). There are two different ways of calculating it:

$$S(i,e,g,\overline{\theta_H})_{i \le e} = \frac{\mu_e}{\eta(e)} \frac{\mu_0}{\eta(i)} \frac{\chi(\overline{\theta_H})}{1 - f(\phi) + f(\phi)\chi(\overline{\theta_H})[\mu_0/\eta(i)]} \tag{B1}$$

$$S(i,e,g,\overline{\theta_H})_{i > e} = \frac{\mu_e}{\eta(e)} \frac{\mu_0}{\eta(i)} \frac{\chi(\overline{\theta_H})}{1 - f(\phi) + f(\phi)\chi(\overline{\theta_H})[\mu/\eta(e)]} \tag{B2}$$

with i and e are the illumination and viewing angles, $\overline{\theta_H}$ is the photometric roughness, $\mu_0 = \cos i$, $\mu = \cos e$, and μ_e is the cosine of the effective viewing angle. The functions χ, η and f are written as

$$\chi(\overline{\theta_H}) = \frac{1}{1 + \pi tan^2(\overline{\theta_H})} \tag{B3}$$

$$\eta(x) = \chi(\overline{\theta_H}) \left[\cos(x) + \sin(x) \tan(\overline{\theta_H}) \frac{E_2(x)}{2 - E_1(x)} \right] \tag{B4}$$

$$f(\phi) = exp\left(-2\, tan\left(\frac{\phi}{2}\right)\right) \tag{B5}$$

with

$$E_1(x) = exp\left(-\frac{2}{\pi} cot(\overline{\theta_H})\, cot(x)\right) \tag{B6}$$

$$E_2(x) = exp\left(-\frac{1}{\pi} cot^2(\overline{\theta_H}) cot^2(x)\right) \tag{B7}$$

Appendix C. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found in the online version, at https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.02.014. These data include the Google map of the most important areas described in this article.

References

Antonenko, I., Osinki, G.R., 2010. In: Automated Detection of Basalt Spectra in Clementine Lunar Data. Proc. 41st Lunar and Planetary Science Conference. pp. 26–27.
Bachmann, C.M., Abelev, A., Montes, M.J., Philpot, W., Gray, D., Doctor, K.Z., Fusina, R.A., Mattis, G., Chen, W., Noble, S.D., Coburn, C., Corl, T., Slomer, L., Nichols, C.R., van Roggen, E., Hughes, R.J., Carr, S., Kharabash, S., Brady, A., Vermillion, M., 2016. Flexible field goniometer system: the goniometer for outdoor portable hyperspectral earth reflectance. J. Appl. Remote. Sens. 10 (3), 036012.
Beck, P., Pommerol, A., Thomas, N., Schmitt, B., Moynier, F., Barrat, J.A., 2012. Photometry of meteorites. Icarus 218 (1), 364–377.
Bretar, F., Arab-Sedze, M., Champion, J., Pierrot-Deseilligny, M., Heggy, E., Jacquemoud, S., 2013. An advanced photogrammetric method to measure surface roughness: application to volcanic terrains in the Piton de la Fournaise, Reunion Island. Remote Sens. Environ. 135, 1–11.
Caminiti, A.M., 2000. Le fossé d'Asal et le lac Abhé. Deux sites géologiques exceptionnels en République de Djibouti. Editions Couleur Locale (128 pp.).
Ceamanos, X., Douté, S., Fernando, J., Schmidt, F., Pinet, P., Lyapustin, A., 2013. Surface reflectance of Mars observed by CRISM/MRO: 1. Multi-angle Approach for Retrieval of Surface Reflectance from CRISM observations (MARS-ReCO. J. Geophys. Res. Planets 118 (3), 514–533.
Chappell, A., Zobeck, T.M., Brunner, G., 2006. Using bi-directional soil spectral reflectance to model soil surface changes induced by rainfall and wind-tunnel abrasion. Remote Sens. Environ. 102 (3–4), 328–343.
Chappell, A., Leys, J.F., McTainsh, G.H., Strong, C., Zobeck, T.M., 2009. Simulating Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer (MISR) sampling and retrieval of soil surface roughness and composition changes using a bi-directional soil spectral reflectance model. In: Roeder, A., Hill, J. (Eds.), Recent Advances in Remote Sensing and Geoinformation Processing for Land Degradation Assessment. Taylor & Francis, pp. 243–259.
Cierniewski, J., 1987. A model for soil surface roughness influence on the spectral response of bare soil in the visible and near-infrared range. Remote Sens. Environ. 23 (1), 97–115.
Cord, A., Pinet, P., Daydou, Y., Chevrel, S., 2003. Planetary regolith surface analogs: optimized determination of Hapke parameters using multi-angular spectro-imaging laboratory data. Icarus 165 (2), 414–427.
Despan, D., Bedidi, A., Cervelle, B., 1999. Bidirectional reflectance of rough bare soil surfaces. Geophys. Res. Lett. 26 (17), 2777–2780.
Doctor, K.Z., Bachmann, C.M., Gray, D.J., Montes, M.J., Fusina, R.A., 2015. Wavelength dependence of the bidirectional reflectance distribution function (BRDF) of beach sands. Appl. Opt. 54 (31), F243.
Fernando, J., Schmidt, F., Ceamanos, X., Pinet, P., Douté, S., Daydou, Y., 2013. Surface reflectance of Mars observed by CRISM/MRO: 2. Estimation of surface photometric properties in Gusev Crater and Meridiani Planum. J. Geophys. Res. Planets 118,

534–559.
Fernando, J., Schmidt, F., Pilorget, C., Pinet, P., Ceamanos, X., Douté, S., Daydou, Y., Costard, F., 2015. Characterization and mapping of surface physical properties of Mars from CRISM multi-angular data: application to Gusev Crater and Meridiani Planum. Icarus 253, 271–295.
Furey, J., 2016. Laboratory goniometer approach for spectral polarimetric directionality. In: Chenault, D.B., Goldstein, D.H. (Eds.), Proc. Polarization: Measurement, Analysis, and Remote Sensing XII. vol. 9853. SPIE, Baltimore, MD, USA, pp. 98530I 17 April 2016.
Gilliot, J.M., Vaudour, E., Michelin, J., 2017. Soil surface roughness measurement: a new fully automatic photogrammetric approach applied to agricultural bare fields. Comput. Electron. Agric. 134, 63–78.
Gleyzes, M.A., Perret, L., Kubik, P., 2012. Pleiades system architecture and main performances. In: International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, XXII ISPRS Congress, 25 August–01 September 2012, Melbourne, Australia. vol. XXXIX-B1. pp. 537–542.
Gunderson, K., Thomas, N., Whitby, J.A., 2006. First measurements with the Physikalisches Institut Radiometric Experiment (PHIRE). Planet. Space Sci. 54 (11), 1046–1056.
Hapke, B., 1981. Bidirectional reflectance spectroscopy: 1. Theory. J. Geophys. Res. Solid Earth 86 (B4), 3039–3054.
Hapke, B., 1984. Bidirectional reflectance spectroscopy: 3. Correction for macroscopic roughness. Icarus 59 (1), 41–59.
Hapke, B., 2008. Bidirectional reflectance spectroscopy: 6. Effects of porosity. Icarus 195 (2), 918–926.
Hapke, B., 2012. Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy. Cambridge University Press (528 pages).
Harms, J.D., Bachmann, C.M., Faulring, J.W., Ruiz Torres, A.J., 2016. A next generation field-portable goniometer system. In: Velez-Reyes, M., Messinger, D.W. (Eds.), Proc. Algorithms and Technologies for Multispectral, Hyperspectral, and Ultraspectral Imagery XXII. vol. 9840. SPIE, Baltimore, MD, USA, pp. 98400J 17 April 2016.
Helfenstein, P., Shepard, M.K., 2011. Testing the Hapke photometric model: improved inversion and the porosity correction. Icarus 215 (1), 83–100.
Irons, J.R., Campbell, G.S., Norman, J.M., Graham, D.W., Kovalick, W.M., 1992. Prediction and measurement of soil bidirectional reflectance. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 30 (2), 249–260.
Jacquemoud, S., Baret, F., Hanocq, J.F., 1992. Modeling spectral and bidirectional soil reflectance. Remote Sens. Environ. 41 (2–3), 123–132.
Johnson, J.R., Grundy, W.M., Lemmon, M.T., Bell, J.F., Johnson, M.J., Deen, R., Arvidson, R.E., Farrand, W.H., Guinness, E.A., Hayes, A.G., Herkenhoff, K.E., Seelos, F., Soderblom, J., Squyres, S., 2006a. Spectrophotometric properties of materials observed by Pancam on the Mars Exploration Rovers: 1. Spirit. J. Geophys. Res. Planets 111 (E2), E02S14.
Johnson, J.R., Grundy, W.M., Lemmon, M.T., Bell, J.F., Johnson, M.J., Deen, R., Arvidson, R.E., Farrand, W.H., Guinness, E.A., Hayes, A.G., Herkenhoff, K.E., Seelos, F., Soderblom, J., Squyres, S., 2006b. Spectrophotometric properties of materials observed by Pancam on the Mars Exploration Rovers: 2. Opportunity. J. Geophys. Res. Planets 111 (E12), E12S16.
Johnson, J.R., Shepard, M.K., Grundy, W.M., Paige, D.A., Foote, E.J., 2013. Spectrogoniometry and modeling of martian and lunar analog samples and Apollo soils. Icarus 223 (1), 383–406.
Labarre, S., Ferrari, C., Jacquemoud, S., 2017. Surface roughness retrieval by inversion of the Hapke model: a multiscale approach. Icarus 290, 63–80.
Lachérade, S., Fourest, S., Gamet, P., Lebègue, L., 2012. Pleiades absolute calibration: inflight calibration sites and methodology. In: ISPRS International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. XXXIX-B1. pp. 549–554.
Li, F., Lymburner, L., Mueller, N., Tan, P., Islam, A., Jupp, D.L.B., Reddy, S., 2010. An evaluation of the use of atmospheric and BRDF correction to standardize Landsat data. IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens. 3 (3), 257–270.
Li, F., Jupp, D.L.B., Thankappan, M., Lymburner, L., Mueller, N., Lewis, A., Held, A., 2012. A physics-based atmospheric and BRDF correction for Landsat data over mountainous terrain. Remote Sens. Environ. 124, 756–770.
Lumme, K., Bowell, E., 1981. Radiative transfer in the surfaces of atmosphereless bodies. I. Theory. Astron. J. 86 (11), 1694–1721.
Lyasputin, A.I., 1999. Atmospheric and geometrical effects on land surface albedo. J. Geophys. Res. Atmos. 104 (D4), 4127–4143.
Patil, A., 2010. PyMC: Bayesian stochastic modelling in Python. J. Stat. Softw. 35 (4), 1–81.
Pierrot-Deseilligny, M., Paparoditis, N., 2006. A multiresolution and optimization-based image matching approach: an application to surface reconstruction from SPOT5-HRS stereo imagery. In: Proc. Topographic Mapping from Space (with Special Emphasis on Small Satellites), 14–16 February 2006. vol. XXXVI-1/W41 ISPRS Archives, Ankara, Turkey (5 pp.).
Pilorget, C., Fernando, J., Ehlmann, B.L., Schmidt, F., Hiroi, T., 2016. Wavelength dependence of scattering properties in the VIS-NIR and links with grain-scale physical and compositional properties. Icarus 267, 296–314.
Pinty, B., Verstraete, M.M., Dickinson, R.E., 1989. A physical model for predicting bidirectional reflectances over bare soil. Remote Sens. Environ. 27 (3), 273–288.
Pinzuti, P., Humler, E., Manighetti, I., Gaudemer, Y., 2013. Petrological constraints on melt generation beneath the Asal Rift (Djibouti) using quaternary basalts. Geochem. Geophys. Geosyst. 14 (8), 2932–2953.
Pommerol, A., Thomas, N., Jost, B., Beck, P., Okubo, C., McEwen, A.S., 2013. Photometric properties of Mars soils analogs. J. Geophys. Res. Planets 118 (10), 2045–2072.
Rupnik, E., Daakir, M., Pierrot-Deseilligny, M., 2017. MicMac – a free, open-source solution for photogrammetry. In: Open Geospatial Data, Software and Standards. 2. pp. 14.
Rupnik, E., Pierrot-Deseilligny, M., Delorme, A., 2018. 3D reconstruction from multi-view VHR-satellite images in MicMac. ISPRS J. Photogramm. Remote Sens. 139, 201–211.
Sandmeier, S.R., 2000. Acquisition of bidirectional reflectance factor data with field goniometers. Remote Sens. Environ. 73 (3), 257–269.
Sato, H., Robinson, M.S., Hapke, B., Denevi, B.W., Boyd, A.K., 2014. Resolved Hapke parameter maps of the moon. J. Geophys. Res. Planets 119 (8), 1775–1805.
Schaepman-Strub, G., Schaepman, M.E., Painter, T.H., Dangel, S., Martonchik, J.V., 2006. Reflectance quantities in optical remote sensing—definitions and case studies. Remote Sens. Environ. 103 (1), 27–42.
Schmidt, F., Fernando, J., 2015. Realistic uncertainties on Hapke model parameters from photometric measurement. Icarus 260, 73–93.
Shepard, M.K., Campbell, B.A., 1998. Shadows on a planetary surface and implications for photometric roughness. Icarus 134 (2), 279–291.
Shepard, M.K., Helfenstein, P., 2007. A test of the Hapke photometric model. J. Geophys. Res. Planets 112 (E3), E03001.
Shepard, M.K., Helfenstein, P., 2011. A laboratory study of the bidirectional reflectance from particulate samples. Icarus 215 (2), 526–533.
Shkuratov, Y., Helfenstein, P., 2001. The opposition effect and the quasi-fractal structure of regolith: I. Theory. Icarus 152 (1), 96–116.
Souchon, A.L., Pinet, P.C., Chevrel, S.D., Daydou, Y.H., Baratoux, D., Kurita, K., Shepard, M.K., Helfenstein, P., 2011. An experimental study of Hapke's modeling of natural granular surface samples. Icarus 215 (1), 313–331.
Staid, M., 2000. Integrated spectral analysis of Mare soils and craters: applications to eastern nearside basalts. Icarus 145 (1), 122–139.
Stieltjes, L., 1980. Carte géologique du rift d'Asal 1/50 000 (Dépression Afar, est-africain. République de Djibouti). CNRS Editions, Paris.
Verbiscer, A.J., Helfenstein, P., Buratti, B.J., 2013. Photometric properties if Solar System ices. In: Gudipati, M.S., Castillo-Rogez, J. (Eds.), The Science of Solar System Ices. Springer, pp. 47–72.
Vermote, E., Tanré, D., Deuzé, J.L., Herman, M., Morcrette, J.J., 1997. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6S): an overview. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 35, 675–686.
Vincendon, M., 2013. Mars surface phase function constrained by orbital observations. Planet. Space Sci. 76 (1), 87–95.
Wu, Y., Gong, P., Liu, Q., Chappell, A., 2009. Retrieving photometric properties of desert surfaces in China using the Hapke model and MISR data. Remote Sens. Environ. 113 (1), 213–223.

8.2.5. Annexe 11 : Optical DSLR camera and UAV footage of the extremely remote Mount Michael Volcano, Saunders Island (South Sandwich Islands)

http://doi.org/10.5880/fidgeo.2019.020

Optical DSLR camera- and UAV footage of the remote Mount Michael Volcano, Saunders Island (South Sandwich Islands), acquired in May 2019

Derrien, A., N. Richter, M. Meschede, T. R. Walter

The eleven islands of the South Sandwich volcanic arc are amongst the least explored places on Earth. The mostly glacier covered volcanoes are home to the largest penguin colonies worldwide, and nine of them have reported (historic) eruptive activity. Any attempt of systematically mapping landscape- and glacier dynamics at the South Sandwich Islands is challenging due to their remoteness and inaccessibility.

The data presented here were acquired in the course of the volcano-related project "SSIVOLC" during cruise PS119 on board the German icebreaker research vessel *RV Polarstern* that headed to the South Sandwich Islands on 15 April 2019 from Punta Arenas and retuned on 31 May 2019 to the Falkland Islands. A major aim of SSIVOLC was to collect photogrammetric data of the glacier-covered Mount Michael Volcano on Saunders Island, which is highly active and holds an active lava lake within its summit crater, which seems to be persistent since the 1990s (Grey et al. 2019).

Here, we are providing full access to optical DSLR camera footage and to a selection of still images acquired by unmanned aerial vehicles (UAVs) that we were able to collect on May 17 and May 22, 2019. Because of the remoteness, inaccessibility, and difficult climatic conditions, footage like this is extremely rare, but of great value to various scientific communities, including volcanologists, biologists, and glaciologists.

The data were acquired using handheld DSLR cameras and two different UAV models. The former were taken by scientists aboard *RV Polarstern* using consumer cameras of type Panasonic DMC-G6, Canon EOS 7D Mark II, or SONY DSC-RX10M3 that carried the DMC-G6 (integrated), EF28-300mm (f/3.5-5.6L IS USM), and DSC-RX10M3 (integrated) lenses, respectively (cf. Table 1). The UAV images were acquired using the DJI Mavic 2 Pro, and the DJI Phantom 4 Pro quadcopters. The performance of the UAVs under very cold (-15°C to 0°C) and windy (8 to 25 knots) conditions, and during low light or dark hours exceeded our expectations.

Our UAV's were operated under special permission that was designed by the Govenor under Article 6 of the Air Navigation (Overseas Territories) Order 2013, and issued by the Government of South Georgia and the South Sandwich Islands (GSGSSI) and the Air Safety Support International Ltd. This special permission allowed for the operation of the small unmanned aircraft Beyond Visual Line of Sight (BVLOS) and up to an altitude of 5,000 ft, in the United Kingdom Overseas Territory of South Georgia and the South Sandwich Islands. We were launching the UAVs from the RV Polarstern (located just offshore the island), and reached a maximum UAV altitude of 1,370 m above sea level, which allowed for the collection of the unprecedented UAV based photo archive of Saunders Island.

In the following, we are presenting the basic parameters of the UAV flights, the weather conditions, and the major issues that we were facing while operating the UAVs under the given circumstances. We are summarizing important metadata of our footage in Table 1, and the footprints and viewing geometries are given in Figure 1. All data are provided as compressed still images in .JPG format. Each UAV photo acquisition is geotagged, i.e. each image carries the GPS coordinates (GCS Lat/Long WGS84) of the UAV position in their properties. Panorama pictures (named PA-xx-xx-xx) are not provided in full resolution (for storage reasons), but can be shared in full resolution upon request (please contact the corresponding author, N. Richter). We also discuss some details and give interpretations for selected acquisitions, referring to an additional labelled version (provided in .PDF format, example is shown in Figure 2). Scales provided on labelled pictures are to be considered as rough estimates only, because scales vary significantly throughout each picture.

Flights basic data:

- **Operation times** (i.e. arrival at Saunders Island to departure from Saunders Island):
  17.05.2019: 11:00-17:00 (local time)
  22.05.2019: 11:30-16:30 (local time)

- **DJI Mavic 2 Pro:**
  Number of flights: 11 in total, each flight lasted ~18 min
  Max. distance from home point: 4.2 km
  Max. altitude (a.s.l.): 613 m
  Remark: well suited UAV to achieve our survey objectives; best survey radius

- **DJI Phantom 4 Pro:**
  Number of flights: 12 in total, each flight lasted ~19 min
  Max. distance from home point: 3.5 km
  Max. altitude (a.s.l.): 1,370 m
  Remark: well suited UAV to achieve our survey objectives; best survey altitude

- **DJI Mavic Pro:**
  Number of flights: 1 test flight of ~15 min duration
  Max. distance from home point: 0.9 km
  Max. altitude: 448 m
  Remark: not well suited UAV for achieving our survey objectives under the given weather conditions

Weather conditions:

- *Wind:* approx. 8 to 25 kt

- *Temperature:* approx. -15 to 0°C

- *Clouds 17.05.2019:* mostly clear skies
  Clouds 22.05.2019: 300 m (a.s.l.) overcast with snowfall

Flights major issues:

- Crash with no damage during the landing procedure of the DJI Mavic Pro test flight on the ship deck

- Strong icing noted on the DJI Mavic 2 Pro body and propellers after flying through low clouds on 17.05.2019

- Partially very heavy snowfall during the first DJI Mavic 2 Pro flight, as well as the second DJI Phantom 4 Pro flight on 22.05.2019

- We lost connection and communication to the UAVs in 3 occasions:
  >15s during two DJI Phantom 4 Pro flights, both at altitudes >800 m
  ~1:20 min. when returning to the ship upon the 6th flight of the DJI Phantom 4 Pro on 22.05.2019 at 1,370 m altitude

- Continuous temperature and wind alerts from the DJI app during all flights

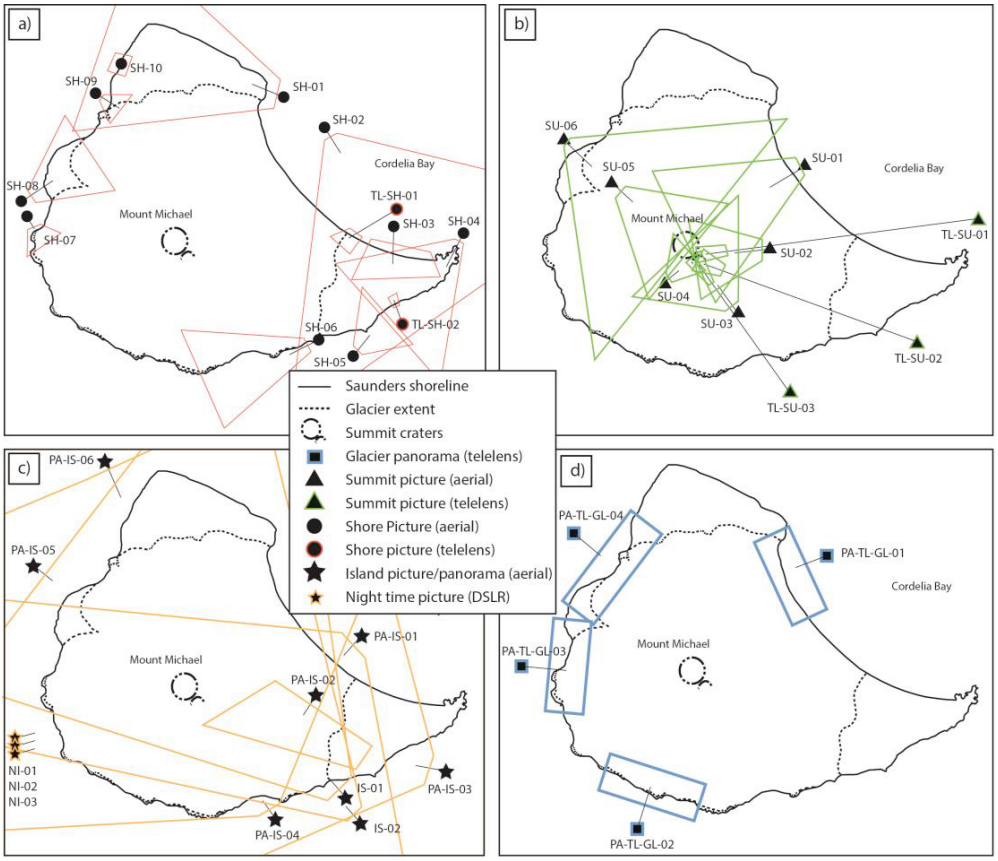


Figure 1: Footprints and viewing geometries of the acquired DSLR camera-, and UAV footage.

PA-IS-01, PA-IS-04, IS-01 (cf. Figure 1c and Table 1)

The images show the glacier- and snow covered Island of Saunders. Weather conditions were almost clear, except for a stripe of clouds just below the elevation of the summit craters. The central crater is emitting volcanic gases, which according to the white color of the plume are interpreted as mostly water vapor. However, sulfuric gases were smelled when the ship travelled below the gas plume that was moving down the volcano's flank. Because of the island being completely snow covered at the time of our survey, the actual extent of the glacier is a matter of interpretation, but we suggest that the entire area imaged by ***PA-IS-04*** and ***IS-01*** is covered by the glacier. Crevasses and fractures are observed at a ~1.5 km wide area on the glacier along the coastline of Cordelia Bay (most evident from image ***PA-IS-01***). Except for "Ashen Hills", "Cordelia Bay", and "Mount Michael", all names are unofficial.

PA-IS-02 (cf. Figure 1c and Table 1)

The image shows Ashen Hills in the lower left corner and the central volcanic cone of Mount Michael towards the upper right. The portion of the island that is illustrated here is largely glacier covered. The glacier is heavily faulted and features big crevasses in the lower right part of the picture. Some of the dark areas in this part of the image might be soil or glacier. We marked two potential hiking trails in order to reach closer to the summit without climbing the steeper parts of the cone. Depending on the weather, snow, and soil conditions, one path might be easier than the other (potentially muddy crest, and potentially deep and soft snow along the base of Ashen Hills). Except for "Ashen Hills", and "Scortia Sea", names are unofficial.

PA-IS-03, PA-IS-05, PA-IS-06 (cf. Figure 1c and Table 1)

These panorama images cover most of Saunders Island from a location southeast of Ashen Hills (***PA-IS-03***) and from a northwest direction (***PA-IS-05, PA-IS-06***). Image ***PA-IS-03*** features very steep slopes facing the UAV. Layers of eruption deposits are tilting away from a central open half space that seems to be a separate eruptive cone south of the main/largest cone of Ashen Hills (as already indicated as an inactive crater by previous authors, e.g. Lachlan-Cope et al. 2001).

NI-01, NI-02, NI-03 (cf. Figure 1c and Table 1)

These pictures were acquired after night fall just before leaving Saunders Island on May 17. We visually observed a recurrent, but very weak glow at the summit of Mount Michael, which we interpret as reflecting light from the active lava lake within the summit crater. We note only short moments of glowing. Capturing the glow at the summit of the volcano on pictures was very difficult, as long exposures weren't possible due to the movement of the ship.

PA-TL-GL-01, PA-TL-GL-02, PA-TL-GL-03, PA-TL-GL-04

These images are showing the glacier along the coastline of Saunders Island. Acquisition parameters are given in Table 1, while the footprints of the images are given in Figure 1d. Along these portions of the shoreline, the glacier extents all the way down the volcano's flank to the sea. Sharp scarps suggest ongoing processes of heavy erosion, larger mass wasting, and glacier calving. Layers of volcanic ash and eruptive products are exposed in the ice along these scarps. We suggest that sampling and dating of those ash layers, in combination with strategic drilling of the glacier further upslope, will give unique and valuable insights into the volcano's eruptive history.

SH-01 to SH-10, TL-SH-01, TL-SH-02

These images are showing different parts of the shoreline of Saunders Island. Acquisition parameters are given in Table 1, while the footprints of the images are given in Figure 1a. In some of the images it appears that sediments are washed into the sea (***SH-05, SH-06?, SH-07***), while in other images structures on the sea floor are visible through clear and shallow waters (***SH-10,*** potentially ***SH-06***). At many locations along the shoreline, the glacier thickness can be estimated from the footage, as well as the thickness of distinct lava flows.

SU-01 to SU-6, TL-SU-01, TL-SU-02, TL-SU-03

These images are focused on the degassing summit of Mount Michael Volcano. Acquisition parameters are given in Table 1, while the footprints of the images are given in Figure 1b. The white color of the gas plume suggests that emissions consist of water vapor mostly. The "Old Crater" is about 200 m wide and is shown from several perspectives. This crater is not emitting gases during the time of observation. The upper part of the summit cone is mostly hidden by clouds and emitted gases; however, images ***TL-SU-02*** and ***TL-SU-03*** show what we interpret as frozen gas emissions (that are described as mushroom-shaped rime-ice formations by Lachlan-Cope et al., 2001). The glacier is featuring large crevasses, especially along the upper part of the volcano's summit, suggesting steep sloped topographies underneath. Our observations suggest that climbing up Mount Michael's summit to the crater rim might be difficult and dangerous, due to limited visibility through clouds and gas emissions, as well as steep slopes and glacier crevasses. Images ***SU-05*** and ***SU-06*** are showing a cone-like structure that might either be an eruptive vent, or an ice formation.

Table 1: Metadata of the acquired DSLR camera-, and drone footage.

ID	Acquisition Date & Local Time	Altitude/ Distance of Acquisition	Camera/Drone Type	Size [pix]	Notes
PA-IS-01	17.05.2019 13:43	492 m	DJI Mavic 2 Pro	5472 x 3648	
PA-IS-02	17.05.2019 12:51	433 m	DJI Mavic 2 Pro	12733 x 3537	
PA-IS-03	17.05.2019 14:51	588 m	DJI Mavic 2 Pro	7112 x 3515	
PA-IS-04	17.05.2019 15:53	1145 m	DJI Phantom 4 Pro	8117 x 2985	
PA-IS-05	22.05.2019 15:26	837 m	DJI Phantom 4 Pro	9049 x 2666	
PA-IS-06	22.05.2019 15:23	586 m	DJI Phantom 4 Pro	14742 x 2959	
IS-01	17.05.2019 15:31	865 m	DJI Phantom 4 Pro	5472 × 3078	
IS-02	17.05.2019 15:32	755 m	DJI Phantom 4 Pro	5472 x 3648	
NI-01	17.05.2019 17:14	6km	Canon EOS 7D	5472 x 3648	40 mm
NI-02	17.05.2019 17:20	7.1 km	Canon EOS 7D	5472 x 3648	65 mm
NI-03	17.05.2019 17:21	7.4 km	Canon EOS 7D	5312 x 3648	50 mm
PA-TL-GL-01	17.05.2019 10:25	4.4 km	Canon EOS 7D	18611 x 3132	300 mm; scale: ~1 km of the shoreline covered

PA-TL-GL-02	22.05.2019 12:29	0.6 km	DMC-G6	22945 x 3079	45 mm; scale: ~2.5 km of the shoreline covered
PA-TL-GL-03	22.05.2019 13:29	0.8 km	DMC-G6	19093 x 3350	45 mm; scale: ~1.5 km of the shoreline covered
PA-TL-GL-04	22.05.2019 14:10	0.7 km	DMC-G6	26199 x 2887	45 mm; scale: ~2 km of the shoreline covered
SH-01	17.05.2019 13:10	380 m	DJI Mavic 2 Pro	5472 × 3648	
SH-02	17.05.2019 13:11	380 m	DJI Mavic 2 Pro	5472 × 3648	
SH-03	17.05.2019 12:03	364 m	DJI Mavic 2 Pro	5472 × 3648	
SH-04	17.05.2019 11:10	464 m	DJI Phantom 4 Pro	5472 × 3078	
SH-05	17.05.2019 15:33	741 m	DJI Phantom 4 Pro	5472 × 3078	
SH-06	17.05.2019 15:29	908 m	DJI Phantom 4 Pro	5472 × 3078	
SH-07	22.05.2019 13:52	744 m	DJI Phantom 4 Pro	5472 × 3078	
SH-08	22.05.2019 13:50	782 m	DJI Phantom 4 Pro	5472 × 3078	
SH-09	22.05.2019 14:55	458 m	DJI Phantom 4 Pro	5472 × 3078	
SH-10	22.05.2019 15:22	557 m	DJI Phantom 4 Pro	5472 × 3078	
TL-SH-01	17.05.2019 13:31	2.2 km	DSC-RX10M3	5472x3648	143.15 mm
TL-SH-02	17.05.2019 15:01	0.6 km	Canon EOS 7D	5472 x 3648	300 mm
SU-01	17.05.2019 13:13	380 m	DJI Mavic 2 Pro	5472 × 3648	
SU-02	17.05.2019 13:48	613 m	DJI Mavic 2 Pro	5472 × 3648	
SU-03	17.05.2019 15:51	1120 m	DJI Phantom 4 Pro	5472 × 3078	
SU-04	17.05.2019 16:53	1170 m	DJI Phantom 4 Pro	1920 × 1080	contrasts enhanced
SU-05	22.05.2019 13:41	997 m	DJI Phantom 4 Pro	5472 × 3078	
SU-06	22.05.2019 16:14	585 m	DJI Phantom 4 Pro	5472 × 3078	
TL-SU-01	17.05.2019 14:16	5.6 km	DMC-G6	4608 x 3456	150 mm
TL-SU-02	17.05.2019 15:04	4.5 km	DMC-G6	4608 x 3456	114 mm
TL-SU-03	17.05.2019 15:02	4.5 km	Canon EOS 7D	5472 x 3648	300 mm