



HAL
open science

Transferts et Stockages Magmatiques au Piton de la Fournaise

Frédéric Massin

► **To cite this version:**

Frédéric Massin. Transferts et Stockages Magmatiques au Piton de la Fournaise. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de la Réunion, 2009. Français. NNT : . tel-00710063

HAL Id: tel-00710063

<https://theses.hal.science/tel-00710063v1>

Submitted on 20 Jun 2012

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

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



Frédéric Massin

**Transferts et Stockages
Magmatiques au**

Piton de la Fournaise

Approche Sismologique et Structurale

Thèse présentée à l'Université de la Réunion
Ecole Doctorale Interdisciplinaire
Pour l'obtention du grade de Docteur (Ph.D.)
Spécialité : Volcano-sismologie



**GéoSciences
Réunion**
www.geosciencesreunion.fr



UNIVERSITÉ DE LA RÉUNION
Laboratoire GéoSciences Réunion
et Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (IPGP) - UMR 7154

Cette thèse intitulée:

Transferts et Stockages Magmatiques au Piton de la Fournaise

présentée par:
Frédéric Massin

a été soutenue le 30 novembre 2009, devant un jury composé de :

Claude Jaupart,	Rapporteur	Institut de Physique du Globe de Paris
Mikhail Zhizhin,	Rapporteur	Russian Academy of Sciences
Jean François Lénat,	Examineur	Université de Clermont Ferrand
Laurent Michon,	Examineur	Université de La Réunion
Alexandre Nercessian,	Examineur	Institut de Physique du Globe de Paris
Patrick Bachèlery,	Directeur de Thèse	Université de La Réunion
Valérie Ferrazzini,	Codirectrice	Institut de Physique du Globe de Paris

Résumé

La sismicité associée à l'activité d'un volcan intraplaque tel que le Piton de la Fournaise se développe, a priori, sans aucun contrôle tectonique régional. La complexité des structures internes et le fonctionnement des structures de stockage et de transfert magmatique déclenchent une sismicité partiellement récurrente. Cette récurrence de la sismicité s'observe grâce aux formes d'ondes des séismes, quasiment identiques, et témoigne de la réactivation d'une même source. Notre étude exploite la partie récurrente de la sismicité volcano-tectonique du Piton de la Fournaise entre 2000 et 2008, dans le but d'identifier les sources et de déterminer la structure interne du volcan et son fonctionnement. En utilisant les données du réseau sismologique de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, nous avons regroupé par familles les séismes ayant les mêmes formes d'ondes. Puis, nous avons mesuré des différences de temps de trajet entre les séismes d'une même famille. Ces derniers sont relocalisés par la méthode de double différence et leur mécanisme au foyer est déterminé synthétiquement en conservant l'hypothèse de l'activité d'une même source. Les déterminations et les relocalisations sont utilisées pour extraire les orientations du plan de faille et du glissement cosismique de chaque famille. Nous avons ainsi pu cartographier les zones sismogènes et observer leur comportement lors des périodes de préparation des éruptions. Ces observations ont permis de construire un modèle descriptif des phénomènes intrusifs sismogènes associés aux éruptions distales du Piton de la Fournaise. Le champ de contraintes induit par chaque objet de ce modèle a été modélisé numériquement en utilisant la méthode des éléments finis pour vérifier la validité du modèle descriptif. Notre étude est limitée par la non-exhaustivité des jeux de données utilisés. Notre méthode d'analyse de la sismicité a donc été combinée à une méthode de détection et d'estimation précise des temps d'arrivée des ondes P et S, ce qui a permis d'appliquer les apports de cette thèse à la surveillance en temps réel des volcans.

Abstract

As for other intraplate basaltic volcanoes, Piton de la Fournaise volcano seismicity occurs without any tectonic regional control. The eruptive processes along internal active structures trigger volcano-tectonic earthquakes which are sometimes identical. This seismic activity, characterized by identical waveforms is produced by the same source and has been used to study Piton de la Fournaise's structures and their behaviour during the 2000 to 2008 time period. Earthquakes recorded by the seismic network of the Piton de la Fournaise Volcano Observatory with identical waveforms have been merged in clusters. Differential travel times have been measured in each cluster allowing double difference relocation of hypocenters and synthetic focal mechanism determinations. Focal mechanisms and hypocenters are then used to extract orientations of coseismic slips and fault plans. Seismogenic areas have been mapped and their behaviour during eruptions's preparation leads us to propose a descriptive model of their associated intrusive processes. Each part of this model has been numerically modeled with a finite elements method. The discussion of numerical models compared to seismological results helps us to build a realistic model of intrusive phenomenon that accounts for lateral eruptions. The study from 2000 to 2008 has been limited to hand picked earthquake catalog. Thus, to complete our database, our seismicity analysis method has been associated to a detection and estimation of P and S phases arrival times. That allows us to propose a real time application for volcano's monitoring.

Remerciements

Mon travail est la concrétisation des efforts de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise et du Laboratoire Géosciences Réunion. Je remercie Patrick Bachèlery et Valérie Ferrazzini de m'avoir offert la chance exceptionnelle de travailler sur le Piton de la Fournaise et de m'avoir accueilli au sein de leur équipe de recherche. Ils m'ont également permis de participer à l'ANR INTERFACE, portée par Jean Lambert Join, et d'assurer pendant un mois un poste à l'Observatoire de la Soufrière de Montserrat.

Je remercie mes rapporteurs, Mikhail Zizhin et Claude Jaupart pour avoir accepté d'examiner mon mémoire et pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail. A ce titre, je remercie également, Jean Francois Lénat, Laurent Michon et Alexandre Nercessian.

Sans les efforts de L'*OVPF* pour le développement et l'amélioration du réseau sismologique, rien n'aurait été possible. Je dois remercier particulièrement :

- Valérie Ferrazzini pour m'avoir confié ses idées et des données d'une richesse et d'une qualité exceptionnelle.
- Thomas Staudacher pour m'avoir offert un cadre de travail idéal.
- Patrice Boissier pour sa patience et son acharnement à m'inculquer les rudiments de l'informatique.
- Philippe Catherine, Philippe Kowalski et Frédéric Lauret pour m'avoir autant appris sur l'art et la manière d'instrumenter un volcan.

J'ai également profité de l'aide de nombreuses personnes qui m'ont toutes couvés de leurs bonnes intentions. Merci à Alexandre Nercessian pour sa contribution majeure à la relocalisation. Merci à Aline Peltier qui a rendu possible la partie modélisation de cette thèse. Je remercie également Laurent Michon pour son intérêt et ses encouragements. Je remercie spécialement Geneviève Roult pour ses corrections et pour son aide à la compréhension des signaux sismiques de l'effondrement du 5 avril 2007. Je dois à Benoit Taisne et à Aurélien Dupont un gain considérable de temps et d'énergie lors de la rédaction de ce mémoire en LaTeX.

J'espère revoir bientôt mes amis de l'Observatoire de la Soufrière de Montserrat

qui m'ont, eux aussi, accueilli et énormément appris. En particulier, je tiens à adresser mes remerciements à Venus Bass, Frédéric Dondin, Roderick Steward et Nicolas Fournier.

Merci à ma famille pour tout, et surtout de m'avoir encouragé à n'en faire qu'à ma tête, à Pascaline Loricourt de m'avoir supporté avec autant d'élégance, à la famille Loricourt pour les bons moments qu'ils m'ont offert. Je n'aurai pas pu imaginer que ces trois années de doctorat à la Réunion soit si enrichissantes.

*Il est conseillé de visionner ce mémoire
avec Adobe Acrobat. Les numéros de
page du sommaire et les références
dans le texte sont des hyperliens. Un
aperçu de chaque figure s'affiche
lorsque le curseur survole le mot
référéncé, voici un exemple : figure.*

Table des matières

Résumé	5
Abstract	7
Remerciements	9
Table des matières	16
Liste des tableaux	17
Liste des figures	19
1 Introduction générale	21
I Prérequis Géologiques	25
2 Contexte	27
2.1 Formation de l'île de La Réunion	27
2.2 Le Piton de la Fournaise	29
3 Connaissances actuelles sur le Piton de la Fournaise	33
3.1 Lithologies	33
3.2 Les modèles structuraux et le système d'alimentation	37
3.3 Les cycles éruptifs	40
4 Activité volcanique étudiée	45
4.1 Activité volcanique de 2000 à 2009	45
4.2 Les trois phases de l'éruption d'avril 2007	47
II Données et Méthodes	53
5 Les données sismiques	55
5.1 Capteurs et acquisitions	55
5.2 Format des données sismiques	55
5.3 Fenêtrage	58

6	Clustering	59
6.1	Historique et applications	59
6.2	La méthode employée	61
6.3	Correlation croisée	62
6.4	Filtrage	63
6.5	Clusters et séismes maîtres	64
6.6	Pointés par similarité	65
7	Etude des sources sismiques	67
7.1	La localisation	67
7.2	La relocalisation	68
7.3	La détermination de mécanisme au foyer	68
7.4	Déplacement co-sismique	69
III	L'éruption majeure d'avril 2007	73
8	Résumé	75
9	The plumbing system from clustering of 2007 seismicity	77
9.1	Abstract	77
9.2	Introduction	78
9.3	Volcanological settings and chronology	79
9.4	Data acquisition	81
9.5	Data processing	81
9.5.1	Clustering	81
9.5.2	Relative relocation and source determination	83
9.6	Results	83
9.6.1	Correlation highlights earthquake organization	83
9.6.2	Source mechanisms analysis	85
9.6.3	Co-seismic slips	89
9.7	Discussion	93
9.7.1	Strike-slips mechanisms	93
9.7.2	The sill hypothesis	94
9.7.3	Strike-slip mechanisms and D-CLVD	94
9.7.4	The C-CLVD crisis	95
9.7.5	The shallow magma chamber and its link to depth	95
9.8	Conclusion	96
9.9	Acknowledgments	96

IV Etagement et cyclicité des sources sismiques entre 2000 et 2008	99
10 Résultats préliminaires	101
10.1 Clustering	101
10.2 Etagement des paramètres de relocalisation	102
10.3 Détermination des mécanismes au foyer	103
11 Les sources sismiques en fonction de leur relocalisation	107
11.1 Au dessus de 1,1 km	107
11.2 Entre 0,3 et 1,1 km	107
11.3 Entre -0,5 et 0,3 km	110
11.4 Au dessous de -0,5 km	111
12 Les sources sismiques en fonction du temps	113
12.1 Organisation des clusters	113
12.2 Cluster et cycle sismique	114
12.3 Les grands clusters de 2000 à 2008	117
12.4 Etude des clusters de type C de janvier 2002	118
12.5 Etude des clusters de type C de novembre 2002	121
12.6 Etude des clusters de type C de février 2005	124
12.7 Etude des clusters de type A et B de l'éruption distale de février 2005	127
V Modélisation en éléments finis	129
13 Méthode	131
13.1 Principe	131
13.2 Choix du modèle structural	132
13.3 Maillages et paramètres des structures	133
13.3.1 les rift-zones	133
13.3.2 Le Dolomieu	134
13.3.3 Le réservoir magmatique	134
13.3.4 Les conduits entre 0 et 0,75 km	134
13.3.5 Dyke et sill	135
13.3.6 Le conduit profond	135
13.4 Applicabilité	135
14 Résultats des calculs	139
14.1 Résultats des modélisations d'inflation pré-éruptive	139
14.2 Résultats des modélisations d'intrusion	140
14.3 Résultats de la modélisation de dépressurisation	142

VI	Discussion	147
15	Discussion des résultats	149
15.1	Synthèse des résultats	149
15.2	Sismicité superficielle	151
15.2.1	Au dessus de 1,1 km d'altitude	151
15.2.2	Entre 0 et 1,1 km d'altitude	152
15.3	Le réservoir magmatique superficiel	154
15.4	Sismicités induites par les intrusions	155
15.5	Le conduit profond	157
15.6	Schéma du système d'alimentation	158
16	Corrélation des déformations et de l'évolution des clusters	161
	Bibliographie	176
VII	Annexe 1 : Application à la surveillance en temps réel	177
A	Méthode	179
A.1	Données	179
A.2	Détection	180
A.2.1	Pointé de phase	180
A.2.2	Filtrage	181
A.2.3	Estimation de pointés P et S	182
A.2.4	Assemblage de pointés	183
A.3	Clustering	185
A.3.1	Pointés des séismes maîtres	185
A.3.2	Catalogue de relocalisation	185
B	Application à avril 2007	187
B.1	Détection et clustering	187
B.2	Résultats du clustering	188
B.3	Apport des déterminations de source	189
VIII	Annexe 2 : Publications	193

Liste des tableaux

4.1	Récapitulatif des éruptions étudiées de 1998 à 2008.	46
9.1	Eruptions of Piton de la Fournaise volcano during the 2007 year.	84

Table des figures

2.1	Carte de l’Océan Indien	28
2.2	Carte géologique simplifiée de l’île de la Réunion	29
2.3	Carte de la Caldera de l’Enclos Fouqué.	31
3.1	Interprétation lithologique.	34
3.2	Modèle hydraulique et hydrothermal.	35
3.3	Modèles sismiques	38
3.4	Modeles structuraux.	39
3.5	Modeles d’alimentation.	40
3.6	Les cycles éruptifs de 1998 à 2007.	41
3.7	Cartographie des changement temporels de 2006 à 2007.	43
4.1	Contours des coulées de 1998 à 2009	49
4.2	Les éruptions de l’année 2007.	50
5.1	Réseau sismologique.	56
5.2	Schéma de l’acquisition sismique	57
6.1	Schéma de notre algorithme de clustering et de ses applications.	62
6.2	Matrices de corrélation, d’après des signaux bruts.	63
6.3	Effet d’un filtre passe bande sur la corrélation croisée.	64
6.4	Schématisation du clustering.	65
6.5	Exemple d’alignement de formes d’ondes.	66
7.1	Illustration du principe de double différence.	69
7.2	Ouverture du secteur standart de sphère focale.	70
7.3	Test de sensibilité.	71
7.4	Orientation du déplacement co-sismique.	72
9.1	Sketch map seismic array	82
9.2	Comparison between hand made localizations and wavefoms.	84
9.3	Representation of cross-correlation clusters	86
9.4	Comparison between localizations and relocation	88
9.5	Three examples of <i>FPFIT</i> results	88
9.6	Seismicity of 2007 eruptions	90
9.7	Post-collapse seismicity	91
9.8	Co-seismic slip before Dolomieu crater collapse	92

9.9	Structural evolution and the associated magma transferts	97
10.1	Décalages appliqués aux pointés	102
10.2	Comparaison des localisations initiales et des relocalisations	104
10.3	Polarités des ondes P d'un même cluster	105
11.1	Cartes de densité et iso-surfaces de densité de séismes.	108
11.2	Cartes des plans de failles	109
11.3	Sismicité relocalisée entre 2000 et 2008	112
12.1	Evolution de la sismicité entre 2000 et 2008	115
12.2	Trois exemples de clusters.	116
12.3	Histogrammes des magnitudes	117
12.4	Déterminations des mécanismes au foyer et plans de failles des clusters A .	119
12.5	Sismicité pré-éruptive de l'éruption de janvier 2002	120
12.6	Sismicité pré-éruptive de l'éruption de novembre 2002	122
12.7	Sismicité pré-éruptive de l'éruption de février 2005	125
12.8	Les clusters A et B de l'éruption distale de février 2005	128
13.1	Maillage de la topographie	133
13.2	Maillage des structures de stockage et de transfert magmatiques	136
14.1	Modélisations d'inflations pré-éruptives	141
14.2	Modélisations d'intrusions	143
14.3	Modélisations de dépressurisation	145
15.1	Schéma synthétique des zones sismogènes et de leurs mécanismes au foyer.	150
15.2	Comparaison de la modélisation et de la sismicité de l'éruption d'avril 2007.	156
15.3	Schéma interprétatif sismologique et structural des transferts et des sto- ckages magmatiques	159
16.1	Comparaison des déformations avec la sismicité	162
A.1	Principe de la CECM	181
A.2	Influence du filtrage	182
A.3	Identification d'onde P et S	183
A.4	Assemblages des pointés	184
A.5	Extrapolation de l'origine d'un séisme mineur	186
B.1	Détections d'onde P et S du 30 mars au 8 avril 2007	188
B.2	Evolution des clusters avant l'effondrement du Dolomieu	190
B.3	Relocalisation et détermination de source	191

Chapitre 1

Introduction générale

La sismicité induite par le fonctionnement du Piton de la Fournaise est révélatrice du fonctionnement de ses structures de stockages et de transferts magmatiques. Cette sismicité se compose, en partie, de séismes de formes d'ondes quasiment identiques qui témoignent de l'activation d'une même source et du fonctionnement d'une même structure. Ces familles de séismes identiques (clusters) ont également été observées sur d'autres volcans dont le Mont St Helens (Washington, Fremont and Malone, 1987), le Kilauea (Hawai'i, Got *et al.*, 1994) et la Soufrière (Montserrat, Rowe *et al.*, 2004). L'étude des clusters de forme d'onde a d'abord permis d'améliorer leur localisation. Plus récemment, les clusters ont été utilisés pour mesurer les variations temporelles de leurs codas et extraire des informations sur l'évolution des propriétés physiques du milieu de propagation des ondes sismiques. A l'heure actuelle, aucune étude n'a été réalisée sur la corrélation de l'évolution des clusters et de la dynamique éruptive. Cette lacune s'explique par le manque de données géophysiques continues et d'observations sur de larges périodes d'activité volcanique. L'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, dont le réseau sismologique est installé depuis les années 80, fait du Piton de la Fournaise un lieu d'étude privilégié pour la compréhension de la sismicité récurrente et de ses implications.

Notre étude porte sur l'analyse de l'évolution des clusters générés par Le Piton de la Fournaise entre 2000 et 2008. Nous avons apporté une attention particulière aux éruptions dont les fissures se sont ouvertes à de faibles altitudes (au dessous de 2000 m), à plus de 2 km du sommet du volcan (les éruptions distales). L'étude de l'intense sismicité de l'année 2007 a été particulièrement détaillée. L'éruption distale d'avril 2007 a produit le plus grand volume de magma observé dans la période historique du Piton de la Fournaise et elle a été associée à l'effondrement du cratère sommital du volcan. Le travail présenté dans ce mémoire s'attache à démontrer la corrélation de l'évolution des clusters avec la dynamique éruptive. Il permet également de définir les zones sismogènes du Piton de la Fournaise et leur fonctionnement lors de la préparation des éruptions distales. Nous montrons que les éruptions sommitales (au dessus de 2500 m d'altitude) et proximales (au dessus de 2000 m) de 2007 sont contrôlées par la préparation sous-jacente de l'éruption distale qui les suivra.

La première partie de ce manuscrit est consacrée à un état des lieux de nos connaissances sur Le Piton de la Fournaise qui a été l'objet de nombreuses études.

L'étude de la sismicité nous amène dans une seconde partie à décrire la méthode de "clustering" employée qui nous permet d'améliorer la localisations des séismes puis de déterminer des mécanismes au foyer pour chacun des clusters trouvés. Il se dessine alors des structures sismogènes, des plans de failles dont nous définissons la direction du mouvement cosismique. Cette méthode donne un aperçu à la fois des structures et des champs de contraintes dans lesquels sont générés les séismes.

Dans la troisième partie sont présentés nos premiers résultats. Ils portent sur la sismicité des éruptions de février, mars et avril 2007 et sur la sismicité enregistrée lors de l'effondrement du cratère sommital Dolomieu. L'application de notre méthode a permis d'enrichir le jeu de séismes pointés manuellement avec des séismes pointés automatiquement et de proposer un modèle descriptif de l'enchaînement des différents types de mécanismes au foyer observés. Ces mécanismes au foyer montrent un phénomène d'intrusion qui pourrait être à l'origine de l'activité éruptive et de l'effondrement du Dolomieu.

Les résultats obtenus d'après la sismicité extraite manuellement entre 2000 et 2008 font l'objet de la quatrième partie. L'application de notre méthode à ce jeu de données permet d'étudier la corrélation de l'évolution des clusters avec la dynamique éruptive. Cette partie permet également de dresser une carte tridimensionnelle des zones sismogènes du Piton de la Fournaise. Enfin, les structures des zones sismogènes et leur fonctionnement sont décrits lors de la préparation des éruptions distales.

Une cinquième partie de notre étude porte sur la modélisation des champs de contraintes générés par les structures extraites de notre étude de la sismicité. Les réponses de chaque structures sont décrites.

La discussion reprend les observations sismologiques en les comparant aux résultats des études existantes. L'origine de l'évolution des clusters observés entre 2000 et 2008 est discutée. Les zones sismogènes sont interprétées et leur fonctionnement est discuté grâce aux résultats de la modélisation. La structure et le fonctionnement de ces objets observés et vérifiés par la modélisation permettent de proposer un modèle de la structure interne du volcan et de l'évolution du système d'alimentation du Piton de la Fournaise. Le fonctionnement de ce modèle est détaillé en prenant comme objet d'étude les préparations des éruptions distales.

La discussion s'appuie également sur les résultats d'une étude supplémentaire fournie en annexe 1 et dans laquelle la principale limite de notre étude (la non exhaustivité des jeux de données utilisés) est dépassée grâce à la combinaison de notre méthode

de clustering à une méthode de détection et d'estimation précise des temps d'arrivées des ondes P et S. Les algorithmes proposés dans cette annexe permettent d'étendre les apports de cette thèse à la surveillance en temps réel des volcans.

Première partie
Prérequis Géologiques

Chapitre 2

Contexte

L'île de La Réunion est à la pointe de l'archipel volcanique des Mascareignes (figure 2.1). Des trois volcans réunionnais, deux volcans boucliers sont visibles aujourd'hui, le Piton des Neiges (3069 m, 5 Ma, Bachèlery, 1999) et Le Piton de la Fournaise (2631 m, 0,530 Ma, Gillot and Nativel, 1989), alignés selon un axe N120° (figure 2.2). Le troisième, le volcan des Alizés (antérieur à 0,7 Ma), ne serait plus qu'une relique dont seul subsiste le complexe intrusif sous les Grandes Pentès à l'est du Piton de la Fournaise (Gailler *et al.*, 2009). L'édifice réunionnais a une hauteur de 7 km (Labazuy and Lénat, 1990), un diamètre moyen de 220 km à sa base (Saint-Ange, 2009) et 3% de son volume total est émergé (Voogd *et al.*, 1999). Il repose sur une croûte océanique accrétée par la dorsale du bassin des Mascareignes, il y a 67,7 Ma (Bernard and Munsch, 2000).

2.1 Formation de l'île de La Réunion

Courtilot *et al.* (1986) montrent que le point chaud à l'origine de l'île de La Réunion (tracé en rouge sur la figure 2.1) est responsable de la mise en place des plateaux basaltiques des Trapps du Deccan à la fin du Crétacé (65 Ma), de la formation de la ride Chagos-Maldives-Laccadives (60 à 48 Ma), du plateau des Mascareignes (35 Ma), de l'île Maurice (7 à 1 Ma) et de l'île de La Réunion (5 Ma). La naissance de la dorsale Médio-Indienne (d'axe nord-ouest sud-est, Bernard and Munsch, 2000; Lénat *et al.*, 2009) aurait alors décalé l'alignement entre les îles Chagos et les Mascareignes. Le volcanisme du plateau des Mascareignes, de Maurice et de La Réunion est cohérent avec les structures crustales, parallèles à la dorsale fossile du bassin des Mascareignes, et non concordant avec les failles transformantes (de direction N30°). Ces structures ainsi que l'alignement de la ride des Mascareignes, de l'île Maurice et de La Réunion sont asismiques. Duncan (1990) attribue la formation des volcans intraplaques de l'île de La Réunion à l'activité de ce point chaud depuis 4 millions d'années. D'après Lénat *et al.* (2009), aucune des structures fossiles (figure 2.1) qui entourent La Réunion n'est affectée par des déformations. Lénat *et al.* (2009) concluent que le point chaud réunionnais est chenalisé sous l'île. Son activité est peut être liée aux séismes profonds du sud-ouest de l'île, à environ

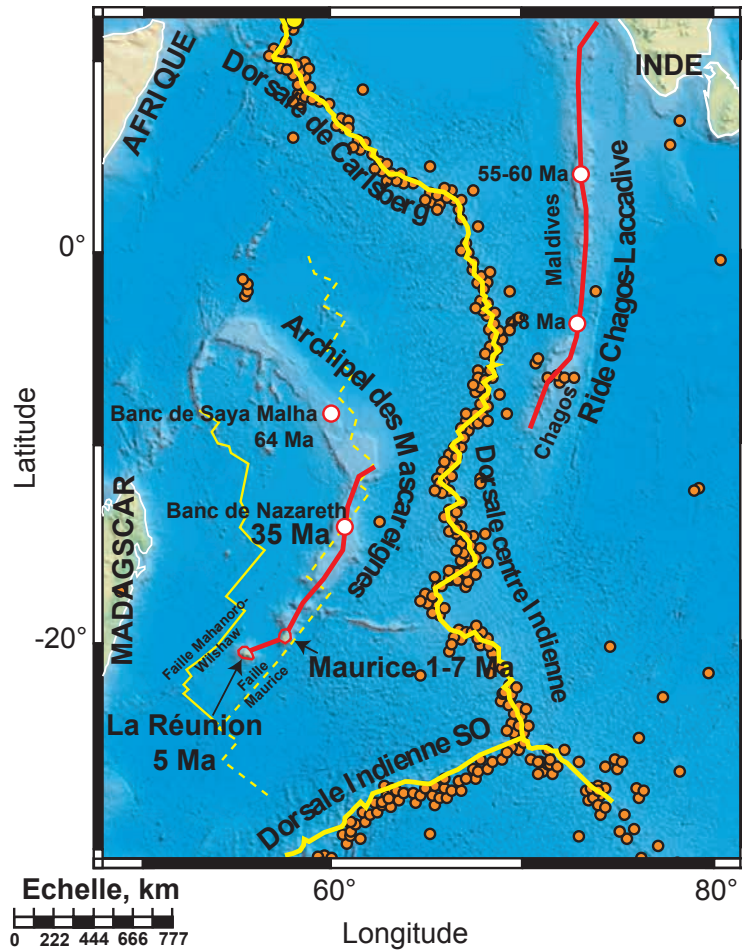


FIGURE 2.1 – Carte de l’Océan Indien

Position géo-chronologique de l’île de la Réunion dans l’océan Indien et sismicité de l’océan Indien entre 1990 à 2000. Ligne jaune épaisse : dorsales actives. Ligne jaune : dorsale fossile du bassin des Mascareignes (active de 83 à 60 Ma, Bernard and Munsch, 2000). Ligne jaune pointillée : isochrone 83 Ma (reconstitution de Bernard and Munsch, 2000). Cercles oranges : sismicité entre 1990 et 2000, entre 0 et -35 km de profondeur, de magnitude comprise entre 2 et 6. Bathymétrie extraite de <http://www.test.isa.org.jm> ; sismicité localisée par l’USGS ; structures géo-chronologiques de Lénat et al. (2009).

du volcan, à partir d'une caldeira sommitale.

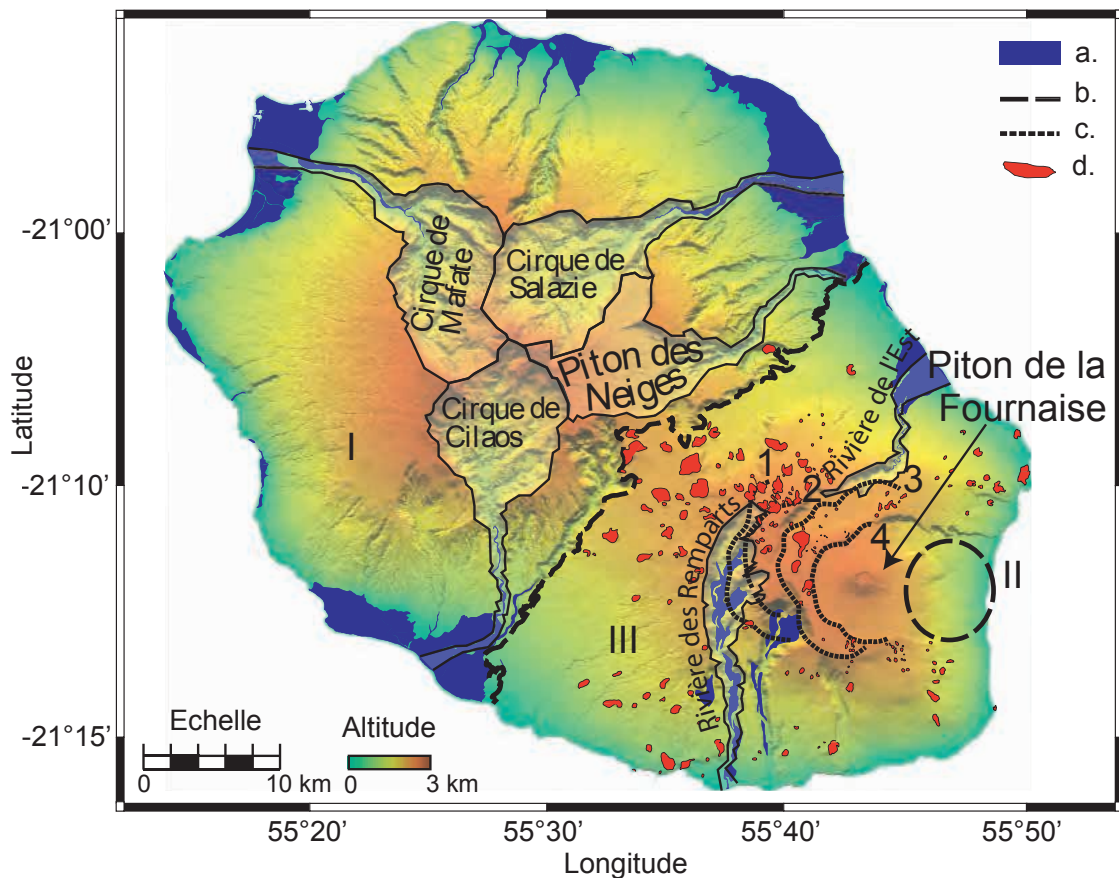


FIGURE 2.2 – Carte géologique simplifiée de l'île de la Réunion

I- Massif du Piton des Neiges. II- Complexe magmatique des Alizés. III- Massif du Piton de la Fournaise. a : Formations superficielles. b : limite entre le massif I et II. c : Accidents tectoniques du Piton de la Fournaise. d : Cônes de projections. 1- Caldera des Remparts, 2- Caldera du Morne Langevin, 3- Caldera des Sables, 4- Caldera de l'Enclos Fouqué. Topographie fournie par l'IGN, 1 point tous les 25 m.

2.2 Le Piton de la Fournaise

Le Piton de la Fournaise est apparu il y a environ 530 ka (Gillot and Nativel, 1989). Comme le Piton des Neiges, c'est un volcan bouclier basaltique de type ha-waïen (Bachèlery and Mairine, 1990). Son évolution se décompose en cinq phases, délimitées par la formation de quatre calderas successives d'ouest en est depuis 530 ka (en pointillés sur la figure 2.2, Bachèlery and Mairine, 1990; Gillot and Nativel, 1989), dont la dernière correspond à la formation de l'Enclos Fouqué (Bachèlery, 1981; Staudacher and Allègre, 1993; Gillot and Nativel, 1989). Dans la partie occi-

dentale du massif actuel s'est formée la Fournaise ancienne (affleurant uniquement dans le fond de la vallée de la Rivière des Remparts). Ses roches les plus anciennes ont un âge de 530 ka. La première caldera (caldera des Remparts, figure 2.2 1) s'est effondrée il y a 290 ka et l'activité s'est décalée une première fois vers l'est. Les coulées ont été chenalisées par la Rivière des Remparts, jusqu'à la formation il y a 220 ka de la caldera du Morne Langevin qui est interprétée dans l'étude Gillot and Nativel (1989) comme un épisode de la phase des Remparts. La caldera des Sables s'est formée il y a 65 ka (figure 2.2 2). Les pitons à l'est de la rivière des Remparts et la Rivière de l'Est (figure 2.2 d), et les rift-zones nord et sud (figure 2.3) se sont formées pendant que la caldera des Sables se remplissait de 65 à 4,7 ka (Grasso and Bachèlery, 1995a). La dernière caldera s'est formée il y a 4,5 ka (figure 2.2 3, Abchir, 1996). Cette caldera de l'Enclos Fouqué est ouverte sur la mer et contient des pentes anormalement élevées dans le Grand Brûlé (figure 2.3). L'anomalie gravimétrique existant sous le Grand Brûlé suggère que la masse du complexe intrusif du volcan des Alizés a une importance prépondérante dans la structure et la morphologie actuelle et à venir de l'Enclos Fouqué. Lénat *et al.* (1989); Lénat and Bachèlery (1990); Labazuy (1996) et Malengreau *et al.* (1999) ont mis en évidence l'importance de l'effondrement du flanc est du volcan pour décrire la structure du massif du Piton de la Fournaise. Le Piton de la Fournaise présente deux rift-zones (figure 2.3) le long desquelles ont lieu des intrusions de dykes et des éruptions fissurales. Ses magmas sont effusifs et forment des fontaines de lave. Les coulées peuvent atteindre la mer où elles forment des plateformes de plusieurs hectares avec des volumes considérables de pillow lavas, sur la partie immergée du flanc est du volcan.

Deux cratères, Bory et Dolomieu, composent le sommet du Piton de la Fournaise. Chevalier and Bachèlery (1981) ont montré que le cratère Bory s'est effondré et a été comblé. La première photo du sommet du Piton de la Fournaise prise par Alfred Lacroix en 1911 (Lacroix, 1936), montre les deux cratères sommitaux séparés par une crête. Lacroix (1936) note aussi que la partie orientale du Dolomieu s'est effondrée entre 1931 et 1935, formant le cratère Brûlant. Depuis 1953, quatre pit-craters se sont formés dans le Dolomieu. En 1953, un premier pit-crater s'est formé dans la partie sud-ouest du Dolomieu et la séparation Bory-Dolomieu a disparu. A la fin des éruptions de 1985 et de 1986, un second pit crater s'est formé dans le sud-est du Dolomieu (d'environ 100 m de diamètre et 80 m de profondeur, Lenat *et al.*, 1989a; Delorme *et al.*, 1989; Hirn *et al.*, 1991). Le troisième effondrement de faible ampleur, d'environ 20 m de diamètre, et 10 m de profondeur (Longpré *et al.*, 2007) a eu lieu le 23 décembre 2002 suite à l'éruption dans les Grandes Pentas de Novembre 2002. De 1955 à février 2007, chaque éruption sommitale a participé à l'accumulation de coulées de lave dans le Dolomieu qui s'est progressivement entièrement rempli. Suite à l'éruption dans le Grand Brûlé du 2 avril 2007, une caldera sommitale s'est formée, occupant la totalité du Dolomieu, d'une profondeur de 340 m environ (Michon *et al.*,

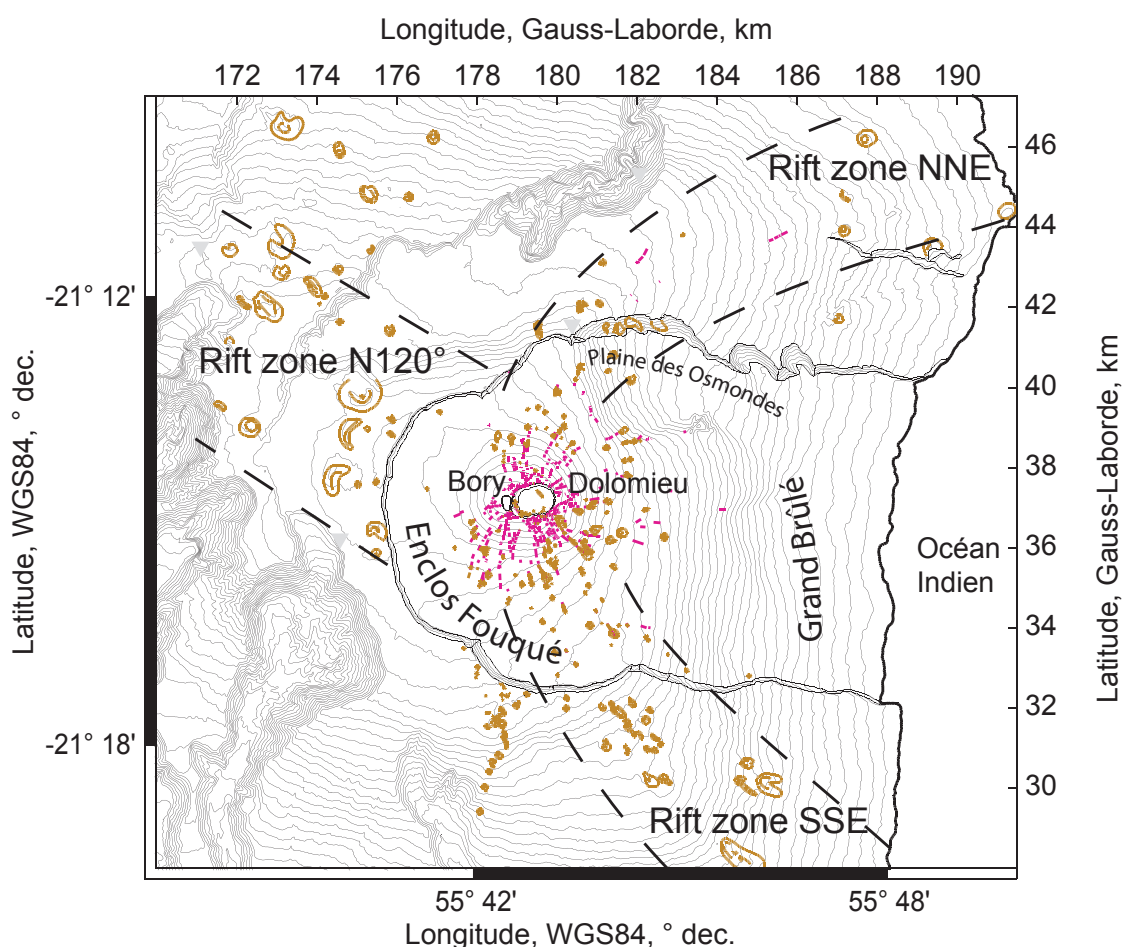


FIGURE 2.3 – Carte de la Caldera de l'Enclos Fouqué.

Topographie, cônes scoriacés (orange), fissures eruptives (rose) et rift zones, d'après Peltier (2007).

2007; Urai *et al.*, 2007; Staudacher *et al.*, 2008). Cet effondrement s'est déroulé du 5 avril (à 20h48 TU²) au 7 avril (à 1h00 TU environ) et constitue l'un des mieux documentés au monde. L'histoire géologique du sommet du Piton de la Fournaise semble illustrer parfaitement un concept de Bachèlery (1999) : la coalescence de pit-craters au sommet d'un volcan bouclier mène à la formation d'une caldera sommitale. La comparaison entre les pit-craters du Piton de la Fournaise et l'effondrement du 5 avril 2007 fait ressortir la différence d'échelle de ces phénomènes. Cette échelle, d'après Roche *et al.* (2001) est proportionnelle aux dimensions du réservoir sous-jacent, aussi doit-on s'interroger sur la relation entre les variations de taille des effondrements du Piton de la Fournaise et l'évolution des dimensions de son réservoir.

2. Toutes les heures indiquées dans ce mémoire sont données en temps universel (TU), l'heure locale à la Réunion étant égale à l'heure TU + 4h

Chapitre 3

Connaissances actuelles sur le Piton de la Fournaise

Le Piton de la Fournaise est le sujet de nombreuses études géologiques, géochimiques et géophysiques. Il est possible d'en donner une image assez détaillée du point de vue de sa lithologie, de son système hydrothermal et de sa structure. Les résultats de ces études sont complétés par l'imagerie sismique. Les campagnes de sismique réfraction et réflexion, ainsi que la tomographie passive, ont donné plusieurs résultats utiles à l'imagerie des propriétés physiques de l'île et du volcan. Depuis 2007, l'interférométrie de bruit de fond sismique permet le suivi 4D des propriétés physiques du Piton de la Fournaise. Du point de vue de son fonctionnement, Hirn *et al.* (1991) et Sapin *et al.* (1996) ont montré l'utilité de la sismologie pour l'étude des structures volcano-tectoniques.

3.1 Lithologies

Bachèlery and Mairine (1990) décomposent les formations géologiques du Piton de la Fournaise en deux groupes. Le premier, le "bouclier ancien" (de 500 ka à 150 ka) est observable dans le fond de la Rivière des Remparts. Le second groupe, le bouclier récent (150 ka à l'actuel), se divise en trois unités correspondant aux trois calderas du volcan se succédant d'est en ouest (celle du Morne Langevin, 150 ka, Merle *et al.*, 2010, de la Plaine des Sables, 65 ka, et de l'Enclos, 5 ka). Les magmas récents du Piton de la Fournaise sont soit aphyriques soit à olivine. Bachèlery (1999) et Peltier (2007) considèrent les éruptions à océanites comme des événements majeurs et les interprètent comme autant de réalimentations magmatiques. Aujourd'hui, l'interprétation de la structure des olivines et de leur composition chimique donne des indices sur la dynamique convective du réservoir du Piton de la Fournaise (Famin *et al.*, 2009; Welsch *et al.*, 2009).

L'effondrement d'avril 2007 a permis à Michon *et al.* (2009) d'observer trois traits géologiques principaux sur les parois du nouveau cratère (photos 3.1). Dans la falaise nord-ouest, des couches de basalte remplissent l'ancien cratère Bory dont l'existence

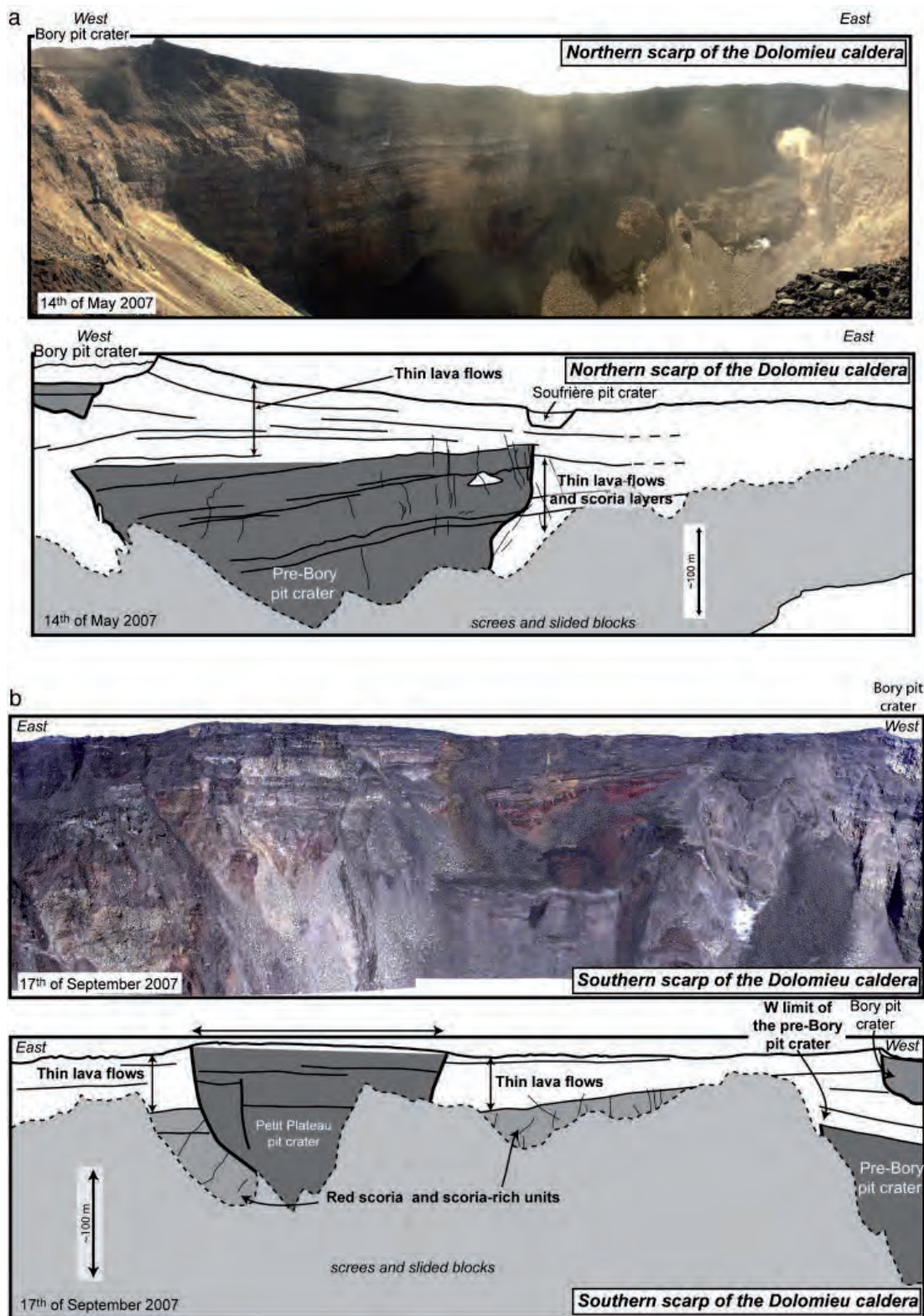


FIGURE 3.1 – Interprétation lithologique.

Michon et al, 2007, panoramas et interprétations des falaises nord (a) et sud (b) de la caldeira d'avril 2007. Photos F. Massin.

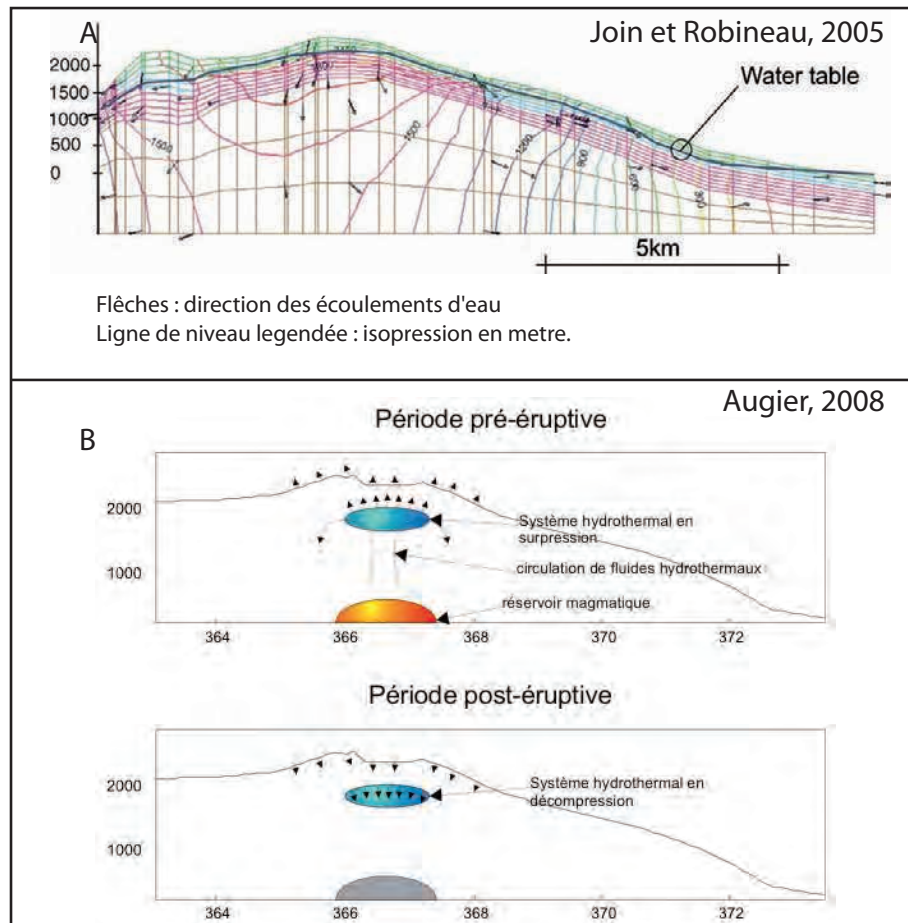


FIGURE 3.2 – Modèle hydraulique et hydrothermal.

Modélisation des niveaux phréatiques et hydrothermaux du Piton de la Fournaise et du système hydrothermal. A : Join et al. (2005). Flèches : direction des écoulements. Lignes : pression. B : Augier (2008), hypothèse sur l'origine des déplacements inter-éruptifs.

a été suggérée par Lénat and Bachèlery (1990). Ces formations contrastent avec les couches de scories encaissantes. Sur l'ensemble des falaises du Dolomieu, les couches sont sub-horizontales. Aucun changement du centre d'activité observé par de Saint-Vincent (1804) n'est visible. Par ailleurs, Michon *et al.* (2009) observent la présence d'une puissante couche de scories et d'unités scoriacées sous la pile de fines coulées de laves récentes et l'interprètent comme une période d'activité explosive.

Les fortes pluies au sommet du Piton de la Fournaise sont souvent suivies de fumerolles à l'intérieur du cratère Dolomieu. La présence et le fonctionnement d'un système hydrothermal a été étudié par Lénat *et al.* (2000) et Join *et al.* (2005). Le front d'altération hydrothermal a été observé sur les profils géoélectriques, et modélisé par Join *et al.* (2005). Sous le sommet du volcan, le niveau hydrothermal se trouve entre 1,8 et 2,4 km d'altitude (figure 3.2A). Ce niveau anormalement élevé est interprété comme un corps isolé par des dykes et perché sur des niveaux imperméables. Pour Peltier *et al.* (2008b) et Augier (2008), la déflation post éruptive d'avril et mai 2007 est générée par la déflation d'un objet situé sous le Dolomieu, entre 1 et 2 km d'altitude. Peltier *et al.* (2008b) l'interprètent comme la remontée par effondrements successifs d'une cavité entre le 5 et le 6 avril. Augier (2008) l'interprète comme la dépressurisation du système hydrothermal sur la base des images infrarouges satellitaires¹ du volcan prises après le 9 avril 2007 montrant une anomalie thermique dans le cratère Dolomieu. Il modélise ce phénomène entre 1,4 et 2,2 km d'altitude (figure 3.2B). Cette zone est sismogène mais difficilement étudiable avec une approche sismologique classique car les modèles de vitesse des ondes sismiques ne sont pas représentatifs des hétérogénéités sismiques à l'échelle du sommet du volcan.

Les zones profondes de l'île sont visibles sur les profils de sismique réflexion et réfraction (campagne FOURNAISE-REUSIS, août 1993 ; Driad, 1997; Charvis *et al.*, 1999; Gallard *et al.*, 1999; Voogd *et al.*, 1999). Le profil 3.3A met en évidence un réflecteur profond à 28 km de profondeur et une couverture sédimentaire entre l'édifice volcanique et la croûte. Par contre, il ne montre aucune déflexion notable de la lithosphère. Driad (1997) interprète l'anomalie à -12 km, au dessus du Moho, sous la partie nord-est de l'île, comme un sous-placage magmatique (profil 3.3B). La sismicité du Piton de la Fournaise a permis à Nercessian *et al.* (1996) de réaliser la première image tomographique du volcan par l'inversion conjointe des localisations et du modèle de vitesses des ondes P et S (figure 3.3C). La même approche a été suivie par Prôno *et al.* (2008) (tomographie des vitesses d'onde P, figure 3.3D). Nercessian *et al.* (1996) et Prôno *et al.* (2008) mettent en évidence une anomalie négative autour de -1 km, particulièrement marquée sur le modèle des vitesses d'ondes S (Nercessian *et al.*, 1996) et l'interprètent comme un réservoir magmatique. Sur ces images, le

1. Prises par la plateforme **ASTER** et mises à disposition sur <http://geo-data1.geogrid.org/vsldb/image/>

Dolomieu s'enracine jusqu'à 1 km d'altitude et le niveau de la mer est souligné par un fort contraste d'impédance (V_P passe de 3 à 4,5 km.s⁻¹ entre 0,5 et -0,5 km ; Prôno *et al.*, 2008). Au dessus du niveau de la mer, ces modèles sont complémentaires du modèle de Brenguier *et al.* (2007) sur lequel semble apparaître la rift-zone sud au dessus de 0,5 km d'altitude (figure 3.3E).

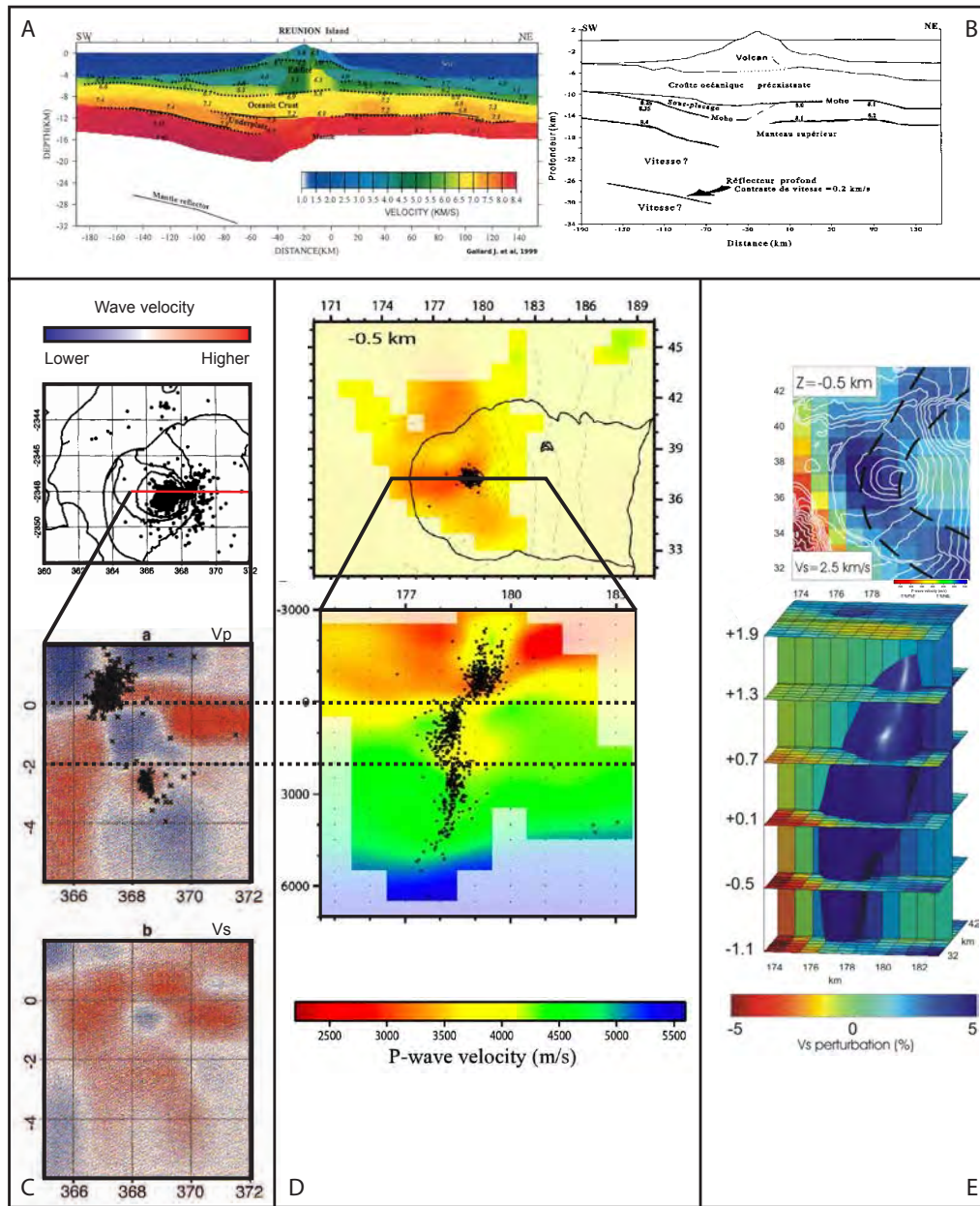
3.2 Les modèles structuraux et le système d'alimentation

Sapin *et al.* (1996) ont montré que les hypocentres superficiels se répartissent sur deux plans qui s'individualisent entre 0 et 1 km au dessus du niveau de la mer. Se basant sur la même observation et sur l'étude des déformations entre 1981 et 1990, Lénat and Bachèlery (1990) ont suggéré l'existence d'un complexe de sills et de dykes se refroidissant lentement entre le niveau de la mer et le sommet (figure 3.4A). Dans ce modèle, les poches magmatiques sont alimentées de façon discontinue par un réservoir plus profond. Carter *et al.* (2007) observent la présence d'un plan de glissement superficiel du flanc est du sommet et modélisent analogiquement le développement de ces structures avec un réservoir magmatique à une altitude de 1 km (figure 3.4B). Dans ce modèle, la formation des pit-craters relevés par Lénat and Bachèlery (1990) est liée au fonctionnement d'un seul réservoir magmatique. Catry (2007) attribue la formation des petits pit-craters de 1931, 1953, 1986 et 2002 aux vidanges de petits réservoirs superficiels et la formation du grand pit crater de 2007 à la vidange d'un réservoir magmatique plus grand au niveau de la mer.

Battaglia *et al.* (2005) ont étudié la sismicité précédant l'éruption de mars 1998. Ces auteurs ont observé une migration des séismes depuis environ -6 km (sous le niveau de la mer) jusqu'à 1 km et ont interprété cette migration comme générée par une intrusion magmatique. Depuis 1981 et jusqu'à aujourd'hui, l'éruption de mars 1998 a été la seule qui ait été précédée d'une telle migration pré-éruptive de la sismicité. Les interférogrammes couvrant l'éruption de 1998 n'ont révélé aucune déformation pré et post-éruptive, conduisant Sigmundsson *et al.* (1999) à penser que l'intrusion a commencé à une profondeur supérieure à -7 km. Fukushima (2005) soutient cette hypothèse pour la période 1998-2000 à l'aide d'interférogrammes calculés à partir de données radar InSAR (figure 3.5A). L'existence et le fonctionnement de réservoirs profonds ont aussi été suggérés par les événements longue-période qu'ils génèrent. La présence d'événements longue-période a été relevée par Lépine (1987) lors de l'éruption de 1985 et par Hirn *et al.* (1991) avant l'effondrement d'un pit-crater en mars 1986 dans la partie sud-est du Dolomieu (figure 3.4A). Aki and Ferrazzini (2000) ont proposé, à partir de la fréquence des événements longue-période, un modèle composé de plusieurs niveaux de stockage connectés entre eux (figure 3.5B). Ce modèle distingue une trajectoire sommitale et une trajectoire de rift zone connectée au site

Gallart et al, 1999

Driad, 1997



Nercessian et al, 1995

Prôno et al, 2009

Brenguier et al, 2007

FIGURE 3.3 – Modèles sismiques

Inversions et extractions des vitesses sismiques de l'île de la Réunion et du Piton de la Fournaise. A : Gallart et al. (1999), modèle de répartition des vitesses des ondes P (en $\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$). B : Driad (1997), interprétations structurales. C : Nercessian et al. (1996), coupe ouest-est des modèles de vitesse des ondes P (a) et S (b) et sismicité utilisée. D : Prôno et al. (2008), carte et coupe est-ouest du modèle de vitesses des ondes P et sismicité utilisée. E : Brenguier et al. (2007), modèle de vitesse des ondes S et représentation de l'isosurface de 2,5% de perturbation.

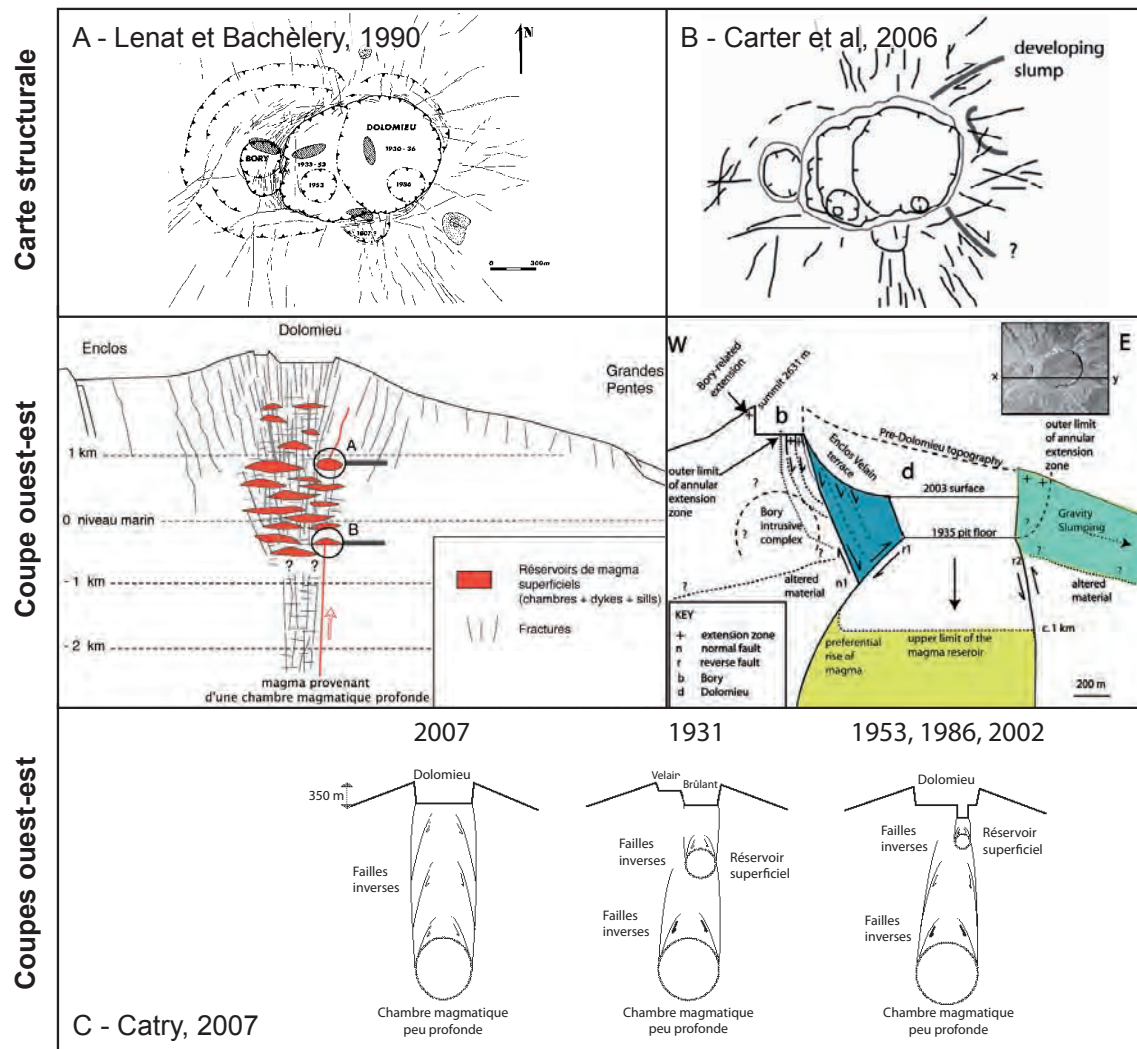


FIGURE 3.4 – Modeles structuraux.

Relations entre les structures observées en surface et le système magmatique. A : Coupe hypothétique est-ouest du Piton de la Fournaise proposée par Lénat and Bachélery (1990). B : Carter et al. (2007), coupe schématique est-ouest du sommet du Piton de la Fournaise. Le glissement du flanc est du sommet se fait au toit du système hydrothermal. C : schéma bilan de l'étude de Catry (2007) montrant les mécanismes de formation des différents types de pit-craters documentés au Piton de la Fournaise.

cratère Dolomieu, d'une surface équivalente à celui ci et d'environ 400m de hauteur.

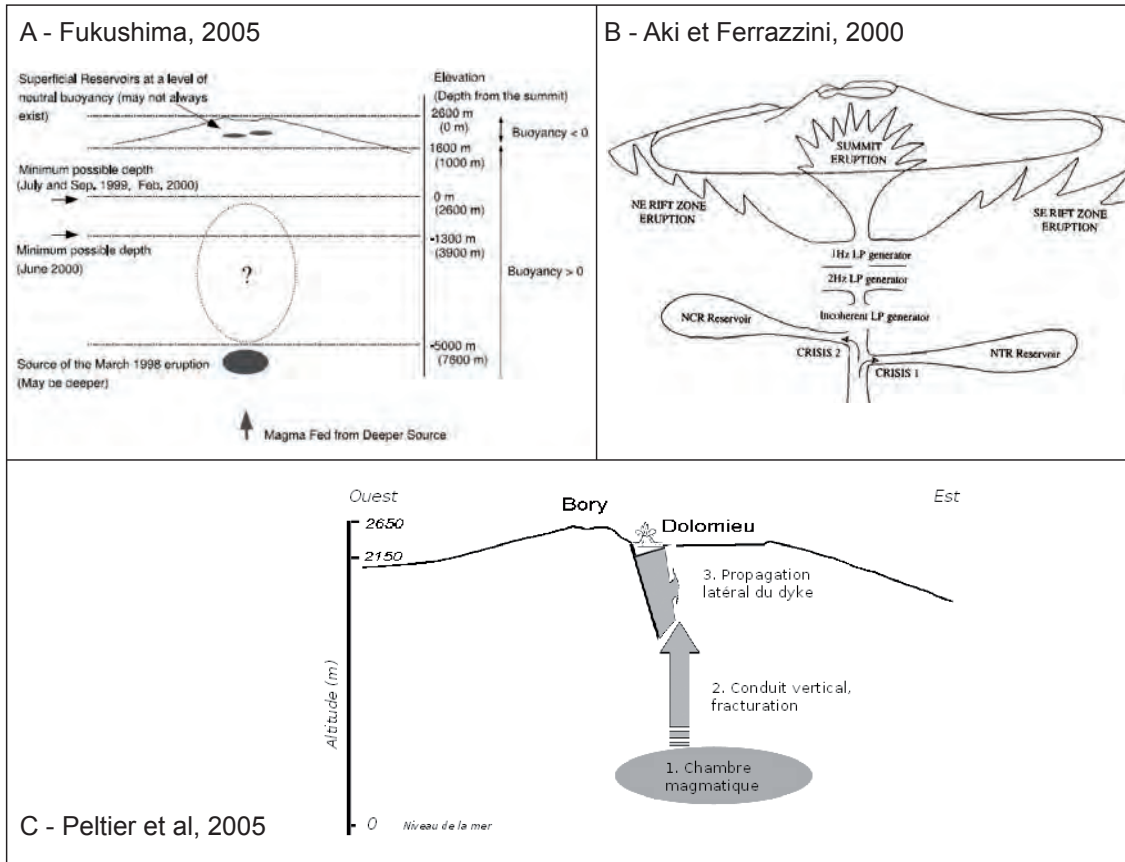


FIGURE 3.5 – Modeles d'alimentation.

Représentation des stokages et des transferts magmatiques au Piton de la Fournaise. A : Fukushima (2005), profondeur minimum des systèmes de stockage magmatique impliqués dans les éruptions de 1998 à 2000. B : Aki and Ferrazzini (2000), schéma des réservoirs interprétés grâce aux événements longues périodes. C : Peltier et al. (2005), modèle conceptuel d'une injection magmatique vers une éruption proximale du Piton de la Fournaise.

3.3 Les cycles éruptifs

D'après Peltier (2007), la géochimie des laves émises indique clairement des réalimentations après chaque éruption distale. Cinq cycles éruptifs ont donc été définis (figure 3.6; Peltier, 2007; Peltier *et al.*, 2008a). Chacun des cycles commence par une éruption sommitale ou proximale et se termine par une éruption distale. Depuis l'année 2000, cinq cycles se sont succédés. Le premier, entre 2000 et janvier 2002, contient six éruptions. Le second s'étend de mai 2003 à janvier 2004 (cinq éruptions et une intrusion). Le troisième et le quatrième rassemblent trois éruptions de mai 2004 à février 2005 et de octobre 2005 à janvier 2006. Le dernier cycle reconnu commence avec l'éruption d'août 2006 (d'une durée de 4 mois) et finit avec l'éruption majeure

d'avril 2007.

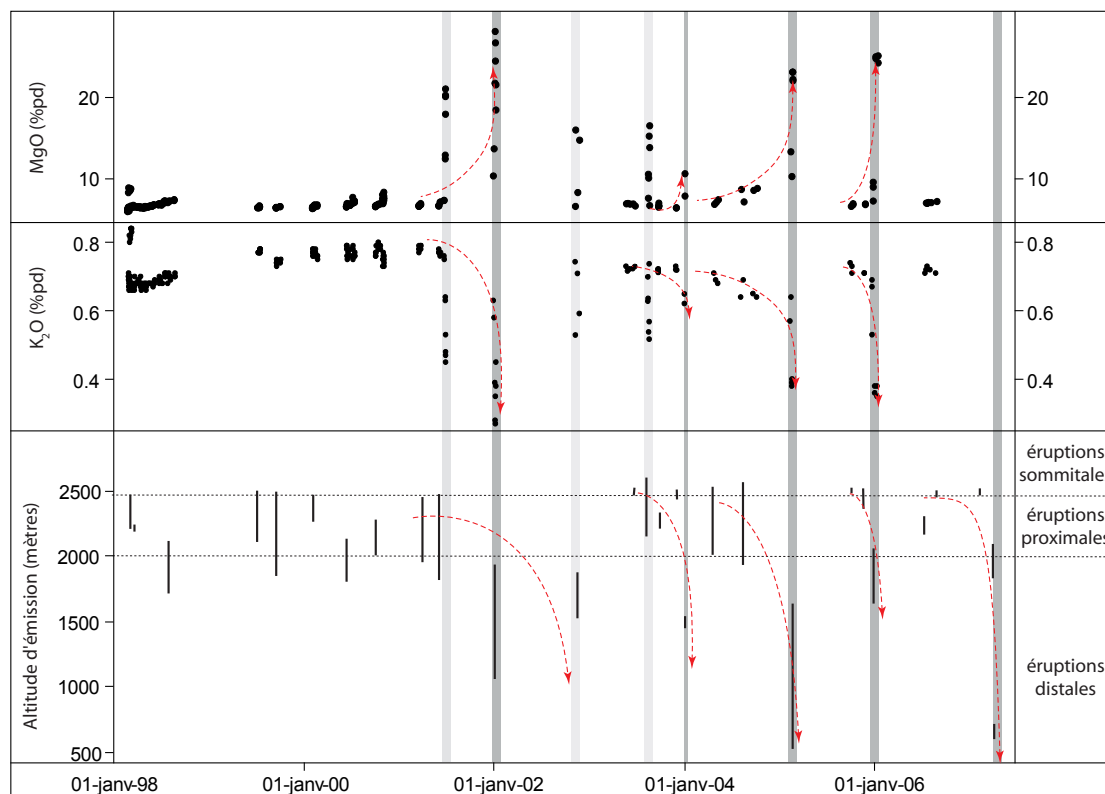


FIGURE 3.6 – Les cycles éruptifs de 1998 à 2007.

D'après Peltier (2007). Comparaison entre l'évolution de la teneur en MgO ($\%_{pds}$) et K₂O ($\%_{pds}$) des laves émises et de l'altitude des fissures éruptives au cours de la période 1998-2007. Les colonnes en gris foncé représentent les éruptions distales à océanites et les colonnes en gris clair les éruptions à basaltes à olivines. Les éruptions à lave aphyrique ne sont représentées que par l'altitude de leur fissure. Les flèches rouges représentent les différents cycles définis par l'auteur.

Dans le modèle de Peltier *et al.* (2008a) et de Peltier (2007), expliquant les éruptions de 2004 à 2005, la partie supérieure du réservoir (500 m d'altitude) nourrit les éruptions sommitales et proximales, alors que la base orientale du réservoir (100 m sous le niveau de la mer) alimente les éruptions distales. Toutes les injections magmatiques ont été modélisées sous forme de dykes. Cependant, Peltier *et al.* (2008b) mettent en évidence la difficulté de modéliser l'intrusion d'avril 2007 avec un dyke. En fait, les déformations enregistrées sont anormalement faibles pour un dyke, et elles présentent un gradient de surrection croissant du sommet vers la base du cône terminal qui n'est pas reproductible avec un dyke. Augier (2008) a rencontré des difficultés similaires avec les images pré-éruptives d'interferométrie radar. D'autre part, cette éruption d'avril 2007 présente un volume de lave extrudé très élevé et

suggère une réalimentation d'origine profonde.

Les transferts magmatiques au Piton de la Fournaise sont détectables par des approches basées sur l'interférométrie de bruit de fond, comme l'ont proposé Brenguier *et al.* (2007) et Duputel *et al.* (2008). Cette technique permet à l'**OVPF** de suivre l'évolution des vitesses sismiques en temps réel entre chaque paire de stations du réseau sismologique. La figure 3.7A montre une baisse des vitesses sismiques avant l'éruption d'août 2006, notamment sous le sommet du volcan (figure 3.7C). La figure 3.7D montre l'augmentation des vitesses sismiques après l'arrêt de l'éruption d'août 2006. Cette tendance a aussi été observée par Aoki and Ferrazzini (2009), dans une étude plus précise entre mars et mai 2007. Les algorithmes de Aoki and Ferrazzini (2009) réalisent une mesure de vitesse par heure contre une mesure par jour pour Brenguier *et al.* (2007) et Duputel *et al.* (2008). Aoki and Ferrazzini (2009) précisent que les ondes sismiques de fréquence supérieure à 2,5 Hz subissent une atténuation entre le 30 mars et le 30 avril. Ces auteurs interprètent ce phénomène comme la mise en place de l'intrusion qui alimente l'éruption d'avril 2007 dès le 30 mars 2007 ; cette intrusion se serait refroidie le 30 avril. L'interférométrie de signal aléatoire (bruit de fond et coda), associé à l'étude des déformations, permet d'obtenir des modèles 4D de transferts magmatiques.

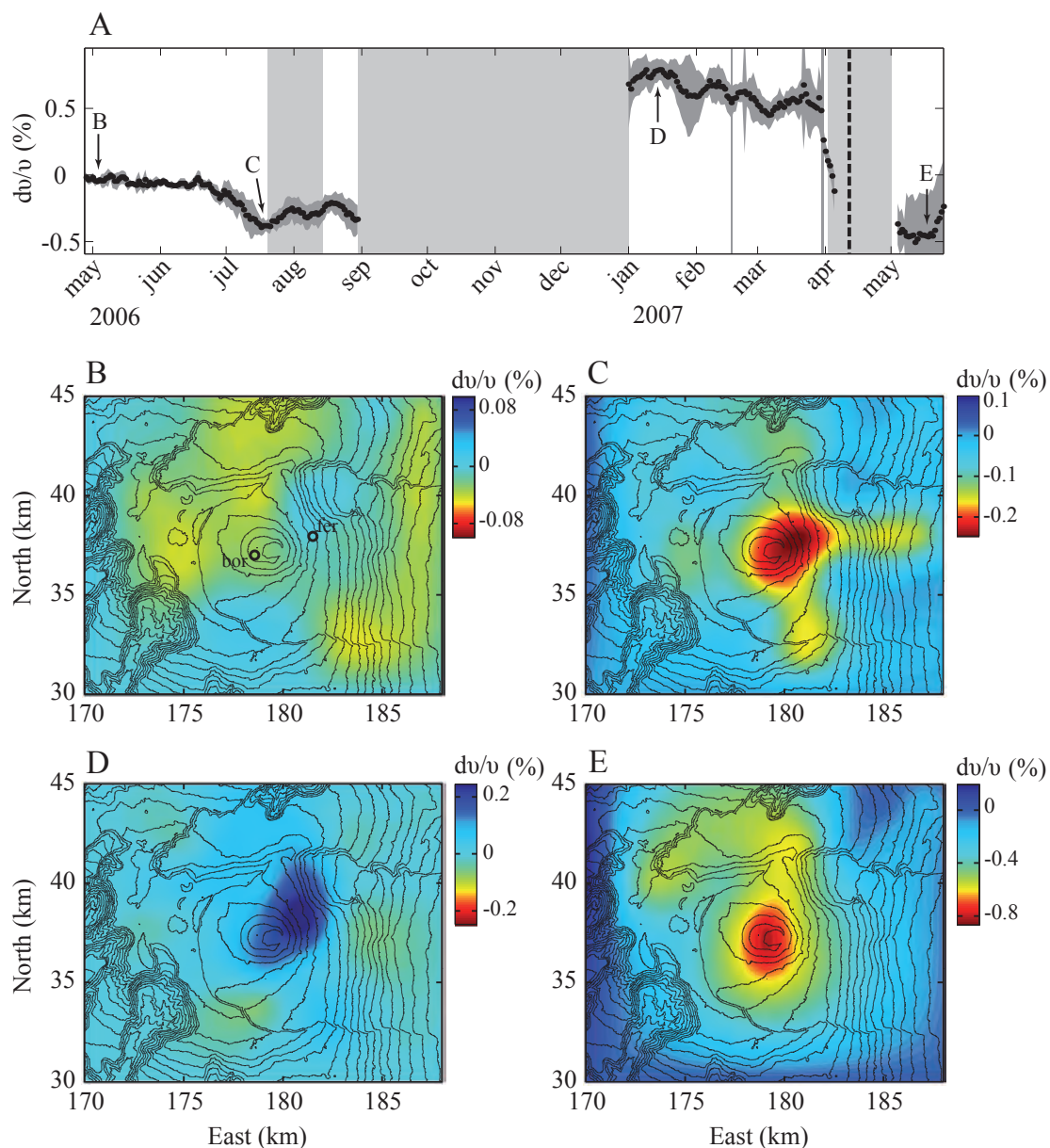


FIGURE 3.7 – Cartographie des changements temporels de 2006 à 2007.

D'après Duputel et al. (2008). A : évolution de vitesse sismique entre les stations **borz** et **ferz**. Les flèches indiquent les périodes utilisées pour les cartographies des perturbations. B : période sans éruption ni cyclone. C : période pré-éruptive de juillet 2006. D : période post éruptive d'août 2006. E : perturbations engendrées par le cycle éruptif 2006-2007 (voir partie 3.3).

Chapitre 4

Activité volcanique étudiée

La majorité des éruptions du Piton de la Fournaise ont lieu au sein de l'Enclos Fouqué, dans les cratères sommitaux ou le long des rift-zones (figure 2.3). Les cônes et fissures éruptives sont concentrés dans un rayon de deux à trois kilomètres autour du sommet. 95 % d'entre elles s'ouvrent au dessus de 1800 m d'altitude. Les éruptions sont dites sommitales, proximales ou distales, selon leur localisation par rapport au sommet (Peltier, 2007). Ces éruptions sont d'une durée relativement courte (90 % d'entre elles ont une durée inférieure à deux mois). La limite maximale d'extension des coulées est relativement faible et est atteinte dans les premiers jours de l'éruption. Sur les deux cents quarante huit éruptions observées du 19^{eme} au 21^{eme} siècle, quatorze éruptions ont atteint la mer au 19^{eme} siècle, sept au 20^{eme} siècle et trois au 21^{eme}, soit 9% au total.

4.1 Activité volcanique de 2000 à 2009

Après cinq ans et demi d'inactivité, entre 1992 et 1998, le Piton de la Fournaise est entré en éruption le 9 mars 1998 à 11h05 TU (tableau 4.1). Cette éruption a été précédée par une augmentation progressive de la sismicité courant 1997 ainsi que par deux crises sismiques en novembre 1996 et août 1997. Une migration de la sismicité à été observée de -6 km¹ à 1 km, témoignant de l'intrusion magmatique depuis des niveaux de stockage profond jusqu'à la surface (le détail de ces observations et de leur implication est donné dans la partie 3.2). L'éruption de mars 1998 qui a duré plus de six mois, est la plus longue du 20^{eme} siècle. Le Piton de la Fournaise est entré 28 fois en éruption entre mars 1998 et décembre 2008, soit une moyenne d'une phase éruptive tous les quatre mois, produisant au total environ 344 Mm³ de lave (dont 180 Mm³ en avril 2007, Staudacher *et al.*, 2008; Saint-Ange, 2009). Toutes les coulées se sont épanchées dans l'Enclos Fouqué, à l'exception de l'éruption de mars 1998, pour laquelle les fissures se sont propagées le 9 août, en dehors de la bordure nord de l'Enclos (figure 4.1E).

1. Les altitudes, comme les profondeurs, sont données par rapport au niveau de la mer.

Site	Altitude (m)	Date	Crise sismique		Tremor		Volume (Mm ³)	
			D but	Dur e (min)	Debut	Dur e (jrs)		
Flanc N et OSO	1700	08/03/98	0h00	2160	9/3	11h05 195	60	Hors enclos
Dolomieu et flanc est	2050	19/07/99	14h17	12		14h56 11,4	3,3	
Dolomieu	1850	28/09/99	6h37	25		7h58 24,6	< 1	
Flanc N	2250	13/02/00	13h35	19		20h18 20,1	4,1	
Flanc E-SE	1820	23/06/00	12h50	37		14h00 36,4	15	
Flanc SE	2000	12/10/00	0h01	64		1h05 31,9	5	
Flanc S-SE	1940	27/03/01	8h57	20		9h20 7,6	4,8	
Flanc SE	1800	11/06/01	9h19	25		9h50 25,4	9,5	
Flanc NE	1070	05/01/02	12h40	100		19h00 10,1	13	
Flanc E	1600	16/11/02	19h40	160		0h33 16,8	8	
Dolomieu		23/12/02					0,000620	Pit-crater
Dolomieu	2450	30/05/03	7h35	10		7h55 1,2	12	
Dolomieu	2450	02/06/03	-	-		10h00 5,4		
Dolomieu	2450	12/06/03	-	-		23h08 1,8		
Dolomieu	2450	21/06/03	-	-		19h30 15		
Flanc N	2200	22/08/03	14h48	35		16h00 4,2		
Flanc S	2200	30/09/03	18h28	36		19h30 0,3		
Flanc E		06/11/03	2h00	180				Avort e
Dolomieu	2475	07/12/03	10h42	22		11h25 17,3		
Flanc NE	1500	07/01/04	5h18	2370	8/1	22h45 1,1		
Bory et flanc S	2000	02/05/04	15h09	21		15h35 16,2		36
Dolomieu et flanc E	1900	12/08/04	22h15	7		22h40 61,8		
Flanc NE	1500	17/02/05	13h35	55		16h35 9,1	19	
Dolomieu	2300	04/10/05	9h30	25		10h26 12,4	20	
Dolomieu et flanc N	2475	29/11/05	2h00	4		2h25 0,3		
Flanc NE	1500	26/12/05	10h45	30		13h10 22,4		
Flanc SO	2200	19/07/06	22h18	35		23h45 23,8	2	
Dolomieu	2450	30/08/06	-	-		7h35 123,5	10	
Dolomieu	2450	18/02/07	12h11	12		12h40 0,8	< 1	
Flanc SE	1900	30/03/07				19h00 0,4	< 1	
Flanc SE	600	02/04/07	16h23	8898		6h00 26,8	180	
Dolomieu		05/04/07				20h48 1,2	110	Pit-crater
Dolomieu	2380	21/09/08	11h02	18		11h30 10,4	0,85	
Dolomieu	2380	27/11/08	7h27	15		7h50 0,9	?	
Dolomieu	2380	14/12/08	4h05	1125		22h50 51	?	

TABLE 4.1 – Récapitulatif des éruptions étudiées de 1998 à 2008.

Les altitudes indiquées sont celles du ou des point(s) bas de chaque fissure éruptive. Une seule estimation du volume de lave émis est donné pour toutes les phases d'une même éruption. Pour les lignes grises commentées **Pit-crater**, le volume indiqué est celui du cratère effondré. Le symbole (-) indique l'absence d'un phénomène. Données OVPF (et Global Volcanism Program).

La figure 4.1 montre l'extension des éruptions sommitales, des éruptions proximales (sur les pentes du cône central) et des éruptions distales (le long des rift zones, à plus de quatre km du sommet, Peltier, 2007) ayant eu lieu durant la période 2000-2008. Les éruptions distales ont une signification particulière. La grande majorité des éruptions du Piton de la Fournaise produisent des laves aphyriques à l'exception des éruptions distales de janvier 2002, de février 2005, de décembre 2005 et d'avril 2007, qui ont émis des océanites. Le tableau 4.1 illustre les conclusions de Aki and Ferrazzini (2000) qui notent que, plus les crises sismiques pré-éruptives durent, plus les fissures éruptives s'ouvrent à basse altitude. Les éruptions distales s'accompagnent d'un risque d'éruption hors-Enclos et produisent des volumes de lave variant entre 15 et 180 Mm³ contre 1 à 20 Mm³ pour les éruptions sommitales et proximales (Bachelery, 1981; Lenat *et al.*, 1989a; Hirn *et al.*, 1991; Longpré *et al.*, 2007; Michon *et al.*, 2007; Peltier *et al.*, 2009). Les éruptions distales déclenchent souvent la formation de pit-crater. Ce fût le cas pendant l'éruption de mars 1986, à la suite de l'éruption de novembre 2002, et pendant l'éruption d'avril 2007 (section 2.2 et tableau 4.1) mais aucun effondrement n'est associé à l'éruption majeure de 1977 dans les Hauts de Sainte Rose.

4.2 Les trois phases de l'éruption d'avril 2007

L'éruption sommitale qui a commencée le 30 août 2006 se termine le 1^{er} janvier 2007. La sismicité sous le Piton de la Fournaise reprend à la fin du mois de janvier, témoignant de la préparation d'une nouvelle éruption. Du 1^{er} janvier au 18 février, la composante radiale de l'inclinomètre de **TCRi**² (dans la partie nord-ouest de l'enclos Fouqué) enregistre une augmentation de pente de 4 μ rad (figure 4.2A). Le 18 février à 12h15 TU, une crise sismique de 97 séismes en 12 minutes débute sous le sommet et une fissure s'ouvre à 12h40 au sommet du Piton de la Fournaise, traversant d'ouest en est le cratère Dolomieu (figure 4.2A). L'injection du dyke en direction du sommet provoque, pendant la crise sismique de février, une diminution de pente à la base du cône sommital de 20 μ rad (sur la composante radiale de **TCRi**) et de 660 μ rad au sommet (sur **BORi**). Après 8h d'activité effusive et l'émission de moins de 1 Mm³ de lave, le trémor³ éruptif disparaît à 22h00 TU. La coulée de cette éruption recouvre la quasi-totalité du Dolomieu.

Pendant la semaine suivant l'éruption sommitale du 18 février, aucun séisme n'est enregistré, mais l'inflation du sommet se poursuit à la suite de l'éruption de février 2007 (**BORg** se déplace de 1,5 cm vers l'ouest du 20 février au 30 mars ; figure 4.2B).

2. La convention de nommage des capteurs de déformation de l'OVPF reprend le nom du site (par exemple **BOR**) et le type de capteur, soit **i** pour les inclinomètres de Blum et **g** pour les GPS cinématiques. Voir la carte de la figure 4.2 pour les sites **BOR** et **TCR**

3. Le trémor est un bruit sismique, dont la fréquence varie entre 1 et 5 hz, engendré par la remontée des gazs et des liquides contenus dans le magma lors d'une éruption volcanique.

La sismicité reprend le 28 février. Le 30 mars à 16h23 TU, commence une nouvelle crise sismique sous le nord-est du sommet, puis sous le sud-est. Une fissure éruptive s'ouvre à 19h00 TU à 1900 m d'altitude sur le flanc sud-est du volcan et produit une coulée de lave aphyrique (figure 4.2A, contour rose). L'éruption prend fin le 31 mars à 5h15 TU après avoir émis un volume de lave inférieur à 1 Mm³. Concernant les déformations, pendant les premières 15 minutes de la crise sismique de mars, une inflation est enregistrée sur tous les GPS sommitaux (**BORg** se déplace de 3,5 cm vers l'ouest ; figure 4.2B), puis les GPS s'inversent et montrent une déflation centrée sur le sommet alors que les GPS en base du cône enregistrent des déplacements du flanc est vers le sud-est (Peltier *et al.*, 2008b; Staudacher *et al.*, 2008). Peltier *et al.* (2008b) interprètent ces données comme des déformations générées par l'injection d'un même dyke alimentant d'abord l'éruption de mars puis l'éruption du 2 avril.

Cette éruption proximale ne stoppe pas la sismicité, ni la déflation du sommet, amorcée le 30 mars qui se confirme sur tous les GPS sommitaux hormis **BORg** (Peltier *et al.*, 2008b; Staudacher *et al.*, 2008). A partir du 31 mars, la sismicité sous le sommet s'intensifie et une troisième phase éruptive débute le 2 avril à 6h00 TU (figure 4.2A, contour rouge et figure 4.2C). Il s'agit d'une éruption distale, à 550 m d'altitude dans la partie sud du Grand Brûlé (figure 2.3), à une centaine de mètres seulement du Rempart de l'Enclos. A 17h25 TU, la coulée aphyrique atteint l'océan. Du 2 au 5 avril, la sismicité, le trémor et le débit des laves dans le Grand Brûlé s'intensifient de manière impressionnante.

Le 5 avril à 20h49 TU, un événement sismique de $M_d = 3,2$ (⁴) se produit sous le sommet (Staudacher *et al.*, 2008). Lors de ce séisme l'inclinomètre **BORi** montre une déflation durant une minute (1050 μ rad) puis une inflation pendant les deux minutes suivantes (1090 μ rad, Staudacher *et al.*, 2008). Cet événement marque le début d'une série de 44 cycles d'intensification du trémor provenant du sommet du volcan (Michon *et al.*, 2010). Chacun de ces cycles se caractérise par une augmentation de l'amplitude du "trémor" et une déflation du sommet jusqu'au déclenchement d'un événement sismique de forte amplitude auquel correspond une brutale inflation sommitale (Staudacher *et al.*, 2008; Michon *et al.*, 2007). La fin de chaque cycle engendre l'émission d'un nuage de cendre au sommet du volcan et une chute soudaine de l'amplitude du trémor. La durée de ces cycles diminue progressivement du 5 au 6 avril. Elle atteint deux heures le 5 avril et se réduit à trente minutes le 6 avril à 18h00 TU. A la fin du phénomène, le 7 avril à 1h00 TU, les cycles deviennent plus irréguliers et leur durée peut atteindre 50 min. Ces phénomènes accompagnent l'effondrement du cratère Dolomieu qui entraîne une forte augmentation de la hauteur des fontaines de lave (Michon *et al.*, 2007; Staudacher *et al.*, 2008) et marque l'appa-

4. La magnitude M_d est une magnitude de durée, utilisée pour la microsismicité. Elle est obtenue en mesurant la durée du séisme à une station relativement proche, en tenant compte de constantes locales. Au piton de la Fournaise : $M_d = -0.9 + 2.log_{10}(D)$.

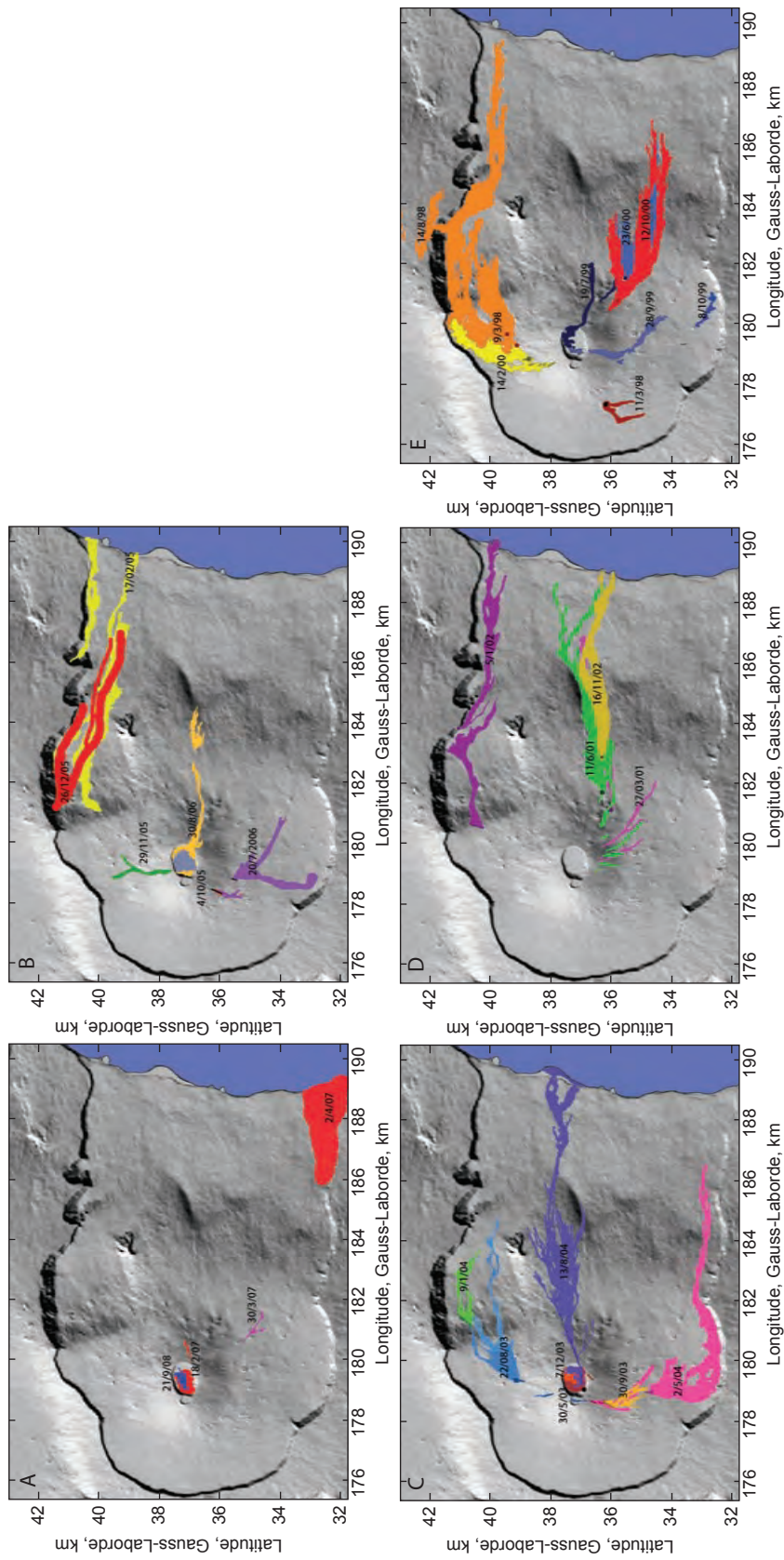


FIGURE 4.1 – Contours des coulées de 1998 à 2009

A : contours des coulées émises entre 2007 et 2009; B : entre 2004 et 2005; C : entre 2006 et 2005; D : entre 2002 et 2001; et E entre 1998 et 2000. Document OVVF.

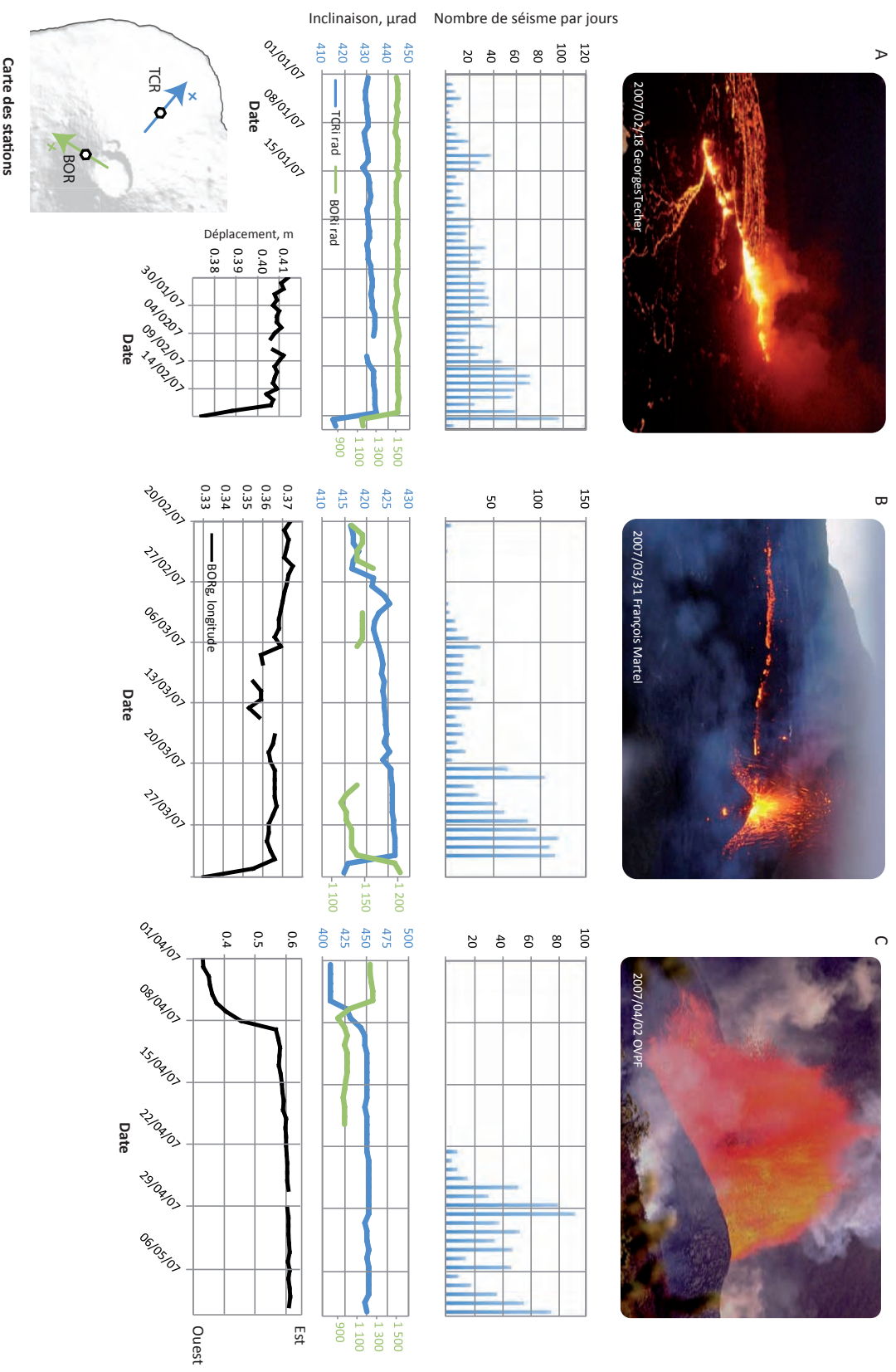


FIGURE 4.2 – Les éruptions de l'année 2007.

Photos des fissures éruptives de l'année 2007, données sismologiques, inclinométriques et GPS de l'OVPF. A : éruption du 18 février 2007. B : éruption du 30 mars 2007. C éruption du 2 avril 2007. Inclinomètres et GPS : respectivement en µrad et mètre (un point par minute). **TCRi** et **BORi** : inclinomètres de Blum, à la base et au sommet du volcan. **BORg** : GPS, au sommet du volcan.

rition d'océanite. Le cratère effondré a une profondeur d'environ 340 m (Staudacher *et al.*, 2008) et un volume de 110 Mm^3 (Urai *et al.*, 2007).

A la suite de l'effondrement, l'intensité de l'éruption diminue progressivement. Le 10 avril à 10h00 TU, le trémor éruptif a pratiquement disparu des signaux sismiques. L'éruption reprend six heures plus tard, avec un trémor irrégulier puis des gaz pistons du 15 au 19 avril pendant lesquels le débit a été estimé à plus de $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Staudacher *et al.*, 2008). Cette éruption de 27 jours s'est terminée le 29 avril avec l'émission de picrite. Parallèlement à la baisse d'activité éruptive qui suit l'effondrement, la déflation amorcée le 30 mars se poursuit lentement jusqu'en juin 2008 (**BORg** se déplace de 3,5 cm vers l'est du 9 avril au 6 mai ; figure 4.2C), ce qui fait de cette période de repos, la plus longue observée depuis 2000. D'un point de vue général, pendant cette éruption comme pour les autres éruptions distales, les GPS en base de cône sont apparus plus sensibles à l'intrusion latérale que les GPS sommitaux (Peltier *et al.*, 2009).

Le volume de la coulée est estimé à 90 Mm^3 pour sa partie aérienne (Staudacher *et al.*, 2008) et à 90 Mm^3 pour sa partie sous marine (Saint-Ange, 2009) soit, au total, 180 Mm^3 de lave, ce qui représente le plus grand volume de lave émis pendant la période historique du Piton de la Fournaise. Les produits de fragmentation thermique formés à la rencontre de la coulée et de l'océan ont été déposés dans un rayon d'environ un kilomètre autour du Grand Brûlé (sable à olivine et verre) et des cheveux de Pelé ont été retrouvés à St Denis. L'effondrement du Dolomieu fut suivi d'une sismicité profonde qui s'est prolongée après l'éruption. Suite à l'effondrement, la sismicité a migré sous le niveau de la mer pour atteindre environ -7 km au début du mois de mai. A partir du 22 août, plusieurs séismes locaux ont été enregistrés sous la partie sud-ouest de la Réunion. L'un d'eux a été d'une ampleur relativement exceptionnelle ($M_d = 3,6$) le 24 août à 11h19 32s TU. Il a été localisé à une profondeur supérieure à -15 km.

Deuxième partie
Données et Méthodes

Chapitre 5

Les données sismiques

Depuis 1980, le Piton de la Fournaise fait l'objet d'une surveillance continue. L'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF) utilise un réseau de surveillance des déformations (inclinomètre, extensomètre, GPS, distance-mètre) et un réseau de stations sismologiques. Les 25 stations sismologiques de l'OVPF sont réparties en cercles concentriques centrés sur le cratère sommital Dolomieu (figure 5.1). Elles sont équipées de sismomètres courtes périodes de fréquence propre 1 Hz ou large bande, à une ou trois composantes.

5.1 Capteurs et acquisitions

Plusieurs générations de stations sismologiques se côtoient sur le volcan. Sur la figure 5.1, en bleu, les sismomètres à composante verticale sont des Mark Products L-4 de fréquence propre 1 Hz. Les sites nommés *TCR*, *bor* et *pbr* sont équipés de Mark Products L-4 à 3 composantes (figure 5.1, rouge). Les autres capteurs sont des sismomètres large bande Guralp CMG-3ESP ou Guralp CMG-40T pour *SNE*¹. Les stations produisent des signaux numériques pour les stations *bor*, *pbr*, et *fer*. Les signaux sismiques sont tous transmis par faisceaux hertziens, via des relais, de la station de terrain à l'observatoire (photos 5.2). La numérisation des signaux se fait soit sur le terrain soit à l'observatoire (pour la plupart des stations analogiques à une composante). Tous les signaux sont numérisés à une fréquence de 100 Hz et sauvegardés intégralement au format *SEED* (format d'échange international des données sismiques).

5.2 Format des données sismiques

Pour sa mission de surveillance, l'observatoire dispose de diverses méthodes de détection des précurseurs d'éruptions déclenchant des alarmes en cas d'apparition

1. A cette carte s'ajoute *RER*, une station du réseau mondial *GEOSCOPE* : c'est un sismomètre large bande 3 composantes Streickeisen STS 1. Elle n'est pas utilisé pour la localisation des séismes en raison de sa fréquence d'échantillonnage insuffisante (20 Hz).

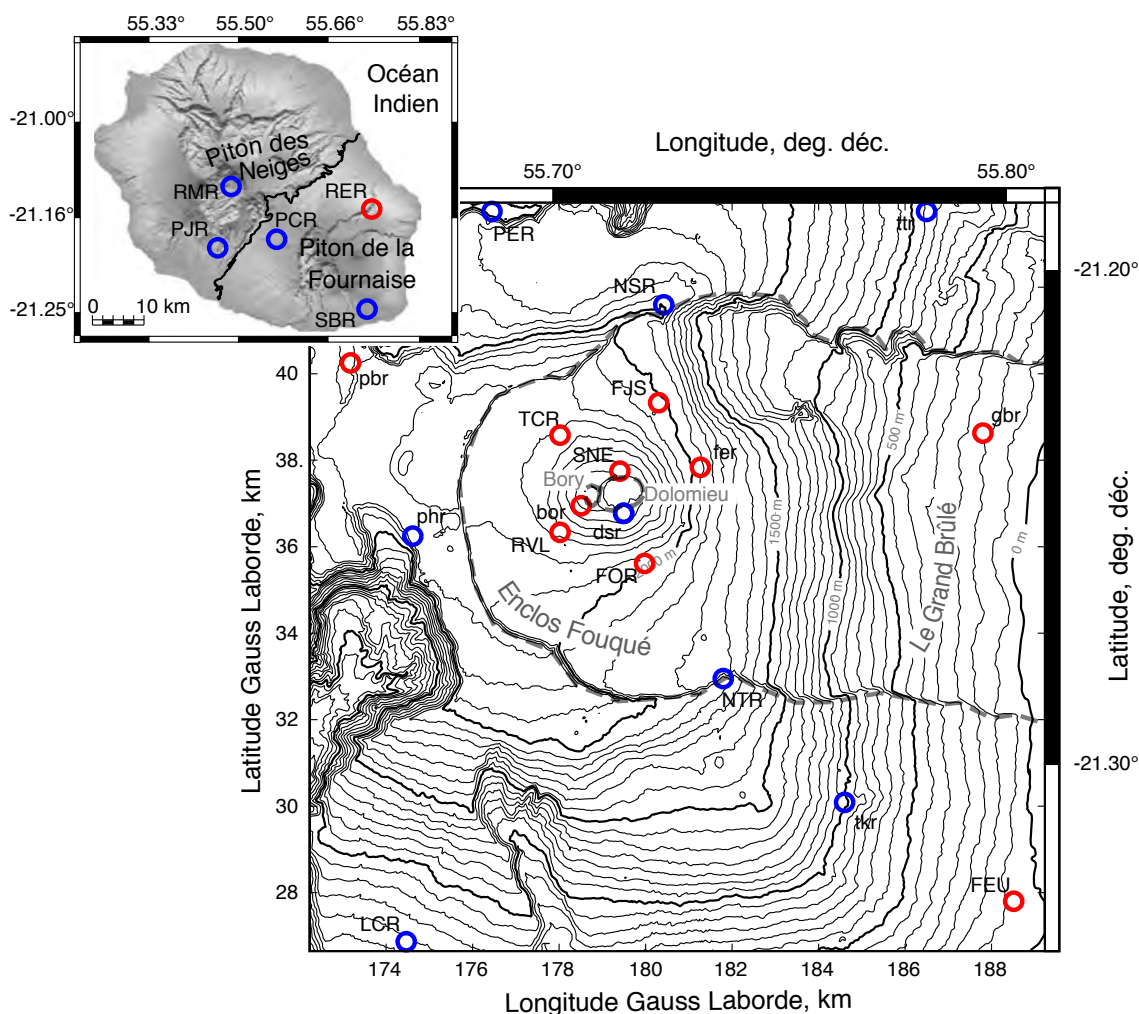


FIGURE 5.1 – Réseau sismologique.

Carte des stations sismiques du réseau de surveillance de l'OVPF. Cercles bleus : sismomètres à composante verticale. Cercles rouges : sismomètres 3 composantes.

d'un trémor ou d'une activité sismique intense. Les stations ancienne génération (Lennartz), analogiques ou numériques ont leur propre système d'acquisition, de datation du signal (l'heure est donnée par un GPS situé à l'observatoire) et de déclenchement d'alarme (figure 5.2 1). Il s'agit de détection de phase sismique par l'analyse du rapport $\frac{STA}{LTA}^2$ et de détection d'apparition de tremor par l'analyse de la valeur efficace du signal (une alarme est déclenchée lors du dépassement d'un seuil donné). Les données sismiques continues sont sauvegardées et diffusées vers des serveurs *Earthworm* qui récupèrent parallèlement les signaux des numériseurs Q330 et Géosig arrivant du terrain (figure 5.2 2). Le nombre de ces derniers types de station devenant de plus en plus important, un système de détection des séismes et

2. comparaison de la moyenne de l'amplitude du signal à court terme avec la moyenne à long terme. Une alarme est déclenchée lorsque ce rapport dépasse 2.

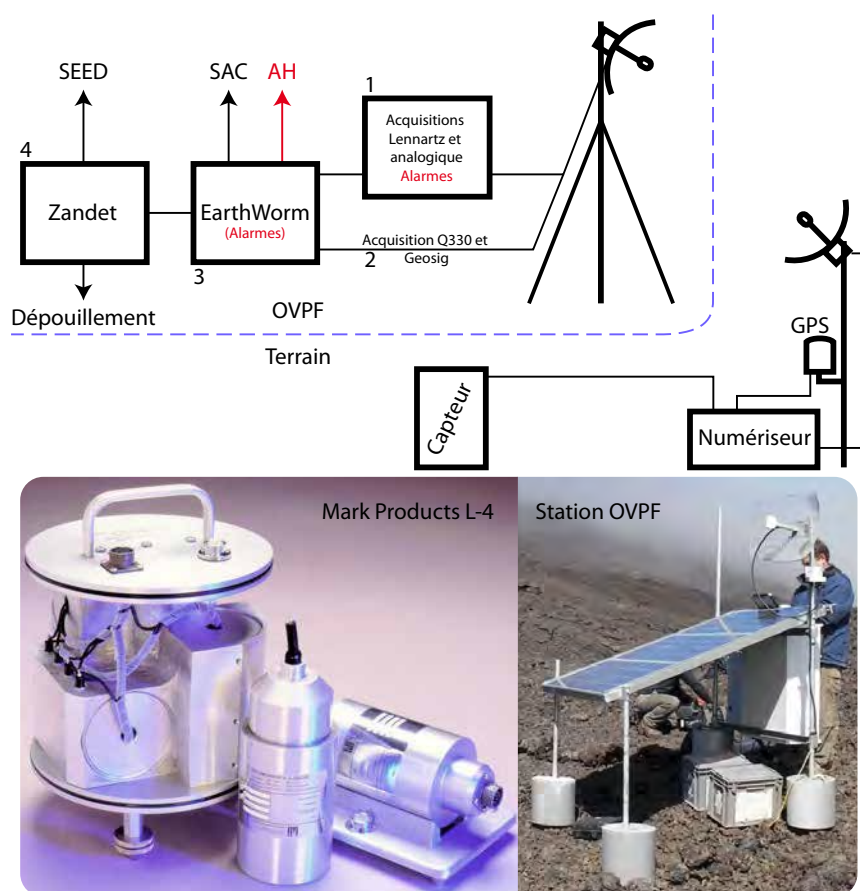


FIGURE 5.2 – Schéma de l'acquisition sismique

Les données des sismomètres (photo gauche : Mark Products L-4 de fréquence propre 1 Hz, de gauche à droite, à 3 composantes, à composante verticale et horizontale) sont transmises à l'OVPF, enregistrées en continu et traitées. Selon les acquisitions utilisées sur le terrain, l'entrée des flux de données dans *Earthworm* est directe, grâce à des modules intégrés à *Earthworm*, ou indirecte, en passant par des pré-traitements.

de déclenchement d'alarme à partir des signaux de ces stations a aussi été implanté dans *Earthworm* en cas de sismicité intense (figure 5.2 3). *Earthworm* envoie l'intégralité des signaux sismiques vers le système de visualisation en temps réel des signaux, de sauvegarde et de dépouillement des événements sismiques, créé par l'OVPF ; le *Zandet* (C. Cuq et P. Boissier, figure 5.2 4). Les données sismiques sont donc sauvegardées dans leur intégralité à différents niveaux. Les serveurs *Earthworm* détectent les séismes et génèrent des fichiers de 65 secondes d'enregistrement au format binaire *AH*. Par ailleurs, *Earthworm* génère aussi des fichiers de données sismiques continues au format *SAC* (utilisés pour l'interférométrie de bruit de fond en temps réel, partie 3.3). *Zandet* permet de créer des fichiers de données *SEED*, mais aussi de dépouiller manuellement les données pour dresser l'inventaire journalier de l'activité sismique du Piton de la Fournaise. Pour chaque séisme, sont

spécifiés : sa durée, son type et les temps d'arrivée de phases sur les différentes stations. Ces séismes sont validés, localisés manuellement et constituent la base de données sismiques de l'observatoire.

Le Piton de la Fournaise génère des séismes volcano-tectoniques de magnitude relativement faible ($M_d < 3,5$). Le nombre de séismes volcano-tectoniques journaliers avant une éruption peut atteindre plusieurs centaines. En raison de leur magnitude, ces séismes ne sont pas toujours enregistrés sur plus de quatre stations, ce qui réduit considérablement le nombre de séismes localisables. La majorité des séismes dépouillés manuellement dans la base de données *Zandet* est enregistrée par *Earthworm* sous forme de fichiers de déclenchements *AH*, ce qui évite de parcourir l'ensemble des données continues. Cette base de données *AH* a été choisie pour notre étude.

5.3 Fenêtrage

Les fichiers *AH* contenant des séismes de magnitude suffisante sont pointés et localisés. Les pointés permettent d'extraire, à partir des fichiers *AH*, des fenêtres de signaux d'une longueur suffisante pour englober l'arrivée des ondes P et S. Si nous utilisons uniquement des fichiers *AH* ayant été pointés, une fenêtre de quelques secondes serait suffisante pour l'étude des mécanismes à la source. Cependant, le but de notre étude est de pointer automatiquement des séismes de faible magnitude (non pointés) par similarité avec des séismes de plus forte magnitude (pointés manuellement). Pour cela, il faut extraire, à partir des fichiers *AH* non pointés, des fenêtres les plus petites possibles contenant les ondes P et S. En moyenne, *EarthWorm* commence l'enregistrement des déclenchements 12 secondes avant la première arrivée d'onde P, une fenêtre de 17 secondes a donc été extraite à partir de la cinquième seconde de chaque fichier *AH*.

Chapitre 6

Clustering

Deux séismes ont des formes d'ondes cohérentes sur la même station si leur distance inter-hypocentrale est faible comparée aux distances hypocentre-station et à la taille des hétérogénéités du modèle de vitesse (Geller and Mueller, 1980; Waldhauser and Ellsworth, 2000). Notre analyse consiste tout d'abord à classer l'ensemble des séismes en différents groupes homogènes, les séismes de chaque groupe ayant des formes d'ondes similaires et les mêmes sources. Cette classification a été faite en calculant le coefficient de corrélation de forme d'onde. Il s'agit d'un problème de partitionnement des données, qui est une méthode de classification non supervisée. Différents termes désignent cette technique : on parle notamment des méthodes de regroupement. Le mot anglais "clustering" est largement employé car il désigne précisément le processus d'organisation d'objets en groupes dont les membres sont similaires sur un critère choisi (Everitt, 1974). Nous utilisons dans cette étude le terme "clustering" pour désigner notre méthode, et le terme "cluster" pour un groupe de séismes ayant des formes d'ondes très similaires, ou étant générés par une même source sismique. Le clustering permet de reconstituer la chronologie de l'activité de chaque source sismique sur de larges périodes, de corriger ou de pointer automatiquement des pointés de temps d'arrivées.

6.1 Historique et applications

La localisation des séismes basée sur les mesures de temps d'arrivées d'ondes sismiques est la plus courante des applications de la sismologie. Ces applications sont sujettes aux erreurs de pointés, issues d'une erreur humaine ou d'un rapport signal sur bruit insuffisant. Geller and Mueller (1980) ont été parmi les premiers à exploiter la similarité de forme d'onde de plusieurs séismes. Ils ont proposé l'étude d'un multiplet de quatre séismes similaires de $M_L = 2,7$ ⁽¹⁾ et qu'ils ont interprétés comme autant de relaxation de contrainte le long de la même aspérité de la faille de

1. La magnitude M_L est une magnitude dite locale. Elle est obtenue en mesurant l'amplitude maximale des ondes du séisme à des stations relativement proches, en pratiquant une correction de distance, et pour une fréquence assez élevée du signal (en général, autour de 1 Hz).

San Andreas. Selon ces auteurs, le quart de la longueur d'onde dominante² est une distance critique au dessus de laquelle les formes d'ondes de deux séismes ne sont plus cohérentes. Ce type de travaux a soulevé l'intérêt du pointé par similarité de forme d'onde pour l'amélioration et l'automatisation des pointés d'ondes P et S. Fremont and Malone (1987) ont participé au lancement des techniques de relocalisation intégrant des décalages mesurés sur des multiplets, et ont obtenu des incertitudes de l'ordre de la dizaine de mètres au Mont Saint Helens. Les méthodes de relocalisation se sont alors développées en même temps que l'utilisation des multiplets dont les similarités de formes d'onde sont exploitées dans le domaine fréquentiel (Poupinet *et al.*, 1984) puis dans le domaine temporel (Deichmann and Garcia-Fernandez, 1992). Beaucoup d'études vont dans ce sens dont celles de Got *et al.* (1994, 2002) et Got and Okubo (2003) qui construisent des multiplets avec la densité spectrale d'interaction³ et relocalisent la sismicité d'Hawaï'i. Par ailleurs, une autre méthode, la Joint-Hypocenter Determination⁴ (Frohlich, 1979), qui permet de relocaliser un grand catalogue d'hypocentres, sera modifiée par Slunga *et al.* (1995) pour prendre en compte de légers décalages de phases observés sur des multiplets.

Rowe (2000) finalise son travail de thèse par la publication de **CCHAR** (Clustering, Correlation-based Hierarchical Auto-adaptative Repicker), un programme permettant la correction de pointés par similarité de forme d'onde. L'opération de corrélation croisée est adoptée comme critère de similarité par la majorité des auteurs. Les algorithmes **CCHAR** ont été utilisés dans plusieurs publications dans différents contextes tel que la relocalisations de séismes autour du réservoir géothermal de Soultz (Rowe *et al.*, 2002) ou l'étude de la sismicité de la Soufrière de Montserrat (Rowe *et al.*, 2004). Le but de ces études est de corriger les pointés de tous les séismes du catalogue grâce au clustering hiérarchique. Ce type d'algorithme produit un arbre de cluster (un dendogramme) dont chaque noeud regroupe un sous-cluster et dans lequel tous les séismes du catalogue brut ont une place. Ce type de clustering ne permet pas d'étudier la répétitivité des sources sismiques naturelles. Par ailleurs, il est impossible d'actualiser itérativement un tel clustering avec de nouveaux séismes. Au contraire, le clustering partitionné regroupe des séismes similaires issus de la même source sismique et chaque cluster peut être actualisé avec de nouvelles données. C'est ce type de méthode que nous avons choisi. Le clustering

2. Dans l'étude de Geller and Mueller (1980), la longueur d'onde dominante d'un séisme est définie à partir de la fréquence dominante de son spectre.

3. En traitement du signal, la corrélation croisée (aussi appelée inter-corrélation ou covariance croisée) est la mesure de la similarité entre deux signaux. La transformée de Fourier de la corrélation croisée est la densité spectrale d'interaction (relation de Wiener-Khintchine).

4. Dans cette méthode de localisation des tremblements de terre, les foyers d'un groupe de séismes occupant un volume d'espace relativement petit sont calculés en même temps. Les séismes d'un même groupe sont positionnés par rapport au séisme le mieux contraint, le séisme étalon (master). Cette méthode améliore la précision relative des positions des foyers d'une même famille. Une condition essentielle est que toutes les stations utilisées aient enregistré le séisme étalon. Voir Frohlich (1979).

hiérarchique a permis les premières relocalisations et déterminations de mécanismes au foyer le long de sections des failles de Hayward, de Calaveras (Waldhauser and Ellsworth (2000)), et de San Andreas (Rubin (2002)). Les travaux de Waldhauser et Ellsworth aboutiront à la publication du code *HypoDD* (Waldhauser, 2001). De nombreuses études ont été menées par la suite grâce à *HypoDD*. Parmi elles, les relocalisations et les déterminations de mécanismes aux foyers synthétiques dans la zone de subduction de la Péninsule Nicoya au Costa Rica (Hansen *et al.*, 2006) présentent les travaux les plus similaires à notre étude. Ces auteurs ont du extraire du dendrogramme, des clusters représentatifs de l'activité de chaque source sismique pour déterminer des mécanismes aux foyers synthétiques.

Le clustering de séismes est aujourd'hui largement appliqué à la tomographie passive et plus généralement à l'étude du milieu. L'étude de Poupinet *et al.* (1984) est l'une des premières dans ce domaine. *TomoDD* (Zhang and Thurbe, 2003), permet de relocaliser et d'améliorer les modèles de vitesses; les travaux menés dans la zone volcanique de Taupo, Nouvelle Zélande par Hurst *et al.* (2008) en sont un exemple. Monteiller *et al.* (2005) ont construit un code similaire qui a été appliqué au Piton de la Fournaise pour la tomographie des vitesses des ondes P (Prôno *et al.*, 2008). Encore plus récemment, des études spatio-temporelles des résultats de clustering ont été réalisées et permettent de proposer des modèles 4D de champs de contraintes et des propriétés physiques des milieux. De tels résultats ont été obtenus dans les provinces sismo-tectoniques d'Iran (Ansari *et al.*, 2009). Un autre exemple, plus complet, est donné dans Clarke *et al.* (2008). Ces auteurs ont réalisé le clustering partitionné, la relocalisation, la modélisation des vitesses d'ondes P et S et le suivi des facteurs d'atténuation sur les volcans de Rotorua et Kawerau (Nouvelle Zélande).

6.2 La méthode employée

Les composantes verticales de six stations sismologiques ont été utilisées pour produire cinq matrices de coefficients de corrélation croisée. L'utilisation de ces six stations permet de renforcer nos résultats en estimant la cohérence des coefficients de corrélation croisée. Cela permet aussi de construire des clusters sur plusieurs types de sismicité. Les stations utilisées sont *bor*, *fer*, *TCR*, *NTR*, *PER* et *RMR*. Ces six stations présentent les avantages suivants :

1. La première station, *bor*, a le meilleur rapport signal sur bruit sur la majeure partie de la sismicité superficielle.
2. *TCR* est située à la base du cone sommital du volcan.
3. *fer* est la station qui a le meilleur rapport signal sur bruit pour la sismicité sous le flanc est du Piton de la Fournaise.
4. *NTR* est une station localisée sur le rempart sud de l'Enclos Fouqué.

5. **PER** est une station en dehors de l'Enclos Fouqué.
6. **RMR**, à proximité de Cilaos (figure 2.2) est souvent la première station à enregistrer les séismes profonds sous l'île.

Les étapes du clustering décrites dans les prochains paragraphes sont résumées dans la figure 6.1.

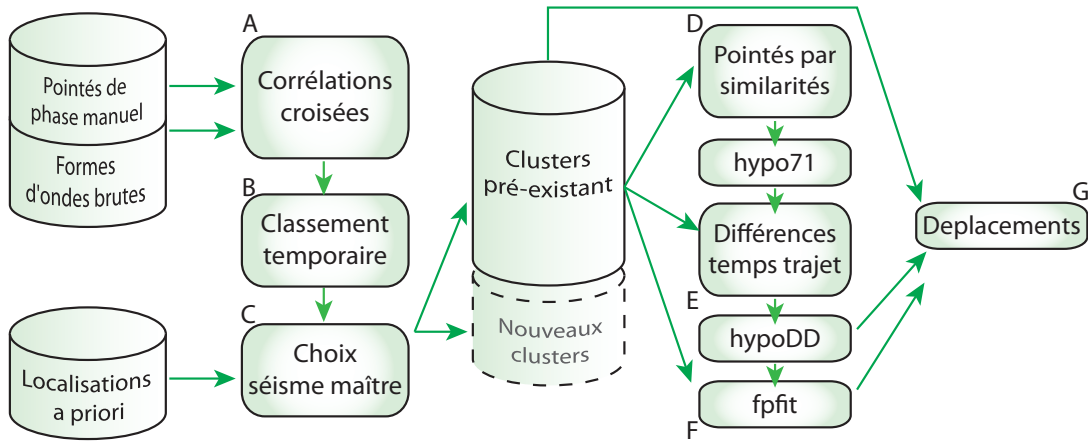


FIGURE 6.1 – Schéma de notre algorithme de clustering et de ses applications.

6.3 Correlation croisée

Notre algorithme a été développé sous *Matlab*[®] 5. Pour un nombre n de séismes, le clustering demande le calcul préalable d'une matrice d'inter-corrélation de dimension $n \times n$ (figure 6.2 et figure 6.1A). L'opération d'inter-corrélation donne une fonction de corrélation entre deux signaux. Pour deux signaux d'une longueur de N points, la fonction d'inter-corrélation aura $2N$ points. Le coefficient de corrélation croisé (CCC) du signal A avec le signal B décalé de d points est indiqué par le point $N+d$ de la fonction d'intercorrélacion. La fonction *xcorr* de *Matlab*[®] calcule une fonction de corrélation à partir de chaque paire de séismes. *xcorr* peut réaliser un calcul matriciel (renvoie toutes les fonctions de corrélation croisées possibles à partir d'une liste de séismes), cependant il est impossible de traiter plusieurs centaines de séismes avec cette fonction. La première solution à cette limitation est de calculer itérativement un maximum de la fonction de corrélation pour chaque paire de séismes de la liste. La seconde solution vise à utiliser les avantages du calcul matriciel de *Matlab*[®] en optimisant la fonction *xcorr* pour nos besoins. La fonction *xcorr* optimisée dans notre algorithme a donc été allégée pour ne conserver que les maximums de corrélation et peut traiter plusieurs milliers de séismes.

5. R14SP1, The MathWorks, .Inc, Natick, Massachusetts

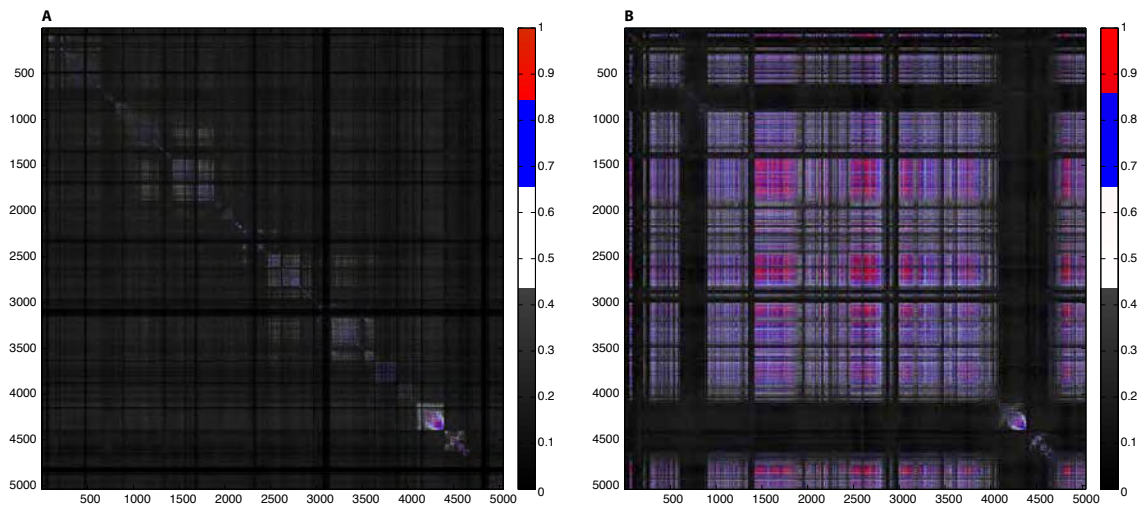


FIGURE 6.2 – Matrices de corrélation, d’après des signaux bruts.

A : station **bor** composante verticale. *B* : station **TCR** composante verticale.

6.4 Filtrage

Des problèmes instrumentaux, d’acquisition et de transmission peuvent influencer les résultats de corrélation croisée. La comparaison des matrices de corrélation de **bor** (figure 6.2A) et **TCR** (figure 6.2B) fait clairement ressortir de nombreuses paires d’événements non corrélés sur **bor** et anormalement bien corrélés sur **TCR**. Cette anomalie se retrouve aussi sur les matrices de corrélation de **fer** et **NTR**. Ces périodes sont souvent délimitées par des interventions techniques soit sur le sismomètre soit sur son acquisition. **SFR** et **bor** sont les seules stations qui permettent de calculer des coefficients de corrélation raisonnables à partir de signaux bruts.

Got *et al.* (1994) montrent que la densité spectrale d’interaction de deux séismes de formes d’ondes similaires est maximale entre 4 et 12 Hz. Cette gamme de fréquence a donc été utilisée pour constituer leurs multiplets. La plupart des auteurs utilisent des filtres passe-bande autour de 8 Hz pour étudier une sismicité locale (Waldhauser and Ellsworth, 2000; Got *et al.*, 1994). La figure 6.3 montre l’influence d’un filtre passe bande entre 2,5 et 11,5 Hz sur la corrélation croisée. Les signaux bleu et vert sont deux séismes enregistrés sur la composante verticale de **TCR**. Ils ont des formes d’onde différentes et pourtant le coefficient de corrélation croisée calculé à partir de signaux bruts est supérieur à 0,9. Les premières secondes de l’enregistrement sont, en fait, celles qui se corrélient le mieux (figure 6.3A courbe rouge) et influencent le coefficient de corrélation sur tout l’enregistrement. Le filtrage permet de corriger ce problème. La figure 6.3B est identique à la figure 6.3A mais avec des signaux filtrés entre 2,5 et 11,5 Hz. On obtient alors un coefficient de corrélation croisé faible pour ces deux séismes. Le filtre passe-bande entre 2,5 et 11,5 Hz a été

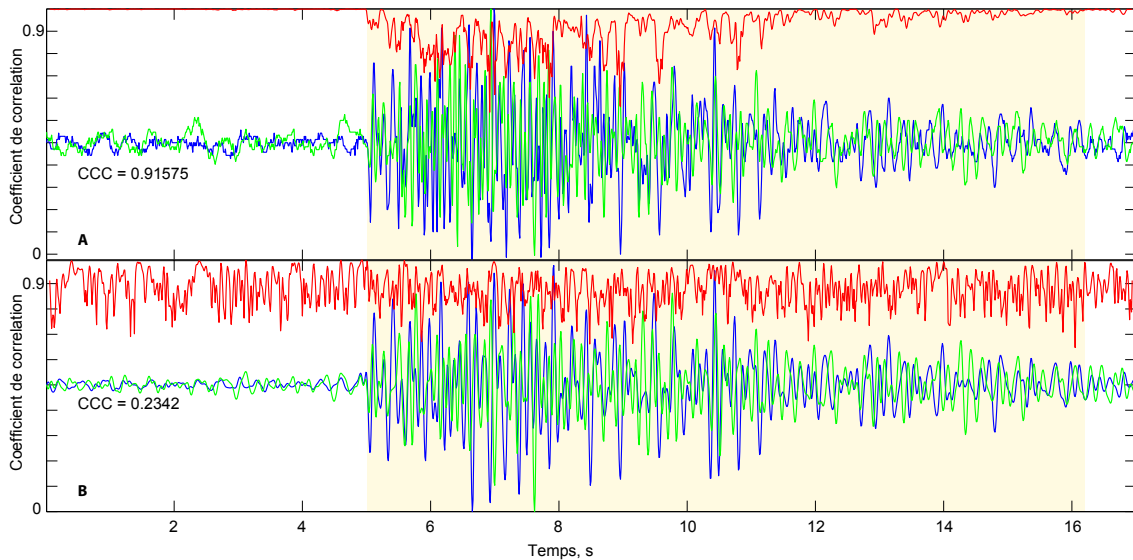


FIGURE 6.3 – Effet d’un filtre passe bande sur la corrélation croisée.

Le signal en bleu a été enregistré pendant un séisme le 13/09/2002 à 20 :07 05s, le signal vert le 6/12/2004 à 18 :35 41s, sur la composante verticale de **TCR**. La courbe rouge représente l’évolution du maximum de corrélation calculé à partir de deux fenêtres des deux signaux glissantes d’une durée de 0,1 s. A : signaux bruts. B : signaux filtrés entre 2,5 et 11,5 Hz. Le coefficient de corrélation croisé calculé à partir de tous les points des deux signaux est indiqué (CCC).

appliqué à tous les signaux utilisés pour le clustering entre 2000 et 2008.

6.5 Clusters et séismes maîtres

Pour un nombre n de séismes, une matrice d’inter-corrélation de dimension $n.n$ a été calculée. Notre méthode de clustering consiste à partitionner les séismes du catalogue en clusters homogènes sur la base de leurs coefficients de corrélation croisée (figure 6.1B) . Initialement, chaque séisme forme un cluster temporaire contenant les séismes corrélés avec ce séisme, avec un CCC supérieur au seuil défini. Ces clusters temporaires contiennent souvent des séismes ponts, présents dans plusieurs clusters. Deux choix existent pour attribuer une place à un séisme pont. Il peut être placé dans le cluster dont le nombre de constituants (N) est le plus grand (figure 6.4B) et ce choix tend naturellement à donner de grands clusters. L’autre choix consiste à placer le séisme pont dans le cluster correspondant aux séismes avec lequel il a le meilleur CCC (figure 6.4A). Ce choix tend à donner des clusters de petites tailles. La relocalisation et les déterminations ont été faites à partir des clusters optimisés sur les CCC (second choix, figure 6.4B), ces étapes sont décrites dans les parties 7.2 et 7.3.

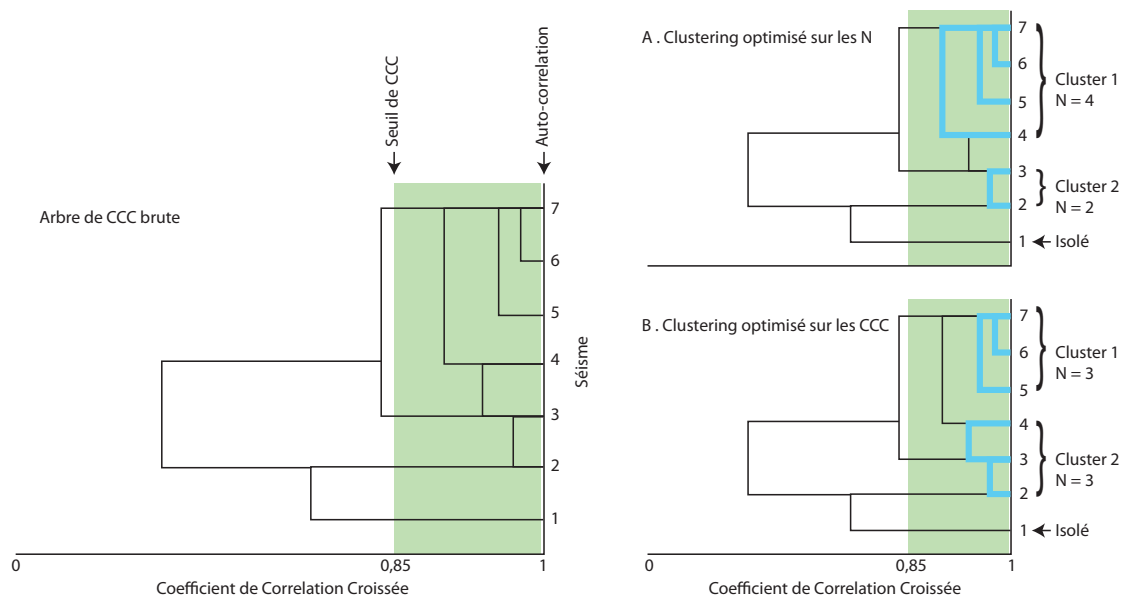


FIGURE 6.4 – Schématisation du clustering.

Les coefficients de corrélation des paires de séismes sont représentés par les rectangles ouverts, le bord gauche de ces rectangles étant fonction du coefficient de corrélation croisé de la paire. Les paires 1-2, 2-4 et 3-7 ont un coefficient de corrélation inférieur à 0,85. Sur A et B, les rectangles bleus représentent les paires sélectionnées pour constituer des clusters. A : optimisation des clusters sur les nombres de séismes N . B : optimisation des clusters sur les coefficients de corrélation croisée CCC.

Les clusters temporaires dont les séismes ponts ont été distribués sont édités sous forme de fichiers texte temporaires. Un séisme maître est ensuite défini dans chaque cluster temporaire, puis des séismes sous-maîtres et des séismes mineurs (figure 6.1C). Les séismes sont classés par ordre décroissant du nombre de pointés effectués manuellement. Le séisme permettant le plus grand nombre de pointés étant le maître, ceux qui sont pointés sur au moins 15 stations sont des sous-maîtres. Les clusters ainsi organisés sont conservés sous forme de fichiers textes. Les maîtres de ces clusters peuvent être corrélés avec de nouveaux séismes pour, éventuellement, agrandir les clusters existant, ou en créer de nouveaux. Ce processus a été répété sur les cinq stations choisies pour les calculs des matrices de CCC, produisant cinq jeux de clusters.

6.6 Pointés par similarité

Les clusters obtenus à partir des CCC calculés sur la composante verticale de la station *bor* sont utilisés pour les pointés par similarité (figure 6.1D). Le principe du pointé par similarité est illustré par la figure 6.5. Pour chaque cluster, les pointés

de temps d'arrivée des ondes P et S du séisme maître servent de référence pour les autres séismes du cluster. Pour un pointé donné du séisme maître, les formes d'ondes enregistrées sur la composante correspondante des séismes sous-maîtres et mineurs (en rouge sur la figure 6.5) sont alignées sur la forme d'onde du séisme maître (en bleu sur la figure 6.5). Cette opération se fait encore par la recherche du maximum de CCC, de la même façon que dans la partie 6.3. Ainsi, le calcul de CCC est réitéré pour chaque pointé du séisme maître et les décalages mesurés sont utilisés pour corriger les pointés des séismes sous-maîtres et mineurs. Lorsque ces séismes ne sont pas pointés sur autant de composantes que leur maître, notre méthode permet d'ajouter de nouveaux pointés. Cependant, les décalages ne sont appliqués aux pointés que lorsque que le CCC atteint au moins 0,6. En effet, il n'est pas obligatoire d'utiliser deux formes d'onde de ressemblance parfaite pour le pointé par similarité. Ce principe est d'ailleurs largement exploité dans les méthodes de clustering hiérarchique. Les pointés par similarité sont utilisés pour écrire d'une part des fichiers de pointés pour la localisation et d'autre part un fichier de différence de temps de trajet pour la relocalisation des séismes.

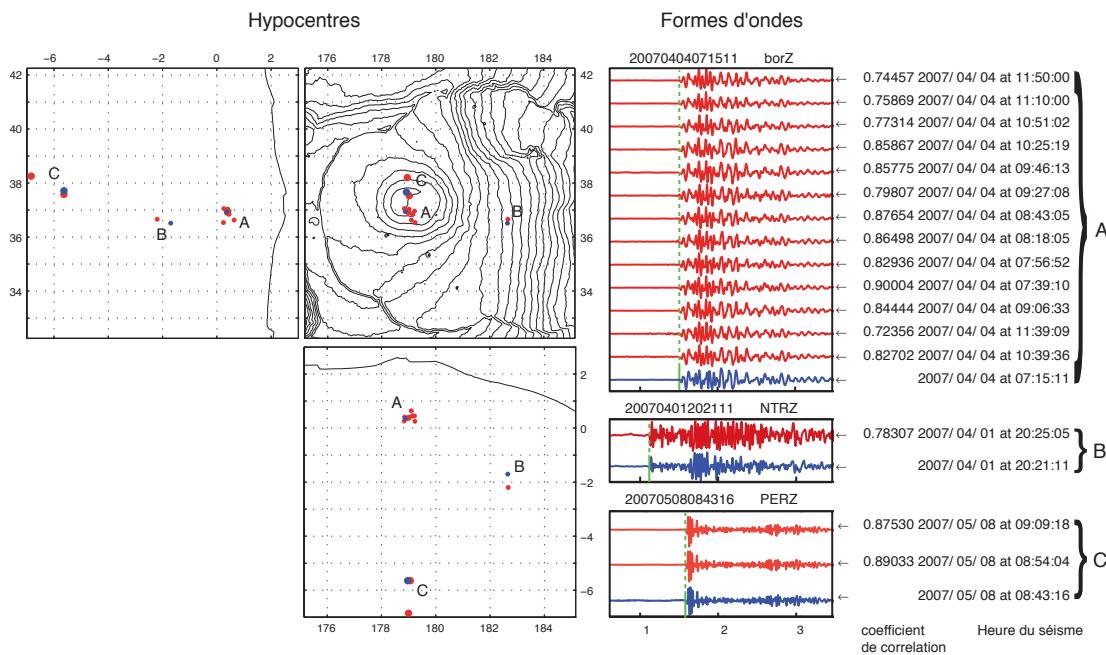


FIGURE 6.5 – Exemple d'alignement de formes d'ondes.

Gauche : localisation de trois clusters différents. Droite : formes d'ondes alignées des trois clusters. Bleu : séismes maîtres. Rouge : séismes mineurs. Trait vert plein : pointé de l'onde P du séisme maître. Tiretés verts : pointés des ondes P, par similarité, des séismes mineurs.

Chapitre 7

Etude des sources sismiques

Les résultats du clustering sont utilisés dans notre étude pour étudier les sources volcano-tectoniques du Piton de la Fournaise. Quatre grandes étapes constituent notre traitement. Les pointés par similarité sont d'abord utilisés pour localiser les séismes des clusters (figure 6.1D). Les localisations et les pointés permettent de créer un catalogue de différences de temps de trajets pour la relocalisation des séismes (figure 6.1E). Les hypocentres obtenus par relocalisation donnent une bonne approximation des positions des sources. Ces hypocentres et les polarités d'un même cluster sont considérés comme générés par la même source et utilisés pour la détermination du mécanisme au foyer puis de l'orientation du déplacement co-sismique (figure 6.1F).

7.1 La localisation

Les localisations sont un préliminaire à la relocalisation. La relocalisation demande des positions d'hypocentre à priori pour pouvoir les affiner. Le programme *hypo71* (Lee and Lahr, 1975) a été utilisé pour localiser les séismes du jeu de cluster. Il est basé sur la méthode de Bolt¹. Ce programme a été modifié par Nercessian *et al.* (1996) avec l'introduction des corrections de temps de trajet des ondes pour tenir compte la topographie particulièrement marquée du Piton de la Fournaise. Une limite de notre étude réside dans le modèle de vitesse 1D utilisé, qui correspond au modèle utilisé dans les précédentes études de la sismicité au Piton de la Fournaise (Hirn *et al.*, 1991; Nercessian *et al.*, 1996; Battaglia *et al.*, 2005).

1. La méthode de localisation de Bolt est dérivée de la méthode Geiger. Celle ci est une détermination des paramètres de la source par approximations successives. A chaque itération, on calcule la distance source-station Δ , la durée de propagation θ_Δ des ondes P, l'heure origine t_0 avec la moyenne des $(t - \theta_\Delta)$ (t , heure d'arrivée observée) et le résidu ε de la solution courante ($\varepsilon = \frac{\sum(t_{obs} - (\theta_\Delta + t_0))^2}{n}$, n étant le nombre d'observations). La solution ayant le résidu le plus faible est retenue. La méthode Bolt permet de pondérer les observations en fonction de leur cohérence.

7.2 La relocalisation

Les clusters ont été relocalisés en utilisant une version modifiée de *hypoDD* (Waldhauser and Ellsworth, 2000). De la même façon que *hypo71*, *hypoDD* a été modifié par Nercessian pour tenir compte de la topographie. D’après les localisations faites avec *hypo71*, un catalogue de différences de temps de trajet est produit pour *hypoDD* (figure 6.1E). Ce catalogue contient, pour chaque paire de séismes et pour chaque phase pointée, la différence entre le temps de trajet du séisme maître et le temps de trajet du séisme sous-maître ou mineur à la station. Comme dans l’étude de Waldhauser and Ellsworth (2000), le catalogue de corrélations croisées a été écrit à partir de clusters optimisés sur la similarité des séismes (second choix du clustering, partie 6.5 ; figure 6.4B). Les clusters utilisés sont donc les plus restreints possibles. Pour chaque paire de séismes, *hypoDD* minimise, par itération, la double différence de temps de trajet (dr_k^{ij} définie par l’équation 7.1).

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (7.1)$$

Pour une paire de séismes (i et j), la différence de temps de trajet sur une station (k) donnée ($(t_k^i - t_k^j)^{obs}$) est fonction de la distance inter-hypocentrale dans le plan des deux rais sismiques concernés (figure 7.1). A chaque itération, la double différence dr_k^{ij} est minimisée, les positions relatives des hypocentres sont affinées et les $(t_k^i - t_k^j)^{cal}$ sont recalculés. La position relative de chaque séisme du cluster par rapport au centroïde du cluster est donc contrainte par les différences de temps de trajets observées par corrélation croisée. Le centroïde du cluster est contraint par n pointés répétés sur N séismes appartenant à un cluster donné. Les clusters utilisés sont constitués de trois séismes au minimum, les séismes maîtres sont pointés sur, au moins, 16 composantes et chaque séisme utilisé est pointé sur, au minimum, 5 composantes. La résolution des systèmes d’équation de double différence d’un grand catalogue de séismes (plus de 100 séismes) se fait avec la méthode LSQR (Paige and Saunders, 1982). Cette méthode n’est applicable que dans le cas d’une répartition gaussienne des erreurs de localisation. Les localisations initiales données par *hypo71* ont donc une grande influence sur les résultats de la relocalisation. Un séisme mineur trop éloigné de son séisme maître ne pourra être relocalisé avec précision. Dans l’annexe A nous proposons une amélioration de notre approche de la relocalisation, tenant compte de ce problème.

7.3 La détermination de mécanisme au foyer

Les centroïdes relocalisés et les pointés de toutes les ondes P de chaque cluster sont utilisés pour produire un fichier par cluster pour la détermination du mécanisme au foyer de sa source (figure 6.1F). Le programme *FPFIT* (Reasenberg and Oppenheimer, 1985) a été utilisé pour déterminer un mécanisme au foyer synthétique pour chaque cluster. *FPFIT* permet de déterminer l’orientation du double

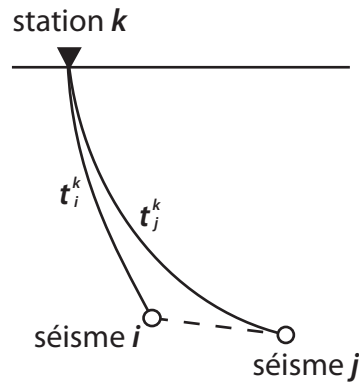


FIGURE 7.1 – Illustration du principe de double différence.

La distance interhypocentrale (tirets) est fonction de la différence des temps de trajet t_k^i et t_k^j . D'après Waldhauser and Ellsworth (2000).

couple cisailant pur et des plans nodaux qui correspondent au mieux aux polarités observées. Il permet aussi d'estimer la stabilité des plans nodaux déterminés, car il donne également les incertitudes de leurs directions, pendage et pitch². C'est la densité des pointés qui conditionne la qualité d'une détermination de mécanisme au foyer.

Le réseau sismique de l'OVPF est beaucoup plus dense au sommet du volcan qu'autour de l'Enclos Fouqué. La figure 7.2 montre que les sphères focales sous le sommet sont couvertes par 95% des stations sur un secteur de plus de 110° d'ouverture. La partie sud du sommet est particulièrement bien contrainte grâce à la station *bor* qui n'a pas d'analogue dans la partie nord. Cette tendance se dégrade en dehors de l'Enclos Fouqué avec des ouvertures standard inférieures à 80°. Des tests simples peuvent être faits pour estimer le nombre minimum de pointés d'onde P nécessaire à une solution stable. La figure 7.3 est un exemple de l'évolution de la stabilité d'une détermination de mécanisme au foyer en fonction du nombre de pointés d'ondes P utilisées. Ce type de test montre qu'un minimum de neuf pointés d'ondes P est nécessaire pour une solution stable. Seuls les mécanismes au foyer des clusters possédant au moins des pointés d'ondes P sur 9 stations, ont été déterminés.

7.4 Déplacement co-sismique

La comparaison, pour un cluster donné, de la détermination du mécanisme au foyer synthétique et des hypocentres relocalisés permet de vérifier que les répliques sont relocalisées le long d'un des plans nodaux de la détermination (figure 6.1G et figure 7.4). La fonction *isosurface* de *Matlab*[®] permet d'extraire la surface d'iso-

2. Le pitch est l'angle entre la direction du plan de faille et son glissement.

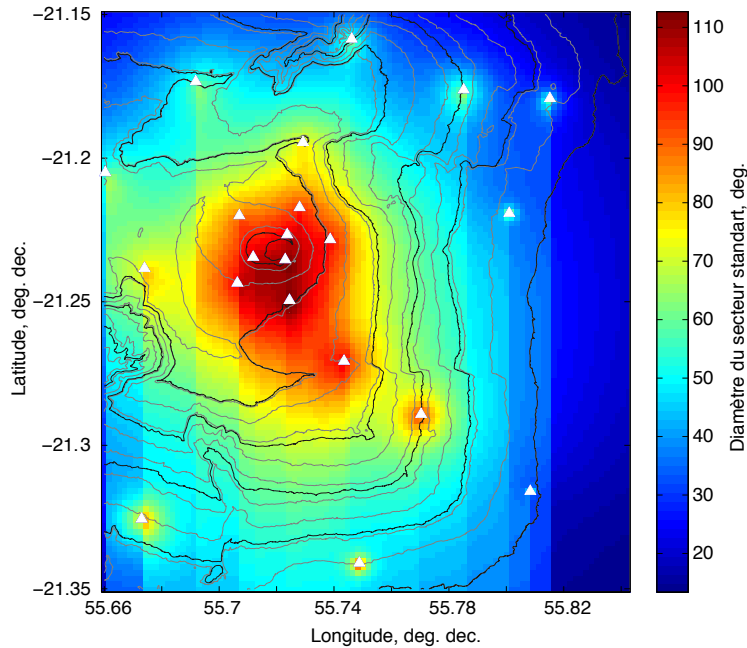


FIGURE 7.2 – Ouverture du secteur standard de sphère focale.

Triangles blancs : stations sismiques. Des hypocentres sont placés en chaque point de la carte, au niveau de la mer. Pour un hypocentre, les azimuts et les inclinaisons des angles d'émergence de chaque station permettent de calculer l'écart type des azimuts, l'écart type des inclinaisons, la médiane des azimuts et la médiane des inclinaisons. En chaque point de la carte, la moyenne des écarts types des azimuts et des inclinaisons donne l'ouverture du secteur standard couvert par 95% des stations.

densité qui englobe les hypocentres d'un cluster (un exemple est présenté sur la figure 7.4 par les surfaces colorées de bleu à rouge). La figure 7.4 montre une comparaison des hypocentres d'un même cluster (isosurface de densité sismique sur la figure 7.4) avec le mécanisme au foyer déterminé. Le plan nodal, dont les quatre points extrema sont les plus proches des points de cette surface, peut être interprété comme le plan de faille (plan bleu sur la figure 7.4). Les séismes de l'exemple s'alignent sur le plan nodal NE-SO de la sphère focale, ce plan est donc choisi comme plan de faille et le mouvement du bloc supérieur (flèche rouge sur la figure 7.4) est interprété comme le glissement co-sismique. Cet algorithme automatique a permis d'interpréter automatiquement les sources d'un grand jeu de clusters (plusieurs centaines de clusters ont été identifiés entre 2000 et 2009). Ces mesures permettent d'avoir un aperçu du champ de contraintes et autorise une comparaison de nos résultats avec d'autres études (étude structurale d'analogue au Piton des Neiges, étude structurale du Piton de la Fournaise et modélisation numérique de ses déformations). De plus, l'utilisation des résultats de clustering permet de retracer la chronologie des relaxations de chacune des contraintes interprétées. Le lien entre les changements de sismicité et les changements de dynamique éruptive peut être étudié en suivant notre approche.

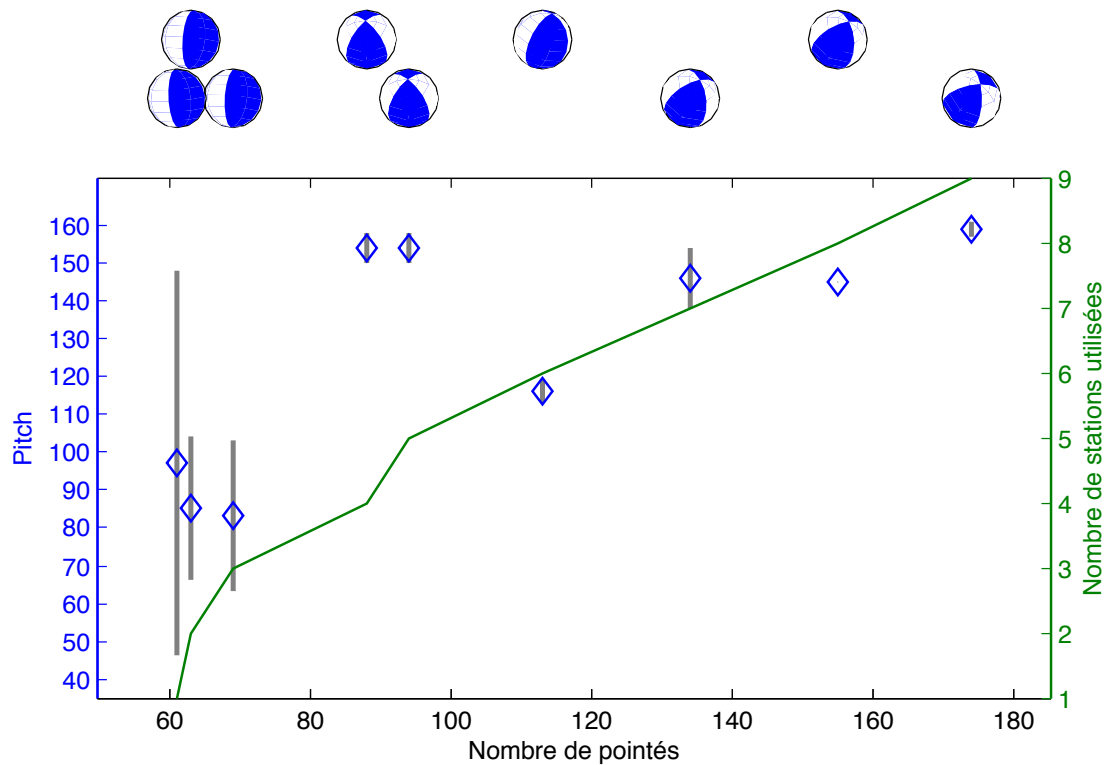


FIGURE 7.3 – Test de sensibilité.

Stabilité de la détermination synthétique du mécanisme au foyer d'un cluster en fonction du nombre de pointés d'ondes P utilisés. Haut : détermination obtenue en fonction du nombre de phases utilisées. Bleu : évolution du pitch déterminé en fonction du nombre de pointés de phase utilisé et barre d'incertitude du pitch. Vert : nombre de stations utilisées dans les pointés de phase. Les déterminations se stabilisent dans une orientation de faille décrochante à partir de 7 stations pointées.

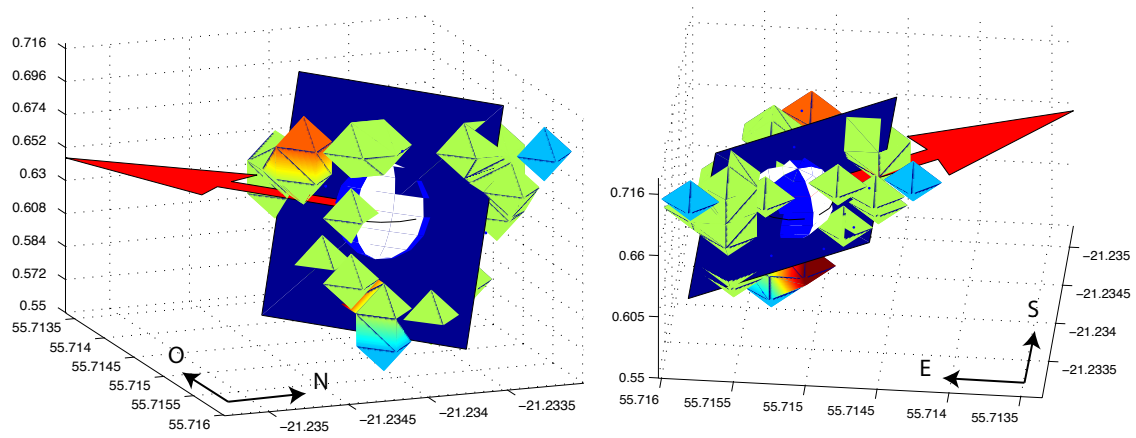


FIGURE 7.4 – Orientation du déplacement co-sismique.

Volume : représentation de la surface d'iso-densité englobant les hypocentres d'un cluster.
Plan bleu : plan de faille de la détermination sélectionné par notre algorithme. *Flèche rouge* : orientation du déplacement co-sismique interprété.

Troisième partie

L'éruption majeure d'avril 2007

Chapitre 8

Résumé

L'étude de l'activité sismique associée aux éruptions de 2007 qui ont mené à l'effondrement du cratère Dolomieu le 5 avril, révèle le lien entre la sismicité et les transferts magmatiques au Piton de la Fournaise. Trois phases éruptives se sont succédées le 18 février, le 30 mars et le 2 avril 2007, illustrant les trois différents types d'éruptions définies dans l'activité actuelle du Piton de la Fournaise, respectivement sommitale, proximale et distale. L'éruption du 2 avril était située à 8 km du sommet, dans la rift zone sud-est du volcan. Le Dolomieu s'est effondré du 5 au 6 avril, pendant une phase paroxysmale d'activité sismique et éruptive. Nous utilisons l'inter-corrélation de forme d'onde et le clustering pour améliorer la localisation des séismes et mieux contraindre les déterminations de mécanismes au foyer. Les résultats de cette technique montrent l'organisation de la sismicité en terme de structure pré-existante et néo-formée. La sismicité pré-éruptive des éruptions de février et mars forme des clusters de grande durée et réactive quelques clusters construits lors de précédentes éruptions distales de la période 2000-2006. La sismicité qui précède l'effondrement du Dolomieu constitue de nombreux clusters aux durées très courtes. Ces résultats montrent la préparation de l'éruption d'avril pendant les deux précédents mois et la spécificité des précurseurs sismiques de l'effondrement. Les résultats de relocalisation font ressortir quatre zones sismiques principales. Du 1^{er} au 5 avril, des sources de type Compensated Linear Vector Dipole (CLVD) prennent place entre 0 km et 0,8 km. Elles sont associées à des failles normales et à la structure superficielle de l'effondrement. Suite à l'effondrement, la fracturation de la zone des CLVD par un réseau de failles normales conjuguées entre 0 km et 0,5 km induit l'ouverture du toit de la chambre magmatique. Cette ouverture provoque la propagation d'un front de dépressurisation le long d'un conduit magmatique depuis le niveau de la mer vers la partie profonde de l'édifice et déclenche une sismicité qui migre de -0,5 km jusqu'à -8 km. Une vue globale de nos résultats, donnée par les glissements co-sismiques extraits des mécanismes aux foyers et des relocalisations, donne un aperçu du champ de contraintes induit par l'intrusion du 30 mars. Au sud du sommet, les glissements sont centrifuges par rapport au centre du volcan, et ont un pendage de 20° au dessus de l'horizontale. Dans la partie nord du sommet, les glissements s'orientent vers le centre de l'édifice et ont un pendage de 60° en dessous

de l'horizontale. Nos résultats sont cohérents avec une préparation de l'intrusion distale d'avril dès la préparation de l'éruption sommitale de février 2007. La colonne effondrée au dessus de la chambre magmatique correspond à une zone génératrice de CLVD. La chambre magmatique, au niveau de la mer, est reliée aux niveaux profonds du système magmatique par un conduit quasi-continu. Cette étude, et son extension à un jeu de données plus large entre 2000 et 2008, permettent de proposer une nouvelle procédure applicable en temps réel, pour le fenêtrage automatique, le clustering et la surveillance de la dynamique éruptive.

Chapitre 9

Structures and evolution of the plumbing system of Piton de la Fournaise volcano inferred from clustering of 2007 eruptive cycle seismicity

Frédéric Massin, Valérie Ferrazzini, Patrick Bachèlery, Alexandre Necessian, Zacharie Duputel and Thomas Staudacher.

Preprint submitted to J.G.R.

9.1 Abstract

The analysis of the seismic activity associated to the eruptions of 2007, which led to the collapse of the Dolomieu crater on April 5, reveals the link between the seismicity and the magma transfers at Piton de la Fournaise. Three eruptive phases occurred on February 18, March 30 and April 2, 2007, illustrating the three types of eruption defined for the current Piton de la Fournaise activity, respectively at summit, on the South-East flank and lateral. The avril 2 eruption took place 8 km away from the central cone on the south-east rift-zone of le Piton de la Fournaise volcano. We use cross-correlation of seismic waveforms and clustering to improve the earthquake locations and determine the best-constrained focal mechanisms. The pre-eruptive seismicity of February and March eruptions forms time extended clusters and reactivates several clusters found preceding other distal eruptions of the 2000-2008 period. The seismicity preceding the Dolomieu collapse takes place in numerous, but time limited, clusters. These results show the preparation of the April eruption two months earlier, and the collapse of Dolomieu crater which is associated with a specific seismicity. From April 1 to April 5, Compensated Linear Vector Dipole

(CLVD) occurred between 0.8 and 0 km above sea level, associated with normal faults and the collapse of the superficial part of the Dolomieu crater. After the Dolomieu collapse, the conjugate faulting of the CLVD zone has opened the 0 km to -0.5 km level corresponding to the shallower magma chamber. This opening induced the propagation of a depressurization front along a narrow conduit from sea level toward depth and triggers a migration of the seismicity from -0.5 km to -8 km. A global view of the results, given by the slips extracted from source mechanism determination and the relative relocations underlines the stress field induced by the intrusion. Our results are consistent with the beginning of the February intrusion towards the April 2007 eruption site. The collapsed column above the shallow magma chamber corresponds to the CLVD generator is the cause of the Dolomieu caldera.

9.2 Introduction

Caldera collapses due to lateral eruptions are typical of basaltic volcanoes and some historical examples are well-documented for the 1924 eruption at Kilauea, Hawaii (Dvorak, 1992), the 1968 eruption at Fernandina, Galapagos (Simkin and Howard, 1970), the 1975-1977 eruption at Tolbachik, Kamchatka (Fedotov *et al.*, 1980) and the 2000 eruption at Miyakejima volcano, Japan (Geshi *et al.*, 2002). On the other hand, caldera formation may also occur in subduction context. Hildreth and Fierstein (2000) described the summit collapse that occurred during the 1912 lateral eruption on the Katmai volcano. They notice that the seismicity associated with the collapse released 250 times more seismic energy than the 1991 Pinatubo caldera events (Philippine) and may be due to the absence of pre-existing caldera fault at Mount Katmai. Smaller collapse structures also form at Piton de la Fournaise such as the 1986 collapse of 80 m deep pit crater ending the lateral of the 1985-1986 eruptive cycle (Lenat *et al.*, 1989b). Hirn *et al.* (1991) highlighted the pre-collapse seismicity as dilatation Compensated Linear Vector Dipole (D-CLVD). They interpreted D-CLVD as sudden increase of fluid volume in vertical fluid filled cracks linked with underlying magma storage. This hypothesis is also supported by Aki (1984); Julian and Sipkin (1985); Chouet and Julian (1985) and Kanamori *et al.* (1993). Hirn *et al.* (1991) also observed long period seismic events during the subsidence of the pit-crater presenting similar features with the seismic events associated with the Fernandina caldera collapse (Filson *et al.*, 1973). Both authors considered these events as the excitation of the resonance of empty cavities resulting of magma withdrawal. At the Miyakejima volcano, Uhira *et al.* (2005) relocated the hypocenters of the pre-collapse lateral migration and determined strike-slip and oblique focal mechanism. Kikuchi *et al.* (2001) studied the syn-collapse seismicity and observed a very long period seismic swarm under the summit. Kumagai *et al.* (2001) perform inversion and modeling of the syn-collapse seismicity and proposed a model in which a vertical piston of solid materials in the conduit is intermittently sucked into the magma chamber by lateral magma outflow. Independently, Geshi *et al.* (2002)

detailed the caldera structure and the nature of the eruptive materials and suggest that subsidence was caused by the upward migration of a steam-filled cavity. The results of seismic surveys of caldera collapses suggested the crushing of magma storage zones. The results of structural studies are hardly compatible with the seismic models. Most seismic studies focus on the syn-collapse seismic events and the birth, the development and the evolution of collapsing structures have not been performed.

Here we study the 2007 eruptions of Piton de la Fournaise volcano, Réunion, and the April 2007 collapse using the seismic data of the Piton de la Fournaise Observatory. The main objective of our study is to characterize the structures, their origin and the mechanism of the summit collapse of Piton de la Fournaise. To propose a comprehensive view of the seismicity, we use waveforms cross-correlation technique to define the pre-existing and newborn seismic structures. The cross-correlation has shown great success in various tectonic environments as for the Soufriere Hills volcano, Montserrat (Rowe *et al.*, 2004) and for Piton de la Fournaise volcano (Battaglia *et al.*, 2005). The automated correlation and clustering methods, reduce picking inconsistencies and improve the earthquake localizations for determining best-constrained focal mechanisms. Relocation and determination results are then used for co-seismic slip extraction and stress field study.

9.3 Volcanological settings and chronology

Piton de la Fournaise is one of the world's most active basaltic shield volcanoes originating from La Réunion hotspot (Courillot *et al.*, 1986; Lénat and Bachèlery, 1990). Its activity is mostly concentrated at the top of the 400 m high cone that built in the 4.5 ky-old Enclos Fouqué caldera (figure 9.1 ; Bachèlery, 1981). Eruptions occur, less frequently, outside the caldera along the NE and SE rift zones, the last occurrence being the 1986 eruption during which the summit experienced a pit crater collapse (Lénat *et al.*, 1989b; Hirn *et al.*, 1991). Considering the location of the eruptive sites, three different types of eruptions have been defined (Peltier *et al.*, 2008a) : (i) summit eruptions start and remain in the summit collapsed structure ; (ii) proximal eruptions begin at or close to the summit and subsequently propagate downhill ; (iii) distal eruptions arise on the volcano flank, several kilometers away from the summit. The occurrence of coalescent collapse structures at the summit of the active cone suggests that the eruptive activity was contemporaneous with recurrent collapse events (Lénat and Bachèlery, 1990; Carter *et al.*, 2007). The two most recent structures correspond to Bory and Dolomieu (figure 9.1).

In 1998, the eruptive activity of Piton de la Fournaise resumed after a lull of 6 years. Since then, the volcano experienced two successive eruptive patterns, which show differences in terms of seismicity and deformation of the edifice (Michon *et al.*, 2007; Peltier *et al.*, 2009). Before 2000, eruptions were preceded by a few days of

low-level seismicity. Once the eruption started, volcano-tectonic (VT) events seldom occurred and the tremor was progressively decreasing until its disappearance. Since 2000, the volcano underwent a significant pre-eruptive inflation before each eruption coeval with an increasing seismicity. The seismicity was decreasing after the onset of the eruptive phase and next rapidly increasing. This second phase was particularly important during distal eruptions (Michon *et al.*, 2007). Since 2000, the eruptive activity was also characterized by the occurrence of eruptive cycles starting with summit eruptions and ending with distal ones (Peltier *et al.*, 2008a). The August 2006 summit eruption was the beginning of the 2006-2007 eruptive cycle of Piton de la Fournaise volcano (Peltier *et al.*, 2009).

Three eruptive phases occurred in 2007, illustrating the three types of the current Piton de la Fournaise eruptions (see table 9.1 and Peltier *et al.*, 2009). February 18 was a summit eruption, preceded by a 27 minutes long seismic crisis located above sea level, under the summit of Piton de la Fournaise. This eruption lasted 9 hours and took place along an east west fissure across the Dolomieu crater. The next eruption occurred on March 30 after a seismic crisis of 144 minutes. The volcano-tectonic (VT) earthquake's foci of the seismic crisis first shifted towards the north-east part of the Enclos Fouqué and then towards the south-east. March 30 was a 10 hours long proximal eruption, at elevation of 1900 m, on the south-east flank of the central cone. Between March 31 and April 2, a seismic crisis occurred, with several thousands of VT earthquakes under the summit and under the eastern slope of Le Piton de la Fournaise. On April 2, at 6 :00, a 27 days long distal eruption started on the south-east rift-zone of PdF, 8 km away from the summit, at altitude of about 600 m in the Enclos Fouqué. Dolomieu crater collapsed on April 5 and 6, during a paroxysmal phase of activity. The collapse came with cycles of increasing seismic noise. The first of them ended with a 3.2 duration magnitude earthquake (on April 5, at 20:48, Staudacher *et al.*, 2008)). Michon *et al.* (2007) and Staudacher *et al.* (2008) described these cycles and showed the link between the cycles of seismic noise, the ground deformations and the tremor step by step amplification at the locus of the eruption. They observed that the cycles corresponded to the Dolomieu crater collapse in a fast succession of subsidence events. The April 2 2007 eruption of the Piton de la Fournaise volcano produced 180.10^6 m^3 of lava (the biggest volume known for the historical period, 90.10^6 m^3 on land, Staudacher *et al.*, 2008), (and 90.10^6 m^3 in the ocean, Saint-Ange, 2009) and lead to the Dolomieu crater collapsed to form a depression with a depth of 330 m and a volume of around 110.10^6 m^3 (Staudacher *et al.*, 2008; Urai *et al.*, 2007). This pit-crater formation is one of the best instrumented since the Miyakejima summit crater collapse in 2000 (Geshi *et al.*, 2002; Michon *et al.*, 2007).

9.4 Data acquisition

The Volcanological Observatory of Piton de la Fournaise (OVPF) seismological network is composed of 25 vertical or 3 components, 1 Hz or broadband seismometers. As shown in figure 9.1 the network consists of concentric circles around the summit of the volcano. Data are transmitted by radio to the observatory and continuously recorded and analyzed by *Earthworm* program (Johnson, 1995) that generates data file whenever an event is detected. From January 2007 to the end of October 2007, we recorded over about 4250 triggers and 714 events have been localized manually with an average of 12 picked phases per event. *Earthworm* module is set to detect the smallest events and a first task was to eliminate all spurious events such as thunder, rock falls or helicopters triggering. In order to do so, considering only the vertical component of *bor* station (figure 9.1), we computed the cross-correlation coefficient of the 714 located events with the set of 4250 triggered events. *bor* station is one of the first digital seismometer installed on the summit of the volcano and is well situated to record the smallest events. We then selected all the events that gave a cross-correlation coefficient greater than 0.5 and recover a set of 1866 events that added to our first selection, forms the starting dataset of our study.

9.5 Data processing

9.5.1 Clustering

We developed an automatic cross-correlation and clustering algorithm with *Matlab*[®] (R14SP1, The MathWorks, .Inc, Natick, Massachusetts) for measuring waveform similarity. We consider the vertical component of one station at a time and compute the cross-correlation coefficient between all possible pairs of events. Two pairs of events, A-B and C-B, are merged in one family if they involve a common event, B, and if they reach the cross-correlation coefficient threshold of 0.85. In each family, we choose for master the best-constrained earthquake from hand-picked localization. The localizations are computed from a modified version of *Hypo 71* (Lee and Lahr, 1975) by Nercessian *et al.* (1996) taking the station elevation into account. A visual checkout step is required to remove glitch-type clusters. To strengthen our results and to identify the maximum number of clusters, we applied this clustering method to 6 stations (triangles in figure 9.1).

1. The first one, *bor*, has the best signal to noise ratio on the main part of seismicity.
2. *TCR* is located at the base of le Piton de la Fournaise summit cone.
3. *fer* is the station with the best signal to noise ratio located on the east side of PdF.
4. *NTR* is a station located on the southern cliff of the Enclos Fouqué caldera.

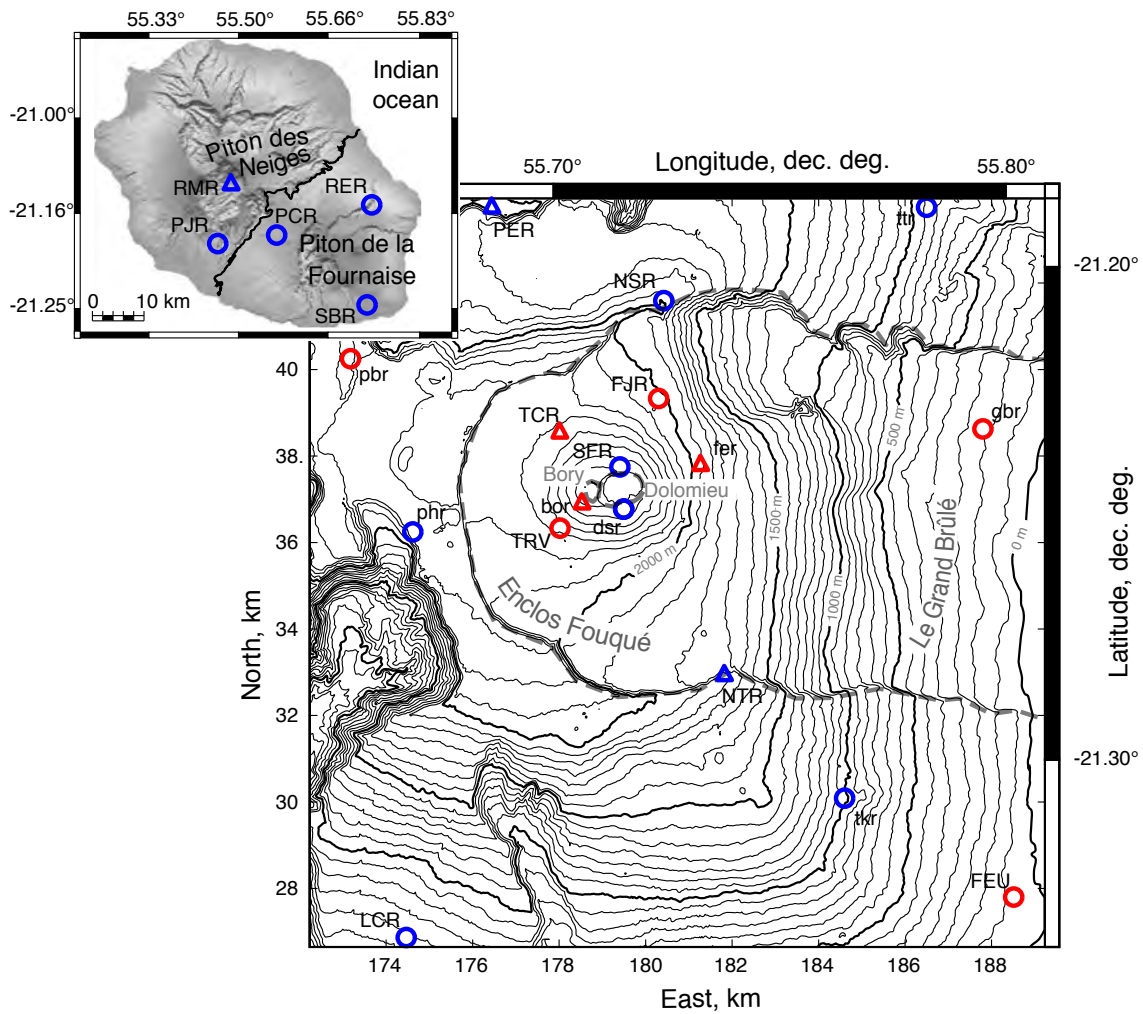


FIGURE 9.1 – Sketch map seismic array

The eastern part of la Réunion island, Indian ocean, with the seismometers of the Volcanological Observatory of Le Piton de la Fournaise. Red : 3 components seismometers ; blue : vertical seismometers. Triangles : seismometers used for cross correlation.

5. **PER** is a station located outside of Enclos Fouqué.
6. **RMR** is located in the Piton des Neiges area (in the northern part of the island, figure 9.1) and is often the nearest station to the deep seismicity occurring under La Réunion Island.

Finally 374 clusters have been selected to form the cluster dataset. Considering each cluster, the pick times of the master event are applied to each slave events using the alignment of waveforms at the maximum of the cross-correlation function. The clusters are used to produce a cross-correlation catalog for **HypoDD**, that contains, for each clustered event, the differential travel times between the event and its master for each picked phase (Waldhauser and Ellsworth, 2000). From a dataset of 2580 triggered records our cross-correlation process allowed us to recover 1625 events for relocation.

9.5.2 Relative relocation and source determination

The set of clusters has been relocated using **hypoDD** program (Waldhauser and Ellsworth, 2000). Following Waldhauser and Ellsworth (2000), our cross-correlation catalog minimizes the number of earthquake pairs. **hypoDD** used a differential travel time catalog to form and solve double-difference equation systems. The input velocity ratio is the same as in other studies on Piton de la Fournaise (Hirn *et al.*, 1991; Necessian *et al.*, 1996; Battaglia *et al.*, 2005). The chosen LSQR mode (Paige and Saunders, 1982) can efficiently solve a large system but errors reported by LSQR are under estimated (Waldhauser and Ellsworth, 2000). Using this approach, 633 out of 1625 events were relocated in the LSQR mode, and 461 events were relocated in the SVD mode to assess independently errors reported by LSQR. **hypoDD** input consisted in 35476 P and 4079 S cross correlated differential travel times. All the relocated events have more than 8 differential travel times similarities. In average, 12 phases per event and one or more picked time on S waves have been considered in the relocation and the 633 relocated events have an averaged rms of 0.041 s. Composite focal mechanisms were determined using **FPFIT** program (Reasenber and Oppenheimer, 1985) for each cluster considering a set of 78 P phases polarities in average.

9.6 Results

9.6.1 Correlation highlights earthquake organization

The representation of the time evolution of the clusters shows the activity of each seismic cluster. Figures 9.3A and B display the event occurrence as function of time and according to cluster belonging. The pre eruptive seismicity of April distal eruption reactivates several clusters that can be found in other preceding distal eruptions of the 2000-2008 time period (figure 9.3A). Figure 9.3B shows the results

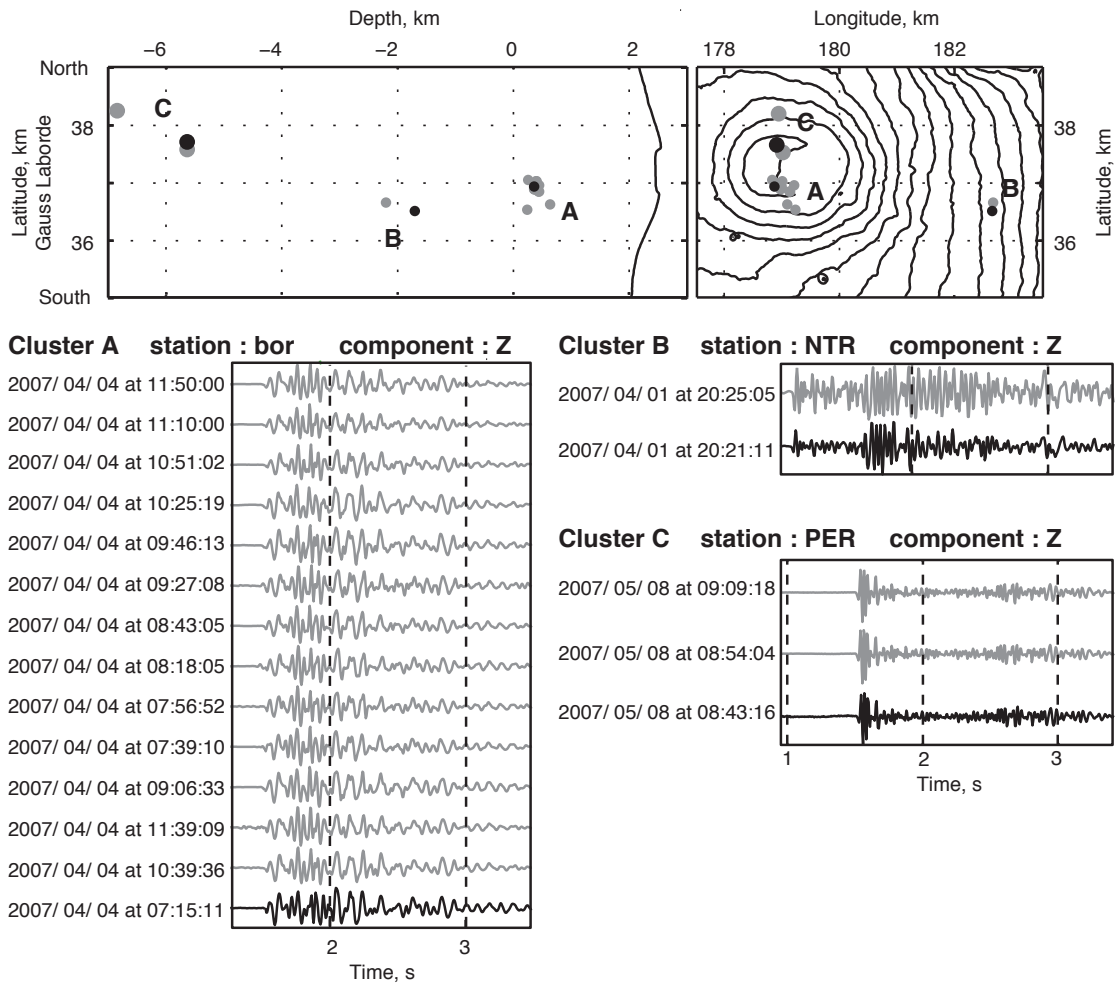


FIGURE 9.2 – Comparison between hand made localizations and waveforms. *Left : localizations. Right : waveforms. 3 clusters are represented, A : around sea level, B : under east side of Piton de la Fournaise volcano, and C : at -5 km. For each cluster, the black earthquake (black dot on map and blue signal) is the hand localized master (best constrained localization), the grey earthquakes represent the hand localized slaves (their corrected pick times are aligned on the master).*

Date	Seismic-crisis	Altitude	Eruption duration	Type
Feb 18, 2007	27 min	2500 m	9 hours	summital
March 30, 2007	144 min	1880 m	10 hours	proximal
April 2, 2007	2940 min	575 m	27 days	distal

TABLE 9.1 – Eruptions of Piton de la Fournaise volcano during the 2007 year.

obtained for the year 2007. Clusters are arbitrary classified in 6 types depending on their lifetime. Yellow clusters occurred only in the pre eruptive period of February. Green clusters occurred only during March pre eruptive period. Related to these two periods, cyan clusters represent earthquakes that preceded both February 18 and March 30 eruptions. The magenta clusters are associated with the pre-eruptive activity of the April eruption (from March 31 to April 2) and with pre collapse seismicity. The later contain (in magenta) the largest number of clusters that contain also the largest number of events. Between April 2 and the collapse, the lifetime of these clusters is limited to a few days. After the collapse, the cluster lifetime tends to increase until the end of eruption. Figure 9.3A suggests that the structures involved during the pre-eruptive crisis of February, March and April correspond to main structures that are reactivated since June 2000. On the other hand, the seismicity prior to the Dolomieu crater collapse corresponds to numerous and large clusters that have a very short lifetime of about 5 days. The global phenomenon has thus been prepared since 2000, but the Dolomieu collapse has its own seismic signature.

Figures 9.4A and 9.4B display respectively map and cross sections of earthquakes locations before and after the relocation using the cross-correlation catalog. Overall, in figure 9.4B, hypocenters show smaller error bars and smaller spatial dispersion than in figure 9.4A. Figure 9.4B shows also narrower seismic zones and highlights four levels of seismicity. Superficial seismicity occurs above 0.8 km asl (above sea level). Densest located seismicity takes place between 0.8 km and 0 km asl and most of the earthquakes during pre-eruptive periods and seismic crisis occurs in this level. This level also involves the largest magnitude earthquakes. A third level between 0 and -0.5 km is less active (active only during and after April). The deeper level on figure 9.4B and on figure 9.7E extends vertically from -3 km to -8 km, with a denser stage between -4.5 km and -5 km. Other seismic clusters have been relocated under the eastern flank of le Piton de la Fournaise around -2 km, making up a fifth isolated level.

9.6.2 Source mechanisms analysis

The source mechanisms of 154 clusters have been determined as pure double couple. Most of the double couple solutions correspond to earthquakes occurring between February and March 2007. Strike, dip and rake have average uncertainties of 4.8° , 4.0° and 6.6° respectively. Since we do not consider the heterogeneity of elastic properties, in the description of the results, we shall consider the relative position of clusters rather than the absolute location of each source. Examples of source mechanisms are shown in figure 9.5. We identified pure double couple sources, oriented as strike slip (9.5A) and normal fault, but also Compensated Linear Vector

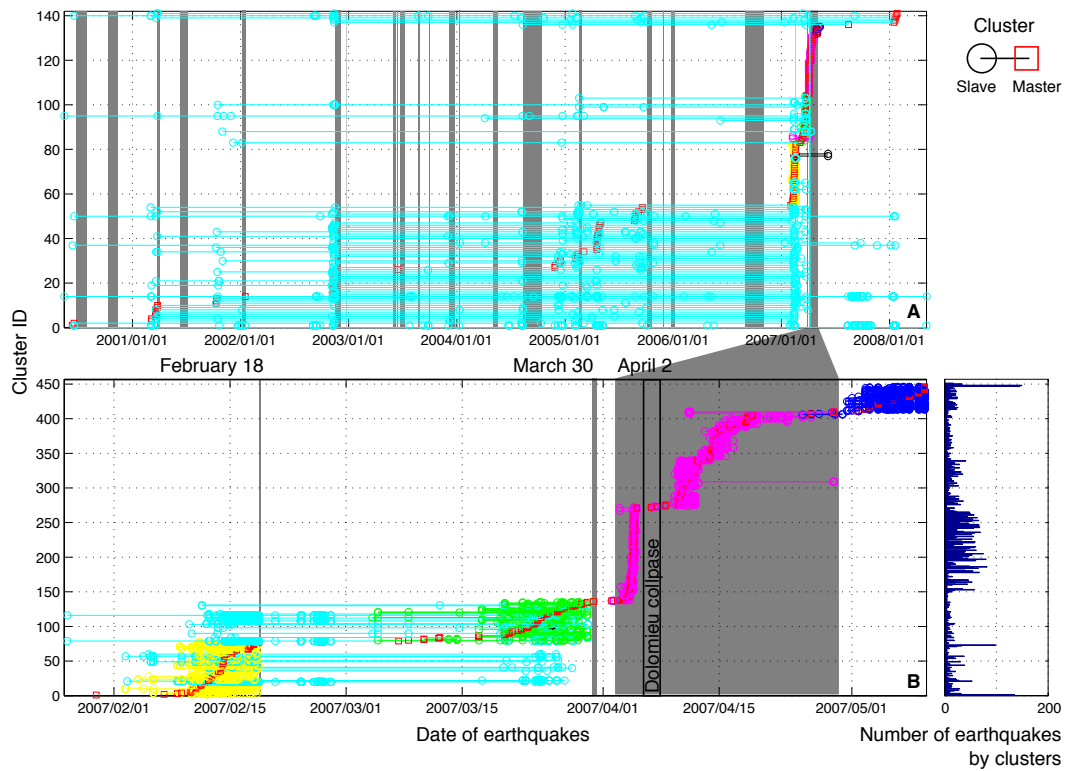


FIGURE 9.3 – Representation of cross-correlation clusters
Earthquakes belonging to the same cluster are on the same line. Each circle is earthquake placed along X axis as function of origin time. A circle depicts each event along a line that represents the cluster to which the event belongs. The master earthquake of each cluster is represented by a red square on the line.

Dipole clusters (CLVD, Knopoff and Randall, 1970), with either a vertical dilatation (D-CLVD, 9.5B) or a vertical compression (C-CLVD, 9.5C) axis. These events respectively show an isolated phase of compression and dilatation on *bor* and *dsr* stations. The focal mechanism solutions are shown with colors according to those of the clusters in figure 9.6 and 9.7.

Figure 9.6A shows the cyan clusters of figure 9.3A activated before the February and March eruptions. From these 26 clusters, 5 clusters have been identified as D-CLVD, 6 clusters have been determined as strike slip faults, and 11 clusters have been determined as normal faults. Hypocenters are distributed along two branches from 0.3 to 0.8 km, below the northern and the southern part of the summit. D-CLVD and strike-slips take place between 0.3 and 0.6 km, below the southern part of the summit. The strike-slips are all oriented as sub-vertical faults showing varying directions. Normal faults occurred between 0.3 and 0.8 km, below the northern part of the summit. This seismicity underlines clearly the northern scarp of Bory crater with normal faulting and the southern part of the summit with strike slip faulting and dilatation CLVDs. The association of normal fault and strike-slip must be induced by a common stress field existing during the preparation of the two eruptions preceding the April distal eruption.

Figure 9.6B shows the 17 clusters that cover the 15 days preceding the March eruption. In the southern part, 10 clusters show strike-slip faulting, with similar orientation. They take place in the southern branch described before, forming a dense seismic zone around 0.5 km. In the same locus, five clusters are identified as D-CLVDs. More, the last cluster of March is identified as C-CLVD and is relocated at 0.3 km asl. The association of oriented strike-slips and D-CLVDs below the southern part of the summit is the main specificity of the March eruption precursors.

From March 31 to April 5, before the collapse of Dolomieu crater on April 5, at 20h50, the summit part of Piton de la Fournaise shows a clear seismic signature. Figure 9.6C shows the short life-time clusters of figure 9.3A that preceded the collapse of Dolomieu crater. The whole seismic activity for the five days before the collapse has been relocated under the southern part of the summit, between sea level and 0.8 km asl. Taking into account the localization and the polarity phase, 24 clusters of C-CLVDs show a compression axis inclined 80° toward the south-west. In the same time span, we found 7 clusters determined as normal faulting relocated in the same area than March strike-slip, around 0.3 asl. The source determination of all normal mechanisms gives the same nodal plans with a north-south strike and a west dip. Observation of the results suggests that normal faulting is linked to the

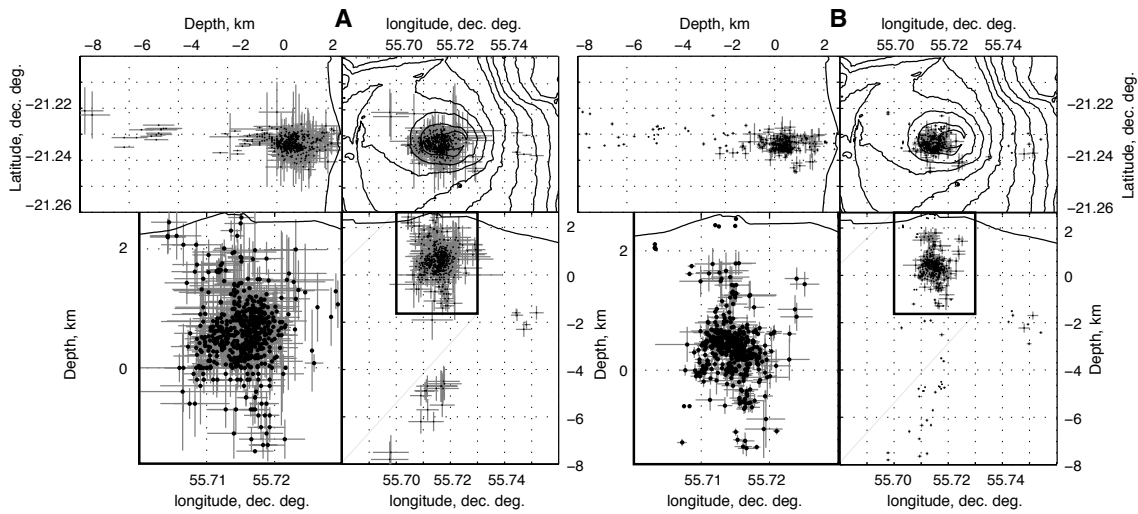


FIGURE 9.4 – Comparison between localizations and relocation

A : localizations from analyst-defined picks ; *B* : relocation in LSQR mode from correlation catalog. Axis correspond to geographic coordinates. Both *A* and *B* show results obtained with the same set of hand-picked earthquake, but *B* show also automatically picked earthquake added by cross-correlation clustering.

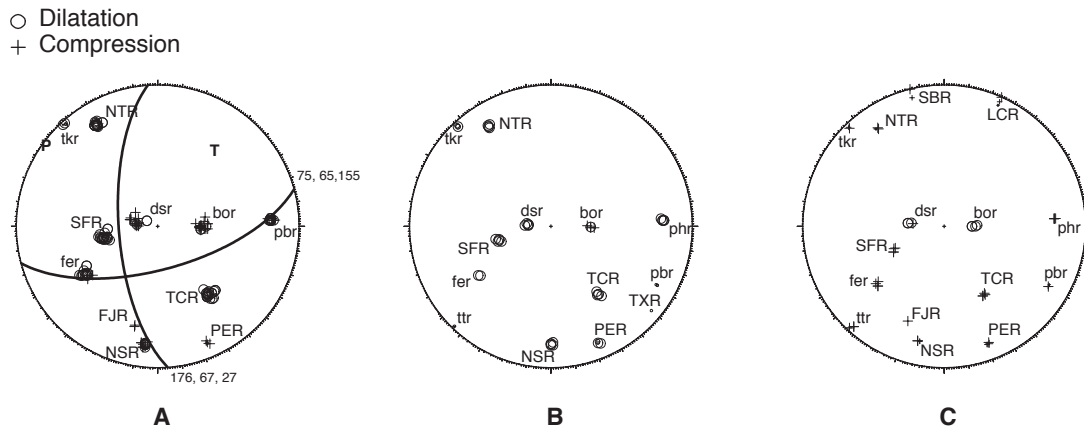


FIGURE 9.5 – Three examples of *FPFIT* results

A is a strike slip focal mechanism determined from the polarities of a February cluster (master on 12/02/2007 at 01 :44 22s). *B* is a dilatation CLVD identified from the polarities of a March cluster (master on 17/03/2007 at 07 :58 55s). *C* is a pre-collapse compression CLVD identified from the polarities of a April cluster (master on 03/04/2007 at 07 :22 11s).

CLVD generator. The comparison of figure 9.6B with figure 9.6C underlines that the strike-slip fault and the D-CLVD of February and March leave place before the collapse to the clusters of C-CLVD. From April 1 to April 2, earthquakes also took place at -2 km under the eastern flank of Le Piton de la Fournaise and seems to be due to the return to an equilibrium state of the eastern flank during the final injection toward the eruption locus. These earthquakes have been determined as SW-NE normal mechanisms not shown here.

In figure 9.7D, two yellow clusters span April 5 - June 5 time period. They are located under the southern part of the summit, between 0.3 to 0 km, in the same zone as the former CLVD generator and strike-slip area. They show normal faulting with the same orientation that the one observed just before the collapse. Normal faulting takes place also at sea level (purple clusters) with east-west faults. A dense cluster of undeterminable earthquakes has been relocated under the south-western part of Bory crater, around sea level. A fourth cluster denser than the preceding one, starts at -0.5 km, between Bory and Dolomieu craters. Hypocenters of this cluster can not be determined as a pure double couple or a CLVD. An aseismic zone between 0 and 0.5 km bsl could be defined in cross section views and the three clusters just described are distributed around this zone. Finally, an U-shaped ring of superficial normal faults underlines the Bory crater, from 1 km asl to 1.5 km asl.

9.6.3 Co-seismic slips

For each cluster, we noticed that the hypocenter relocations are usually lying along one of the nodal planes, which was chosen to define the fault. We then measured the co-seismic slip orientation along this plane. Their representation from February to March 31 allows to get a general view of the stress field before the collapse of the Dolomieu crater. Figure 9.8 shows co-seismic slips in the northern parts directed towards the center of the volcano. While, in the southern parts, the co-seismic slips are oriented outward the center of the volcano. Cross sections show two different kinds of slips. In the south-eastern part, co-seismic slips dip 20° above the horizontal. In the three other parts, co-seismic slips dip 60° below the horizontal. North-South cross section also shows at 0.8 km that a small part of the centripetal and centrifugal slips are mixed in the transition between north and south.

The co-seismic slips in the south-eastern part are extracted from the strike-slips described before. They indicate the existence of an uprising source below the southern part of the summit. The growth of this source started in February (and give the diversity of strike-slips of the common clusters to February and March, figure 9.6A, section 9.6.2). This stress field perturbation evolves at the end of March and leads to the aligned strike-slips of the March cluster, figure 9.6B, section 9.6.2.

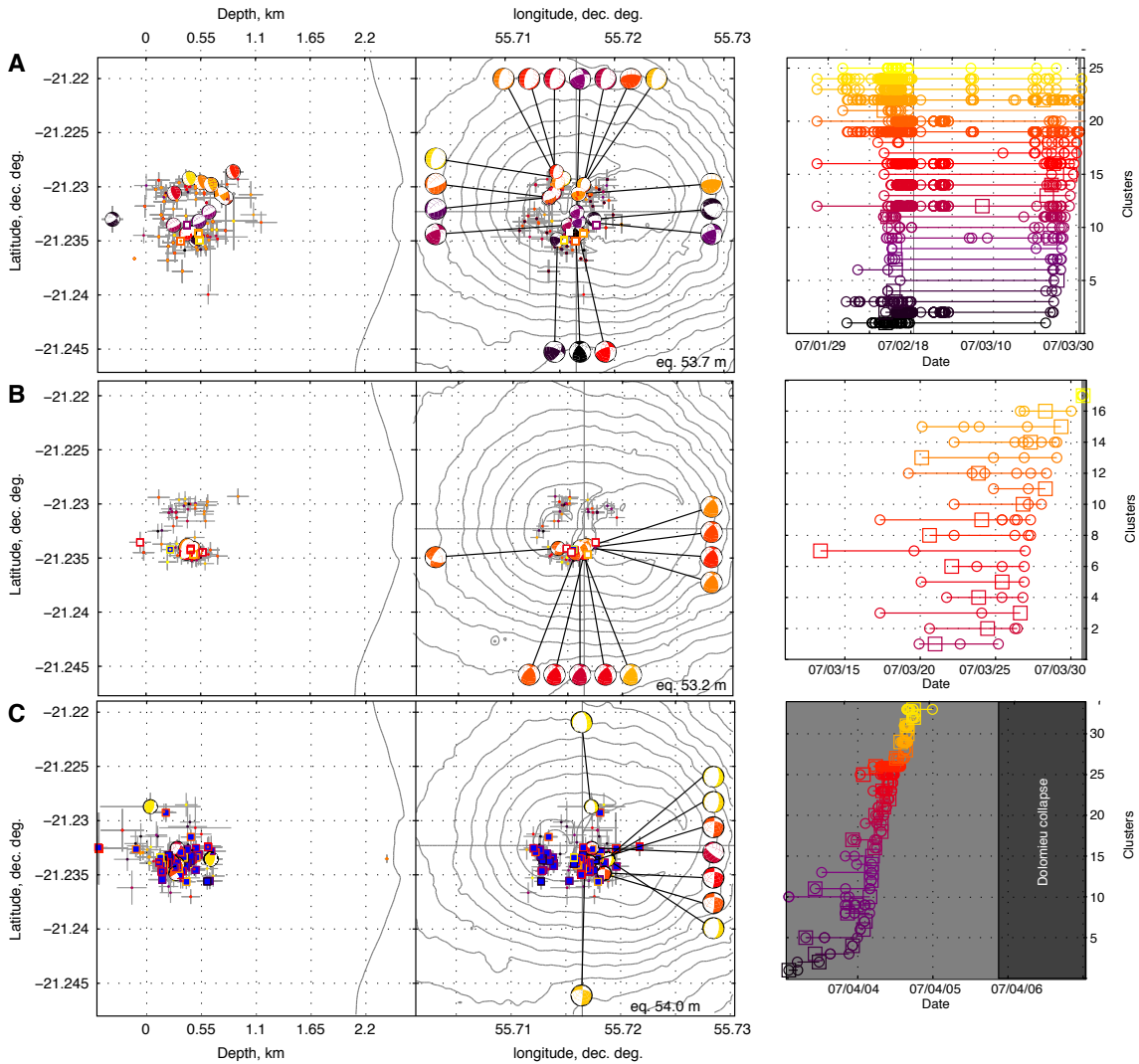


FIGURE 9.6 – Seismicity of 2007 eruptions

N-S cross section and map and dendograms of clusters are plotted from left to right. Beach balls are plotted for each clusters determined as pure double couple, square are plotted for each cluster with CLVD polarities (dilatationnal in white, compressionnal in blue). The relocations results are displayed by dots and grey error bars. A : pre-eruptive seismicity occuring both before February and March eruption. B : pre-eruptive seismicity associated only with the preparation of the March 30 proximal eruption. C : seismicity preceding the April 5 collapse.

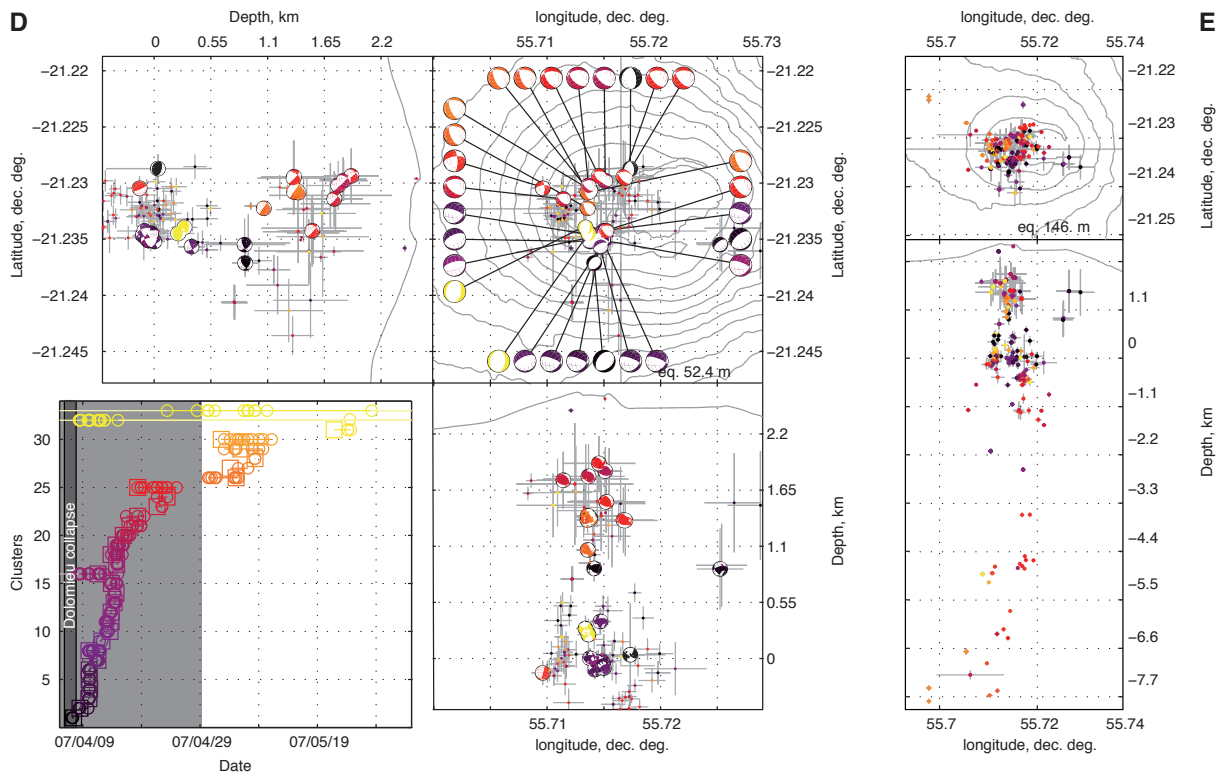


FIGURE 9.7 – Post-collapse seismicity

N-S cross section and map and dendrograms of clusters are plotted from left to right. Beach balls are plotted for each clusters determined as pure double couple, square are plotted for each cluster with CLVD polarities (dilatationnal in white, compressionnal in blue). The relocations results are displayed by dots and grey error bars. D : the post-collapse seismicity, shallow part, major part of the clustered earthquakes. E : deep part, most of the event below -0.5 km are not clustered. Note that scales of D and E are differents.

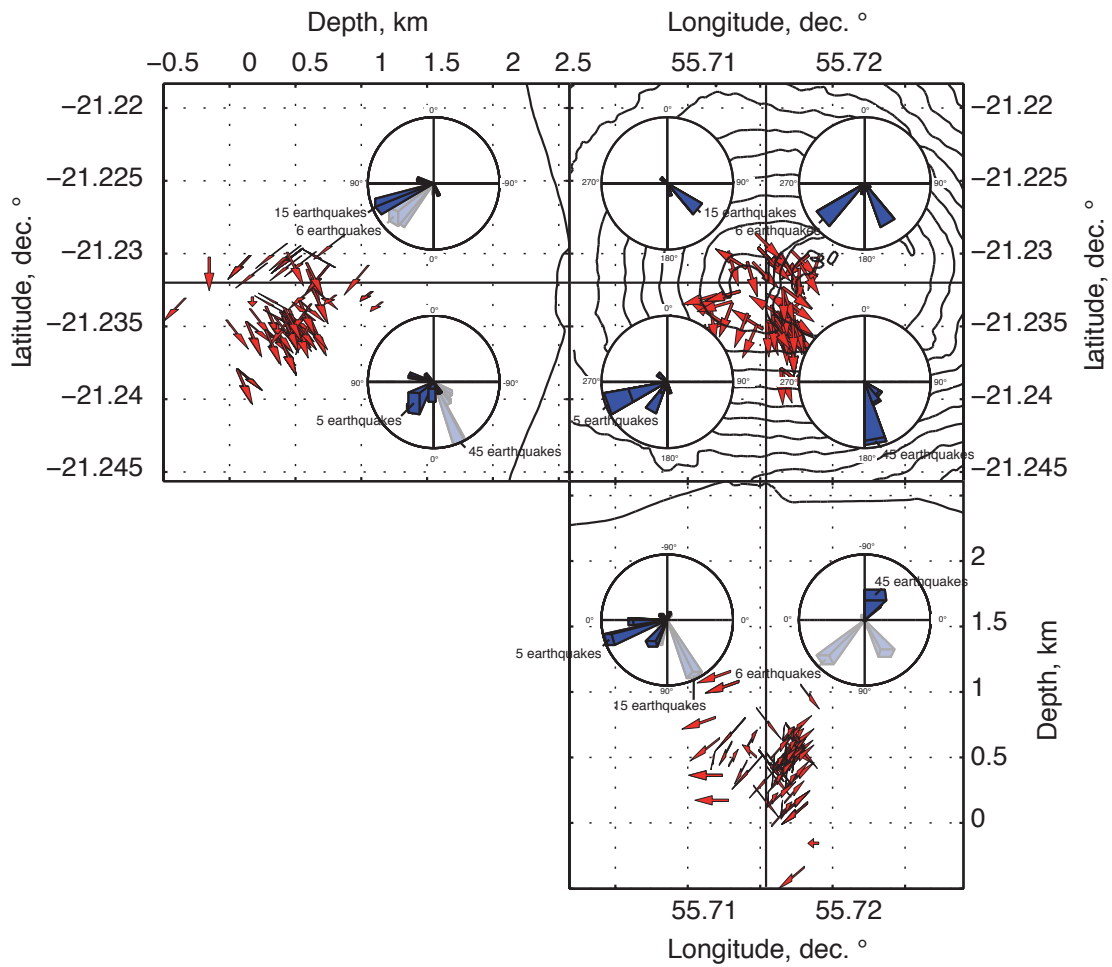


FIGURE 9.8 – Co-seismic slip before Dolomieu crater collapse
Red arrows : co-seismic slip orientation. Contour intervals : 50 m.

In the northern part, the slip dips of 60° may correspond to a subvertical stress field, suggesting the gravity. To summarize, co-seismic slips show only one stress field perturbation below the southern part of the summit. It leads to the up-rising of the south-eastern side toward the S-SE and to the subsidence of the northern quarters. This perturbation is initiated in February and developed until the end of March.

9.7 Discussion

Figure 9.9 represents the scheme suggested by our results. The initial state of figure 9.9 is composed of a magma chamber with a top located around sea level and a north south radial fault from sea level to 0.8 km, above the southern part of the magma chamber. Nercessian *et al.* (1996); Peltier *et al.* (2005, 2007) and Peltier *et al.* (2008b) developed the hypothesis of a shallow magma chamber feeding the eruptions of Piton de la Fournaise. These authors localized it below the Dolomieu crater, around sea level. Our results show an aseismic zone from -0.5 km to 0 km, slightly shifted toward the west of the Dolomieu crater. Above the magma chamber, we recognized strike slip mechanisms along a network of north-south radial faults. Such radial fault has been highlighted by the structural study of the summit cracks by Bachèlery (1981). Radial cracks take place in the southern part of the summit and in the northern part. All around the two summit craters, Bachèlery (1981) describes several networks of concentric faults. The seismic radial faults observed in our study could be linked with the summit radial cracks in the southern part of the summit. These radial faults are the preferential planes of rupture, and were created before the 2007 eruptions.

9.7.1 Strike-slips mechanisms

Our clustering results permit to highlight the role of the strike slip mechanisms. They are associated with the preparation of the February and March eruptions. They form a network of radial faults rising from sea level to 0.8 km and they show oblique focal mechanism with a uprising component toward south east. We propose that this kind of radial fault accomodate the pre-eruptive inflation of the magma chamber with strike slip (figure 9.9B). The strike slip open a vertical volume along the asperity of the radial fault. The opened conduit could be filled by magma, building some magma funnel that can feed the February and March eruptions. The inflation of a sea level magma chamber before March eruption has been studied by Peltier *et al.* (2008b) and Augier (2008). The pre-eruptive deformations and the seismic crisis's deformations of the February and March eruptions (Peltier, 2007) clearly show a relative uprising of the southern part of the summit, which is in good agreement with the relocation of our oblique strike slip. More, the intrusion of magma along the radial fault can be proposed as in Roman (2005) calculation of Coulomb stress

change shows that dyke injection triggers strike slip faulting along pre-existing faults around the conduit. At Miyakejima volcano, during the 2000 eruption, strike-slip mechanisms in the context of volcano-radial compression axis have been recognized to be associated to lateral intrusion (Uhira *et al.*, 2005). Considering our results and previous studies, the strike slip column could be the locus of seismic accomodation of the magma chamber inflation, and a preferential path of intrusion. The occurrence of the same strike slip faults during February and then during March clearly shows that both dyke intrusions started from the same structure and origin.

9.7.2 The sill hypothesis

The long lifetime strike slip clusters come with normal faulting clusters. The strike slip faults could be associated with intrusions, but the normal faults must be interpreted with another phenomenon. The normal faults form a second column, from sea level to 0.8 km above the northern part of the sea level magma chamber. They could be linked with the magma chamber, and show that the uprising of the southern part of its roof toward the south east is associated with the subsidence of the northern part of its roof. Such subsidence does not appear in the specific clusters of the preparation of the March eruption, and is not associated with the magma intrusions in the strike slip column. We suggest that the normal faulting indiced a major phenomenon started in February : the intrusion of a sill from the southern part of the magma chamber toward the April 2 eruption site. This assumption has not been highlighted by previous studies. GPS displacements (Peltier *et al.*, 2008b) and radar interferometry (Augier, 2008) have both highlighted the March 30 intrusion but did not constrained the intrusion toward April 2 eruption site. In fact, the deformation data are recorded preferentially around the summit, they are influenced by superficial structure, and the amplitudes of the deformations around the central cone of Piton de la Fournaise are not easily interpretable. The deformation data can not disprove the sill hypothesis and the stress field extracted from co-seismic slips is consistent with this idea. We do not expect to constrain the path or velocity of the distal intrusion with seismicity but we show that detailed study of summit seismicity is helpful for the characterization of a distal intrusion.

9.7.3 Strike-slip mechanisms and D-CLVD

The strike slip column is the locus, in March, of D-CLVD activity (figure 9.9B). CLVD mechanisms have been repeatedly observed in volcanic areas and have been interpreted from theory as the result of fluid injection (Aki, 1984; Julian and Sipkin, 1985; Chouet and Julian, 1985; Kanamori *et al.*, 1993). According to Hirn *et al.* (1991) we assume that the D-CLVDs of March are due to rapid volume increase in a vertical fluid filled crack. Regarding the very similar relocation of strike slip and D-CLVD, we propose that there is a link between the strike-slips and the D-CLVDs of March. The filling of the radial fault aspirities during the inflation of the underlying

magma chamber shall lead to the pressurization of the magma funnel, building a D-CLVD generator. Considering the dimensions of the D-CLVD column, we obtain a approximated volum of $1.2 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ for the the magma funnel area. We can not distinguish from this volume, the February associated part from March one. Each D-CLVD indicate a step of rapid pressurization of the D-CLVD generator which grow all along March month.

9.7.4 The C-CLVD crisis

The CLVD generator reached a critical state when, from April 1 to 5, an intense seismic crisis with C-CLVD was recorded (figure 9.9C). 315 earthquakes from this kind of seismicity have been identified as C-CLVD from April 1 to 5. They take place along a column rising from sea level to 0.8 km asl, just above an aseismic zone surrounded by several undeterminable clusters from sea level to -0.5 km. Our study is limited by the lack of tensor inversion which could constrain the volumetric component of CLVD. Possible research about this subject will be complicated by the heterogeneity of the volcano physical properties. In fact, at very short periods, especially at small hypocentral distance, the influence of lateral heterogeneity's is critical : a 1D model is a very bad approximation of the real medium and does not accurate enough to provide a good agreement between observed and synthetic seismograms. Getting a 3D velocity model on the basis of Green function computation or extracted from seismic noise interferometry results could provide important improvement. We assume that each C-CLVDs from April 1 to April 5 are due to a rapid volume decrease in a vertical fluid filled crack. At this moment, the CLVD generators might be too much developed to resist to the lithostatic loading during the underlying magma chamber draining off started on April 2. The chronology of C-CLVD's cluster suggests that C-CLVDs are precursors of the Dolomieu collapse. The waveform clusters of this crisis are very intense and their lifetime are very short suggesting a network of CLVD sources activated one after others. The stress field must have been perturbed by a fast structural evolution during the crisis that triggered the Dolomieu collapse.

9.7.5 The shallow magma chamber and its link to depth

Relocation and source determination results support the existence of a shallow magma chamber, and constrain its roof at sea level. For that, three observations of our results are considered. (i) the existence of an aseismic zone between 0 and -0.5 km, (ii) above this zone, the post-collapse normal faulting column and the collapse of the CLVD generator, (iii) below, a seismic source migration from -0.5 to -8 km, from April 12 to May 8. We propose that the draining off of a magma chamber between sea level and -0.5 km results in the collapse of vertical fluid filled cracks. When the collapse reached the surface, and during the crumbling of the collapsed fluid filled cracks, the magma chamber could have been suddenly depressurized.

Finally, the depressurization front propagates from the sea level magma chamber toward depth, along a narrow path. The vertical conduit from depth to the sea level magma chamber has been proposed by Pinel and Jaupart (2003) and imaged by Battaglia *et al.* (2005) from -5 km. Recently, the passive tomographic model of Piton de la Fournaise proposed by Prôno *et al.* (2008) clearly showed the presence of a magma chamber around -1 km and suggests a network of magma pocket in a intrusive complex from sea level to 1 km. These authors propose the existence of a seismic interface at sea level without sea level magma chamber. Above sea level, this model is in agreement with the first model of the Piton de la Fournaise plumbing system proposed by Lénat and Bachèlery (1990) and could be consistent with our results. But we can not fit with the tomographic image of Prôno *et al.* (2008) of a magma chamber around -1 km. An open conduit shall make the link between the sea level chamber and the 1.2 km bsl chamber.

9.8 Conclusion

Our results show that the pre eruptive seismicity of the April 2007 distal eruption of Piton de la Fournaise volcano reactivate several clusters that were also active before other distal eruptions of the 2000-2006 period. There is no direct reference in literature about this subject. For the first time, our results clearly highlight similarities in the seismicity from preparation of eruptions during 2000, 2002, 2004, 2005 and 2007 (figure 9.3). We do not show here the sources relocation and determination of clustered earthquakes of 2008 and between 2000 and 2006. This seismicity should be investigated to obtain information about the common seismicity preceding each type of eruption. Future researches about this subject will give help for the monitoring of eruption type at Piton de la Fournaise volcano. This study highlights the long lifetime cluster of strike-slip faults, associated with the growing of CLVD generators. The CLVD generators grow during the intrusions supplying the summit and proximal eruptions and have a structure consistent with the stress field induced by the preparation of distal intrusion. Finally, it reached an unstable state in April 2007, and became the source of the caldera collapse and of the opening of bellowing magma storage level.

9.9 Acknowledgments

We are grateful to the technical staff of the Piton de La Fournaise Volcanological Observatory, for their help in providing seismic data. Thanks to A. Peltier, L. Michon and G. Roult for improvements in the english of this paper. We also thank M. Zhizhin and A. Gudmundsson for helpful comments.

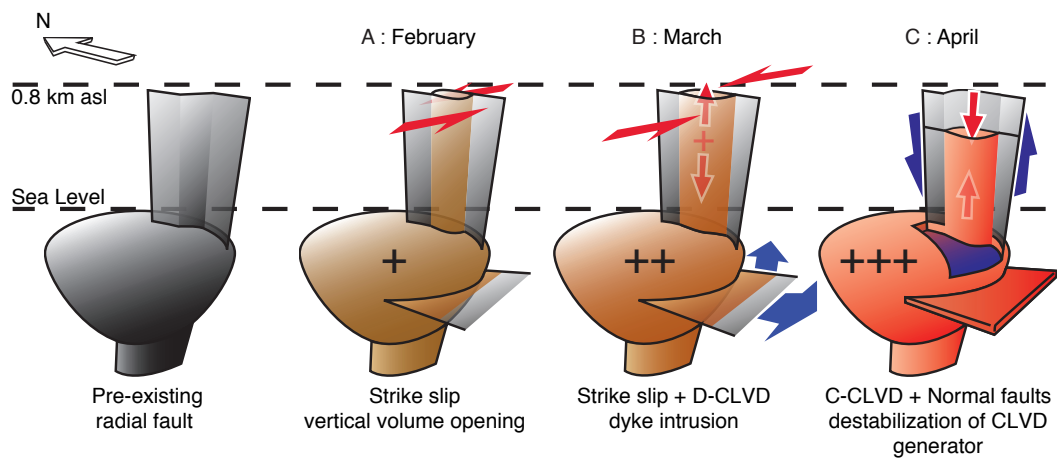


FIGURE 9.9 – Structural evolution and the associated magma transferts
Scheme of the structural evolution and the associated magma transferts during the 2007 eruptions at Le Piton de la Fournaise suggested by seismicity. A : initial state. B : preparation of February eruption. C : preparation of March eruption. D : April 2 eruption and Dolomieu collapse source mechanism. See text for details.

Quatrième partie

Etagement et cyclicité des sources sismiques entre 2000 et 2008

Chapitre 10

Résultats préliminaires

Les fichiers de détection au format *AH* créés par *Earthworm* pendant la période 2000-2008 ont été utilisés pour élargir notre étude à la sismicité du Piton de la Fournaise à une plus longue période. Le but de notre étude est d'appliquer notre méthode à la sismicité pour laquelle les arrivées de phase P et S ont été pointées par l'*OVPF*. Sans refaire tous les calculs précédents, nous appliquons notre méthode de clustering à 5039 séismes localisés de 2000 à 2008 par l'*OVPF*.

10.1 Clustering

Pour relocaliser et déterminer les mécanismes au foyer des sources sismiques, nous avons utilisés des clusters optimisés sur les coefficients de corrélation croisée de la composante verticale de la station *bor* (choix 2 dans la partie 6.5). Le jeu de séisme initial a ainsi été regroupé en 1455 clusters, dans lesquels on retrouve 3727 séismes. En créant un jeu de clusters optimisé quant au nombre de séismes par cluster (choix 1 dans la partie 6.5) 912 clusters ont été construits contenant, eux aussi, 3727 séismes du jeu initial. En utilisant les coefficients de corrélation de la composante verticale de la station *TCR*, 806 clusters sont identifiés, rassemblant 3401 séismes du jeu initial. Ces deux derniers jeux de clusters seront uniquement utilisés pour étudier l'évolution des sources sismiques au cours du temps dans le chapitre 12. Les 1312 séismes n'ayant pas été inclus dans les clusters sont les séismes isolés, ils sont relocalisés uniquement grâce à leur similarité de temps de trajet et leurs mécanismes au foyer ne sont pas déterminés.

Les pointés par similarité ont été réalisés pour toutes les phases de tous les séismes éléments des clusters. Les décalages appliqués aux pointés d'ondes P sur la composante verticale de *bor* sont représentés sur la figure 10.1. Les décalages associés à des coefficients de corrélation croisée inférieurs à 0,85 ont été appliqués dans des clusters formés uniquement sur *TCR*. Pour la plupart des paires de séismes, les décalages ont été faits avec des coefficients de corrélation supérieurs à 0,8, ils sont inférieurs à 0,03 s et en aucun cas ils n'exèdent 0,1 s.

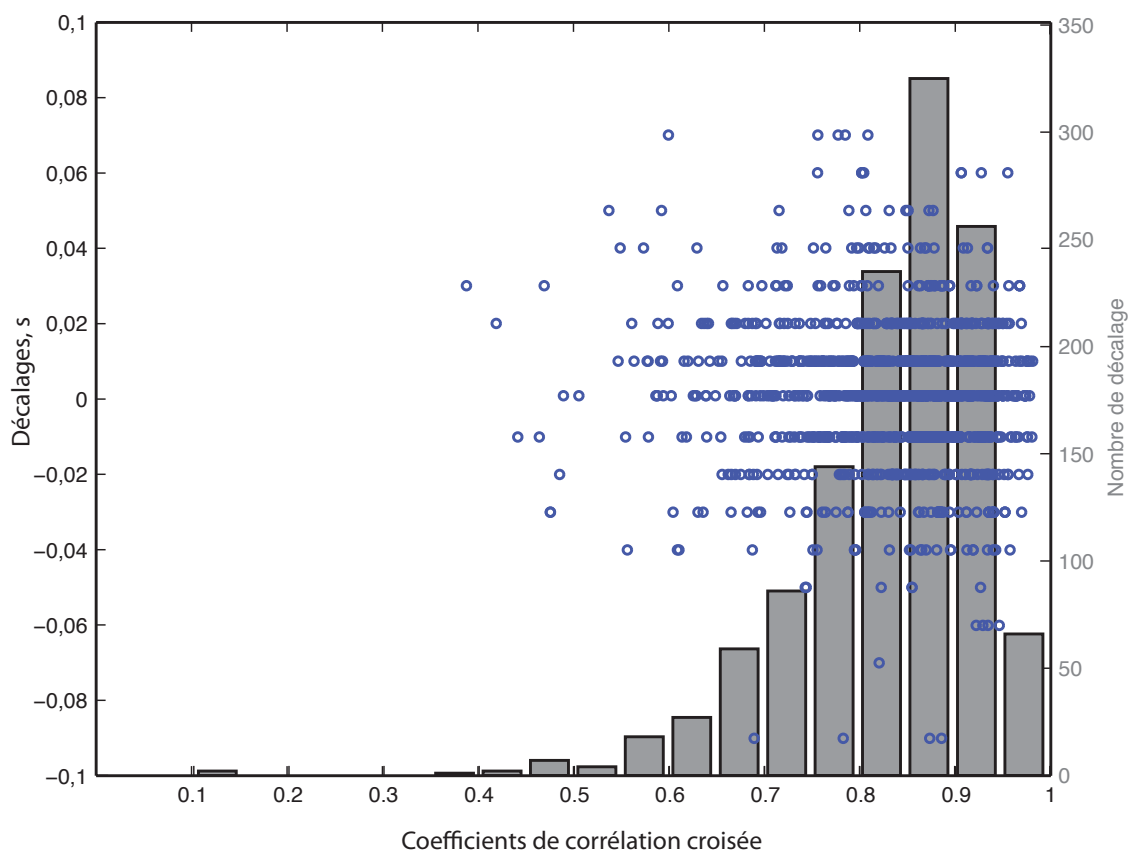


FIGURE 10.1 – Décalages appliqués aux pointés

Les cercles bleus représentent les décalages, en seconde, appliqués aux pointés manuels de phase *P* de la station *bor* en fonction de leurs coefficients de corrélation croisée. Les pointés automatiques par similarité, sur des signaux non pointés manuellement ne sont pas représentés.

10.2 Etagement des paramètres de relocalisation

La sismicité étudiée se répartit sur plusieurs niveaux dont les altitudes varient approximativement entre 2 km et -8 km. Les incertitudes des localisations varient selon la profondeur. *hypoDD* résout les systèmes d'équation de double différence en prenant en compte, dans un même système, des séismes dont les temps de trajet sont similaires. Les paramètres de regroupement des séismes dans les systèmes d'équation de double différence sont réglables. Le nombre de séismes pris en compte et relocalisés est influencé principalement par le choix du rayon de la sphère autour du séisme maître, dans laquelle sont sélectionnés les séismes mineurs. Ainsi, la relocalisation de la sismicité à tous les niveaux du Piton de la Fournaise nécessite des paramètres adaptés à chaque profondeur. Au dessus de 1,5 km, le rayon sélectionné est de 600 m. Entre le niveau de la mer et 1,5 km, le rayon de sélection est de 60 m. Entre le niveau de la mer et -1,5 km, le rayon est de 1 km. En dessous de -1,5 km, aucune

limite n'est fixée sur le rayon de sélection, ainsi les clusters sont directement utilisés pour constituer les systèmes d'équations de double différence. Au total, 2744 séismes des clusters optimisés sur les coefficients de corrélation (calculés sur la composante verticale de *bor*) sont sélectionnés avec nos paramètres et ont pu être relocalisés.

La comparaison des résultats de relocalisation (figure 10.2B) avec les localisations initiales (figure 10.2A) fait ressortir les améliorations apportées par notre traitement. Les barres d'erreurs (en gris) sont considérablement diminuées et les hypocentres sont rassemblés dans des zones sismogènes plus denses sur la figure 10.2B.

10.3 Détermination des mécanismes au foyer

Les hypocentres des 912 clusters établis avec la station *bor* et les polarités observées sont utilisés pour déterminer les mécanismes au foyer composites. 530 clusters ont été déterminés comme des double couples cisailants purs. 50 ont été identifiés comme des CLVD compressifs (Knopoff and Randall, 1970) et 44 comme des CLVD en dilatation. Les polarités des ondes P d'un même cluster permettent de vérifier la cohérence des sens de déviations utilisés dans la détermination des mécanismes au foyer. La figure 10.3 montre un exemple de la stationnarité des polarités d'un cluster identifié en avril 2007. Le séisme maître de ce cluster est le dernier et il a permis de pointer le plus grand nombre de stations. Les 530 clusters déterminés comme des doubles couples cisailant purs ont permis d'extraire l'orientation du déplacement co-sismique de 261 sources.

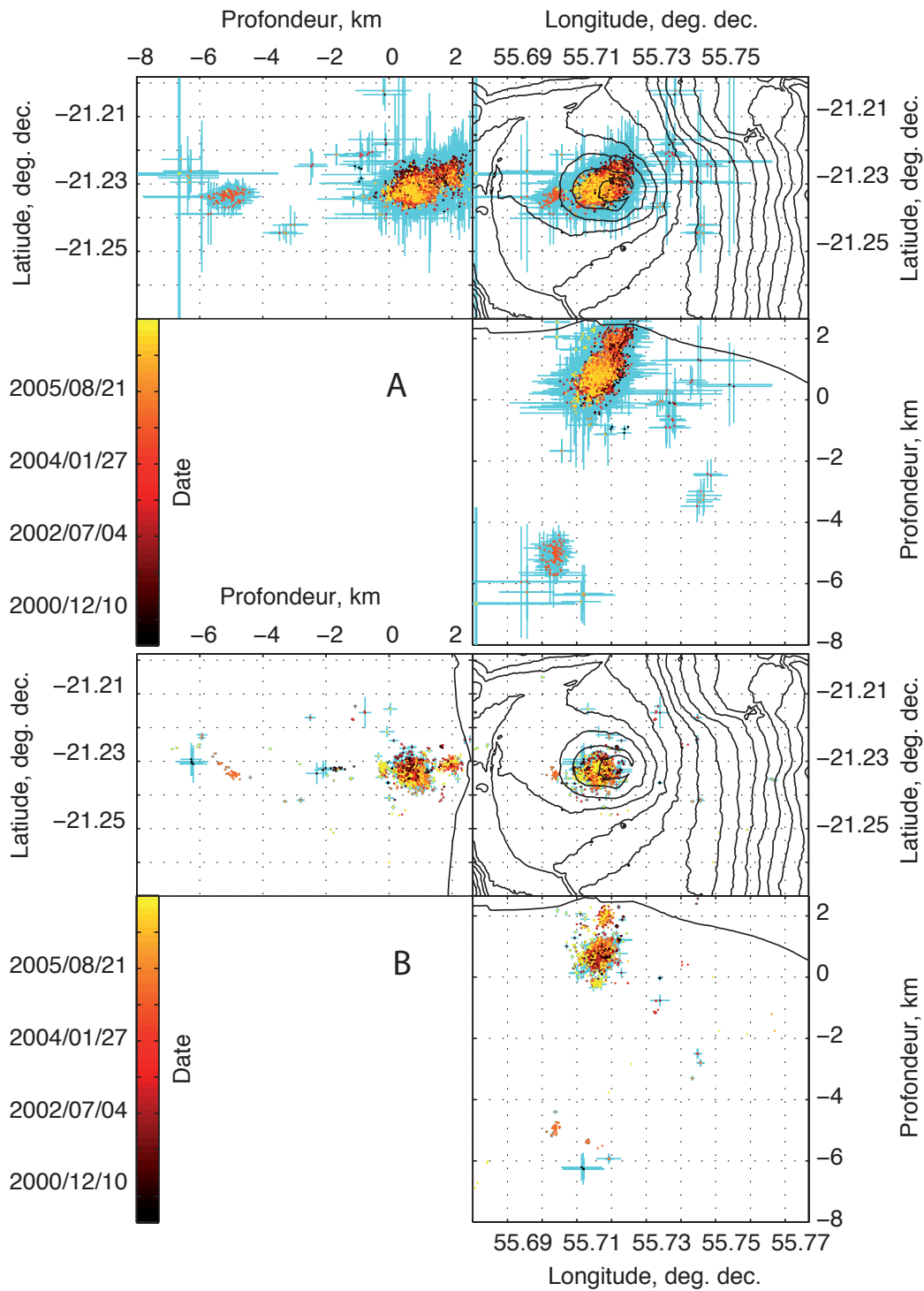


FIGURE 10.2 – Comparaison des localisations initiales et des relocalisations

A : localisation des fichiers de pointés manuels de phases avec *hypo71*. *B* : relocalisation des fichiers de pointés de phases par similarité avec *hypoDD*. Sur les figures *A* et *B*, le même nombre d'hypocentres est représenté mais toute la sismicité relocalisée ne figure pas sur la partie *B*. La topographie est indiquée en coordonnées géographiques avec une équidistance de 100 m.

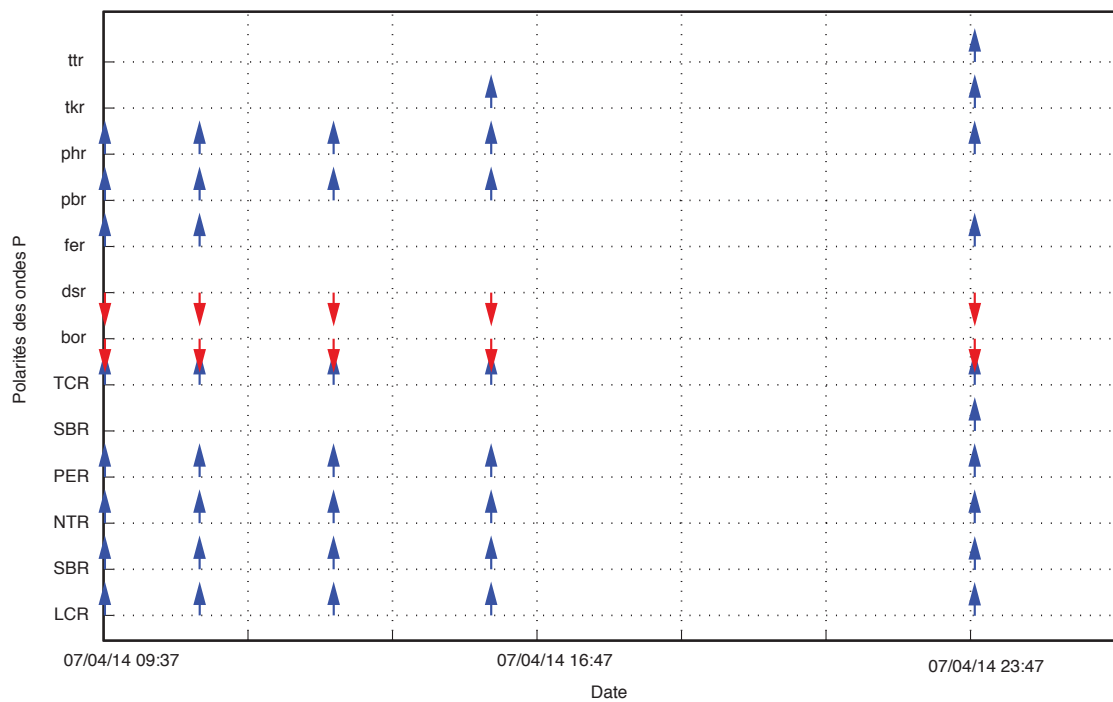


FIGURE 10.3 – Polarités des ondes P d'un même cluster

Les polarités des ondes P de cinq séismes d'un même cluster sont représentées. Une onde P positive est symbolisée par une flèche bleue vers le haut. Une flèche rouge vers le bas indique une onde P négative.

Chapitre 11

Les sources sismiques en fonction de leur relocalisation

La répartition des différentes sources sismiques est étudiée uniquement en terme de répartition spatiale dans ce chapitre. La sismicité est décomposée en étages sismiques. La majeure partie des séismes prennent place entre 0,3 et 1,1 km d'altitude. Cette zone est la mieux imagée par les relocalisations et les mécanismes au foyer. Nous pouvons observer la structure de cette zone grâce aux extractions de plans de failles. La sismicité est beaucoup moins intense au dessus de 1,1 km et au dessous de 0,3 km. Les relocalisations des séismes, au dessus de -0,5 km (sous le niveau de la mer) et les principaux mécanismes au foyer entre 0,3 et 1,1 km sont représentés sur la figure 11.1. Nous traçons sur la figure 11.1 trois iso-surfaces de densité de séismes en fonction de la profondeur pour distinguer les différents objets sismogènes.

11.1 Au dessus de 1,1 km

La partie sommitale de l'édifice, au dessus de 1,1 km, est difficile à étudier avec un modèle de vitesse 1D. A ces profondeurs, seuls les séismes présentant des incertitudes inférieures à 300 m ont été représentés sur nos figures. Sur la figure 11.1 A et B, les séismes relocalisés sous le Bory et dans la partie nord-ouest du sommet présentent des relocalisations ératiques. Sous le Dolomieu, la zone la plus active est située sous le rempart nord-ouest, au dessus de 1,5 km d'altitude. Les deux premières cartes de densité et la vue en perspective de la figure 11.1 G1 montrent que la forme de cette sismicité est cohérente avec la forme du rempart du Dolomieu, et avec l'orientation de la rift-zone N40°. Par rapport aux étages sous jacents, cette zone n'est que très peu active (avec moins de 10^4 séismes par km^3).

11.2 Entre 0,3 et 1,1 km

La sismicité superficielle décrite précédemment sur les cartes A et B se poursuit entre 1,1 et 0,3 km, en une zone plus large sur les cartes C et D de la figure

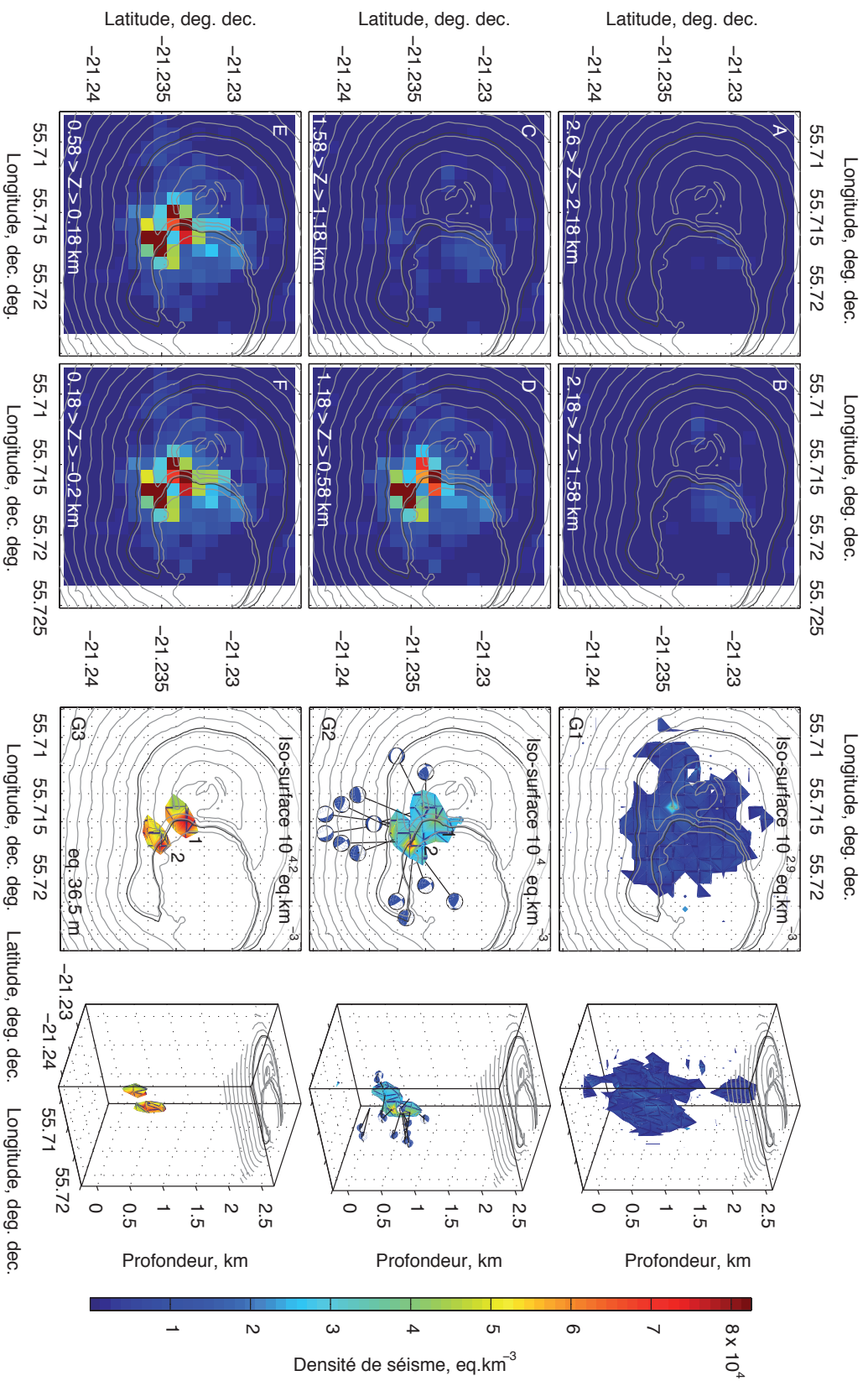


FIGURE 11.1 – Cartes de densité et iso-surfaces de densité de séismes.

Les cartes de gauche montrent la répartition des séismes le long de six tranches de profondeur entre -0.5 km et le sommet du volcan. Le logarithme des densités sismiques a été utilisé pour tracer trois iso-surfaces à droite (de haut en bas densité $= 10^{10.9} \text{ eq.km}^{-3}$; densité $= 10^{12} \text{ eq.km}^{-3}$ et densité $= 10^{12.2} \text{ eq.km}^{-3}$). Ces iso-surfaces du logarithme de la densité sont colorisées en fonction de leur densité sismique. Les sphères supérieures des mécanismes au foyer contenus dans l'iso-surface $10^{12} \text{ eq.km}^{-3}$ sont représentées.

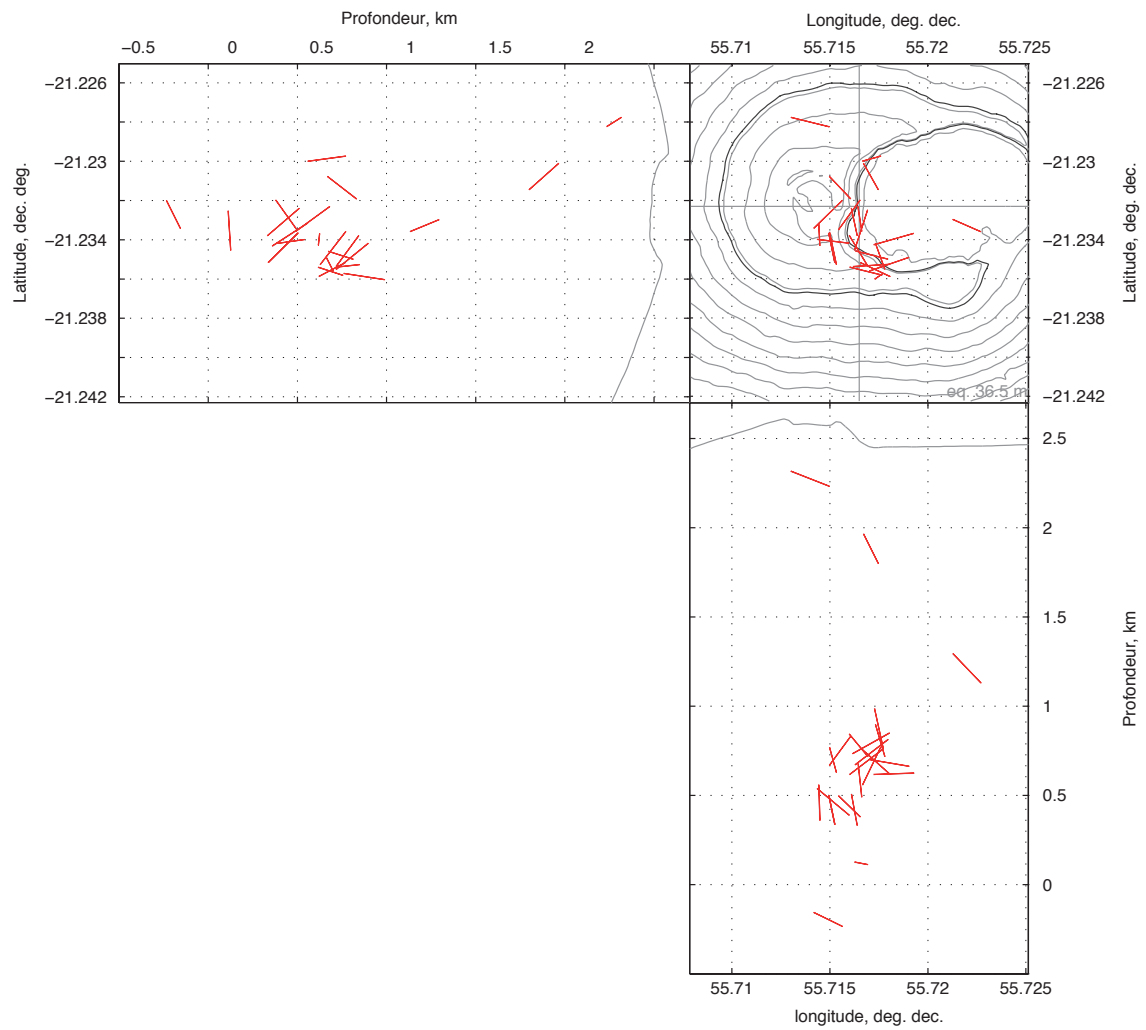


FIGURE 11.2 – Cartes des plans de failles

L'extraction du mouvement co-sismique passe par le choix du plan de faille parmi les deux plans nodaux de la détermination du mécanisme au foyer synthétique. Les plans extraits des clusters de plus de 10 séismes sont représentés. Les longueurs de failles sont arbitraires.

11.1. Elle rejoint la partie ouest du Dolomieu, en suivant toujours la même direction N40°. Cette zone est plus active sous la partie ouest du Dolomieu, entre le Bory et le Dolomieu avec $8 \cdot 10^4$ séismes par km^3 . Nous avons annoté cette zone en 1 sur la figure 11.1 G2. Parallèle à la première zone, une seconde zone est encore plus active, sous la partie sud-ouest du Dolomieu. Cette seconde zone est annotée 2 sur la figure 11.1 G2. Ces deux objets sismiques contiennent la majeure partie de la sismicité enregistrée au Piton de la Fournaise.

Sur la carte G2 de la figure 11.1, seuls les mécanismes au foyer synthétiques de plus de 10 séismes sont représentés. Les mécanismes au foyer entre 0,3 et 0,7 km d'altitude sont variés. L'iso-surface 10^4 séismes par km^3 contient six mécanismes de type décrochant-oblique, quatre de type faille normale et quatre de type faille inverse. La zone sismique 1, entre le Bory et le Dolomieu contient moins de clusters de plus de 10 séismes, la majeure partie de ces clusters se trouve dans la zone 2, sous le sud-ouest du Dolomieu. Les extractions de déplacements co-sismiques des plus grands clusters donnent l'orientation des plans de failles de la figure 11.2. Dans la première zone sismique, entre le Bory et le Dolomieu, à environ 0,5 km d'altitude, les plans de failles ont des directions qui varient autour de N40° et pendent vers le sud-est. Bien que les directions des plans superficiels soient variables, les mêmes pendages sont observés sous la partie nord-ouest du Dolomieu. Dans la partie sud de la zone 1, plusieurs plans montrent une direction similaire N150°. Les plans de failles de la zone 2, plus au sud, sont plus nombreux et mieux organisés. Ils ont des pendages soit vers le sud soit vers le sud ouest, et des directions variant autour de N105°.

11.3 Entre -0,5 et 0,3 km

Au niveau de la mer, la figure 11.3 montre une zone asismique sous le Bory. Elle est bordée à l'est par une sismicité qui se prolonge vers le bas en s'atténuant. Il s'agit de la continuité de la zone sismique 2 repérée sous la partie sud-ouest du Dolomieu. Ainsi, si le corps sismique 1 repéré sous l'ouest du Dolomieu semble se prolonger vers le sommet, le corps sismique 2 se prolonge jusqu'à -0,3 km. Il est difficile de juger de la limite inférieure de la zone asismique. La sismicité de l'année 2007 (en jaune) descend jusqu'à -0,5 km. Cependant la sismicité de l'année 2000 autour de -1 km (en marron) pourrait aussi être considérée comme la base de la zone asismique mais lui donnerait peut être une hauteur exagérée. L'agrandissement sur la figure 11.3 montre que le toit de la zone asismique se prolonge vers le Dolomieu jusqu'à 0,3 m d'altitude environ, entre les corps sismiques 1 et 2. La sismicité de 2007 est celle qui délimite le mieux la zone asismique entre -0,5 et 0,3 km.

11.4 Au dessous de -0,5 km

Les étages profonds n'ont pas une sismicité aussi intense que les étages superficiels. La sismicité sous -0,5 km forme des essaims isolés. Un essaim à -1,4 km à l'ouest du Bory s'est formé en mars 2001. Un autre essaim s'est formé en décembre 2003 à -1,6 km sous le Bory. Ces deux essaims ont des relocalisations assez proches. Les séismes aux environs de -5 km n'ont été observés qu'en juin 2000 et en mars 2005. Les hypocentres de mars 2005, en orange sur la figure 11.3, forment deux essaims distincts que l'on retrouve dans la sismicité post-effondrement d'avril 2007 qui descend jusqu'à -8 km (décrite dans la partie 9.6.2).

Les déterminations des mécanismes au foyer composites entre -8 et -0,5 km sont représentées sur la coupe est-ouest sur la figure 11.3. Sous le flanc oriental du Piton de la Fournaise, les déterminations de mécanismes au foyer sont mal contraintes. Dans cette zone, le réseau de stations sismologiques couvre un secteur de sphère focale de moins de 60° d'ouverture (partie 7.3 ; figure 7.2). Les failles normales, de direction N50°, observées sous le flanc est sont donc difficilement interprétables. Entre -4 et -2 km, trois mécanismes au foyer issues de trois clusters différents montrent des orientations identiques, en faille normale subverticale, de direction N60°. Ils ne sont pas compatibles avec le mécanisme déterminé à -1,7 km en faille inverse. Plus bas, des failles décrochantes prennent place entre -5,5 et -4 km dont les plans nodaux de direction N130° en moyenne sont cohérents avec les failles inverses observées entre -5 et -6 km légèrement plus à l'est. A cette profondeur, un axe de rupture de direction N130° semble cohérent avec la structure crustale (la croûte océanique a été identifiée à -6 km sur les profils de Gallard *et al.* (1999) ; profil 3.3A).

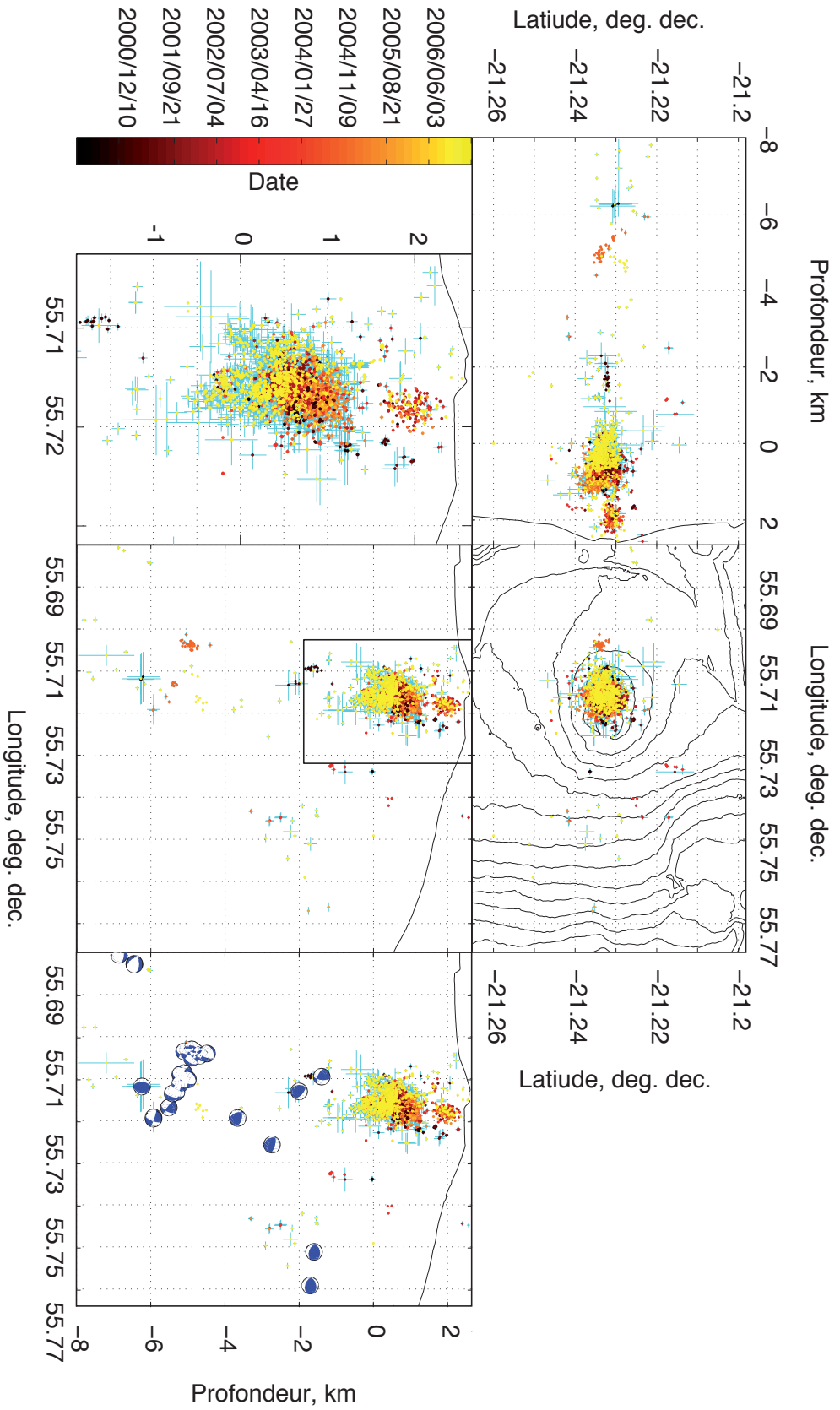


FIGURE 11.3 – Sismicité relocalisée entre 2000 et 2008

Les résultats de relocalisation de l'étude des sources de 2000 à 2008 et de l'étude des éruptions de 2007 (partie 9) sont représentés. Les mécanismes au foyer synthétiques sur la coupe est-ouest à droite sont uniquement ceux déterminés dans l'étude des sources de 2000 à 2008, d'après les clusters situés entre -0,5 et -8 km. Ces mécanismes sont affichés en coupe, les demi sphères sud sont représentées.

Chapitre 12

Les sources sismiques en fonction du temps

Les résultats de clustering mettent en évidence l'organisation temporelle de la sismicité. Nous avons classé les clusters en trois grands types en fonction de leur durée de vie. Les clusters dont la durée de vie est la plus longue sont utilisés pour imager les similarités entre les éruptions distales. Les clusters de courte période d'activité sont caractéristiques de la sismicité associée à la préparation de chacune des éruptions distales.

12.1 Organisation des clusters

La figure 12.1 A, B et C, montre respectivement la durée de vie des différents clusters, l'intensité de leur sismicité et leur profondeur. Sur la figure 12.1 A, chaque ligne représente un cluster et la pente dessinée par les derniers séismes de chaque cluster est fonction du nombre de nouveaux clusters apparus au cours du temps. Une pente faible indique que peu de nouveaux clusters apparaissent, une pente forte indique une augmentation du taux d'apparition des clusters. Les éruptions sommitales et proximales (en gris clair et gris foncé) ont un point commun sur la figure 12.1. La sismicité qui précède ces éruptions se regroupe dans de grands clusters. Au contraire, les éruptions distales génèrent beaucoup plus de nouveaux clusters qui leur sont spécifiques. L'évolution du nombre de séismes au cours du temps montre que le taux de sismicité n'est pas corrélé avec le taux d'apparition de clusters. Ainsi, le nombre particulièrement élevé de nouveaux clusters avant les éruptions distales n'est pas dû à un grand nombre de séismes. L'évolution du nombre de séismes qui constituent les clusters ne montre pas de tendance générale. Nous notons seulement l'intense sismicité d'avril 2007 qui se démarque de celle des autres éruptions. L'éruption de mars 2001 semble faire exception à la tendance observée. Cette éruption proximale (sa fissure éruptive s'est ouverte entre 1950 et 1700 m d'altitude, tableau 4.1 et a émis des basaltes à olivine figure 3.6) a généré un nombre considérable de nouveaux clusters à la manière d'une éruption distale. Elle semble donc être un intermédiaire entre les éruptions proximales et distales, du point de vue de sa sismicité.

La profondeur des séismes relocalisés montre que la sismicité est descendue en dessous de -0,5 km après ou pendant les éruptions de juin 2000 (proximale), mars 2001 (proximale), janvier 2004 (distale), de février 2005 (distale), et à la suite de l'éruption distale d'avril 2007. L'éruption distale de décembre 2005 n'a pas permis de constituer des clusters spécifiques à cette éruption ni de relocaliser de sismicité profonde post-éruptive.

12.2 Cluster et cycle sismique

La figure 12.2 A, B et C illustre les trois types de clusters observés précédemment. Le cluster A est le plus grand cluster de notre étude. Il rassemble 43 séismes et son séisme maître a eu lieu le 22/11/2001 à 23h25 et 46s. Ce cluster a été particulièrement actif pendant les périodes pré-éruptives de janvier 2002, novembre 2002 et décembre 2005, qui correspondent toutes à des éruptions distales. Le séisme maître de ce cluster n'est pas celui de plus forte magnitude, mais celui qui a été pointé sur le plus grand nombre de stations. Le dernier séisme de ce cluster a eu lieu le 12 février 2007. L'histogramme des magnitudes du cluster A semble suivre une loi de Gutenberg-Richter¹ mais il est possible que cette hypothèse se base sur une représentation incomplète des séismes de ce cluster. Ce type de cluster pourrait respecter un cycle sismique d'accumulation puis de relaxation des contraintes. Il est localisé dans la zone sismique 2 définie dans la partie 11.2.

Le cluster B est un cluster qui a été activé pendant l'éruption sommitale d'août 2004 puis pendant l'éruption distale de février 2005. Son séisme maître correspond au séisme de plus forte magnitude de ce cluster, il a eu lieu le 05/02/2005 à 17h22 (34s). Ce cluster ne contient que 11 séismes et son histogramme de magnitude n'est pas cohérent avec une loi de Gutenberg-Richter. Cela suggère que la source sismique à l'origine de ce cluster n'est pas contrôlée par le même mécanisme que le cluster A.

Le cluster C n'est constitué que de trois séismes observés pendant la préparation de l'éruption distale de février 2005. Il suggère le déclenchement d'une source sismique provoquée par un changement de contrainte rapide et anormal, comme celui généré par une intrusion magmatique. Son premier séisme est le plus puissant, et représente le séisme maître du cluster. Ce comportement n'est pas cohérent avec un cycle sismique.

Les trois histogrammes de la figure 12.3 permettent de juger de la tendance observée précédemment à partir de l'ensemble des clusters activés lors de la préparation de

1. La loi de Gutenberg-Richter lie l'exponentielle de la magnitude, M , des séismes à leur nombre, N . Les séismes de plus faible magnitude étant les plus nombreux, les plus intenses sont les plus rares, tel que : $\text{Log}_{10}(N) = a + b.M$

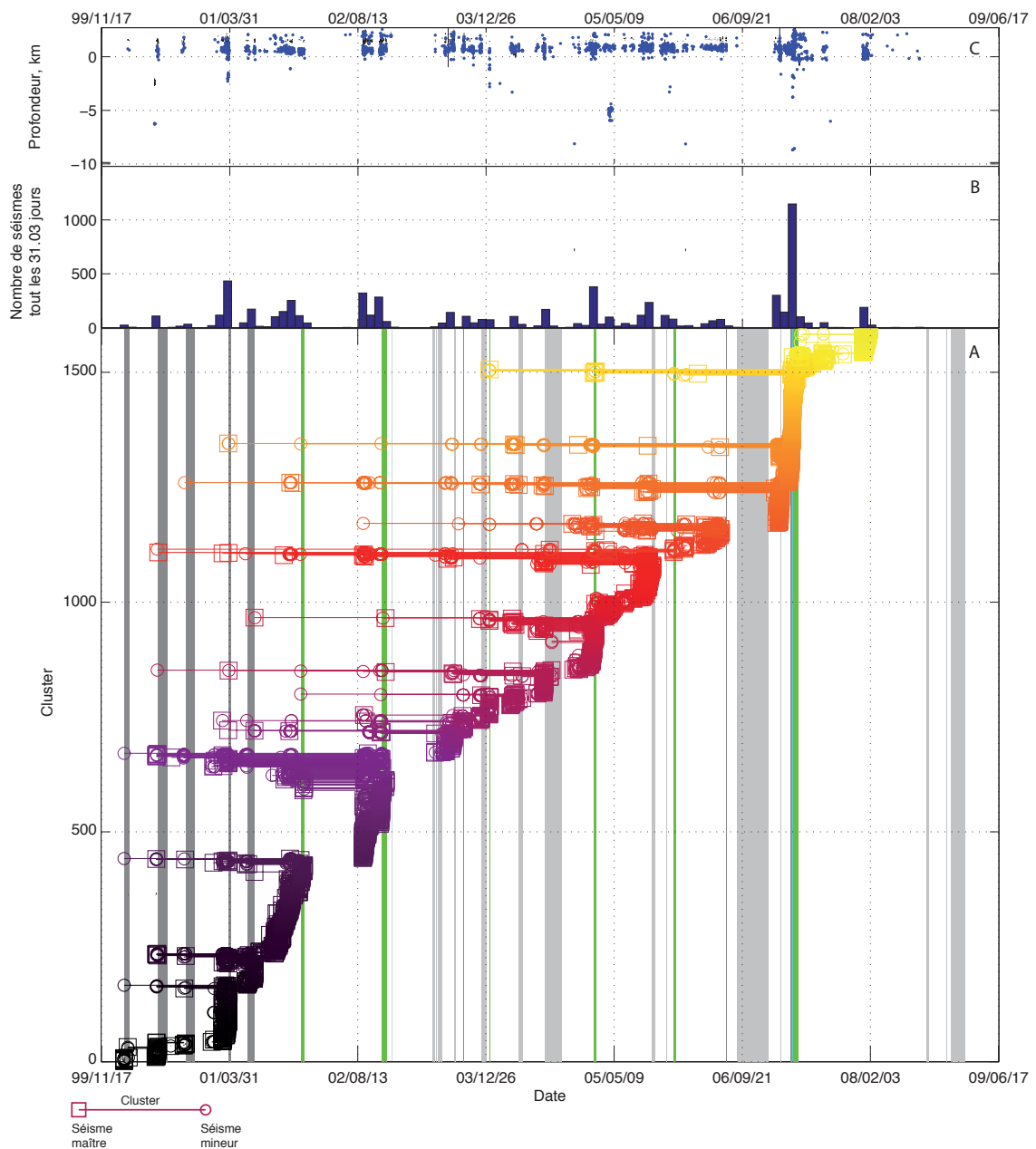


FIGURE 12.1 – Evolution de la sismicité entre 2000 et 2008

Haut : évolution de la profondeur des clusters en fonction du temps. *Milieu* : évolution du nombre de séismes des clusters au cours du temps. *Bas* : évolution des clusters en fonction du temps. Gris clair : éruption sommitale. Gris foncé : éruption proximale. Vert : éruptions distales. Pour une meilleure lisibilité, les clusters ont été triés en fonction de la date de leur dernier séisme et du nombre de périodes pré-éruptives pendant lesquels ils sont actifs.

l'éruption de février 2005. Sur la figure 12.2, les clusters de 1 à 45 ont été reconnus comme des clusters de type C, de 46 à 55, de type B et les clusters 65 à 81 sont de type A. Les clusters de type A ont rarement des magnitudes supérieures à 1,5. Entre 0 et 0,25, leurs magnitudes ne suivent pas une répartition de type Gutenberg-

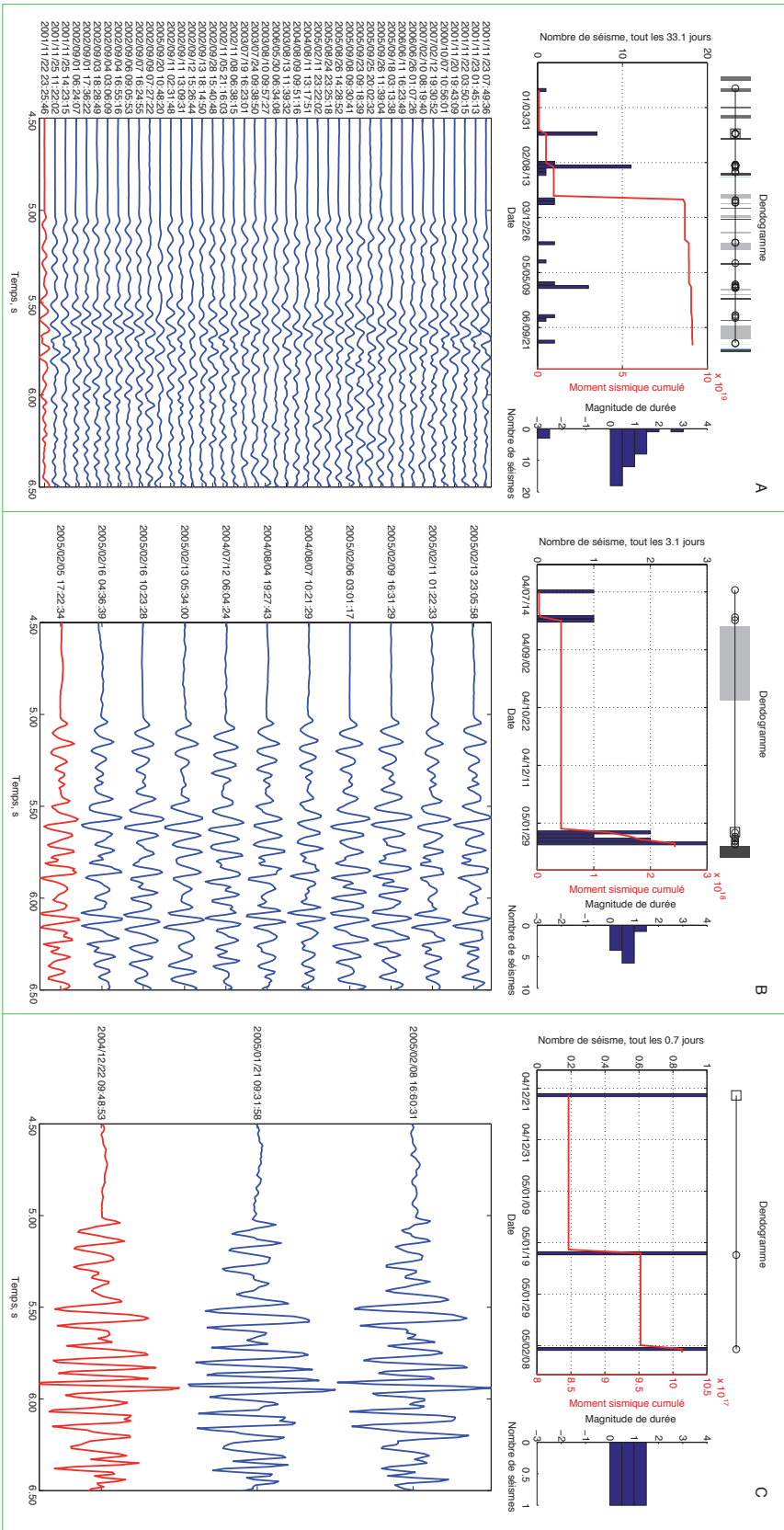
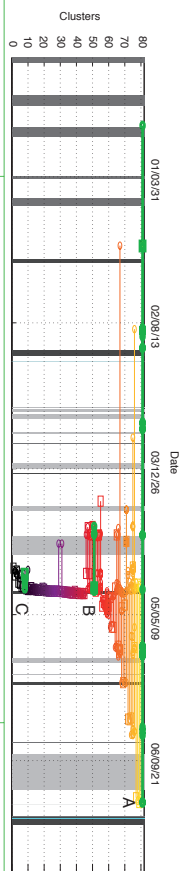


FIGURE 12.2 – Trois exemples de clusters.

Les magnitudes utilisées sont des magnitudes de durée, les durées ayant été mesurées manuellement avec le logiciel *Zandet*. Les formes d'ondes affichées sont issues de données brutes (non filtrées et non décalées).

Richter, il est généralement difficile de pointer ces séismes de faible magnitude et ils sont mal représentés dans notre étude. Cette loi semble être respectée pour des magnitudes supérieures à 0,5. Les histogrammes de magnitudes des clusters de type C suivent une répartition gaussienne centrée autour de 0,75. L'histogramme des clusters de type B est intermédiaire. Les clusters de type C ont tendance à libérer toujours la même énergie.

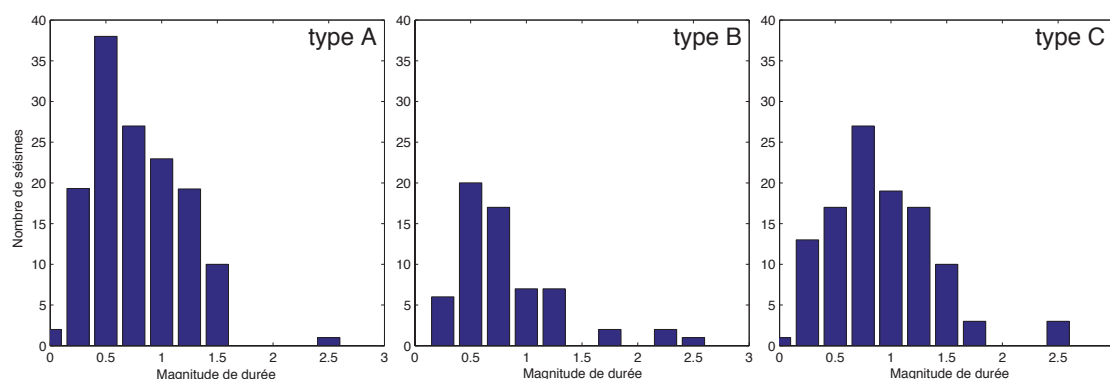


FIGURE 12.3 – Histogrammes des magnitudes

Les clusters actifs lors de la préparation de l'éruption de février 2005 (figure 12.2) ont été classés en 3 types selon les critères de la partie 12.2. Les magnitudes des 3 types de clusters sont représentées.

12.3 Les grands clusters de 2000 à 2008

Sur la figure 12.1 les clusters de type A ont tous été activés lors de la préparation de l'éruption de novembre 2002. Le dendrogramme de la figure 12.4 montre l'évolution de ces clusters ; la carte et les coupes montrent les déterminations des mécanismes au foyer de ces clusters. Les clusters de type B et C activés pendant la préparation de l'éruption de novembre 2002 ne sont pas représentés. Ces sources prennent place le plus souvent dans la zone sismique 1 définie dans la partie 11.2 (sous la partie ouest du Dolomieu) hormis le plus grand cluster (son mécanisme figure dans le ton de jaune le plus clair, dans la partie sud ouest du Dolomieu, zone 2). Des failles nord-sud prennent place dans la zone 1. Ces failles sont soit décrochantes obliques, soit inverses. Les deux failles de la zone 2 ont une orientation N105° environ, elles ont un pendage vers le sud et ont fonctionné en failles inverses. Les plans de faille des principaux clusters représentés sur la figure 12.4 sont ceux qui ont des relocalisations d'hypocentres et des répartitions de polarité les plus cohérentes avec une approximation de double couple cisailant pur. Ces clusters sont générés par des plans de failles suffisamment bien développés pour être sollicités lors de plusieurs éruptions et définissent les plans de failles principaux de la structure sommitale du Piton de la Fournaise. Les plans de failles trouvés dans la zone sismogène 1 sont les

plus nombreux et leur orientation est cohérente avec la rift-zone sud du Piton de la Fournaise.

12.4 Etude des clusters de type C de janvier 2002

Chaque éruption génère des clusters qui lui sont spécifiques. Afin de confirmer et d'affiner nos interprétations de la sismicité associée à l'éruption distale d'avril 2007, la sismicité associée aux éruptions distales de janvier 2002, novembre 2002 et février 2005 est étudiée. Ces clusters définis précédemment du type C sont choisis pour imager la partie spécifique de la sismicité de chaque éruption distale. La première éruption distale de la période étudiée est celle du 5 janvier 2002. Cette éruption s'est préparée dès septembre 2001 avec une moyenne de plus de 50 séismes par jour. Durant le mois de novembre, deux crises sismiques surviennent. Puis, le mois suivant, la sismicité subit une chute considérable. Les inclinomètres du sommet du volcan enregistrent des variations de pentes à partir de septembre atteignant une augmentation de $120 \mu rad$. Les extensomètres à la base du cône sommital indiquent également une ouverture des fissures dès juillet 2001. 30 séismes sont observés dans la journée du samedi 17 novembre, tous de magnitude inférieure à 0,9. La sismicité et les magnitudes augmentent progressivement pour atteindre 70 séismes dans la journée du 30 décembre. L'ouverture des fissures des extensomètres situés à la base de cône atteint à ce moment 0,28 mm. Le 5 janvier, une crise sismique débute à 16h37. Des déformations ont lieu au sommet du volcan. On note, le 5 janvier à 11h00, que les déformations centrées sous le sommet au début de la crise sismique, se déplacent sur le flanc nord est du volcan. A 22h15, les séismes migrent vers le Nez Coupé de Sainte Rose. Quatre fissures éruptives en échelons s'ouvrent peu avant 23h00, entre 1910 m et 1830 m d'altitude dans l'Enclos, à 800 m du Nez Coupé de Sainte Rose, au niveau de la rupture de pente au dessus de la plaine des Osmondes (carte du haut de la figure 12.5). Une seule reste active jusqu'à la fin de l'éruption et un cinquième point de sortie apparaît le 12 janvier à la base de la paroi de l'Enclos à 1070 m d'altitude dans la Plaine des Osmondes. L'éruption s'arrête soudainement le 16 janvier à 12h10.

Le dendogramme de cette période (figure 12.5) montre que les clusters se succèdent de manière régulière jusqu'à la fin du mois de novembre 2001. A partir du 20 novembre, des clusters regroupant un plus grand nombre de séismes, apparaissent jusqu'au 9 décembre. Ces mêmes clusters sont réactivés le 26 décembre 2001 jusqu'au 4 janvier 2002. La crise sismique pré-éruptive du 5 janvier 2002 est composée de 18 clusters de très courte durée. Après le début de l'éruption du 5 janvier 2002, des clusters de courte durée réapparaissent le 12 janvier, en même temps que la cinquième fissure éruptive à 1070 m d'altitude. Ainsi, la crise sismique du 5 janvier 2002, qui a conduit à l'éruption distale est caractérisée par la spécificité de ses sources sismiques, au contraire des crises de novembre 2001 qui composent des

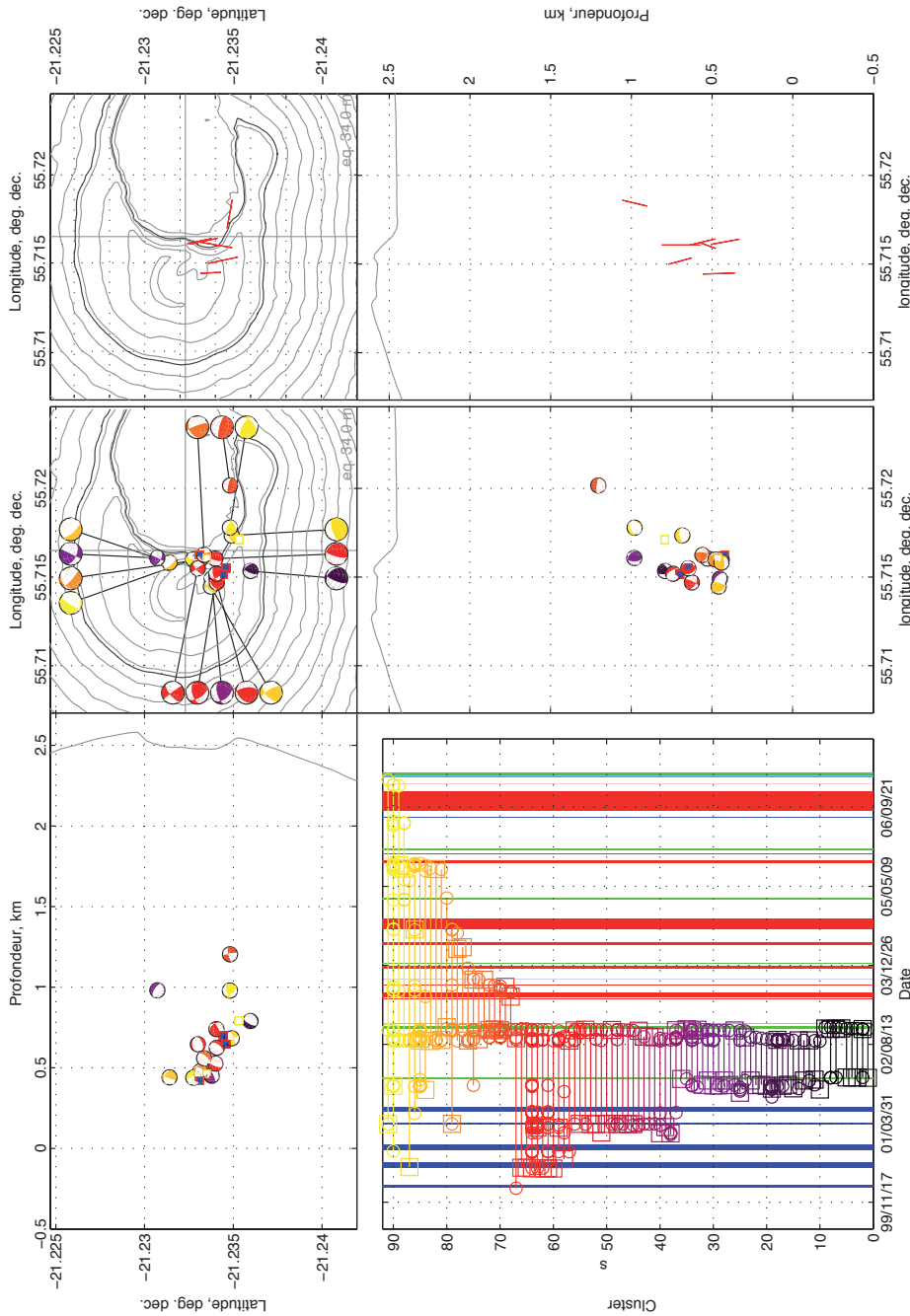


FIGURE 12.4 – Déterminations des mécanismes au foyer et plans de failles des clusters A

Les déterminations des clusters A actifs lors de la préparation de l'éruption de novembre 2002 sont représentés. Les éruptions distales sont indiquées par des barres verticales vertes, les proximales par des barres verticales bleues et les sommitales par des barres verticales rouges. Les couleurs des clusters dans le dendrogramme correspondent à celle des mécanismes au foyer. Les demi-sphères supérieures sont représentées. Les directions des plans de failles extraites de ces clusters sont représentées en rouge sur la carte de droite et leurs pendages figurent sur la coupe est-ouest de droite.

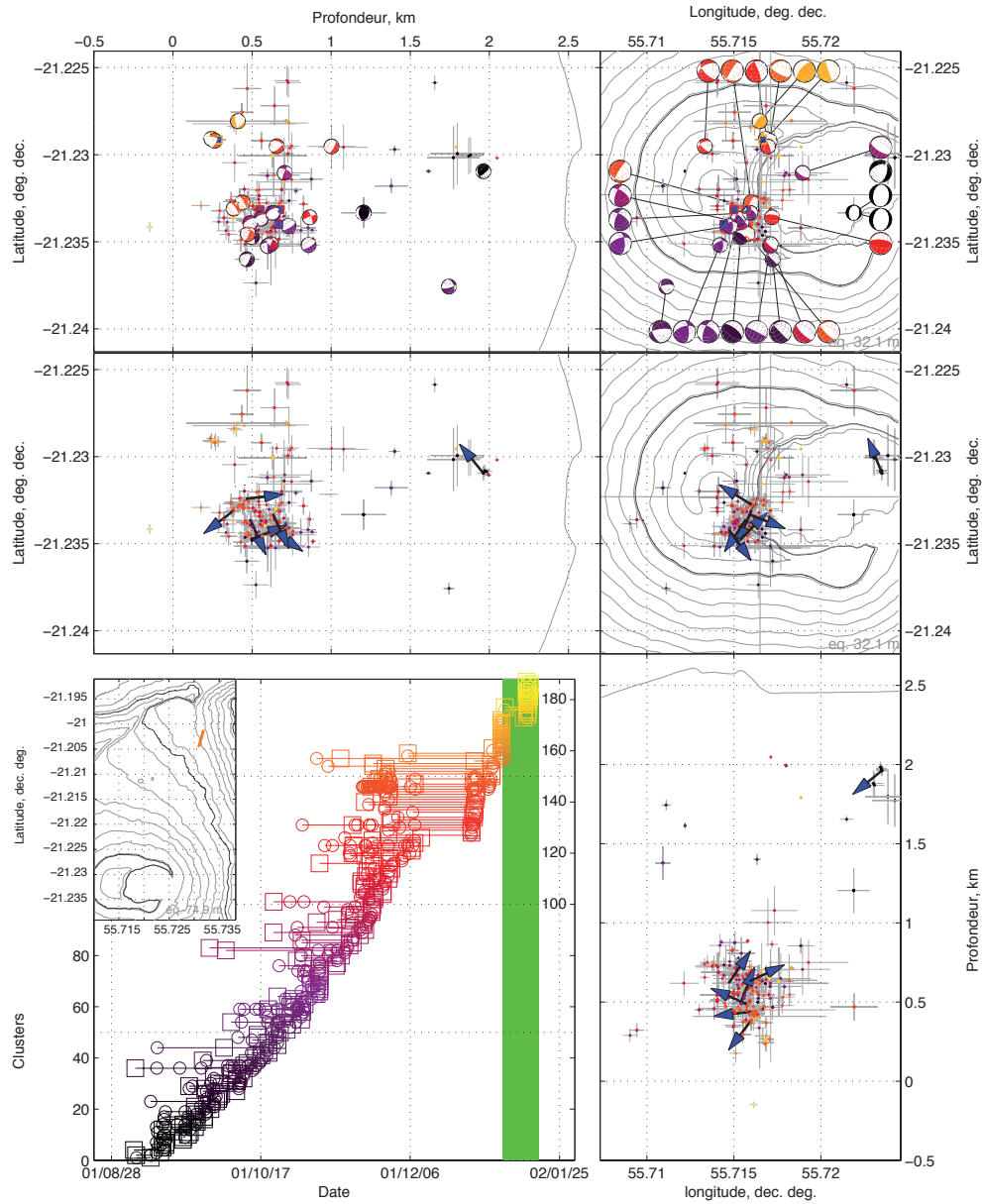


FIGURE 12.5 – Sismicité pré-éruptive de l'éruption de janvier 2002

La carte du bas gauche indique le tracé de la fissure principale de janvier 2002. L'organisation des clusters spécifiques à la préparation de l'éruption de janvier 2002 est indiquée par le dendrogramme. La période éruptive de janvier 2002 est indiquée par le rectangle vert. Les résultats de relocalisation et leurs incertitudes sont représentés par les points et les barres d'erreur. Les déterminations de mécanisme au foyer, les hypocentres et les clusters du dendrogramme sont représentés avec les mêmes couleurs. Les carrés bleus indiquent des sources de type CLVD compressifs, la couleur de leur contour correspond à la couleur du cluster dont ils sont issus. Les déplacements co-sismiques ont été ajoutés (lèches bleues).

clusters d'une durée de plusieurs semaines.

Les résultats de relocalisation montrent que la sismicité commence en septembre dans la zone 1 (défini sur la figure 11.1), sous la partie ouest du Dolomieu, entre 0,3 et 0,8 km. Pendant les mois de septembre et octobre 2001, une sismicité superficielle erratique a aussi été relocalisée au dessus de 1 km. Les clusters du mois de novembre sont relocalisés dans la zone 1 mais aussi sous le flanc nord du volcan, entre 0,3 et 1 km. La dispersion de ces séismes les rend difficilement interprétables. Pendant la crise sismique du 5 janvier 2002, plusieurs clusters sont relocalisés sous le flanc nord du volcan à une altitude de 0,3 km. Une petite partie des clusters syn-éruptifs a été relocalisée. Leurs sources se retrouvent dans la zone 1, qui a déjà été sollicitée lors de la préparation de l'éruption.

Les déterminations de mécanismes au foyer de la figure 12.5 montrent que les clusters de type C de l'éruption de janvier 2002 se divisent en trois groupes. Pendant les mois de septembre et octobre 2001 (sphère focale noire à violette), on observe un groupe de mécanismes de type décrochant et un groupe de mécanismes de type faille normale dans la zone sismique 1, entre 0,4 et 0,8 km d'altitude. Les mécanismes en décrochement présentent des plans nodaux de direction $N40^\circ$ ou nord-sud cohérents entre eux. Les sources en failles normales présentent un plan nodal commun de direction $N140^\circ$. Si ce plan est choisi comme plan de rupture, ces failles normales traduisent une subsidence du Dolomieu. Les mécanismes au foyer des mois de novembre et décembre (couleurs orange et jaune) correspondent à de nouvelles failles normales dans la zone sismique 1, aucune autre faille décrochante n'est observée dans cette zone. Pendant cette période, c'est la partie nord de l'édifice qui montre les mécanismes au foyer les plus tardifs, avec des failles sub-verticales, dont les directions varient autour de l'axe nord-sud. Des sources non double couple sont associées à l'activité sismique des mois de novembre et décembre 2001. Il s'agit de CLVD compressifs (Knopoff and Randall, 1970). Leur présence est cohérente avec l'abaissement du bloc est des failles normales sous la partie nord du sommet. Les sept déplacements co-sismiques extraits des clusters de type C de l'éruption de janvier 2002 montrent que les failles décrochantes de la zone 1 ont généré un cisaillement sous le bord ouest du Dolomieu. L'axe de faiblesse $N40^\circ$ de la zone 1 a permis de déplacer le sud du sommet vers le sud. Ces mouvements sont synchrones de la subsidence du Dolomieu via les failles normales. Cette subsidence du bord sud sud-ouest du Dolomieu, ainsi que les failles normales sous la partie nord du sommet, sont cohérentes avec une intrusion dans la partie nord du sommet dès le mois de novembre 2001.

12.5 Etude des clusters de type C de novembre 2002

L'éruption de novembre 2002 se prépare dès le mois d'août 2002. Pendant le mois d'août, l'inclinomètre de Dolomieu Sud augmente de $35 \mu rad$ et les extensomètres à

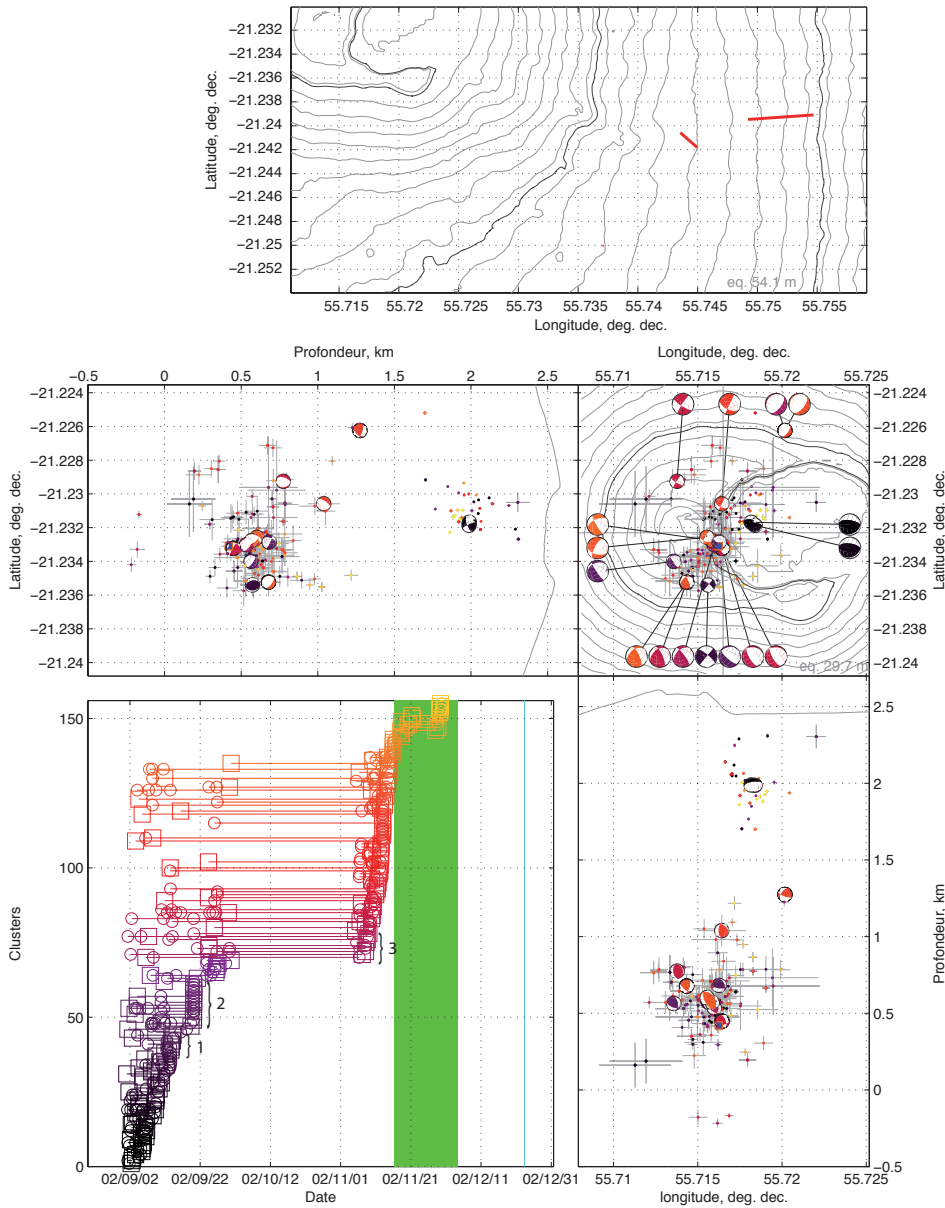


FIGURE 12.6 – Sismicité pré-éruptive de l'éruption de novembre 2002

La carte du haut indique le tracé de la fissure principale de novembre 2002. L'organisation des clusters spécifiques à la préparation de l'éruption de novembre 2002 est indiquée par le dendrogramme. La période éruptive de novembre 2002 est indiquée par le rectangle vert. Les résultats de relocalisation et leurs incertitudes sont représentés par les points et les barres d'erreur. Les déterminations de mécanisme au foyer, les hypocentres et les clusters du dendrogramme sont représentés avec les mêmes couleurs. Les carrés bleus indiquent des sources de type CLVD compressifs, la couleur de leur contour correspond à la couleur du cluster dont ils sont issus.

la base du cône sommital indiquent un léger gonflement (0,06 et 0,07 mm). La sismicité augmente aussi pour atteindre 73 séismes le 14 septembre. Une première petite crise sismique est alors enregistrée, avec 55 séismes entre 7h22 et 7h37. La sismicité repart alors avec cinq séismes le 15 septembre et augmente jusqu'au 20 septembre. Cette augmentation est accompagnée d'un gonflement du flanc est du volcan. Le 20 septembre, entre 2h49 et 3h17, une crise sismique contenant 40 séismes a lieu. Elle marque un nouveau retour à un faible taux de sismicité et de déformation. La sismicité ré-augmente entre le 3 novembre (0 séisme) et le 11 novembre (43 séismes). Des déformations sont à nouveau observées le 11 novembre, avec un gonflement du sommet du volcan. Le 11 novembre, une troisième crise sismique est enregistrée de 22h36 à 23h00, générant 150 séismes. Trente séismes par jour, en moyenne, sont enregistrés du 13 au 15 novembre. Le 15 novembre à 19h30, la crise sismique pré-éruptive débute et l'éruption commence le 16 novembre avec l'apparition progressive d'un trémor vers 0h33. Une première fissure s'ouvre entre 1850 et 1750 m d'altitude et son activité prend fin le 17 novembre après 7h00 de fonctionnement. Le trémor fluctue et diminue jusqu'au 17 novembre et la sismicité se maintient avec 80 séismes par jour, en moyenne. Deux fissures, situées vers 1600 m altitude, prennent le relais de la première, la plus petite et la plus basse n'ayant qu'un très faible débit (carte du haut de la figure 12.6). Le trémor reste stable du 18 au 28 novembre, et la sismicité s'arrête. L'activité éruptive s'intensifie le 29 novembre à 1h30 et 89 séismes sont enregistrés. Le trémor se stabilise jusqu'à l'arrêt de l'éruption, le 2 décembre au matin. Par contre, la sismicité continue d'augmenter pour atteindre environ 1500 séismes le 1^{er} décembre. Le nombre de séismes augmente jusqu'au 23 décembre. 5700 séismes, environ, ont été enregistrés le 22 décembre. Le 23 décembre, à 6h01, l'activité sismique atteint un paroxysme de quelques minutes, accompagné de déformations de faible amplitude sur les inclinomètres sommitaux, et, enfin, la sismicité s'arrête. La sismicité du mois de décembre est associée à l'effondrement d'un "pit-crater" dans la partie sud ouest du Dolomieu (Longpré *et al.*, 2007).

L'évolution des clusters qui figure sur le dendogramme de la figure 12.6 montre que les crises sismiques du 14 septembre, du 20 septembre et du 11 novembre sont quasiment identiques. Les clusters associés aux trois crises sont légendés 1, 2 et 3, dans l'ordre chronologique. Ces trois crises réactivent des clusters qui sont apparus dès le 2 septembre 2002. Au contraire, la crise sismique pré-éruptive du 15 novembre est constituée de 12 clusters qui sont spécifiques à la crise. La sismicité syn-éruptive se compose de clusters très courts au début et à la fin de l'éruption. Cinq clusters sont composés de sources actives à la fois au début de l'éruption et sur sa fin. Le manque de pointés manuels des séismes associés à l'effondrement du pit crater du 23 décembre 2002 ne permet pas d'obtenir de résultats de clustering intéressants pour cet événement. Cependant, des séismes isolés de décembre 2002 (non éléments de cluster) ont été relocalisés grâce à leurs similarités de temps de trajet.

La majeure partie des relocalisations se trouve dans la zone sismique 1. La coupe nord-sud de la figure 12.6 montre que les clusters qui se sont arrêtés aux crises sismiques annotées 1 et 2 se trouvent en dessous ou autour de 0,5 km (couleurs noires et violettes). Les clusters qui se prolongent jusqu'à la crise sismique 3 prennent place, principalement, au dessus de 0,5 km et jusqu'à 0,8 km. Dès septembre 2001, des séismes très superficiels ont lieu au dessus de 1,5 km, sous le bord nord-ouest du Dolomieu. Cette sismicité ne semble pas associée à l'effondrement du pit crater de décembre 2002, mais à une zone superficielle de faiblesse du Dolomieu pré-existante. La crise sismique pré-éruptive du 15 novembre, dont les hypocentres figurent en orange sur la figure 12.6, a lieu dans la zone sismique 1. On note que certains de ces séismes ont lieu dans la même partie nord du sommet que celle sollicitée lors de l'éruption de janvier 2002. Les clusters syn-éruptifs ont lieu dans ces mêmes zones.

Les premiers mécanismes au foyer de la période représentée sur la figure 12.6 sont superficiels, au dessus de 1,5 km, sous le bord nord-ouest du Dolomieu. Il s'agit de failles inverses, dont la direction générale est globalement est-ouest et dont les plans de rupture ont un pendage de 65° vers le sud. La sismicité de la zone 1 s'organise en un groupe compact sous le bord ouest du Dolomieu. Ce groupe forme un axe N130°. Cet axe est repris dans l'un des plans nodaux de chacun des 11 mécanismes au foyer déterminés dans cette zone 1. Si nous considérons cet axe comme un plan de rupture principal, ce plan joue soit en faille normale (subsidence de la partie ouest du Dolomieu) soit en faille senestre oblique avec une composante normale variable. L'axe nord N130° est cohérent avec la localisation des fissures de novembre 2002. La préparation de l'éruption de novembre 2002 sur le flanc oriental du volcan a donc été accompagnée d'un mouvement de subsidence initié sous le bord ouest du Dolomieu.

12.6 Etude des clusters de type C de février 2005

La sismicité s'intensifie de mi-décembre 2004 à mi janvier 2005. Au début du mois de février le taux d'ouverture de l'extensomètre à Soufrière s'intensifie à son tour jusqu'à 5/1000 mm par jour. Le 5 février, la sismicité atteint 50 séismes par jour et le 17 février à partir de 13h20, de très nombreux séismes de faible intensité sont observés. Le 17 février, à 13h38, débute une crise sismique intense durant 55 minutes. Après une heure, la crise s'atténue et les hypocentres des séismes progressent vers le nord-est. A 13h48, 10 minutes après le début de la crise sismique, l'inclinomètre de Soufrière indique une forte inflation du sommet, suivie d'une déflation à partir de 14h10, témoignant de la migration latérale d'un dyke vers le nord-est. L'éruption débute à 16h35, à 500 m du rempart à l'intérieur de l'enclos, proche du Nez Coupé de Sainte Rose. Une fissure, ouverte à 1600 m d'altitude dans les pentes de la Plaine des Osmondes, forme une coulée de lave de type aa qui traverse rapidement la Plaine des Osmondes, puis s'arrête à 300 m d'altitude (fissure occidentale de la carte de la figure 12.7). Une seconde fissure localisée au pied du rempart, à 1200 m d'altitude,

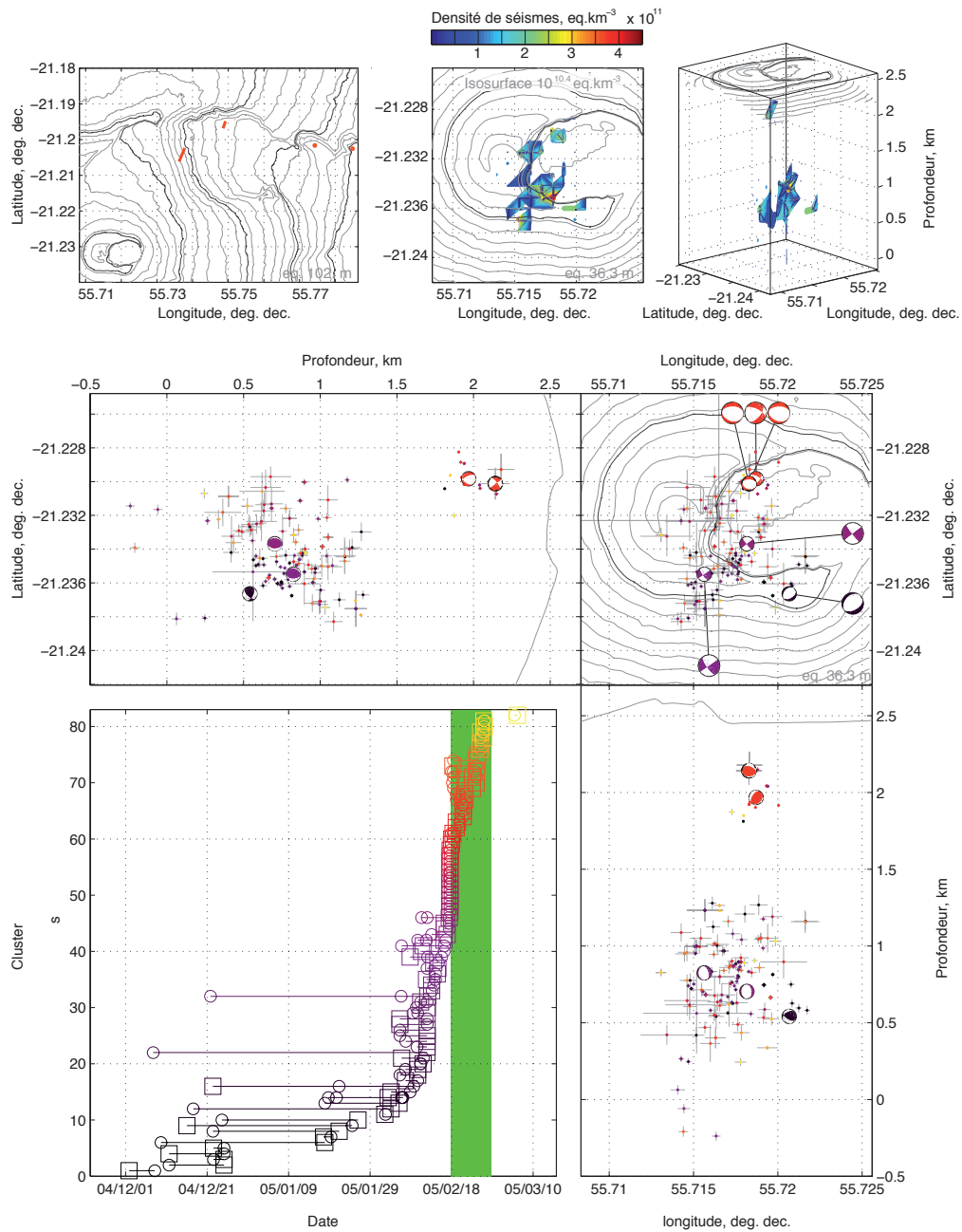


FIGURE 12.7 – Sismicité pré-éruptive de l'éruption de février 2005

La carte du haut indique le tracé de la fissure principale de février 2005. L'organisation des clusters spécifiques à la préparation de l'éruption de février 2005 est indiquée par le dendrogramme. La période éruptive de février 2005 est indiquée par le rectangle vert. Les résultats de relocalisation et leurs incertitudes sont représentés par les points et les barres d'erreur. Les déterminations de mécanisme au foyer, les hypocentres et les clusters du dendrogramme sont représentés avec les mêmes couleurs. L'isosurface de densité de séismes $10^{10,4}$ seismes par km^3 a été ajoutée.

émet aussi une petite coulée (fissure la plus au nord de la figure 12.7). Le 22 février, le trémor éruptif ré-augmente de manière significative. Les deux jours suivants, la deuxième fissure dans la Plaine des Osmondes, au pied du rempart, émet les laves très fluides, qui forment de grandes plateformes de type pahoehoe dans la Plaine des Osmondes. Cette coulée se fige à 800 m d'altitude. Le trémor reste stable jusqu'au 25 février, lorsqu'une coulée traverse en quelques heures les Grandes Pentas. Deux nouveaux points de sortie s'ouvrent le 26 février, à 450 m d'altitude dans la paroi du Trou de Sable (points de la carte de fissure de la figure 12.7). La coulée de type aa longe le rempart de l'enclos Fouqué et atteint la mer le 26 février à 23h45. Peu de temps après, le trémor éruptif disparaît brusquement dans la journée du 27 février.

La régularité des déformations pré-éruptives de décembre 2004 et janvier 2005 décrite précédemment est associée à une succession de grands clusters sur le dendrogramme de la figure 12.7. Ces clusters contiennent des séismes de décembre 2004 et janvier 2005. Le taux d'apparition de nouveaux clusters augmente le 9 février 2005 et la durée des clusters devient plus faible. Comme lors des deux crises sismiques pré-éruptives décrites précédemment, la crise sismique du 17 février génère des clusters très spécifiques et très courts, au nombre de 18. Cette sismicité n'a pas été activée pendant la préparation de l'éruption, ni pendant l'éruption elle-même. Les clusters syn-éruptifs de l'éruption de février 2005 se séparent en trois groupes comme lors de l'éruption de novembre 2002. Le premier groupe a lieu uniquement pendant la première augmentation du trémor (8 clusters), le second groupe pendant l'augmentation finale du trémor (7 clusters) et le troisième groupe reprend quelques séismes du début et de la fin de l'éruption (5 clusters).

La majeure partie des relocalisations des séismes de décembre 2004 et janvier 2005 se trouve dans la zone sismique 2 (en couleur noire sur la figure 12.7). L'isosurface de densité $10^{10,4}$ séismes par km^3 donne à cette zone 2 une forme allongée dans la direction N50° et étirée depuis 0,5 km jusqu'à 1,1 km d'altitude. A partir du 9 février, apparaissent des hypocentres sous la partie nord du sommet du volcan, entre 0,4 et 0,6 km d'altitude. Les premiers séismes superficiels, au dessus de 1,5 km, sous la partie nord-ouest du Dolomieu, apparaissent aussi à cette période. Cette sismicité superficielle souligne la zone de faiblesse du Dolomieu, déjà fortement sollicité en novembre 2002. La crise sismique du 17 février a lieu à la fois sous la partie nord du volcan, dans la zone 2, et au dessus de 1,5 km sous le bord nord-ouest du Dolomieu. C'est cette dernière zone superficielle qui concentre la sismicité syn-éruptive de la fin de l'éruption.

Les déterminations de mécanismes au foyer spécifiques à la préparation de l'éruption de février 2005 donne des résultats très simples. En décembre 2004, le cluster principal de la période décembre-janvier est généré par une faille normale sous le

bord sud du Dolomieu, à 0,5 km d'altitude. La zone 2 est ensuite activée par des failles décrochantes dont le plan nodal $N50^\circ$ correspond à la forme générale de la zone sismique. La crise sismique pré-éruptive sous la partie nord du volcan ne donne pas de sources déterminables. Sept clusters ont été étudiés lors de cette crise, regroupant chacun plus de 3 séismes. Ces sept clusters ont une répartition des polarités beaucoup trop hétérogène pour être déterminés. Les déterminations des clusters syn-éruptifs donnent des résultats uniquement pour la zone superficielle, sous le bord nord-ouest du Dolomieu. Il s'agit de failles normales, qui semblent témoigner de la subsidence syn-éruptive du Dolomieu.

12.7 Etude des clusters de type A et B de l'éruption distale de février 2005

La figure 12.8 montre les clusters de type A et B associés à l'éruption distale de février 2005. Une partie de ces clusters a déjà été décrits dans la partie 12.3. 31 clusters de type B reprennent des séismes associés aux éruptions sommitales qui ont précédé février 2005. 41 clusters de type A reprennent des séismes des autres éruptions distales de la période 2000-2008. Il est à noter que, sur la figure 12.8, les clusters 33, 34 et 35, de courtes durées sont générés par des sources profondes, à -5 km, décrites dans la partie 11.4. Les clusters de type B (couleurs noire et violette) sont principalement relocalisés dans la zone sismique 2, entre 0,3 et 1,1 km et forment un axe $N50^\circ$. Une faible partie de ces clusters prend place dans la zone sismique 1. Comme dans la partie précédente, les clusters de type A (magenta, orange et jaune) sont majoritairement relocalisés dans la zone 1. Les déterminations des clusters B de février 2005 (couleurs noire et violette) mettent en évidence deux failles décrochantes et deux failles à déplacement verticaux purs. Les deux déterminations des clusters B de février 2005 relocalisées dans la zone 1 présentent un axe commun $N150^\circ$ qui a déjà été reconnu dans cette zone (partie 11.2). Comme tous les autres mécanismes de la zone 2, les directions des deux déterminations de clusters B de cette zone suivent la tendance générale $N105^\circ$. Globalement, les déterminations de la figure 12.8 sont cohérentes avec un mouvement de subsidence du Dolomieu. Ce type de contrainte, lithostatique, régulière et continue, est cohérent avec les caractères des clusters de type A reconnus dans la partie 12.2.

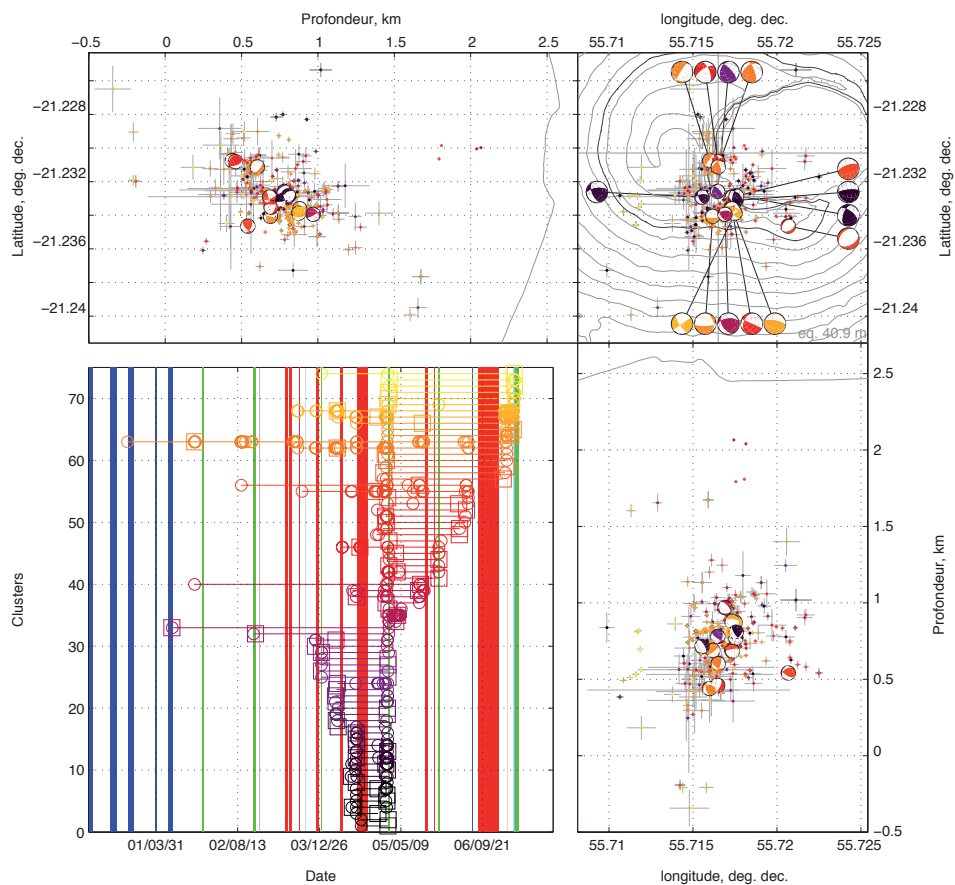


FIGURE 12.8 – Les clusters A et B de l'éruption distale de février 2005

L'organisation des clusters de type A et B activés lors de la préparation de l'éruption de février 2005 est indiqué par le dendrogramme. Les éruptions distales sont indiquées par des rectangles verts, les proximales par des rectangles bleus et les sommitales par des rectangles rouges. Les résultats de relocalisation et leurs incertitudes sont représentés par les points et les barres d'erreur. Les déterminations de mécanisme au foyer, les hypocentres et les clusters du dendrogramme sont représentés avec les même couleurs.

Cinquième partie

Modélisation en éléments finis

Chapitre 13

Méthode

Les structures imagées grâce à l'interprétation des résultats de sismologie nous ont permis de proposer un modèle structural et d'évaluer son fonctionnement lors des éruptions distales de 2000 à 2007. Il est nécessaire de tester ce modèle structural par la modélisation numérique pour vérifier l'existence des différentes structures impliquées. La modélisation proposée a pour but de reproduire le champ de contraintes généré par le stockage et les transferts magmatiques dans l'édifice. Ces résultats permettront de visualiser la compatibilité du champ de contraintes modélisé avec la sismicité et les déformations de surface observées. Nous avons utilisé une approche en éléments finis, en utilisant le logiciel *CalculiX*¹. Ce logiciel permet de prendre en considération les différentes structures de l'édifice et les hétérogénéités du milieu.

13.1 Principe

Au Piton de la Fournaise des modélisations des déplacements du sol ont été réalisées principalement en utilisant la méthode des éléments aux frontières (Cayol and Cornet, 1998; Fukushima *et al.*, 2005; Peltier, 2007; Augier, 2008). Dans ces modèles, le milieu est considéré comme élastique, isotrope et homogène. Ces modélisations s'appuient sur les études de Mogi (1958) et Okada (1985) qui ont posé les bases de la modélisation de sources de déformation ponctuelles (Mogi, 1958) et de discontinuités (faille, dyke et sill Okada, 1985).

CalculiX est un logiciel de calcul en éléments finis qui exige une modélisation volumique de l'ensemble du massif considéré, au contraire de la méthode d'éléments aux frontières qui permet de discrétiser un espace tridimensionnel uniquement par ses surfaces (ne sont maillés que la surface topographique du volcan et les structures sur lesquelles une contrainte est appliquée). Dieterich and Decker (1975) ont proposé la première étude en contexte volcanique avec une approche en éléments finis en testant les réponses du milieu encaissant à des variations de pression dans

1. *CalculiX*. C'est un progiciel d'ingénierie développé par MTU Aero Engines GmbH et B. Schreck, mis à disposition gratuitement (<http://www.calculix.de/>).

un réservoir magmatique en faisant varier sa forme et sa profondeur. Chevallier and Verwoerd (1988) ont appliqué cette méthode aux volcans intraplaques et notamment au Piton de la Fournaise en introduisant dans leurs modèles des structures (plans de failles pré-existantes) et une lithologie simplifiée. Ils ont développé une méthode de type éléments finis en utilisant un modèle élastique linéaire, isotrope et continu à symétrie axiale, intégrant un réservoir magmatique au niveau de la mer, un conduit magmatique menant au sommet, des niveaux structuraux et des trajectoires radiales d'intrusion. Ces auteurs ont conclu que la forme du réservoir magmatique contrôle la répartition des contraintes et que la fracturation des différents niveaux structuraux est contrôlée par les intrusions radiales.

Dans notre étude, le milieu est maillé par un assemblage d'éléments tétraédriques joints par leurs noeuds (sommets communs). C'est le déplacement de ces noeuds qui est calculé en fonction des forces appliquées sur les éléments. Dans un modèle élastique linéaire, ce déplacement est fonction de l'élasticité et de la forme des éléments ainsi que de la position de leurs noeuds. Parmi les outils libres disponibles pour résoudre ce type de problème (tel que *MODULEF*², *Coulomb*³) nous avons choisi *CalculiX* qui permet la résolution de problèmes statiques, dynamiques et thermiques.

13.2 Choix du modèle structural

Notre analyse de la sismicité des éruptions de février, mars et avril 2007 montre que la sismicité a été générée par des sources multiples. La sismicité pré-éruptive de février 2007 montre la préparation d'une intrusion en direction du sommet qui a été nourrie par des conduits magmatiques verticaux localisés entre le niveau de la mer et 0,8 km d'altitude. La sismicité pré-éruptive de février et mars montre la préparation d'une intrusion sous le flanc sud-est au même niveau que le réservoir magmatique (autour du niveau de la mer). La sismicité pré-éruptive de mars 2007 montre que l'intrusion de mars a été initiée par les mêmes structures que celles responsables de l'éruption de février. La sismicité du flanc est témoin de la mise en place de l'intrusion d'avril dès la crise sismique du 30 mars. L'effondrement a été initié par l'écrasement des structures responsables des éruptions de février et mars. La sismicité post-effondrement montre qu'un réservoir magmatique existe entre 0 et -0,5 km, que le toit du réservoir magmatique au niveau de la mer a été fracturé par l'effondrement et qu'il existe un conduit magmatique entre -0,5 km et -7 km. Cette évolution structurale a été largement simplifiée pour la modélisation. Chacune des structures déduites des observations sismologiques est testée dans nos modèles. Les réponses en terme de champ de contraintes des supposés objets (chambre, conduit, dyke, sill et conduit profond) sont d'abord calculés séparément puis combinés.

2. Institut National de Recherche en Informatique et en Automatique

3. U.S. Geological Survey

13.3 Maillages et paramètres des structures

Cayol and Cornet (1998) ont montré, dans une étude basée sur la méthode d'éléments aux frontières, l'importance de la prise en compte de la topographie dans les modélisations numériques. Selon ces auteurs, la zone considérée dans le calcul doit être au moins cinq fois plus grande que la zone d'étude. La topographie est maillée sans prendre en compte l'effondrement du Dolomieu (figure 13.1) avec 1 point tous les 250 m (limite du logiciel). Le milieu encaissant est élastique, homogène et isotrope avec un module de Young⁴ de 5 GPa (Cayol and Cornet, 1998), un coefficient de Poisson de 0,25 (Bell, 2000; Fukushima *et al.*, 2005) et une densité de 2500 kg.m^{-3} Rançon *et al.* (1989). Nous avons considéré un bloc de 8 km d'arrête. Les conditions aux limites de notre modèle sont toutes fixes (contraintes nulles) hormis celle de la surface topographique qui est libre.

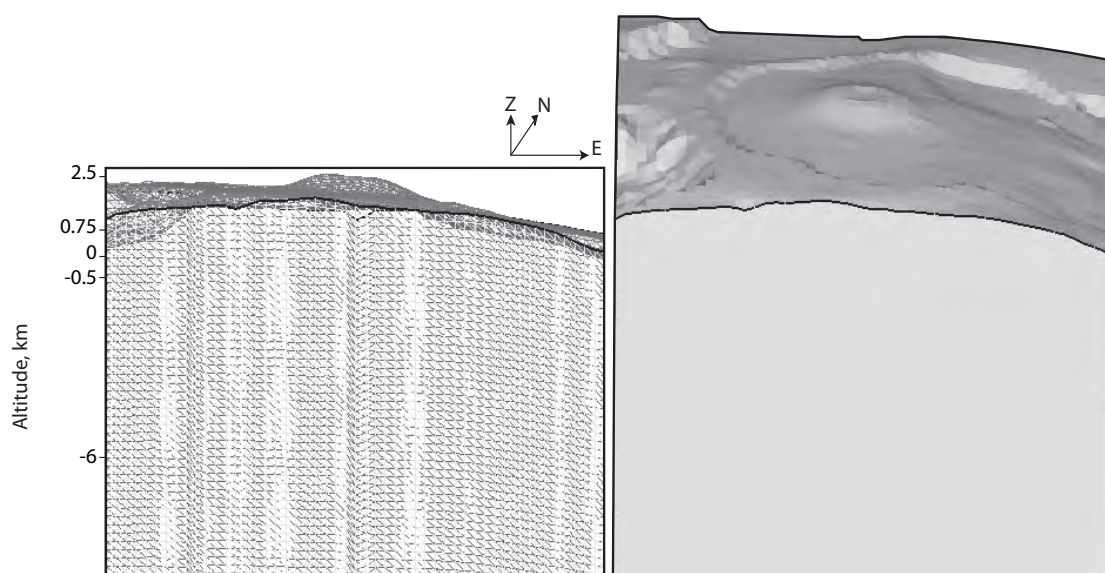


FIGURE 13.1 – Maillage de la topographie

La topographie du modèle numérique de terrain IGN, 1 point tous les 25 m, a été simplifiée à 1 point tous les 250 m.

13.3.1 les rift-zones

Sur la base des études de Bachèlery (1981); Lénat and Bachèlery (1990); Bachèlery and Mairine (1990); Peltier (2007) et Michon *et al.* (2009) nous avons modélisé la structure superficielle du Piton de la Fournaise en trois rift-zones, N30°, N120° et N210° (en jaune sur la figure 13.2). Les rift-zones s'enracinent du sommet du

4. Le module de Young (module d'élasticité ou module de traction) quantifie la capacité des roches à se déformer lorsqu'on leur applique une contrainte. Une roche rigide a un fort module de Young.

volcan jusqu'à 0,5 km et se croisent sous la partie sud du sommet, entre le Bory et le Dolomieu, au dessus de l'endroit où a pris place la majeure partie de la sismicité pré-effondrement ⁵. En suivant le même raisonnement que Gudmundsson (2004), ces rift-zones sont représentées par une zone d'endommagement avec un module de Young de 4 GPa, plus faible que celui du milieu encaissant.

13.3.2 Le Dolomieu

Une zone de plus faible cohésion a aussi été ajoutée sous le Dolomieu. En effet, les images tomographiques de Nercessian *et al.* (1996); Prôno *et al.* (2008) (figure 3.3C et figure 3.3D) et les mesures de variations de vitesse sismique de Duputel *et al.* (2008) (figure 3.7) montrent toutes une anomalie négative des vitesses sismiques. La présence d'une zone de faiblesse sous le Dolomieu a été discutée par Michon *et al.* (2007) et son influence sur les modélisations a été quantifiée par Peltier *et al.* (2008b). Le Dolomieu a donc été représenté par une zone avec un module de Young de 2,5 GPa. Cette zone endommagée a le contour du Dolomieu et s'étend jusqu'à 750 m d'altitude (figure 13.2 noire). Cette zone a été soulignée par la partie superficielle de la sismicité post-effondrement (partie 9.6.2; figure 9.6D).

13.3.3 Le réservoir magmatique

Le réservoir magmatique serait constitué par une zone de 1 km de diamètre E-O, de 500 m de diamètre N-S et de 500 m de hauteur (figure 13.2 bleu). Ces dimensions sont issues de l'étude de Peltier *et al.* (2007, 2008b) et de Sigmarsson *et al.* (2005). Il est placé entre le Bory et le Dolomieu, entre -500 m et le niveau de la mer, comme le suggère la zone asismique post-effondrement discutée dans la partie 9.6.2 (figure 9.6D). Cette géométrie est cohérente avec l'étude tomographique de Nercessian *et al.* (1996). La surpression dans le réservoir a été fixée à 5 MPa. Cet ordre de grandeur est cohérent avec les études de Peltier (2007) et Peltier *et al.* (2008b).

13.3.4 Les conduits entre 0 et 0,75 km

Comme le suggère les résultats de la partie 9.6.2 (figure 9.6C), une zone de conduits magmatiques verticaux a été modélisée au dessus du réservoir magmatique, entre 0 et 750 m d'altitude avec une section de 500 m de large (figure 13.2 rouge). Elle communique avec la chambre et se raccroche à la zone endommagée du Dolomieu. La localisation de cette zone de conduit et son interprétation comme source des intrusions de février et mars 2007 est cohérente avec l'étude des déformations pré-éruptives de 2007 (Peltier *et al.*, 2008b) qui localise une source pré-éruptive entre 0,1 et 0,7 km d'altitude. La surpression a été fixée à 2 MPa dans cette zone.

5. Cet endroit est aussi le centre de l'Enclos Fouqué. Le cratère sommital du Piton de la Fournaise est, en effet, décentré de 800 m au nord-ouest, P. Bachèlery pers. com.

13.3.5 Dyke et sill

Un dyke a été modélisé comme un plan vertical s'enracinant au sommet de la zone de conduit (920 m d'altitude) vers le sud-est de l'édifice. Le sill a été modélisé par un plan horizontal s'enracinant au niveau de la mer, et se propageant vers le sud-est de l'édifice. Ces hypothèses sur la localisation du dyke et du sill ne sont pas contraintes par d'autres études que la nôtre (partie 9). Au contraire, dans les études de Peltier *et al.* (2009) et Augier (2008), le dyke qui nourrit l'éruption de mars 2007 s'enracine au niveau de la mer. Nous souhaitons connaître la réponse, en terme de champ de contrainte, des structures suggérées par notre étude pour vérifier si leur existence permet d'expliquer la sismicité. La pression dans ces structures est de 2 MPa (comme dans les modélisations de Michon *et al.*, 2009; Fukushima *et al.*, 2005; Peltier *et al.*, 2007, 2008b).

13.3.6 Le conduit profond

La sismicité post-effondrement montre enfin une migration de -0,5 km vers -8 km (partie 9.6.2; figure 9.6E). Nous souhaitons prendre en compte dans notre modélisation une zone de conduit profond débouchant sur le réservoir magmatique superficiel. Dans notre modèle, cette zone a une section de 500 m (figure 13.2 vert). Nous avons utilisé ce conduit lors des modélisations de déflation, en abaissant graduellement la pression de 2 MPa. La présence d'un conduit profond reliant le réservoir superficiel à des zones de stockage en profondeur a déjà été suggérée par Battaglia *et al.* (2005) et Peltier *et al.* (2009). L'évolution géochimique des laves du Piton de la Fournaise décrite par Peltier (2007) induit des réalimentations d'origine profonde à chaque fin de cycle éruptif. L'éruption distale d'avril 2007 entre dans ce schéma. Nous avons donc modélisé l'évolution du champ de contrainte autour de ce conduit, lors de la dépressurisation du réservoir magmatique superficiel au cours de l'éruption d'avril 2007.

13.4 Applicabilité

Naturellement, la simplification utilisée dans notre modèle ne permet pas de proposer une interprétation exhaustive des observations géophysiques au Piton de la Fournaise. L'idéalisation du modèle a pour but d'identifier les champs de contrainte de chacune des structures suggérées par les résultats sismologiques. Les limitations de notre modélisation doivent être définies. Notre approche est basée sur un modèle statique qui ne permet de prendre en compte ni les changements de formes des éléments ni leurs changements de volume. Les approximations faites concernant la nature du milieu portent sur son homogénéité et sur sa rhéologie. L'homogénéité de l'encaissant permet selon Parsons *et al.* (2006) de diminuer les effets de bord. De plus, l'influence des hétérogénéités lithologiques a été quantifiée par les modélisations de Letourneur *et al.* (2008). Ces auteurs ont montré que la prise en compte de

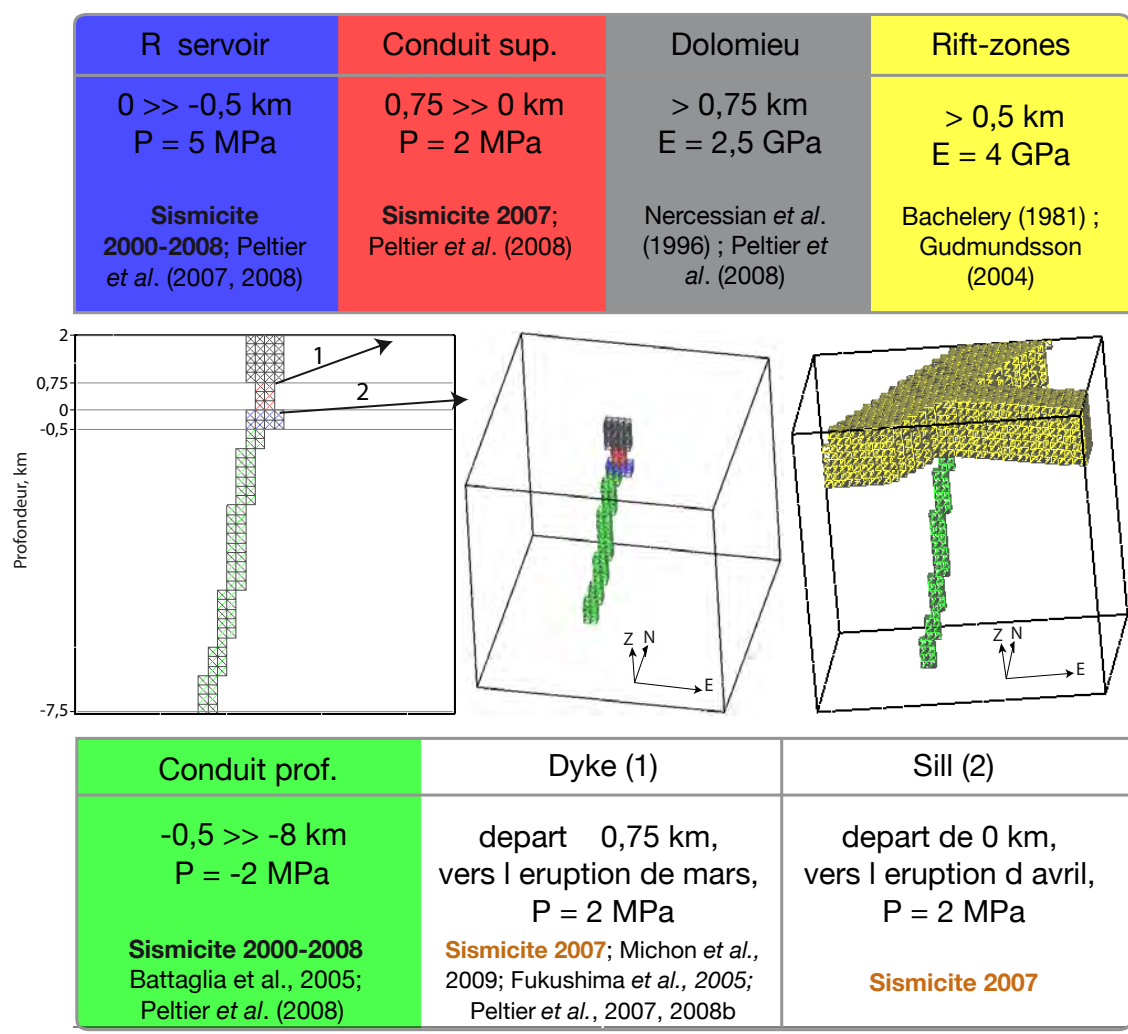


FIGURE 13.2 – Maillage des structures de stockage et de transfert magmatiques

Noir : zone endommagée du Dolomieu. Rouge : conduits magmatiques superficiels. Bleu : réservoir magmatique. Vert : conduit magmatique profond. Jaune : rift-zones.

la lithologie permet de reproduire une partie seulement des déformations observées. L'assymétrie des déformations est principalement expliquée grâce à la présence des rift-zones, que nous prenons en compte. L'hypothèse d'un milieu élastique permet de caractériser le comportement des matériaux uniquement avec leur module de Young et leur coefficient de Poisson, sans considérer les phénomènes de dislocation. Pour de faibles déformations appliquées sur des courtes périodes de temps, les roches peuvent être considérées comme élastiques (Aki and Richards, 1980; Birch, 1966). Selon Fukushima *et al.* (2005) des déformations inélastiques peuvent se produire généralement au voisinage des fissures éruptives mais n'ont pas d'influence majeure sur les modélisations. D'après Peltier (2007), les rapports d'aspect ($\frac{\text{longueur}}{\text{épaisseur}}$) des dykes (relevés par Grasso and Bachelery, 1995b) étant supérieurs à 1000, les déformations inélastiques seraient négligeables. Michon *et al.* (2009) ont montré que ces

déformations sont responsables de l'accroissement des pentes sud-est et est nord-est du Piton de la Fournaise mais que cet effet s'observe sur des périodes de temps de l'ordre de la décennie.

Chapitre 14

Résultats des calculs

Les images du champ de contraintes présentées dans cette partie montrent la répartition de la contrainte de Tresca, σ_e (définie en fonction des contraintes principales σ_1 , σ_2 et σ_3 dans l'équation 14.1). Cette contrainte effective donne une vue directe des zones du modèle soumises au cisaillement, potentiellement sismogènes. Les champs de contrainte et les déformations générés par chaque modèle sont décrits dans cette partie.

$$\sigma_e = \max(|\sigma_1 - \sigma_2|, |\sigma_2 - \sigma_3|, |\sigma_1 - \sigma_3|) \quad (14.1)$$

14.1 Résultats des modélisations d'inflation pré-éruptive

Les structures ont été modélisées pour connaître leur réponse à une surpression de 5 MPa dans le réservoir magmatique entre le niveau de la mer et -500 m. Les réponses de chacune des structures testées sont représentés sur la figure 14.1. La figure 14.1 A montre le champ de contrainte généré par une surpression de 5 MPa dans le réservoir magmatique. Dans ce modèle, aucune hétérogénéité n'a été prise en compte. La perturbation du champ de contrainte, visible sur la coupe A, forme une ellipse régulière autour du réservoir magmatique. Aucun effet de bord de modèle n'est observé. Dans ce modèle, les contraintes sont concentrées tout autour du réservoir magmatique. Les déformations générées en surface, visibles sur la carte 14.1 A, montrent un soulèvement du sommet, légèrement décalé vers l'est. Ce décalage est généré par la topographie.

La figure 14.1 B montre l'influence de la prise en considération des rift-zones et de la zone d'endommagement du Dolomieu dans la modélisation. Sur la coupe 14.1 B, sous le Dolomieu, l'auréole de perturbation des contraintes est aplatie. Sur les bords du réservoir, l'auréole de perturbation est élargie et plus intense que dans le modèle 14.1 A qui considère un milieu homogène. Dans ce modèle, le toit du réservoir est légèrement plus sollicité que sa base. La carte 14.1 B montre que les

déplacements verticaux générés à la surface de ce modèle sont légèrement influencés par la forme des rift-zones, avec une accentuation des déplacements verticaux au niveau des rift-zones N30 et N120 par rapport au modèle 14.1 A. Deux lobes présentant des déplacements plus importants se dessinent, dont un petit lobe au nord, et un plus grand lobe qui englobe les parties sud et sud-est du sommet.

Comparée aux modèles 14.1 A et B, la figure 14.1 C intègre en plus du réservoir magmatique un conduit magmatique vertical entre le niveau de la mer et 750 m d'altitude. Sur la coupe, l'auréole de perturbation des contraintes décrite dans le modèle 14.1 B est affectée, dans sa partie supérieure, d'une anomalie liée à la présence du conduit. Cette anomalie autour du conduit superficiel montre des contraintes cisailantes plus importantes au toit du réservoir que dans les autres modèles. Les zones de plus fort cisaillement restent sur le pourtour du réservoir magmatique, dont le toit montre deux points de concentration de contraintes, de part et d'autre de son centre. L'auréole de perturbation des contraintes est plus développée que dans les autres modèles et atteint le sommet de l'édifice. Les déplacements verticaux (carte 14.1 C1) générés à la surface de ce modèle sont concentrés dans le Dolomieu. Autour du sommet, ils forment deux lobes. Le premier, au nord, est similaire au lobe des déplacements observés dans la partie sommitale nord du modèle 14.1 B. Le second affecte la partie sud du sommet et se décale légèrement plus à l'est que le lobe nord. Par rapport au modèle 14.1 B, les déplacements de la partie orientale du sommet sont atténués. La carte 14.1 C2 montre la répartition des contraintes à la surface de l'édifice. Cette carte montre clairement les deux zones les plus sollicitées par les contraintes cisailantes. En surface, les zones les plus sollicitées sont sous les bords nord et sud du Dolomieu.

14.2 Résultats des modélisations d'intrusion

Des intrusions ont été modélisées pour connaître le champ de contraintes généré par chacune d'elle au sein de l'édifice. Les hétérogénéités du milieu (rift-zones et zone de faible cohésion sous le Dolomieu) sont prises en compte. Les modélisations présentées sur la figure 14.2 ont été réalisées avec une surpression dans le réservoir magmatique (entre 0 et -500m) de 5 MPa. La pression dans la zone de conduit (entre 0 et 750 m) et dans les intrusions est de 2MPa. La figure 14.2 A montre le champ de contrainte associé à la propagation d'un dyke alimentant l'éruption distale d'avril 2007. Le champ de contrainte sommital est asymétrique. La coupe 14.2 A1 passant par le centre du Dolomieu ne montre pas de différence majeure avec le cas précédent (celui d'une inflation dans le réservoir et les conduits superficiels). La coupe 14.2 A2 passant plus au sud de l'édifice montre les contraintes générées par le dyke autour du côté sud-est du conduit. Le champ de contrainte est aussi perturbé à la base de l'hétérogénéité du Dolomieu à 1 km d'altitude. La source du dyke étant plus haute que le réservoir, les soulèvements générés en surface (carte 14.2 A) liés à la pressu-

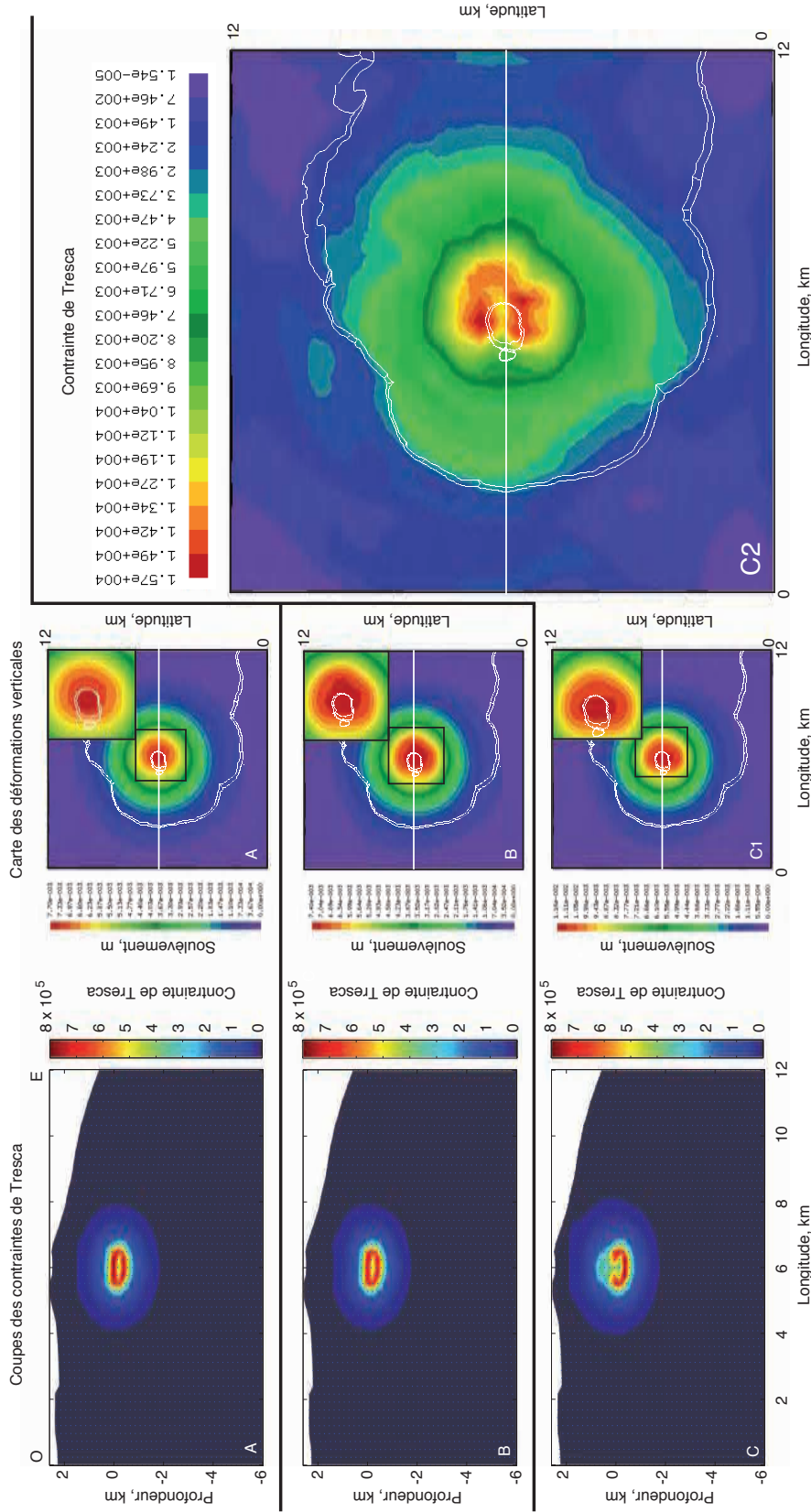


FIGURE 14.1 — Modélisations d'inflations pré-éruptives

A : cas d'un réservoir magmatique en surpression (5 Mpa) dans un milieu homogène. B : cas d'un réservoir magmatique en surpression (5 Mpa) dans un milieu hétérogène (prise en considération des rift-zones et de la zone de plus faible cohésion sous le Dolomieu). C : cas d'un réservoir magmatique en surpression (5MPa) dans un milieu hétérogène (cas B) prenant en considération une zone de conduit magmatique vertical entre le niveau de la mer et 750 m d'altitude. Les coupes sont de direction est-ouest, passant par le sommet, et montrent la répartition de σ_e , la contrainte de Tresca. Les cartes montrent les déplacements de la surface topographique. Les traits de coupe figurent en blanc sur les cartes. La carte C2 montre la répartition de σ_e à la surface.

risation du dyke sont de plus grande amplitude au sommet et sur le cône terminal du Piton de la Fournaise.

La figure 14.2 B montre la modélisation d'un dyke de plus petite taille que précédemment (pour correspondre à l'éruption proximale de mars 2007) et d'un sill, plus développé (pour correspondre à l'éruption distale d'avril 2007). Les deux intrusions sont dirigées vers le sud-est. Le champ de contrainte vu sur la coupe 14.2 B1, qui passe par le centre du Dolomieu n'est quasiment pas perturbé. Le champ de contraintes de la partie sud du cône sommital vu sur les coupes 14.2 B2 et B3 montre deux différences avec le cas simple d'un seul dyke. Le champ de contrainte du flanc sud-est, et celui à la base de la zone de faible cohésion du Dolomieu est amplifié par l'influence des deux intrusions. De plus, sur la coupe 14.2 B2 passant par le sud du sommet, la présence du sill génère une augmentation des contraintes de cisaillement 500 m au dessus du réservoir magmatique, du côté sud-ouest du sommet (le bord sud-est du sommet montre uniquement le passage du dyke). La coupe 14.2 B3 montre la concentration des contraintes au sud du sommet et la sollicitation de la base de la zone endommagée du Dolomieu. Cette coupe montre la sollicitation de la partie nord du toit du réservoir magmatique. La dissymétrie du champ de contraintes sous le sommet est renforcée dans ce modèle. Une comparaison des cartes de déformation 14.2 A et 14.2 B fait ressortir que les déformations générées par le dyke sur la carte 14.2 B sont masquées par les déformations générées par le sill. Sur le flanc sud, le contraste entre le soulèvement du sommet et celui de la base de l'enclos est moins fort que celui généré par un dyke dans le modèle 14.2 A.

14.3 Résultats de la modélisation de dépressurisation

Afin de modéliser la répartition des contraintes au sein de l'édifice après l'effondrement du 5 avril 2007, qui fut suivi d'une migration des séismes de -0,5 à -7 km, des modélisations de dépressurisation dans le système d'alimentation ont été entreprises. Les résultats de la modélisation d'une dépressurisation dans le réservoir magmatique superficielle, prenant en considération l'existence d'un conduit profond¹ et des hétérogénéités (rift-zones et Dolomieu), sont représentés sur la figure 14.3. Le champ de contrainte généré est très similaire avec le cas de l'inflation 14.1 C décrite dans le premier paragraphe. Concernant le champ de contrainte au dessus du réservoir magmatique, on observe une large auréole de perturbation, plus large que celle générée par l'inflation 14.1 C. Cette auréole est affectée par l'hétérogénéité du Dolomieu. L'élargissement de la zone superficielle perturbée est dû à la perturbation générée par la déflation du conduit profond. Sur la carte des déplacements de surface, la

1. L'inflation d'un tel conduit profond n'a pas été pris en considération dans les expériences de modélisations 14.2 et 14.2 car rien ne nous permet de proposer l'existence de ce phénomène grâce à nos résultats sismologiques.

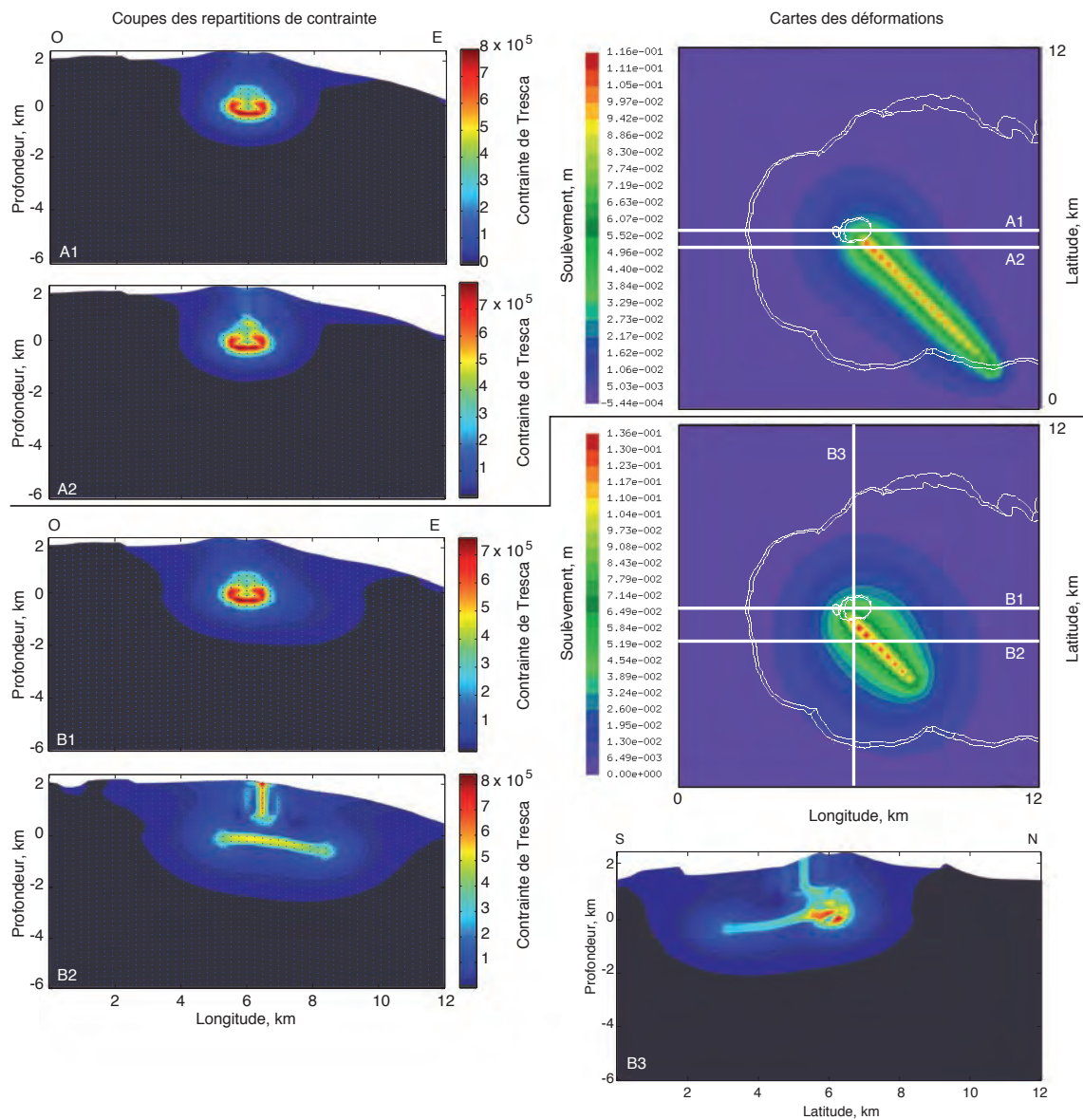


FIGURE 14.2 – Modélisations d'intrusions

A : cas d'un dyke vertical partant du conduit magmatique superficiel vers le sud-est. *B* : cas d'un dyke, verticale partant du conduit magmatique superficiel et d'un sill partant du bord sud du réservoir, tout deux vers le sud est. Les coupes A1, A2, B1 et B2 sont de direction est-ouest, passant par le sommet, et montrent la répartition de σ_e . Les cartes montrent les déplacements verticaux de surface. Le trait des coupes figurent en blanc sur les cartes. La coupe B3 est de direction nord-sud et montre la répartition de σ_e .

dépressurisation génère une répartition des subsidences identique à la répartition des soulèvements de l'inflation du modèle 14.1 C (concentrée dans la partie ouest du Dolomieu et composée d'un lobe nord et d'un lobe, plus large, au sud). Cependant, la subsidence a des valeurs absolues plus élevées ($-1,83 \cdot 10^{-2}$ m de subsidence contre $1,16 \cdot 10^2$ m de soulèvement). L'existence ou non de ce conduit et surtout son ouverture

peuvent donc être discutées à partir de la sismicité profonde mais aussi à partir des données de déformations avant et après l'éruption distale d'avril 2007 (qui montrent le rapport entre soulèvement pré-éruptif et la subsidence post-effondrement d'avril 2007) et à partir de la sismicité ératique superficielle post-effondrement (qui peut être reliée à la grande auréole de perturbation superficielle de notre modèle).

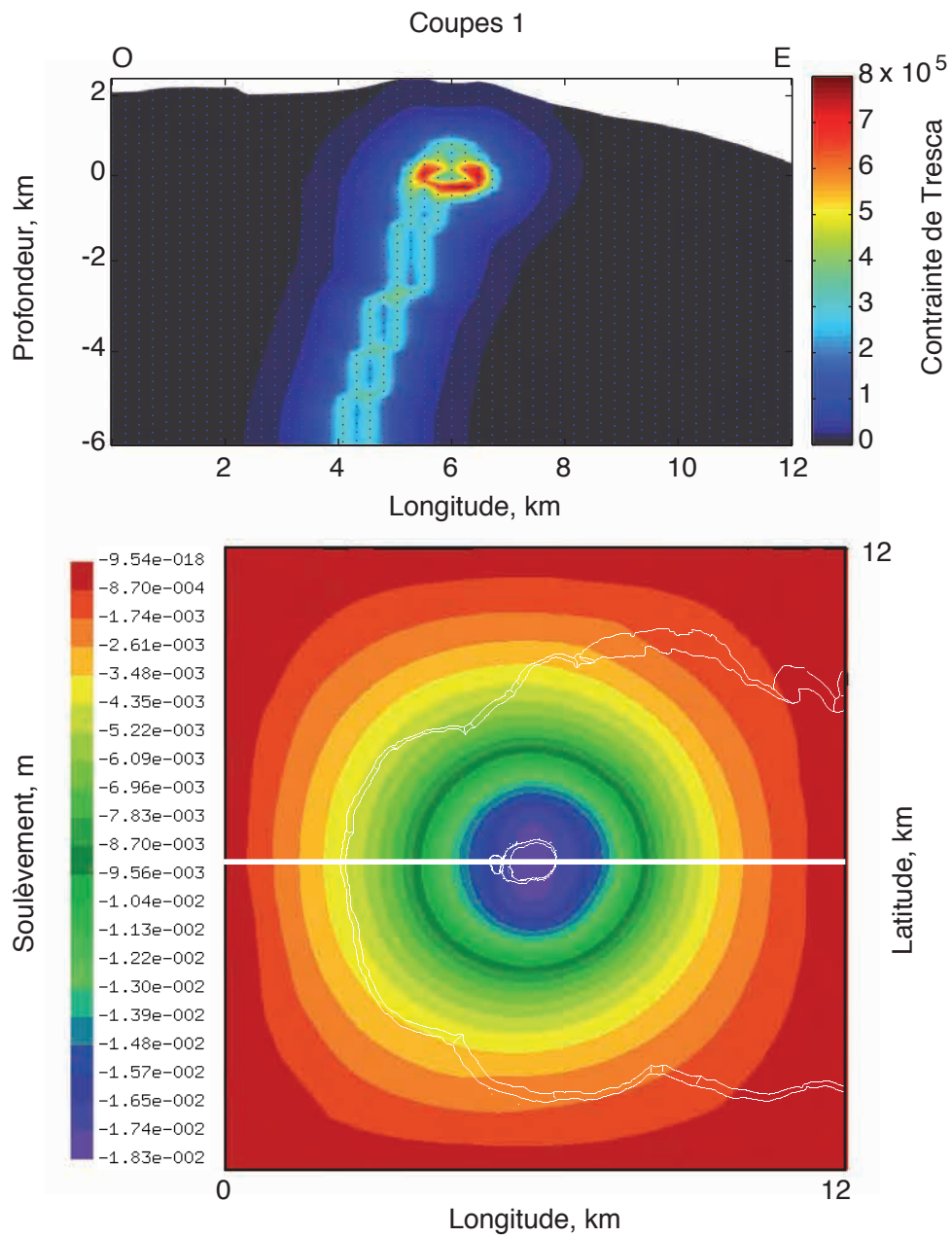


FIGURE 14.3 – Modélisations de dépressurisation

Un dépressurisation de -5 MPa du réservoir magmatique a été modélisée dans un milieu hétérogène prenant également en considération un conduit profond. La coupe est de direction est-ouest, passant par le sommet, et montre la répartition de σ_e . La carte montre les déplacements verticaux de surface. Le trait de coupe figure en blanc sur la carte.

Sixième partie

Discussion

Chapitre 15

Discussion des résultats

La sismicité superficielle associée à l'activité éruptive du Piton de la Fournaise se développe, a priori, sans contrôle tectonique régional. Les perturbations de son champ de contraintes, générées par les inflations de son réservoir magmatique, s'expriment par une sismicité de faible magnitude et des déformations de surface qui reflètent la complexité de sa structure interne et du fonctionnement de ses structures de stockage et des transferts magmatiques. Cette complexité fait du clustering une technique particulièrement adaptée à l'étude de la sismicité du Piton de la Fournaise et des volcans intraplaques en général. Le clustering améliore les résultats de relocalisation, permet de déterminer des mécanismes au foyer composites, et surtout, permet de distinguer la sismicité qui caractérise une intrusion, de la sismicité récurrente que l'on retrouve lors de la préparation de plusieurs éruptions. Nos interprétations de la sismicité font la part entre ces deux types de sismicité et sont comparées aux résultats des modélisations. Le but de cette partie est de proposer un modèle réaliste de la structure de l'édifice volcanique et des transferts magmatiques associés aux éruptions distales.

15.1 Synthèse des résultats

La figure 15.1 rassemble les résultats sismologiques de notre étude. Elle représente quatre isosurfaces de densité de séismes qui sont adaptées à la visualisation de chaque étage sismogène du Piton de la Fournaise. Ces isosurfaces étant tracées à partir du logarithme de la densité, les valeurs de densité d'isosurface proposées dans ce paragraphe sont des moyennes sur chacune des isosurfaces. Entre 1 et 2,5 km d'altitude, l'isosurface 17000 eq.km^{-3} (séismes par kilomètre au cube) a été choisie (figure 15.1 1b). Elle englobe la partie la plus dense de la sismicité sous le bord nord-ouest du Dolomieu, mais ne permet pas de représenter la sismicité plus diffuse, qui prend place sous le bord ouest du Dolomieu, de 2 à 1,1 km d'altitude (imagée dans la partie 11.1 ; figure 11.1 A et B). L'isosurface 88000 eq.km^{-3} a été choisie pour représenter la zone la plus sismogène entre 0 et 1,1 km d'altitude. Cette isosurface contient les zones sismogènes 1 et 2, respectivement sous le bord ouest et sous le bord sud-ouest du Dolomieu (reconnues dans la partie 11.2 ; figure 11.1 C, D

et G2). Ces deux zones contiennent la majeure partie de la sismicité entre 2000 et 2008. Entre 0 et -1 km, est représentée l'isosurface 15000 eq.km⁻³. Cette isosurface est tronquée à son sommet (le niveau de la mer) car, dans cette zone, la densité de séismes augmente avec l'altitude. Ainsi, la zone 2 se poursuit-elle sous le niveau de la mer jusqu'à -0,2 km (partie 11.3; figure 11.1 F) et la zone 1 se poursuit jusqu'à -0,5 km. Entre 2000 et 2008, la sismicité à cet étage entoure le toit d'une zone asismique annotée 3 sur la figure 15.1. Entre le 9 avril 2007 et le 10 mai 2007, une migration descendante des séismes a démarré de -0,5 km à -7 km. Entre 2000 et 2008, d'autres séismes profonds se sont produits après ou pendant des éruptions distales et forment des essaims isolés. Cette sismicité profonde et éparse est partiellement représentée par l'isosurface 1100 eq.km⁻³ annotée 4. Il est difficile d'en obtenir un volume continue de -0,5 à -7 km et une telle image serait irréaliste, cependant les lacunes entre -0,5 et -1,2 km, entre -2,1 et -3 km et entre -4,5 et 5 km ne témoignent pas de zone totalement asismique, mais de zone très faiblement sismogène et, surtout, aux séismes épars.

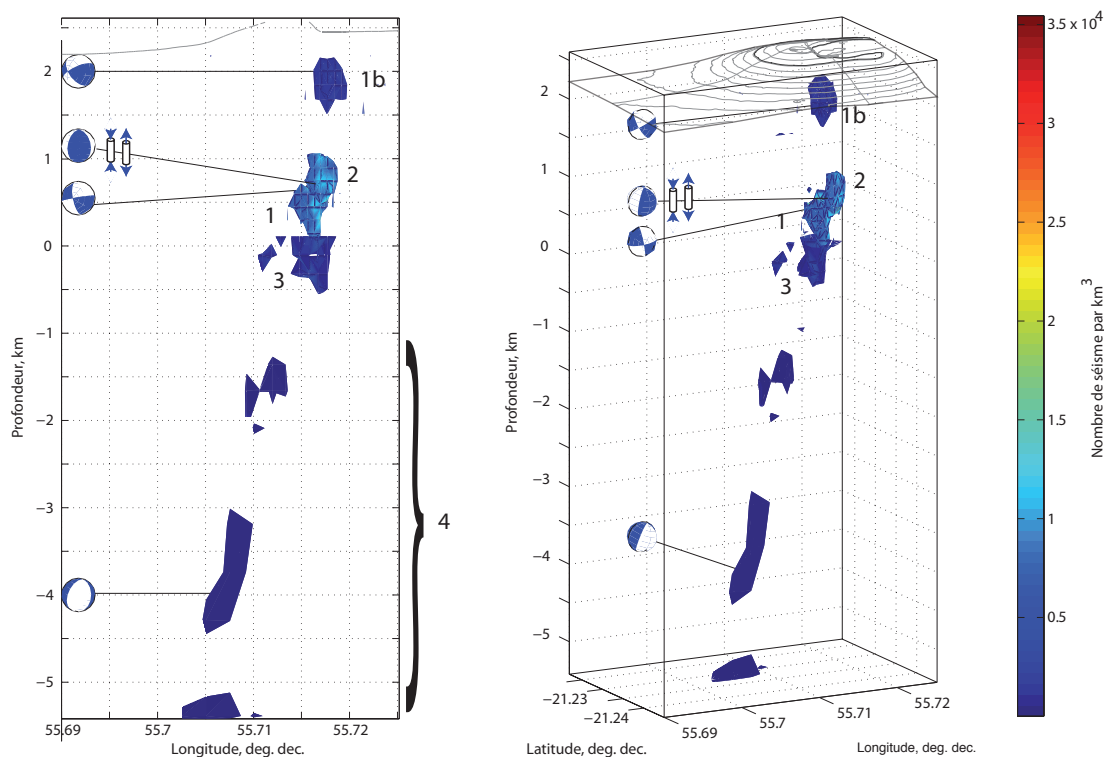


FIGURE 15.1 – Schéma synthétique des zones sismogènes et de leurs mécanismes au foyer.

Ce schéma est composé d'isosurfaces de densité de séismes adaptées à la sismicité de chaque étage du Piton de la Fournaise. Les mécanismes au foyer des grands clusters de chaque étage sont représentés. Les cylindres traversés d'une double flèche sortante sont des CLVD en dilatation. Les cylindres aux doubles flèches entrantes sont des CLVD compressifs.

La zone 1b de la figure 15.1 a été sollicitée, pendant ou à la fin d'éruptions, par des failles inverses et normales de direction $N40^\circ$. Cependant la plupart des sources dans cette zone sont difficilement déterminables en raison de leur très faible profondeur. Les zones 1 et 2 ont été très souvent sollicitées, principalement pendant les préparations d'éruption. Lors des préparations d'éruptions distales, elle montrent un comportement asymétrique. Deux exemples de mécanismes au foyer observé en 2007 sont représentés entre 0 et 1 km (associée à l'éruption distale d'avril 2007, sur le flanc sud-est du volcan), avec une faille normale dans la zone 1 (subsidence de la partie nord du sommet) et une faille décrochante oblique dans la zone 2 (extension de la partie sud du sommet ; figure 9.6 de la partie 9). L'effondrement du Dolomieu, le 5 avril 2007, a été précédé par des CVLD compressifs dans la zone 2 (double flèche convergente sur la figure 15.1), eux-mêmes précédés en mars de CLVD dilatatoires dans cette même zone (double flèche divergente sur la figure 15.1). Le toit de la zone aismique 3 est entouré de sources indéterminables, mais, plus bas dans la zone 4, entre -1,5 et -2 km et entre -4 et -6 km, des failles décrochantes de direction $N120^\circ$ environ ont été observées. La discussion qui suit a pour but d'interpréter les résultats de la figure 15.1 et de proposer un modèle de la structure interne du volcan (schéma 15.3) en utilisant les études du Piton de la Fournaise existantes et les résultats des modélisations numériques.

15.2 Sismicité superficielle

15.2.1 Au dessus de 1,1 km d'altitude

Dans sa partie la plus superficielle, au dessus de 1,1 km, la sismicité prend place principalement sous le bord nord-ouest du Dolomieu, dans la zone 1b de la figure 15.1. Sa forme est cohérente avec la forme du rempart du Dolomieu et elle se raccroche à la zone 1 (entre 0 et 1,1 km d'altitude) en passant sous le bord ouest du Dolomieu. Au dessus de 1,5 km, la zone 1b a été particulièrement sollicitée par des failles inverses en septembre 2002 et par des failles normales en février 2005 (deux éruptions distales sur le flanc nord du volcan), ces deux types de mécanismes présentent un plan nodal commun de direction est-ouest et de pendage vers le sud sud-est.

La sismicité superficielle a aussi été observée par Battaglia *et al.* (2005) lors de la fin de la migration de la sismicité pré-éruptive de mars 1998 (et reprise par Prôno *et al.*, 2008). Ainsi, cette zone a été activée dès l'éruption de mars 1998, qui a eu lieu sur le coté nord-est du volcan. L'étude de Michon *et al.* (2007) de la morphologie de l'effondrement du Dolomieu le 5 avril 2007, décrit la phase initiale de l'effondrement dans la partie nord-ouest du Dolomieu, qui a créé des falaises sub verticales dans les bords ouest, nord-ouest et nord. Cette morphologie est cohérente avec la zone 1b. Sur le schéma 15.3 B, la zone 1b est représentée par un grand axe de faiblesse

annoté 1 (rouge) qui relie les zones 1b et 1. La sismicité superficielle 1b de 1998, 2002 et 2005 a pu participer à la création de plans de faiblesses impliqués dans l'effondrement du Dolomieu du 5 avril 2007. L'étude de Lénat and Bachèlery (1990) (basée sur le fonctionnement du volcan entre 1981 et 1989 ; figure 3.4 A de la partie 3.2), suggère l'existence d'un réseau de dykes, de sills et de poches magmatiques entre le niveau de la mer et 2 km d'altitude. Entre 1,1 et 1,5 km d'altitude, rien ne nous permet d'infirmier ou de confirmer le modèle de Lénat and Bachèlery (1990). Par ailleurs, il s'est révélé compatible avec la surélévation du niveau piézométrique (Join *et al.*, 2005, figure 3.2 A de la partie 3.1), car les poches, les dykes et les sills peuvent jouer le rôle de barrières et de niveaux imperméables piégeant les fluides hydrothermaux à une altitude anormalement élevée. La faible densité de séismes entre 1,1 et 1,5 km d'altitude indiquerait que ces corps sont suffisamment refroidis pour générer une sismicité diffuse lors des transferts magmatiques superficiels, et pour former l'anomalie positive des vitesses sismiques sous le Dolomieu (Nercessian *et al.*, 1996; Prôno *et al.*, 2008).

15.2.2 Entre 0 et 1,1 km d'altitude

Entre le niveau de la mer et 1,1 km, la zone 1 forme un objet allongé dans la direction N40°. Dans cette zone 1, autour de 0,5 km d'altitude, se trouvent les principaux clusters de type A, actifs pendant plusieurs années (figure 11.2 de la partie 11.2 et figure 12.4 de la partie 12.3). Les plans de failles extraits des clusters ont des directions qui varient autour de N40° et ont un pendage vers le sud-est (bien que les directions des plans superficiels soient plus variables, les mêmes pendages sont observés dans la zone 1b). Dans la partie sud de cette zone 1b, les plans de failles tendent à se rapprocher d'une direction nord-sud. Ces plans de failles sont produits par les failles les plus développées et les plus actives du volcan. La zone sismogène 2 est très proche la zone 1 et s'allonge dans une direction N50° très similaire. Les plans de failles de la zone 2 sont plus resserrés, ont des directions variant autour de N105° et ont un pendage dirigé soit vers le sud soit vers le sud-ouest (figure 11.2 de la partie 11.2). Dans le schéma 15.3B, le plan 2 en gris représente le réseau de failles N105° (plans 2 rouges) de la zone sismogène 2.

Les plans de failles des zones 1 et 2 sont cohérents avec l'image des rift-zones produite par Brenguier *et al.* (2007) (figure 3.3E de la partie 3.1). Les plans de failles de la zone 2 sont cohérents avec la rift-zone N120°. L'orientation globale des plans du sud de la zone 1 est cohérente avec la rift-zone sud du Piton de la Fournaise. Les plans de failles de la partie superficielle nord de la zone 1 sont cohérents avec la rift zone nord-est¹. Nous proposons que les rift-zones nord et sud du Piton de la Fournaise soit initiées par la même structure, la zone 1. Cette hypothèse simplificatrice a

1. la partie sud de la première zone sur la figure 11.2 et la partie ouest de la seconde zone sont très proches et leur croisée se trouve quasiment au centre de l'Enclos Fouqué.

aussi été utilisée dans l'étude de Michon *et al.* (2009). Dans cette étude, les fissures éruptives de 1981 à 2006, au nord et au sud du volcan, sont associées à une même rift zone N25°-N30° et les fissures du flanc est sud-est sont cohérentes avec la rift zone N120°. La modélisation de cette structure et de l'intrusion successive des rift zones permettent à Michon *et al.* (2009) de reconstituer les pentes anormalement élevées sur le flanc est nord-est du volcan. Notre interprétation des deux zones sismiques majeures entre 2000 et 2008 permet de cartographier les plans de failles actifs des rift-zones sur la figure 11.2. Celles-ci semblent s'initier autour de 0,5 km en moyenne.

Les corps sismogènes 1 et 2, entre 0 et 1,1 km d'altitude, sont en désaccord avec le modèle de Lénat and Bachèlery (1990). Les plans de faille pré-existants sont capables de capturer et de guider les intrusions (Gudmundsson, 1995). Il est donc difficilement imaginable que les deux grandes zones sismogènes 1 et 2, coexistent avec un réseau de poches magmatiques entre 0 et 1,1 km d'altitude. L'activité sismique de 2007 dans la zone 2 suggère que l'étage entre 0 et 1,1 km soit impliqué dans les transferts magmatiques. La zone 2, génératrice de décrochements obliques en février 2007, s'est transformée en un générateur de CLVD en dilatation en mars (figure 9.6 B). Les CLVD sont interprétés comme des variations brutales de volumes de fluide piégés dans un conduit (Aki, 1984; Julian and Sipkin, 1985; Chouet and Julian, 1985; Kanamori *et al.*, 1993). Dans les modélisations théoriques, les variations de volume sont induites par un réservoir sous jacent, communiquant avec le conduit. Nous avons proposé dans la partie 9 un modèle qui intègre les failles décrochantes de février 2007 et les CLVD en dilatation de mars 2007 (figure 9.9). Dans ce modèle, qui s'applique uniquement à la zone sismique 2, les aspérités des failles décrochantes permettent d'ouvrir des volumes verticaux qui sont intrudés. La pressurisation des conduits magmatiques néoformés génère des CLVD en dilatation. L'intrusion de magma le long des failles décrochantes a été proposée dans l'étude théorique de Roman (2005). Cette étude, basée sur des calcul de tenseur de Coulomb, montre qu'une injection magmatique le long d'une faille pré-existante génère des contraintes cisailantes. Notre observation des CLVD en dilatation associés aux failles décrochantes semble donc témoigner d'une intrusion magmatique dans la zone 2. Ce phénomène s'intensifie jusqu'à l'éruption du 30 mars 2007, lorsque le conduit est suffisamment pressurisé pour générer une initiation de dyke en son sommet à 0,8 km d'altitude. Ce modèle est cohérent avec la sismicité associée à l'effondrement du Dolomieu (CLVD compressif de la zone 2 du 31 mars au 5 avril 2007, témoignant de brutales diminutions de volumes de magma dans des conduits verticaux). La nature, la magnitude et le nombre de ses séismes nous conduisent dans la partie 9 à les interpréter comme étant à l'origine de l'effondrement du Dolomieu. Dans l'hypothèse où la colonne génératrice de CLVD est impliquée dans le transfert des magmas de l'éruption sommitale de février et de l'éruption proximale de mars, les dimensions de cette colonne (150 m de diamètre et 800 m de hauteur) nous conduisent à proposer un volume intrudé pendant les deux préparations de 0,014 km³. Deux

hypothèses sont possibles pour expliquer la déstabilisation du conduit superficiel. Ce conduit a pu atteindre une ouverture trop élevée pour maintenir la colonne de roche sus-jacente. Cette première hypothèse est difficilement compatible avec la faible ampleur de l'éruption du 30 mars 2007. Aussi préférons-nous une seconde hypothèse dans laquelle la déstabilisation du conduit se fait par la dépressurisation d'un réservoir magmatique entre 0 et -0,5 km en raison de l'intrusion de magma dans le flanc sud-est du volcan par une seconde structure de transfert magmatique.

15.3 Le réservoir magmatique superficiel

La zone asismique entre 0 et -0,5 km, annotée 3 sur la figure 15.1 se place sous le Bory et est surmontée par les deux zones sismogènes 1 et 2. Elle est le départ, le 9 avril 2007 d'une migration des séismes de -0,5 km à -7 km. Il est difficile d'extrapoler la limite inférieure de la zone asismique. Cependant, les observations dont nous disposons peuvent suggérer l'existence d'un réservoir magmatique entre le niveau de la mer et -0,5 km. Nous avons tracé en marron sur le schéma 15.3 le volume qui correspond à la zone asismique entre 2000 et 2008. Il s'agirait d'une ellipsoïde de 800 m de diamètre est-ouest, de 500 m de diamètre nord-sud et de 600 m de hauteur, soit d'un volume de $0,125 \text{ km}^3$. Dans une étude de propagation des ondes S et de tomographie, Nercessian *et al.* (1996) démontre l'existence d'un tel réservoir entre 0 et -0,6 km, à l'est du Dolomieu (figure 3.3 C de la partie 3.1). Peltier *et al.* (2005) a modélisé les déformations pré éruptives avec l'inflation, sous le Dolomieu, d'un réservoir magmatique de section horizontale équivalente à la surface de celui-ci, entre 0 et 0,3 km. Peltier *et al.* (2007) obtient un volume du réservoir magmatique de $0,35 \text{ km}^3$, cohérent avec l'étude de Sigmarsson *et al.* (2005) (qui estime ce volume entre $0,1$ et $0,3 \text{ km}^3$ en se basant sur l'analyse des temps de résidence de magma de la période historique). L'étude tomographique de Prôno *et al.* (2008) montre, elle aussi, l'existence d'un réservoir avec, encore une fois, une localisation différente, entre -1 et -2 km sous le cratère Dolomieu (figure 3.3 D de la partie 3.1).

La zone asismique 3 représentée dans la figure 15.1 n'est pleinement en accord avec aucune des études précédentes. Néanmoins, l'interprétation de la zone asismique 3, comme un réservoir magmatique alimentant les éruptions du Piton de la Fournaise entre 2000 et 2008, pourrait être un compromis entre chacune de ces études. La position du réservoir que nous proposons est située plus à l'ouest que l'hétérogénéité de Nercessian *et al.* (1996) sur la figure 3.3 C, légèrement plus haute que le corps de faible vitesse de Prôno *et al.* (2008) et conserve des dimensions cohérentes avec l'étude de Peltier *et al.* (2005). Cependant, si notre volume de $0,125 \text{ km}^3$ est proche de celui de Peltier *et al.* (2007), il est difficile de comparer les résultats des calculs des études précédentes aux résultats de notre extraction manuelle des dimensions de la zone asismique. Il est encore plus difficile de comparer le volume extrait de la zone 3 à l'anomalie de vitesse de Nercessian *et al.* (1996) et Prôno *et al.* (2008) en

raison de la faible résolution de ces images. Nous pouvons néanmoins proposer que la position anormalement excentrée vers le sud-ouest de notre réservoir soit relativement réaliste, compte tenu du pendage général vers le sud-ouest de nos structures. Cette géométrie pourrait être induite par les pentes du massif globalement orientées vers l'est.

15.4 Sismicités induites par les intrusions

La préparation de l'éruption d'avril 2007 a eu lieu dans la rift zone sud-est du volcan, et a généré :

- dans la zone 2, des failles décrochantes obliques (soit une extension et un soulèvement dans la partie sud du sommet),
- l'intrusion du bord sud du sommet (dont témoignent les CLVD en dilatation de février et surtout de mars 2007, dans la zone 2),
- la subsidence de la partie nord du sommet (avec des failles normales dans la zone 1b ; figure 9.6).

Nous proposons sur le schéma 15.3 B que les éruptions distales se préparent plusieurs mois avant la crise sismique pré-éruptive et que l'intrusion progressive de magma dans le flanc du volcan accompagne la phase d'inflation du réservoir magmatique. Cette intrusion de magma dans le flanc génère un soulèvement ou une extension du flanc concerné et une subsidence du flanc opposé, en arrière de l'intrusion. Ces mécanismes sont sismogènes mais difficilement détectables par les mesures de déformations in-situ.

Les modélisations des champs de contraintes permettent de discuter de la vraisemblance de ce mécanisme. La figure 15.2 montre la coupe nord-sud de la modélisation du champ de contraintes généré par la propagation d'un dyke et d'un sill sous le flanc sud-est du Piton de la Fournaise (coupe 14.2 B3). Le dyke est initié à 750 m d'altitude et se propage vers le lieu de l'éruption proximale de mars 2007. Le sill se place au niveau de la mer et se propage jusqu'à l'éruption distale d'avril 2007. La surimposition des résultats des relocalisations des clusters communs à février et mars 2007 montre une cohérence des zones les plus sollicitées dans le modèle avec les zones sismogènes 1 et 2. La partie sollicitée dans la partie nord du modèle correspond à la zone sismique 1 où les déterminations montrent des failles normales. La partie la plus sollicitée dans la partie sud du toit du réservoir magmatique est cohérente avec la zone 2 où prennent place des failles décrochantes. Cette dissymétrie du champ de contrainte semble donc correspondre à la sismicité observée en 2007. Les tests préliminaires exposés dans la partie 14.1 ont été conçus pour vérifier si le champ de contrainte présenté dans figure 15.2 est bien induit par les intrusions. La prise en considération de la topographie, de l'endommagement du Dolomieu ou des rift-zones ne permettent pas à eux seuls de reproduire le champ de contrainte dissymétrique de la figure 15.2. Ainsi, le sill est plus apte que le dyke à déclencher une sismicité dans

le flanc est, grâce à l'auréole de perturbation de contrainte qu'il génère (voir la coupe 14.2 B3 de la partie 14.2). Considérant la sismicité du flanc oriental observée le 31 mars 2007 et la sismicité entre 0 et 0,8 km de la période préparatoire, nos modèles peuvent nous aider à soutenir l'hypothèse de la propagation d'un sill responsable de l'éruption d'avril 2007. Une dissymétrie de la sismicité similaire à celle décrite et modélisée en 2007 a été observée pendant les préparations des éruptions distales de janvier 2002, novembre 2002 et février 2005.

La préparation de l'éruption distale de janvier 2002 (rift zone nord) a été précédée d'une subsidence du bord du Dolomieu opposé à l'éruption (au sud ouest du Dolomieu, zone sismique 2, par des failles normales) et une surrection du flanc dirigé vers l'éruption (au nord et au centre du bord ouest du Dolomieu, zone sismique 1, par des failles inverses et inverse-obliques ; figure 12.5). La préparation de l'éruption de novembre 2002, qui a eu lieu dans la rift zone sud-est, montre, uniquement, une subsidence du bord du Dolomieu opposé à l'éruption (à l'ouest du Dolomieu, zone 1, par des failles normales et obliques ; figure 12.6). L'éruption de février 2005 dans la rift zone nord, montre pendant sa préparation, une extension dans la direction de l'éruption (par des failles décrochantes) dans la zone sismique 1 et une subsidence du Dolomieu dans la zone 2 (par des failles normales et obliques ; figure 12.7). Les résultats sismologiques de ces trois éruptions distales montrent tous une dissymétrie. Il est probable que cette ressemblance sismologique soit associée à un mécanisme d'injection similaire pendant la préparation de ces éruptions. Il est néanmoins difficile d'extrapoler notre modèle à toutes les éruptions distales sans vérification.

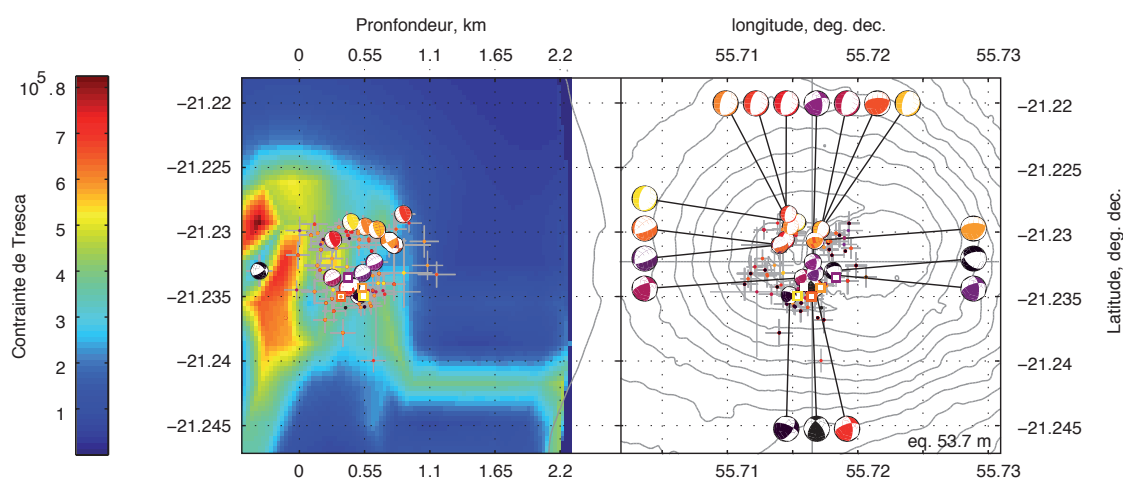


FIGURE 15.2 – Comparaison de la modélisation et de la sismicité de l'éruption d'avril 2007.

Les mesures in situ des déformations (Peltier *et al.*, 2008b) et l'interférométrie radar (Augier, 2008) ont permis de contraindre l'intrusion du 30 mars mais expliquent difficilement l'intrusion du 2 avril. A partir de la modélisation des déformations, Peltier *et al.* (2009) ont déduit que toutes les éruptions du Piton de la Fournaise entre 1998 et 2007 sont générées par des dykes (Peltier *et al.*, 2009, figure 8). Cependant, les interferogrammes de Augier (2008) montrent une large auréole de déformations dans les Grandes Pentes, à l'est du sommet, qui est connectée au site de l'éruption d'avril 2007. Augier (2008) interprète cette auréole par un glissement déclenché par l'intrusion de mars. Dans le cas d'avril 2007, la superposition des champs de contraintes modélisés du sill et du dyke peut expliquer les observations des études de Peltier *et al.* (2008b) et Augier (2008) car les déformations générées par le sill sont difficilement détectables (carte de la figure 14.2B). L'hypothèse du sill pourrait donc être approfondie à l'aide de modélisation plus réalistes et par des analogies avec les observations du Piton des Neiges (Catry, Thèse en cours). D'un point de vue global, nous proposons sur le schéma 15.3 B, que les injections sommitales et proximales soit initiées depuis les zones sismogènes 1 et 2 (entre 0 et 0,8 km), où peuvent se trouver des conduits magmatiques superficiels, et que les injections distales soit initiées depuis la zone asismique (au niveau de la mer ou en dessous).

15.5 Le conduit profond

La zone asismique 3 est située à l'extrémité d'une colonne profonde où la sismicité prend place sous le niveau de la mer jusqu'à -7 km (figure 15.14). Cette sismicité profonde forme une colonne d'un pendage de 80° vers l'ouest. La migration descendante, post-effondrement d'avril 2007, a été accompagnée d'une sismicité erratique au dessus du niveau de la mer jusqu'à 1,5 km d'altitude et de rupture en faille normale à 0,3 km. Notre étude suggère que la zone asismique 3, entre 0 et -0,5 km, corresponde au réservoir magmatique superficiel, et que ce réservoir soit alimenté par un conduit entre -0,5 et -7 km. Dans cette hypothèse, les remontées de magma sont quasiment asismiques. L'hypothèse de l'existence du conduit profond a déjà été proposée par Battaglia *et al.* (2005) qui a représenté la seule migration sismique pré-éruptive de -5 km jusqu'à la surface jamais observée au Piton de la Fournaise. Cette sismicité a précédé l'éruption de mars 1998. Ce conduit profond est également suggéré par les résultats géochimiques de Peltier *et al.* (2009) qui montrent des réalimentations du réservoir magmatique superficiel après chaque éruption distale. Sigmundsson *et al.* (1999) et Fukushima *et al.* (2005) montrent que les déformations ne permettent pas de contraindre la forme de ce conduit. L'analyse de Rubin (1995) montre que la sismicité engendrée par un conduit magmatique n'est pas représentative de sa forme mais de déstabilisations induites par les perturbations de contraintes qu'il génère. Ainsi la forme de la sismicité profonde indiquée sur la figure 15.1, zone 4, encadre la structure qui la génère sans en donner une représentation précise.

Les failles décrochantes prenant place sur un axe est-ouest, entre -4 et -5,5 km ont un plan nodal N130° cohérent avec l'un des plans nodaux de failles inverses observées légèrement plus à l'est entre -5 et -6 km (figure 11.3). Il n'est cependant pas cohérent avec l'alignement ouest-est des hypocentres. L'axe N130° est, cependant, parallèle aux anomalies magnétiques crustales autour de La Réunion, relevées par Fretzdorff *et al.* (1998) et Bernard and Munsch (2000). Cette direction est aussi celle de l'alignement du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Ainsi, les mécanismes au foyer profond semblent cohérent avec la structure régionale. Nous proposons sur le schéma 15.3 A que les failles décrochantes et inverses entre -5 et -7 km soient des accidents crustaux de direction N130° dans lesquels s'infiltrent les liquides magmatiques dans un conduit discontinu entre -5 et -0,5 km. La large perturbation du champ de contraintes observé dans la modélisation de la dépressurisation de la chambre superficielle prenant en compte l'existence d'un conduit profond (figure 14.3), est cohérente avec la sismicité erratique superficielle observée après l'effondrement du Dolomieu (partie 9.6.2). Dans notre modèle, l'influence de la dépressurisation du conduit affecte de manière considérable la partie superficielle de l'édifice en générant une large perturbation du champ de contrainte. De tel résultats ne sont pas reproductibles sans la considération d'un conduit profond. L'influence des dépressurisations superficielles qui suivent les éruptions distales (et particulièrement après l'effondrement du Dolomieu en avril 2007 Peltier, 2007; Augier, 2008) sur l'état du conduit profond reste à étudier.

15.6 Schéma du système d'alimentation

Le modèle proposé dans le schéma 15.3 rassemble les conclusions de notre étude. Les magmas d'origine mantellique intrudent la croûte océanique au dessous de -5 km grâce au jeu des failles décrochantes (plans actifs bleus et orangés du schéma 15.3A). La remontée des magmas se fait le long d'un conduit discontinu. A chaque fin d'éruption distale, une dépressurisation superficielle génère une sismicité autour du conduit (volume bleu du schéma 15.3A ; 110 eq.km³ entre 2000 et 2008). La remontée des magma est asismique. Le stockage des nouveaux magmas dans la chambre superficielle permet leur différenciation. Lors de la pressurisation de la chambre magmatique superficielle, des contraintes s'accumulent le long des plans de failles principaux superficiels (plans rouges 1 et 2 du schéma 15.3B). Ces perturbations lentes des contraintes déclenchent l'activité de clusters de type A qui se répètent au cours de plusieurs inflations. Les plans de failles principaux de la partie superficielle sont connectés au réservoir et des intrusions de faible ampleur se produisent pendant la pressurisation. Une partie de ces intrusions est dirigée vers le haut, captée par les failles pré-existantes entre 0 et 1 km d'altitude. Elle peut former un complexe superficiel de poches magmatiques au dessus de 1 km ou alimenter des éruptions sommitales et proximales. Une autre partie de ces intrusions se propagent à l'horizontale depuis le réservoir magmatique et créé un contexte d'extension dans le

flanc intrudé et une subsidence du flanc opposé. Cette dissymétrie s'exprime par des jeux opposés dans les zones sismiques 1 et 2, observés pendant les préparations des éruptions distales de janvier 2002, février 2005 et avril 2007.

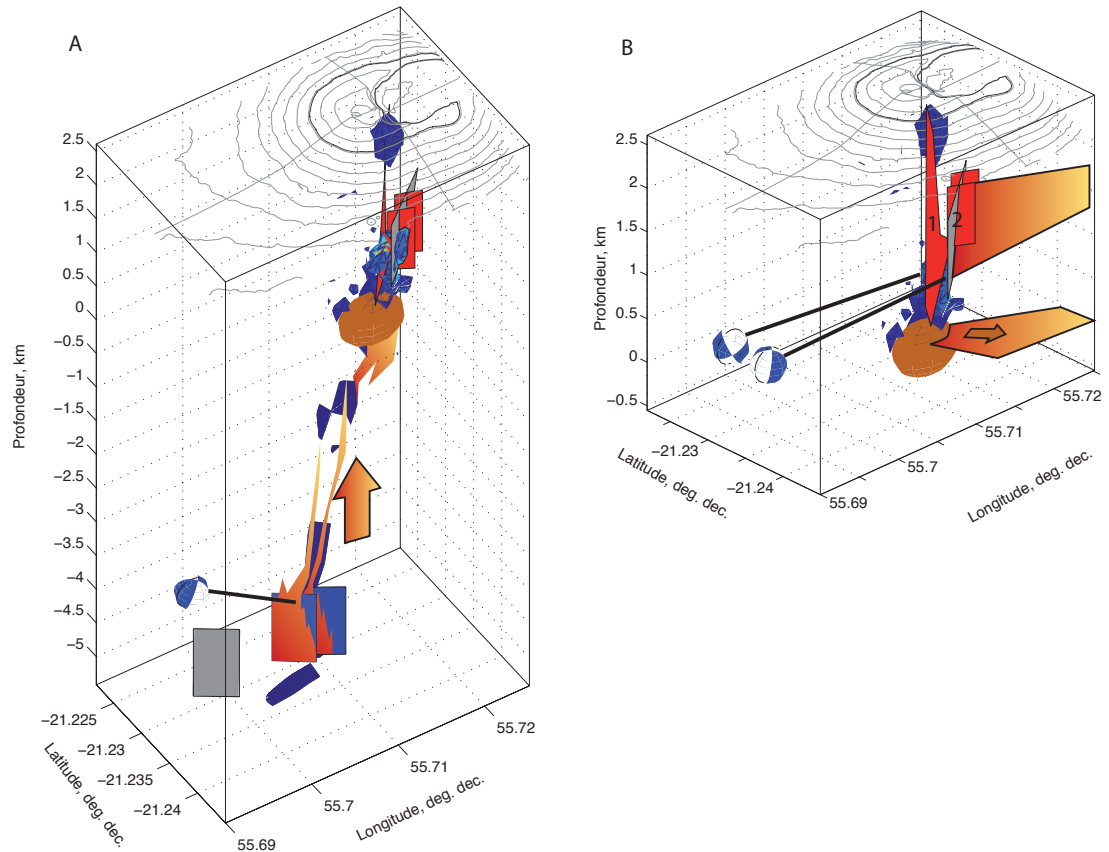


FIGURE 15.3 – Schéma interprétatif sismologique et structural des transferts et des stockages magmatiques

Les isosurfaces de la figure 15.1 sont représentées avec les structures actives (plans rouges).
 A : représentation du réservoir superficiel (ellipsoïde marron) et de son alimentation par les magmas d'origine profonde. B : représentation de la structure superficielle et des transferts magmatiques de mars 2007 (dyke) et avril 2007 (sill).

Chapitre 16

Corrélation des déformations et de l'évolution des clusters

L'éruption d'avril 2007 a généré, entre le 31 mars et le 5 avril, une crise sismique marquée par la présence de très nombreux séismes de type CLVD compressifs. Ces sources ont été détectées de manière exhaustive avec la méthode CECM (partie A). Cette méthode nous a permis de détecter 1026 séismes dont 563 ont pu être rassemblés en 216 clusters. Nous avons pu observer six périodes différentes dans la chronologie des clusters de forme d'onde et deux structures sismiques principales. Ces périodes sont reportées sur la figure 16.1B. Une structure génératrice de CLVD compressif (zone sismique 2 sur le schéma 15.3B) a fonctionné de la période 1 à la 4 et une faille normale a ensuite été activée de la période 5 à la 6 (figure B.3). La période centrale 4 a été accompagnée d'une sismicité difficilement caractérisable.

Ces six périodes sont cohérentes avec l'évolution du trémor (figure 16.1A et B). Les déformations enregistrées par l'inclinomètre de *TCRi* montrent des tendances intéressantes pour l'interprétation de la chronologie des clusters. La crise sismique du 30 mars a été accompagnée d'une diminution de pente à *TCRi*, environ deux fois plus grande sur la composante radiale que sur la composante tangentielle. Cette diminution peut donc avoir été générée par une déflation au sud-est de *TCRi*, soit dans la direction du Dolomieu (les directions des augmentations de pente des composantes de *TCRi* sont indiquées sur la carte de la figure 16.1 C). Les périodes 2 et 3 sont caractérisées par une diminution de la pente sur la composante radiale de *TCRi* et une augmentation de la pente sur la composante tangentielle de *TCRi*. Le fait que la pente augmente sur la composante tangentielle peut être interprété comme l'existence d'une source en déflation au sud sud-est de *TCRi*, soit dans la direction du Bory. La phase 4 de la sismicité est marquée en déformation par une augmentation majeure des pentes. Les déformations enregistrées sur la composante tangentielle sont 1,4 fois plus grandes que sur la composante radiale pendant les phases 4, 5 et 6, témoignant que la source de ces déformations se maintient dans une même zone, au nord-est de *TCRi*, et qu'il s'agirait d'une source en inflation.

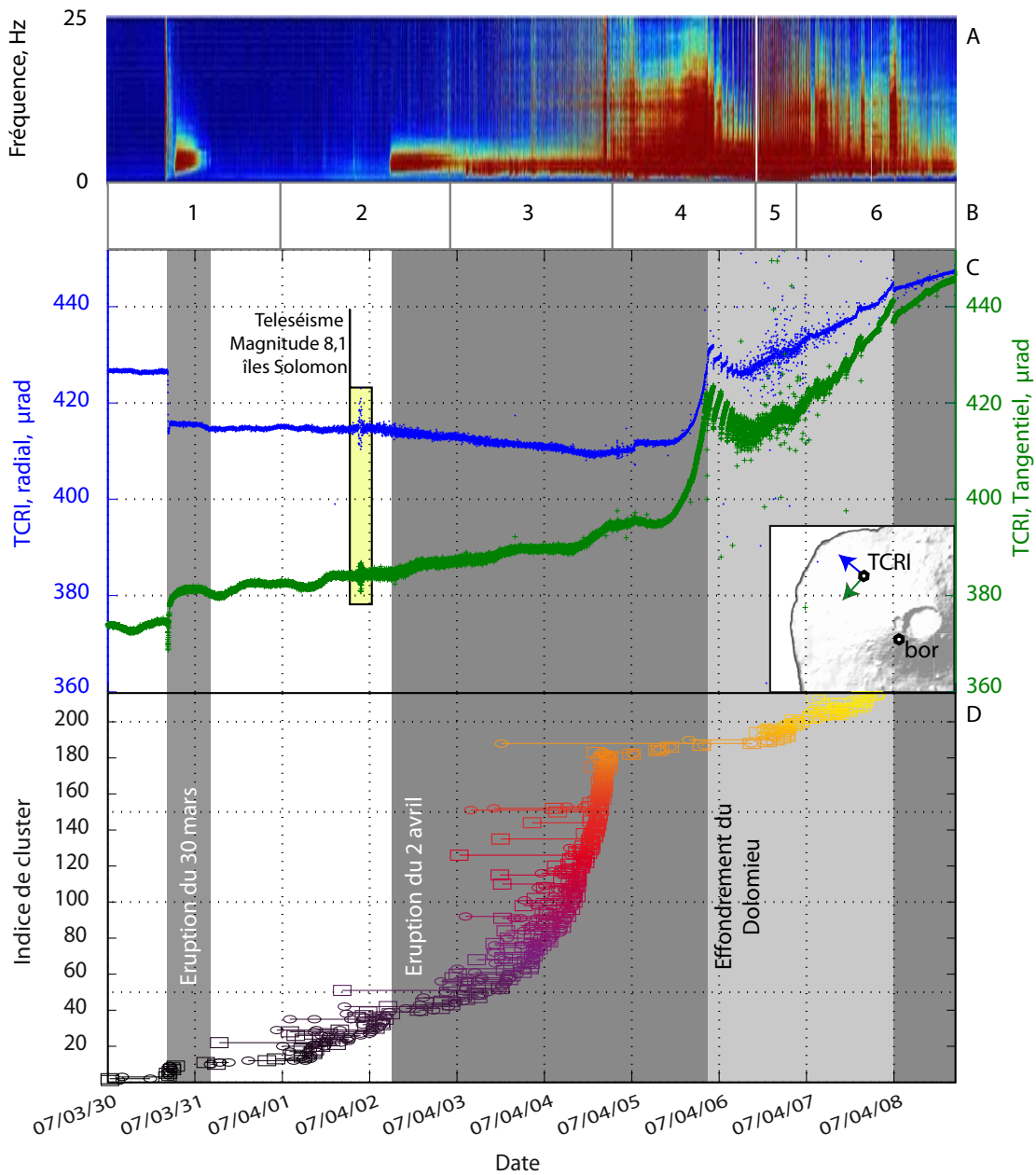


FIGURE 16.1 – Comparaison des déformations avec la sismicité

A : Spectrogramme de la composante horizontale de la station *bor*. B : Les périodes observées dans les résultats de clustering sont reportées en face du spectrogramme et des déformations. C : Evolution des déformations du sol enregistrées par l'inclinomètre de Blum de la station *TCRI*. Les orientations des augmentations de pente enregistrées par la composante radiale (bleu) et tangentielle (vert) de *TCRI* sont reportées sur la carte. D : Dendrogramme de l'évolution des clusters.

Les déflations des périodes 2 et 3 sont cohérentes avec l'occurrence de CLVD compressifs ayant été relocalisés sous la partie sud du sommet, autour de 0,5 km (figure B.3 de la partie B.3 et zone sismique 2 sur le schéma 15.3B). La localisation de la

source de cette déflation, donnée par les modélisations de Peltier *et al.* (2008b), est cohérente avec les relocalisations des CLVD (traduisant de brusques diminutions de volume dans des fissures verticales remplies de magma). Cette déflation s'intensifie pendant la troisième période, et s'intensifie en terme de sismicité. Il ne semble pas y avoir de relation linéaire entre l'énergie dissipée par les séismes (qui est exponentielle sur la figure B.2 pendant la période 3) et les taux de déformation (linéaires sur la figure 16.1 C). Filson *et al.* (1973) ont déjà documenté à Fernandina l'augmentation exponentielle de l'énergie sismique dissipée pendant l'effondrement de la caldeira sommitale en 1968. Ils ont montré que la majeure partie de l'énergie totale est dissipée durant les cinq jours qui ont précédé l'effondrement. Comme ces auteurs, nous pouvons conclure que les structures responsables de l'effondrement se développent pendant cette période pré-effondrement.

L'inflation de la phase 4 est difficile à expliquer. Elle peut être due soit à un effet de site, soit à une dissymétrie verticale de la source de déformation. Notre étude de la sismicité de l'année 2007, et les précédentes études, nous ont mené à confirmer l'existence d'un réservoir magmatique entre -0,5 km et le niveau de la mer. Si on considère ces déformations comme directement induites par l'écrasement d'un réservoir magmatique sous l'effet de l'effondrement du Dolomieu, le pendage de cette structure d'effondrement vers l'ouest sud-ouest pourrait expliquer les déformations tangentielles observées. Cette proposition est cohérente avec la relocalisation des CLVD compressifs et la localisation des sources de déflation décrites pendant les phases 2 et 3. Ainsi l'effondrement du Dolomieu serait un phénomène superficiel qui impacte l'état d'une chambre magmatique sous-jacente. Les modélisations numériques de Peltier *et al.* (2008b) et Augier (2008) des déformations associées à l'effondrement du Dolomieu indiquent que ce phénomène se traduit par une déflation située autour de 1 km d'altitude, donc au sommet de la zone des CLVD compressifs. Dans ce schéma, l'inflation enregistrée du 5 avril à 2h au 5 avril à 20h48, pourrait être générée par une première subsidence du Dolomieu, générant une compression dans un réservoir magmatique sous-jacent ce qui peut expliquer le paroxysme du trémor observé au sommet le 5 avril entre 15h et 20h48.

Les déformations pendant la fin de la période 4 semblent traduire une répétition de ce phénomène jusqu'à la cinquième période sismique, pendant laquelle se développent des failles normales. Ces failles semblent avoir un impact majeur sur les déformations qui montrent une intensification de l'inflation enregistrée par *TCRi*. Ces failles normales sont probablement plus aptes que les CLVD compressifs à l'écrasement du réservoir magmatique. Selon Augier (2008), l'effondrement du Dolomieu a provoqué une fracturation suffisante pour ouvrir le système hydrothermal et générer les anomalies thermiques observées du 9 avril au 19 novembre 2007. D'après nos observations, il nous est difficile de discuter de l'évolution de l'état du système hydrothermal durant l'effondrement. Cependant, il est probable que la transition

des CLVD (qui indique la conservation de la structure des conduits magmatiques jusqu'au 6 avril) aux failles normales (qui entraînent la fracturation du toit du réservoir magmatique à partir du 7 avril) soit accompagnée d'une augmentation des transferts thermiques vers le sommet du volcan.

L'étude de l'évolution des clusters, utile à la compréhension des mécanismes d'injection distale entre 2000 et 2008 et d'injection sommitale et proximale en 2007, se révèle également intéressante pour la compréhension des déformations qui ont précédé l'effondrement. L'évolution des clusters est corrélée à l'activité éruptive et à l'évolution structurale de l'édifice. Une telle approche des clusters nécessite néanmoins une extraction exhaustive de la sismicité, comme proposée dans l'annexe A.

Bibliographie

- Abchir, M. A. (1996). *Les cendres de Bellecombe : un événement explosif majeur dans le passé récent du Piton de la Fournaise*. Ph.D. thesis, Université de Paris VII.
- Aki, K. (1984). Evidence for Magma Intrusion During the Mammoth Lakes Earthquakes of May 1980 and Implication of the Absence of Volcanic (Harmonic) Tremor. *Journal of Geophysical Research*, **89**(B9), 7689–7696.
- Aki, K. and Ferrazzini, V. (2000). Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction. *Journal of Geophysical Research*, **105**(B7), 16,617–16,640.
- Aki, K. and Richards, P. (1980). *Quantitative Seismology : Theory and Methods, vol. I*. W.H. Freeman, New York, 557 pp.
- Ansari, A., Noorzad, A., and Zafarani, H. (2009). Clustering analysis of the seismic catalog of Iran. *Computers and Geosciences*, **35**, 475–486.
- Aoki, Y. and Ferrazzini, V. (2009). Temporal changes of seismic wavefield during the 2007 eruptions of Piton de la Fournaise, La Réunion island. In *American Geosciences Union Meeting Fall 2009*.
- Augier, A. (2008). *Caractérisation des déplacements liés à l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise (Réunion), analyse à partir de données d'interférométrie radar et modélisation*. Master's thesis, Université de Clermont-Ferrand II, ENS Cachan, Clermont-Ferrand, France.
- Bachèlery, P. (1981). *Le Piton de la Fournaise (île de la Réunion) étude volcanologique, structurale et pétrologique*. Ph.D. thesis, Université de Clermont-Ferrand II, Clermont-Ferrand, France.
- Bachèlery, P. (1999). *Le Fonctionnement des volcans boucliers*. Thèse d'HDR, Université de la Réunion, St Denis, France.
- Bachèlery, P. and Mairine, P. (1990). Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0,53 M.a. *Le volcanisme de la Réunion, Monographie, edited by J.-F. Lénat*, pages 213–242.

- Battaglia, J. (2001). *Quantification sismique des phénomènes magmatique sur le Piton de la Fournaise entre 1991 et 2000*. Ph.D. thesis, Université Paris 7 Denis Diderot.
- Battaglia, J., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Aki, K., and Cheminée, J. (2005). Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). *Geophysical Journal International*, **161**(2), 549–558.
- Bell, F. (2000). *Engineering Properties of Soils and Rocks*, volume 4th ed. Blackwell, London.
- Bernard, A. and Munsch, M. (2000). Were the Mascarene and Laxmi Basins (western Indian Ocean) formed at the same spreading centre? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **330**(11), 777–783.
- Birch, F. (1966). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 2. *Journal of Geophysical Research*, **66**, 2199–2224.
- Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Nercessian, A., and Ferrazzini, V. (2007). 3D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophysical Research Letters*, **34**(L02305).
- Bret, L., Join, J.-L., Legal, X., Coudray, J., and Fritz, B. (2003). Argiles et zéolites dans l'altération d'un volcan bouclier en milieu tropical (Le Piton des Neiges, La Réunion). *Comptes Rendus Geosciences*, **335**(14), 1031 – 1038.
- Carter, A., van Wyk de Vries, B., 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), 741–756.
- Catry, T. (2007). *Dynamique et impact des évènements de type pit-craters au Piton de la Fournaise*. Master's thesis, Université de Clermont-Ferrand II.
- Cayol, V. and Cornet, F. (1998). Three-dimensional modelling of the 1983-1984 eruption at Piton de La Fournaise Volcano, Reunion Island. *Journal of Geophysical Research*, **103**(B8), 18025–18037.
- Charvis, P., Laesanpura, A., Gallard, J., Hirn, A., Lépine, J.-C., B. De-Voogt, T. A. M., Hello, Y., and Pontoise, B. (1999). Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Réunion, from wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*, **104**(B2), 2875–2893.
- Chevalier, L. and Bachèlery, P. (1981). Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion - Océan Indien occidental. *Bulletin of Volcanology*, **44**(4), 723–741.

- Chevallier, L. and Verwoerd, W. (1988). A numerical model for the mechanical behavior of intraplate volcanoes. *Journal of Geophysical Research*, **93**(B5), 4182–4198.
- Chouet, B. and Julian, B. R. (1985). Dynamics of an Expanding Fluid-Filled Crack. *Journal of Geophysical Research*, **90**(B13), 11,187–11,198.
- Clarke, D., Townend, J., Savage, M., and Bannister, S. (2008). Seismicity in the Rotorua and Kawerau geothermal systems, Taupo Volcanic Zone, New Zealand, based on improved velocity models and cross-correlation measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **180**, 50–66.
- Courtillot, V., Besse, J., Vandamme, D., Jaegger, J., and Montigny, R. (1986). Decan trap volcanism as a cause of biologic extinctions at the Cretaceous-Tertiary boundary? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **303**(II), 863–868.
- Cuénot, O. (2003). *Les algorithmes de detection automatique d'ondes sismiques*. Master's thesis, Mémoire probatoire, Centre National des Arts et Métiers, Lyon, 9.
- de Saint-Vincent, J. B. (1804). *Voyage dans les quatre principales îles des Mers d'Afrique*. Paris, XIII.
- Deichmann, N. and Garcia-Fernandez, M. (1992). Rupture geometry from high-precision relative hypocenter location of microearthquake clusters. *Geophysical Journal International*, **110**(3), 501–517.
- Delorme, H., Bachelery, P., Blum, P., Cheminée, J., Delarue, J., Delmond, J., Hirn, A., Lepine, J., Vincent, P., and Zlotnicki, J. (1989). March 1986 eruptive episodes at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **36**(1-3), 199–208.
- Dieterich, J. and Decker, R. (1975). Finite elements modeling of surface deformation associated with volcanism. *Journal of Geophysical Research*, **80**, 4095–4102.
- Driad, L. (1997). *Structure profonde de l'édifice volcanique de La Réunion (océan Indien) par sismique réfraction et grand angle*. Ph.D. thesis, Université de Paris VII.
- Duncan, R. A. (1990). The volcanic record of Réunion hotspot. *Proc. ODP Sci. Res.*, **115**(3–10).
- Duputel, Z., Ferrazzini, V., Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., and Nercissian, A. (2008). Real Time Monitoring of Relative Velocity Changes Using Ambient Seismic Noise on the Piton de la Fournaise Volcano (La Reunion) from january 2006 to June 2007. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **184**(1-2), 164–174.

- Dvorak, J. (1992). Mechanism of explosive eruptions of Kilauea volcano, Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, **54**, 638–645.
- Everitt, B. S. (1974). *Cluster Analysis*. Heinemann Educational for Social Science Research Council, London.
- Famin, V., Welsch, B., Okumura, S., Bachèlery, P., and Nakashima, S. (2009). Three differentiation stages of a single magma at Piton de la Fournaise (Reunion hot-spot). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **10**(1), Q01007.
- Fedotov, S., Chirkov, A., Gusev, N., Kovalev, G., and Slezin, Y. (1980). The large fissure eruption in the region of Plosky Tobachik volcano in Kamchatka, 1975–1976. *Bulletin of Volcanology*, **43**, 47–60.
- Filson, J., Simkin, T., and Leu, L. (1973). Seismicity of caldera collapse : Galapagos Island, 1968. *Journal of Geophysical Research*, **78**, 8591–8621.
- Fremont, M.-J. and Malone, S. D. (1987). High Precision Location of Earthquakes at Mount St Helens, Washington. *Journal of Geophysical Research*, **92**(B10), 10223–10236.
- Fretzdorff, S., Stoffers, P., Devey, C. W., and Munsch, M. (1998). Structure and morphology of submarine volcanism in the hotspot region around Réunion Island, western Indian Ocean. *Marine and Petroleum Geology*, **148**, 39–53.
- Frohlich, C. (1979). An efficient method for joint hypocenter determination for large groups of earthquakes. *Computers and Geosciences*, **5**(3-4), 387–389.
- 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*. Ph.D. thesis, Université de Clermont-Ferrand II, France.
- 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*, **110**(B03206).
- Gailler, L.-S., Lénat, J.-F., Lambert, M., Levieux, G., Villeneuve, N., and Froger, J.-L. (2009). Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **184**, 31–48.
- Gallard, J., Driad, L., Charvis, P., Sapin, M., Hirn, A., Diaz, J., de Voogd, B., and Sachpazi, M. (1999). Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore-onshore seismic transect. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **104**(B2), 2895–2908.
- Geller, R. J. and Mueller, C. S. (1980). Four similar earthquakes in central California. *Geophysical Research Letters*, **7**(10), 821–824.

- Geshi, N., Shimano, T., Chiba, T., and Nakada, S. (2002). Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, **64**(1), 55–68.
- Gillot, P. and Nativel, P. (1989). Eruption history of the Piton de La Fournaise Volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, **36**, 53–55.
- Got, J.-L. and Okubo, P. (2003). New insights into Kilauea's volcano dynamics brought by large-scale relative relocation of microearthquakes. *Journal of Geophysical Research*, **108**(B7), 2337.
- Got, J.-L., Fréchet, J., and Klein, F. W. (1994). Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea. *Journal of Geophysical Research*, **99**(B8), 15375 – 15386.
- Got, J.-L., Okubo, P., Machenbaum, R., and Tanigawa, W. (2002). A Real-Time Procedure for Progressive Multiplet Relative Relocation at the Hawaiian Volcano Observatory. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**(5), 2019–2026.
- Grasso, J. and Bachèlery, P. (1995a). Hierarchical organisation as diagnostic approach to volcano mechanics : Validation on Piton de la Fournaise volcano. *Geophysical Research Letters*, **22**(21), 2897–2900.
- Grasso, J. R. and Bachèlery, P. (1995b). Hierarchical organization as diagnostic approach to volcano mechanics : validation on Piton de la Fournaise volcano. *Geophysical Research Letters*, **22**(21), 2897–2900.
- Gudmundsson, A. (1995). Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **64**, 1–22.
- Gudmundsson, A. (2004). Effects of Young's modulus on fault displacement. *Comptes Rendus Geosciences*, **336**, 85–92.
- Hansen, S., Schwartz, S., DeShon, H., and González, V. (2006). Earthquake Relocation and Focal Mechanism Determination Using Waveform Cross Correlation, Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **96**(3), 1003–1011.
- Hildreth, W. and Fierstein, J. (2000). Katmai volcanic cluster and the great eruption of 1912. *Geological Society of America Bulletin*, **112**(10), 1594–1620.
- Hirn, A., Lépine, J., 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), 89–104.

- Hurst, T., Bannister, S., Robinson, R., and Scott, B. (2008). Characteristics of three recent earthquake sequences in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Tectonophysics*, **452**(1-4), 17 – 28.
- Johnson, C. (1995). Earthworm : A Flexible Approach to Seismic Network Processing. *IRIS Newsletters*, **14**(2), 1–4.
- Join, J., Folio, J., and Robineau, B. (2005). Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **147**(1-2), 187–201.
- Julian, B. R. and Sipkin, S. A. (1985). Earthquake processes in the Long Valley Caldera area, California. *Journal of Geophysical Research*, **90**(B13), 11,155–11,169.
- Kanamori, H., Ekstrom, G., Dziewonski, A., Barker, J. S., and Sipkin, S. A. (1993). Seismic radiation by magma injection : An anomalous seismic event near Tori Shima, Japan. *Journal of Geophysical Research*, **98**(B4), 6511–6522.
- Kieffer, G. (1990). Grands traits morphologiques de l'île de La Réunion (Océan Indien). *Le Volcanisme de La Réunion, Monographie, edited by J.F. Lénat*, pages 75–114.
- Kikuchi, M., Yamanaka, K., and Kokestu, K. (2001). Source process of the long-period seismic pulses associated with the 2000 eruption of Miyake-jima volcano, and its implications. *Journal of Geography*, **110**(2), 204–216.
- Knopoff, L. and Randall, M. J. (1970). The compensated linear-vector dipole : A possible mechanism for deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, **75**(26), 4957–4963.
- Kumagai, H., Ohminato, T., Nakano, M., Ooi, M., Kubo, A., Inoue, H., and Oikawa, J. (2001). Very-Long-Period Seismic Signals and Caldera Formation at Miyake Island, Japan. *Science*, **293**(5530), 687–90.
- Labazuy, P. (1996). Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). In *McGuire, W. J., Jones, A. P., Neuberg, J. (Eds) Volcano Instability on the Earth and other Planets, Geological Society Special Publication*, **110**, 293–305.
- Labazuy, P. and Lénat, J. F. (1990). Recurrent landslides events on the east flank of Piton de la Fournaise volcano Réunion. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **71**(43), 1577.
- Lacroix, A. (1936). *Le Volcan actif de l'île de La Réunion et ses produits*. Gauthier Villars (ed) Paris.

- Lee, W. and Lahr, J. (1975). Hypo 71 (revised) : a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. Open file report, U.S. Geological Survey, Menlo Park, Calif.
- Lénat, J. and Bachèlery, P. (1990). Structure and dynamics of the central zone of Piton de la Fournaise volcano, in *Le Volcanisme de la Réunion. In : Lénat, J.-F. (Ed.), Le volcanisme de la Réunion — Monographie : Centre de Recherche en Volcanologie. Clermont-Ferrand, France, pages 257–296.*
- Lénat, J., Vincent, P., and Bachèlery, P. (1989). Sea-Beam mapping of the offshore continuation of an active basaltic volcano : Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean). Structural and geomorphological interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **36**(1-3), 1 – 36.
- Lenat, J., Bachelery, P., Bonneville, A., and Hirn, A. (1989a). 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**, 209–232.
- Lenat, J., Bachelery, P., Bonneville, A., Tarits, P., Cheminée, J., and Delorme, H. (1989b). The december 4th 1983 to february 18th 1984 eruption of Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island, Indian Ocean) : Description and interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **36**, 87–112.
- Lénat, J.-F., Fitterman, D., Jackson, D. B., and Labazuy, P. (2000). Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). *Bulletin of Volcanology*, **62**(2), 75–89.
- Lénat, J. F., Merle, O., and Lespagnol, L. (2009). La Réunion : An example of channeled hot spot plume. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **184**(1-2), 1–13.
- Lépine, J. (1987). *Répartition de la sismicité dans la zone d'extension de Djibouti (1972-1986). Relation entre activité sismique et éruptions volcaniques au Piton de la Fournaise (1985-1986)*. Ph.D. thesis, Université de Paris VI.
- 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**, 289–302.
- Longpré, M., Staudacher, T., and Stix, S. (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**, 511–525.

- Malengreau, B., Lénat, J.-F., and Froger, J.-L. (1999). Structure of Réunion Island Indian Ocean inferred from the interpretation of gravity anomalies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **88**, 131–146.
- 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*.
- Michon, L., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Bachèlery, P., and Marti, J. (2007). The April 2007 collapse of Piton de la Fournaise : a new example of caldera formation. *Geophysical Research Letters*, **34**.
- Michon, L., Cayol, V., Letourneur, L., Peltier, A., Villeneuve, N., and Staudacher, T. (2009). 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), 14–30.
- Michon, L., Massin, F., Ferrazzini, V., and Roult, G. (2010). Dynamics of caldera collapse on basaltic volcanoes.
- Mogi, K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surfaces around them. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, **36**, 99–134.
- Monteiller, V., Got, J.-L., Virieux, J., and Okubo, P. (2005). An efficient algorithm for double-difference tomography and location in heterogeneous media, with an application to the Kilauea volcano. *Journal of Geophysical Research*, **10**(B12306).
- Nagano, K., Niitsuma, H., and Chubachi, N. (1989). Automatic algorithm for triaxial hodogram source location in downhole acoustic emission measurement. *Geophysics*, **54**(4), 508–513.
- Nercessian, A., Him, 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), 123–143.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75**, 1135–1154.
- Paige, C. and Saunders, M. (1982). LSQR : Sparse Linear Equations and Least Squares Problems. *Transaction on Mathematical Software*, **8**(2), 195–209.
- Parsons, T., Thompson, G. A., and Cogbill, A. H. (2006). Earthquake and volcano clustering via stress transfer at Yucca Mountain, Nevada. *Geology*, **34**(9), 785–788.

- Peltier, A. (2007). *Suivi, modélisation et évolution des processus d'injections magmatiques au Piton de La Fournaise (Réunion)*. Ph.D. thesis, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, St Denis, France.
- 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, Réunion Island. *Geophysical Research Letters*, **32**(L22302).
- 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).
- Peltier, A., Famin, V., Bachèlery, P., Cayol, V., Fukushima, Y., and Staudacher, T. (2008a). 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), 180–188.
- Peltier, A., Staudacher, T., Bachèlery, P., and Cayol, V. (2008b). Formation of the April 2007 caldera collapse at Piton de La Fournaise volcano : Insights from GPS data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **184**, 152–163.
- 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**, 93–108.
- Pinel, V. and Jaupart, C. (2003). Magma chamber behavior beneath a volcanic edifice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **108**(B2), 2072.
- Poupinet, G., Ellsworth, W. L., and Fréchet, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets : an application to the Calaveras fault, California. *Journal of Geophysical Research*, **89**(B7), 5719–5731.
- Prôno, E., Battaglia, J., Monteiller, V., Got, J.-L., and Ferrazzini, V. (2008). 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), 49–62.
- Rançon, J. P., Lerebour, P., and Augé, T. (1989). The Grand Brule 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), 113–127.
- Reasenber, P. and Oppenheimer, D. (1985). *FPPFIT, FPPLLOT, and FPPAGE : FORTRAN computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions*. U.S. Geological Survey open-file report 85-739. U.S. Dept. of the Interior, Geological Survey.

- Roberts, R. G., Christoffersson, A., and Cassidy, F. (1989). Real-Time Event Detection, Phase Identification and Source Location Estimation Using Single Station Three-Component Seismic Data. *Geophysical Journal International*, **97**(3), 471–480.
- Roche, O., van Wyk de Vries, B., and Druitt, T. H. (January 2001). Sub-surface structures and collapse mechanisms of summit pit craters. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **105**(1-2), 1–18.
- Roman, D. (2005). Numerical models of volcanotectonic earthquake triggering on non-ideally oriented faults. *Geophysical Research Letters*, **32**, L02304.
- Rowe, C., Thurber, C., and White, R. (2004). Dome growth behavior at Soufriere Hills Volcano, Montserrat, revealed by relocation of volcanic event swarms, 1995 – 1996. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **134**, 199–221.
- Rowe, C. A. (2000). *Correlation-Based Phase Pick Correction and Similar Earthquake Family Identification in Large Seismic Waveform Catalogue*. Ph.D. thesis, New Mexico Institute of Mining and Technology.
- Rowe, C. A., Aster, R. C., Phillips, W. S., Jones, R. H., Borchers, B., and Fehler, M. C. (2002). Using Automated, High-precision Repicking to Improve Delineation of Microseismic Structures at the Soultz Geothermal Reservoir. *Pure and Applied Geophysic*, **159**, 563–596.
- Rubin, A. (2002). Using Repeating Earthquakes to Correct High-Precision Earthquake Catalogs for Time-Dependent Station Delays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**(5), 1647–1659.
- Rubin, A. M. (1995). Propagation of magma-filled cracks. *Earth and Planetary Science Letters, Annu. Rev.*, **23**, 287–336.
- Saint-Ange, F. (2009). *La sédimentation volcanoclastique en contexte de point chaud (île de La Réunion, Océan Indien)*. Ph.D. thesis, Université de La Réunion, Saint Denis.
- Sapin, M., Hirn, A., Lépine, J.-C., and Nercessian, A. (1996). Stress, failure and fluid flow deduced from earthquakes accompanying eruptions at Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **Volume 70**(3-4), 145–167.
- Sigmundsson, O., Condomines, M., and Bachèlery, P. (2005). Magma residence time beneath the Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island, from U-series disequilibria. *Earth and Planetary Science Letters*, **234**, 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), 533–536.
- Simkin, T. and Howard, K. A. (1970). Caldera collapse in the Galápagos Islands, 1968. *Science*, **169**, 429–437.
- Slunga, R., Rognvaldsson, S. T., and Bodvarsson, R. (1995). Absolute and relative locations of similar events with application to microearthquakes in southern Iceland. *Geophysical Journal International*, **123**(2), 409–419.
- Staudacher, T. and Allègre, C. (1993). Ages of the second caldera of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) determined by cosmic ray produced ^3He and ^{21}Ne . *Earth and Planetary Science Letters*, **119**(3), 395–404.
- Staudacher, T., Ferrazzini, V., Peltier, A., Kowalski, P., Boissier, P., Catherine, P., Lauret, F., and Massin, F. (2008). The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Reunion Island, Indian Ocean). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **184**, 126–137.
- Uhira, K., Baba, T., Mori, H., Katayama, H., and Hamada, N. (2005). Earthquake swarms preceding the 2000 eruption of Miyakejima volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, **67**, 219–230.
- 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**(L 22318).
- Voogd, B. D., Palomé, S. P., Gallart, A. H. P. C. J., Rousset, D., Danobeitia, J., and Perroud, H. (1999). Vertical movement and material transport during hotspot activity : Seismic reflexion profiling offshore La Réunion. *Journal of Geophysical Research*, **104**(B2), 2855–2874.
- Waldhauser, F. (2001). hypoDD – A Program to Compute Double-Difference Hypocenter Locations. Open File Report 01-113, U.S. Geological Survey, U.S. Geol. Survey; 345 Middlefield Rd, MS977; Menlo Park, CA 94025; felix@andreas.wr.usgs.gov.
- Waldhauser, F. and Ellsworth, W. (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm : Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**(6), 1353–1368.
- Welsch, B., Faure, F., Bachèlery, P., and Famin, V. (2009). Microcrysts record transient convection at Piton de la Fournaise volcano (La Réunion hotspot). *Earth and Planetary Science Letters*, **Accepted**.
- Zhang, H. and Thurbe, C. (2003). Double-difference tomography : the method and its application to the Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93**, 1875–1889.

Zhizhin, M., Rouland, D., Bonnin, J., Gvishiani, A., and Burtsev, A. (2006). Rapid estimation of earthquake source parameters from pattern analysis of waveforms recorded at a single 3-component broad-band station (Port Vila, Vanuatu). *Bulletin of the Seismological Society of America*, **96**(6), 2329–2347.

Septième partie

Annexe 1 : Application à la surveillance en temps réel

Annexe A

Méthode

Le dépouillement automatisé des signaux sismiques est un challenge important de la volcano-sismologie (Zhizhin *et al.*, 2006). Beaucoup de méthodes ont déjà été proposées, Cuénot (2003) donne un inventaire exhaustif des méthodes de détection de phases par l'analyse de l'énergie¹, par des méthodes autoregressives² ou grâce aux réseaux de neurones³. L'apport du clustering partitionné par rapport à ces méthodes réside dans le fait que le clustering permet de représenter la chronologie des clusters et de visualiser directement les changements de sources sismiques, qui pourraient être corrélés aux changements de dynamique éruptive. L'interprétation d'une crise sismique (contenant plusieurs séismes par minute) peut être facilitée par les méthodes de clustering utilisées dans les précédents chapitres. Mais le clustering est un traitement qui doit faire suite à une détection des séismes. L'algorithme proposé pour une application en temps réel se divise en deux grandes étapes. La première est l'estimation des temps d'arrivée d'ondes P et S et le fenêtrage des signaux grâce à la Component Energy Comparison Method (CECM Nagano *et al.*, 1989) qui a déjà été utilisée par Roberts *et al.* (1989) et Zhizhin *et al.* (2006). La seconde étape consiste à regrouper les formes d'ondes en clusters et à les pointer par similarité en améliorant le jeu de clusters à chaque itération. Cet algorithme est conçu pour être réitéré régulièrement avec de nouvelles données pour élargir à chaque itération le jeu de clusters, avec un pas de temps suffisamment court pour la surveillance volcanique. Nous proposons aussi des solutions pour la localisation et la relocalisation des sources des clusters en temps réel.

A.1 Données

Le but de ce travail est d'adapter notre méthode de traitement des séismes aux données produites en temps réel par le serveur de signaux *Earthworm*. A l'*OVPF*,

-
1. comparaison de la moyenne de valeur efficace à court terme avec la moyenne à long terme
 2. consiste en la modélisation des signaux enregistrés, l'arrivée d'une onde est reconnue lors d'un changement de modèle
 3. capable des détecter des irrégularités dans une série de données et de les interpréter grâce à un apprentissage préalable

Earthworm produit entre autres, des fichiers de données sismiques continues au format *SAC* et des fichiers de déclenchements avec l'enregistrement de séismes au format *AH*. Notre algorithme est capable d'utiliser les deux types de données mais il est préférable d'utiliser uniquement les déclenchements en *AH* pour économiser le temps de calcul. Nous proposons d'estimer automatiquement et précisément les temps d'arrivée d'ondes P et S. Cet objectif permet de s'affranchir des fichiers de pointés manuels pour le clustering des séismes. Cependant, la qualité indiscutable des pointés manuels est préférable pour les séismes maîtres, qui sont utilisés pour les pointés par similarité des séismes mineurs. Nous détaillons l'utilisation de ces pointés dans la partie A.3.1.

A.2 Détection

A.2.1 Pointé de phase

La détection et l'estimation des temps d'arrivées des ondes P et S, utilise la Component Energy Comparison Method (CECM Nagano *et al.*, 1989) modifiée par Zhizhin *et al.* (2006). Cette méthode est bâtie sur un concept simple. Les déplacements de particules générés par une onde P se produisent le long d'une direction préférentielle, sans aucun déplacement dans le plan orthogonal à cette direction. Ainsi une corrélation de l'énergie dissipée dans la direction de l'onde P avec l'énergie dissipée dans les autres directions tend vers zéro. Dans le cas du mouvement aléatoire d'un bruit (champs d'ondes diffus), l'énergie dissipée dans toutes les directions est, en moyenne, équivalente. La corrélation de l'énergie dissipée sur les composantes horizontales avec la verticale est donc proche de 1. A l'inverse des ondes P, les déplacements de particules générés par une onde S se produisent préférentiellement dans le plan orthogonal à la direction d'onde P. Une décorrélation des énergies dissipées peut donc aussi s'observer à l'arrivée d'une onde S. La figure A.1 illustre les décorrélations observables à l'arrivée d'une onde P et S. L'énergie dissipée sur la composante x à l'instant t dans l'intervalle de temps τ est définie par l'équation A.1. La corrélation de l'énergie dissipée sur la composante verticale avec les composantes horizontales ($R(t, T)$) met en évidence, pour chaque séisme, une onde P, à incidence verticale, puis une onde S (figure A.1). Le coefficient de corrélation $R(t, T)$ entre l'énergie de la composante verticale (z) et les composantes horizontales (x et y) est défini par l'équation A.2, en fonction de $R_{xz}(t, T)$ défini dans l'équation A.3. $R_{yz}(t, T)$ est donnée par cette même équation A.3, en remplaçant x par y .

$$E_x(t) = \sum_{i=t-\tau}^t x^2(i) \quad (\text{A.1})$$

$$R(t, T) = R_{xz}(t, T)R_{yz}(t, T) \quad (\text{A.2})$$

$$R_{xz}(t, T) = \frac{\sum_{i=t}^{t+T} E_x(i)E_z(i)}{\sqrt{\sum_{i=t}^{t+T} E_x^2(i) \sum_{i=t}^{t+T} E_z^2(i)}} \quad (\text{A.3})$$

Le choix des fenêtres T et τ , doit respecter la condition $T \ll \tau$, nécessaire à la détection d'onde de période supérieure à T (< 20 Hz). Pour détecter les arrivées des ondes P et S, nous avons choisi de calculer l'énergie sur une fenêtre glissante de 2 secondes ($\tau = 200$ points, équation A.1) et de calculer les corrélations d'énergie sur une fenêtre glissante de 0,05 secondes ($T = 5$ points, équation A.2).

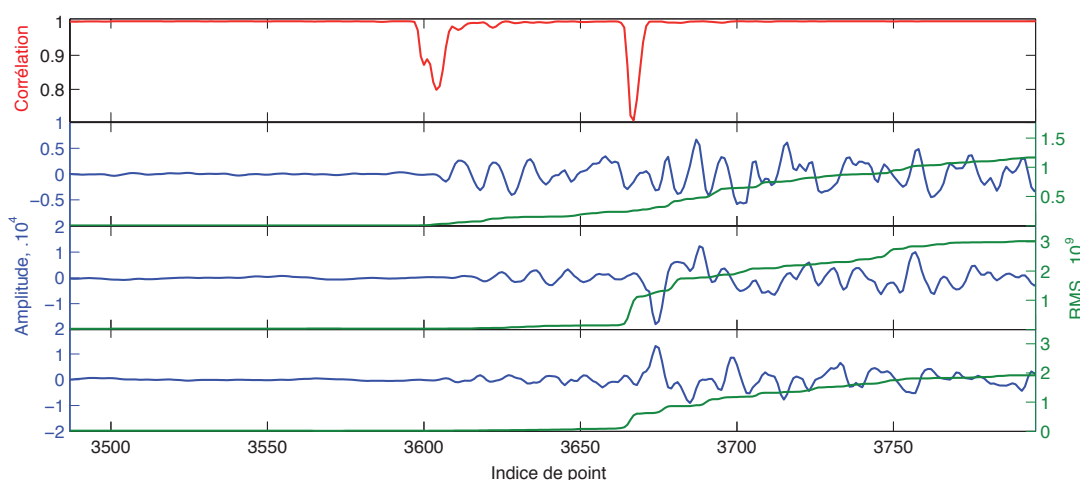


FIGURE A.1 – Principe de la CECM

De haut en bas, en bleu : signaux bruts de **bor** sur les composantes Z, E-W et N-S (voir la partie 5.1 pour les caractéristiques de **bor**). Vert : énergie calculée avec l'équation A.1 sur chaque composante. En haut et en rouge : corrélation des énergies dissipées (équations A.2 et A.3) montrant deux décorrélations à l'arrivée de l'onde P et de l'onde S.

A.2.2 Filtrage

Le filtrage est particulièrement important pour les signaux acquis par des capteurs large-bande (telles que **SNE**, **FJS** et **FOR** sur la figure 5.1). La figure A.2A montre que la corrélation de composante ne permet pas de détecter l'arrivée d'onde P avec des signaux d'une station large-bande telle que **FJS**. L'énergie dissipée à basse fréquence est supérieure à l'énergie dissipée par les séismes de faible magnitude. Le but du filtrage est de diminuer l'amplitude du bruit basse fréquence (< 1 Hz) et anthropique (> 15 Hz, un hélicoptère génère un bruit entre 17 et 20 Hz). Ces signaux masquent l'énergie dissipée par les séismes (figure A.2A) et peuvent générer des détections indésirables. Nous utilisons un filtre à réponse impulsionnelle finie (sans déphasage) passe-bande entre 2 et 12 Hz (sans déphasage). La figure A.2B

montre que le filtrage permet d’observer des décorrélations de plus grande amplitude que celles calculées à partir des signaux bruts. Ce filtrage a donc été appliqué sur tous les signaux avant d’effectuer les calculs d’énergie.

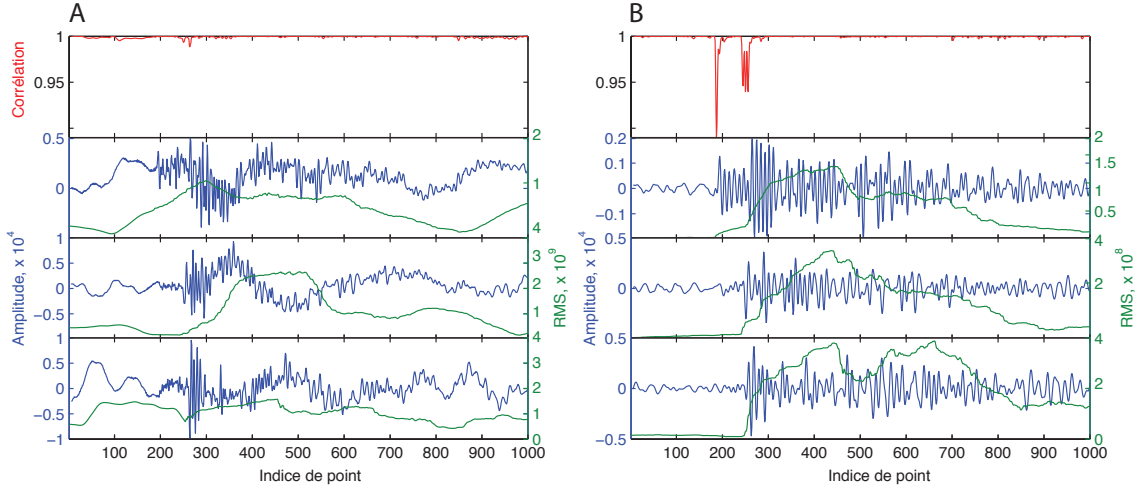


FIGURE A.2 – Influence du filtrage

*A et B sont identiques à la figure A.1, avec des signaux acquis par la station **FJS** (voir la partie 5.1 pour les caractéristiques de **FJS**). A : signaux bruts de **FJS**. B : signaux filtrés de **FJS** avec un filtre passe-bande entre 2 et 12 Hz. Les signaux filtrés permettent une décorrélation plus marquée à l’arrivée des ondes P et S.*

A.2.3 Estimation de pointés P et S

L’estimation des temps d’arrivée sur chaque station sert d’une part à extraire une fenêtre de signal sur chaque composante et constitue, d’autre part, un catalogue. Ce catalogue est ensuite organisé pour rassembler les pointés d’un même séisme sur chaque station. Cette méthode permet d’estimer à la fois des temps d’arrivée d’ondes P et d’ondes S. La détection d’une onde P est déclenchée lorsque la corrélation d’énergie est inférieure à 0,98. La détection d’une onde S est déclenchée lorsque la corrélation d’énergie est inférieure à 0,99. La figure A.1 et la figure A.3 montrent qu’un pic de décorrélation a une durée minimale de 0,1 seconde, soit $2T$ (T étant la fenêtre de corrélation). Le pointé est donc placé au minimum local atteint pendant une période de 0,1 seconde après le déclenchement. Afin de discerner une décorrélation due à l’arrivée d’une onde P de celle générée par une onde S, le rapport moyen des énergies dissipées sur la composante verticale et les composantes horizontales est étudié. La figure A.3 montre qu’une onde P peut être identifiée lorsque le rapport d’énergie $\frac{E_x + E_y}{2 \cdot E_z}$ est inférieur à 1 et qu’une onde S peut être identifiée lorsque ce rapport est supérieur à 1.

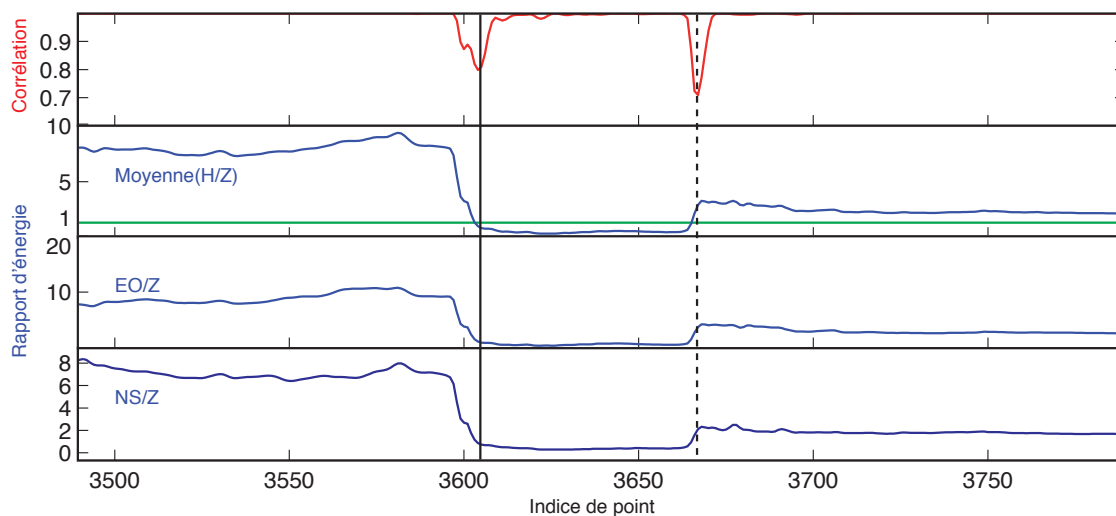


FIGURE A.3 – Identification d'onde P et S

Rapport des énergies affichées dans la figure A.1 (avec des signaux acquis par la station *bor*). Rouge : la corrélation d'énergie montre deux décorrélation. Bleu en bas : rapport d'énergie dissipée sur la composante nord-sud par rapport à la composante verticale. Bleu au milieu : rapport d'énergie dissipée sur la composante est-ouest par rapport à la composante verticale. Bleu en haut : rapport d'énergie moyen. Barre noire continue : le rapport d'énergie moyen est inférieur à 1, la décorrélation correspond donc à une arrivée d'onde P sur la composante verticale. Barre noire pointillée : le rapport d'énergie moyen est supérieur à 1, la décorrélation correspond donc à une arrivée d'onde S sur les composantes horizontales.

Il est cependant impossible d'estimer correctement une onde S arrivant moins de $2T$ après l'onde P. Si T est fixée à 0,05 s, la profondeur minimum des séismes étudiés est de 0,2 km⁴. Cette limitation n'est pas gênante car un tel cas ne se présente que si la sismicité est très superficielle. Lorsqu'un pointé de phase S est estimé, il est rattaché au pointé de la phase P le précédant, pour que les deux pointés de phase sur une même station soit manipulés ensemble lors de l'assemblage des pointés d'un même séisme.

A.2.4 Assemblage de pointés

Le catalogue de pointés de phase est utilisé pour rassembler les pointés d'un même séisme. Il contient tous les pointés des deux dernières minutes courantes. Le premier des pointés du catalogue sert de référence pour la recherche de tous les pointés à associer au même séisme. Les pointés sont sélectionnés de proche en proche, en utilisant une seule fois chaque station. Les pointés sélectionnés pour un même séisme sont recherchés dans une fenêtre de 4 secondes après le premier pointé.

4. Dans un modèle de vitesse homogène $t_p = t_0 + \frac{d}{V_p}$ (t_p temps d'arrivée de l'onde P, d distance hypocentrale et V_p vitesse des ondes P) et $t_s = t_0 + \frac{d}{V_s}$. Ainsi, si $\frac{1}{V_s} - \frac{1}{V_p} = 0,785$ alors $d = \frac{t_s - t_p}{0,785}$.

La figure A.4 montre que cette fenêtre (représentée par le cadre vert) est suffisante pour rassembler les pointés de phase sur les stations sommitales et celles de l'Enclos Fouqué. Cette fenêtre de 4 secondes permet aussi de considérer les pointés de phase de la station **RMR**, qui est la plus excentrée du réseau mais qui est très utile pour la localisation de la sismicité profonde. La cohérence des temps d'arrivée de phase n'est pas vérifiée, ce qui pourrait constituer une future amélioration⁵. Lors d'une crise sismique cette limitation est gênante dans le cas de deux séismes enregistrés à moins de 4 secondes d'intervalle, uniquement dans le cas où une station n'est pas pointée pour le premier séisme et correctement pointée pour le second.

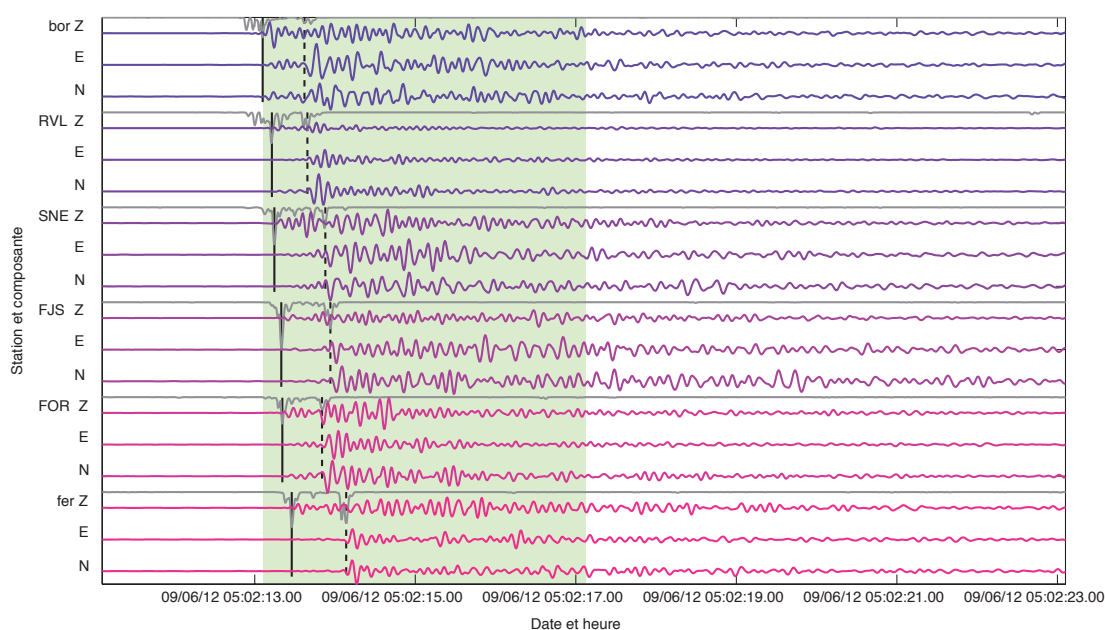


FIGURE A.4 – Assemblages des pointés

Gris : corrélation d'énergie sur les stations 3 composantes du réseau sismologique de l'OVPF. Noire : pointés d'onde P. Noire pointillé : pointé d'onde S. Cadre vert : fenêtre dans laquelle sont recherché des pointés pour le séisme détecté le 12 juin 2009 à 5h02 13.1 s par la station **bor**.

5. **Earthworm** est capable de faire cette vérification, à partir de ses propres estimations de pointés, en testant des positions d'hypocentre dans un maillage simplifié. Nous proposons une autre méthode : la matrice de répartition des énergies (une colonne par station, une ligne par point échantillonné) pourrait être inter-corrélée avec les matrices d'énergie d'un catalogue de séisme pré-localisés. La localisation du séisme le mieux corrélé au séisme courant pourrait être retenue, un catalogue exhaustif des localisations pré-établies permettrait ainsi de vérifier la cohérence des pointés.

A.3 Clustering

Le principe du clustering utilisé en temps réel est le même que dans la partie 6. Les clusters créés par notre méthode de partitionnement peuvent être actualisés avec de nouvelles données. Les séismes détectés sont donc utilisés pour le clustering. Ils sont inter-corrélés aux séismes maîtres des clusters connus pour y être ajoutés éventuellement ou pour créer de nouveaux clusters. Les séismes sont regroupés en clusters au delà d'un seuil de coefficient d'inter-corrélation de 0,87. Les clusters sont optimisés pour regrouper le plus de séismes possibles ce qui permet de minimiser le nombre de séismes maîtres.

A.3.1 Pointés des séismes maîtres

Les pointés de phases des séismes maîtres définis pour chaque cluster sont utilisés pour pointer tous les séismes des clusters comme dans la partie 6.6. Les pointés CECM sont donc corrigés par les pointés par similarité. Cependant, les pointés CECM sont uniquement réalisés sur les stations 3 composantes. Pour les stations à composante verticale, il est donc souhaitable d'ajouter des pointés réalisés manuellement aux fichiers de pointés de chaque séisme maître. L'impossibilité de pointer ces stations mono-composantes est la principale limitation de notre méthode. Cependant, les réseaux sismologiques modernes sont de mieux en mieux instrumentés et le réseau de l'OVPF compte, en 2009, neuf stations 3 composantes permanentes et quatorze ont été installées dans le cadre de l'ANR *Under Volc.*

A.3.2 Catalogue de relocalisation

L'approche utilisée pour relocaliser la sismicité entre 2000 et 2008 (partie 7.2) passe par une localisation préliminaire de tous les séismes des clusters. Les temps origines des localisations préliminaires sont utilisés pour calculer des différences de temps de trajet et les localisations a priori sont les hypocentres de départ de la relocalisation. Notre algorithme a été conçu pour que les séismes soit individuellement localisés à partir de leur fichier de pointés automatiques. Les différences de temps de trajet sont calculées pour chaque paire de séismes, avec deux hypocentres localisés indépendamment. Ce schéma peut induire de mauvaises localisations des séismes mineurs. Nous proposons de nous servir uniquement de la localisation du séisme maître, et d'attribuer la position de son hypocentre aux séismes sous-maîtres et mineurs du même cluster. Cette méthode permet de localiser uniquement le séisme maître et de relocaliser un cluster en respectant l'hypothèse que tous les séismes du cluster et le séisme maître sont issus de la même source. Sur la figure A.5, les distances station-hypocentre du séisme maître et ses temps d'arrivée sont utilisés pour représenter l'hodochrone "maîtresse". Les distances station-hypocentre du séisme maître et les temps d'arrivée du séisme mineur sont utilisées pour représenter l'hodochrone "mineure". L'hodochrone "mineure" a été décalée de 0,01 s, par inter-corrélation,

pour correspondre au mieux à l'hodochrone "maîtresse". La localisation du séisme maître indique que son temps origine était le 2001/09/18 à 23h21 52.03s soit 0,15 s avant l'arrivée de l'onde P sur *dsr* (croix verte sur la figure A.5). L'origine du séisme mineur est donc 0,16 s avant le pointé de son onde P sur *dsr*. Ce pointé étant le 01/09/21 à 00h47 03,82s, le temps origine du séisme mineur extrait est le 01/09/21 à 00h47 03,66s. Une localisation, a posteriori, de ce séisme mineur confirme précisément ce temps origine. Cette méthode permet de gagner un temps considérable lors des localisations et réduit la dispersion des relocalisations d'hypocentres au sein d'un cluster. Dans le schéma classique de la relocalisation, les séismes d'un même cluster sont rapprochés les uns des autres, en fonction de leurs différences de temps de trajets, à partir de localisation a priori. Eventuellement, ce rapprochement échoue lors de localisation a priori trop éloignées. Au contraire, dans le schéma que nous proposons, les séismes d'un même cluster seront déployés en fonction de leur différence de temps de trajet par rapport à une position optimale, celle du séisme maître.

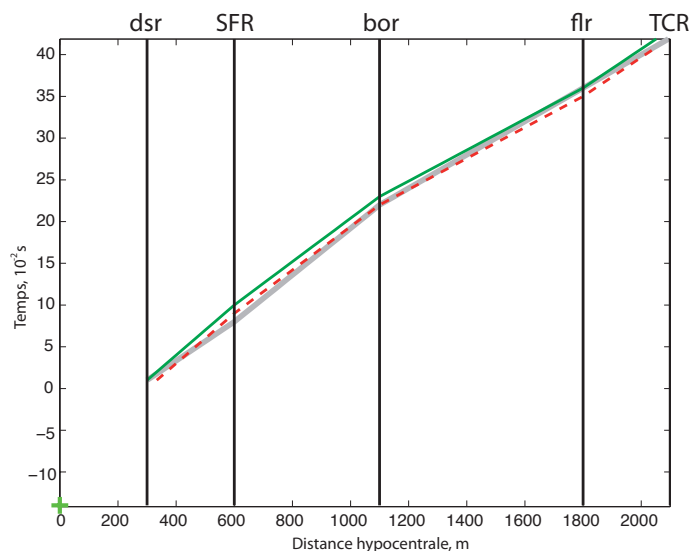


FIGURE A.5 – Extrapolation de l'origine d'un séisme mineur

*Temps d'arrivée d'ondes P en fonction de la distance hypocentrale pour deux séismes d'un même cluster. Les temps sont indiqués en centième de seconde à partir de la première arrivée, sur *dsr*. Gris : hodochrone de l'onde P de l'événement maître enregistré le 2001/09/18 à 23h21 52.18s sur *dsr*. Vert : hodochrone de l'onde P de l'événement mineur enregistré le 2001/09/21 à 00h47 03.82s sur *dsr*. Rouge : l'hodochrone mineure a été inter-corrélée et décalée pour correspondre au mieux avec l'hodochrone "maîtresse" (décalée dans le domaine temporel). L'hodochrone "mineure" a été décalée de 0.01 s.*

Annexe B

Application à avril 2007

Notre algorithme a été testé sur la période du 30 mars au 8 avril 2007. Cette période comprend l'effondrement du Dolomieu (du 5 au 8 avril 2007) et la crise sismique qui l'a précédé. Cette crise sismique a été exceptionnellement intense. Notre étude de la sismicité de l'année 2007 proposée à la partie 9.6.2 comptait 181 séismes pendant cette période. Cependant, l'OVPF a comptabilisé 1378 séismes volcanotectoniques du 30 mars 2007 au 4 avril à 6h40. Une grande partie des séismes n'a donc pas été étudiée en raison de l'intensité de cette crise. Notre approche de cette crise sismique consiste à détecter et à construire des clusters de forme d'ondes à partir des données continues (les fichiers *SAC*) enregistrées par la station *bor*.

B.1 Détection et clustering

Notre algorithme nous a permis de détecter 1026 séismes. 563 de ces déclenchements ont pu constituer 216 clusters. La figure B.1B montre chaque détection en fonction du temps. La figure B.1C montre les séismes qui ont pu constituer des clusters, ces clusters ayant été vérifiés manuellement. La crise sismique du 30 mars est accompagnée d'une sismicité profonde. Cette sismicité profonde ne s'est pas poursuivie après l'effondrement. L'intensification de la sismicité entre le 31 mars et le début de l'éruption du 2 avril à 6h00 se fait au dessus du niveau de la mer. Le début de l'éruption distale du 2 avril est marqué par une baisse de sismicité qui reprend à la fin de la journée. Cette baisse de la sismicité est synchrone d'un premier trémor qui apparaît autour de 2,5 Hz. Il laisse place en fin de journée à un second trémor autour de 1 Hz qui s'intensifie jusqu'à l'effondrement du Dolomieu le 5 avril à 20h48. Le nombre de ces détections semble corrélé avec l'intensité du trémor jusqu'au 4 avril à 18h. Il s'ensuit un paroxysme du trémor et une nouvelle baisse de la sismicité détectée. Il est possible que l'intensité du trémor empêche des décorrélation correctes à l'arrivée d'onde P. Les premières 14 heures de l'effondrement du Dolomieu ne génèrent que très peu de séismes détectables avec notre méthode. A partir du 6 avril, la sismicité reprend avec une intensité inférieure au niveau atteint le 4 avril. Par ailleurs, nous avons observé qu'aucun des événements sismiques de fin de cycle décrit par Staudacher *et al.* (2008) n'a été détecté par notre méthode. Ces

événements ne présentent pas de répartition d'énergie caractéristique de l'arrivée d'une onde P.

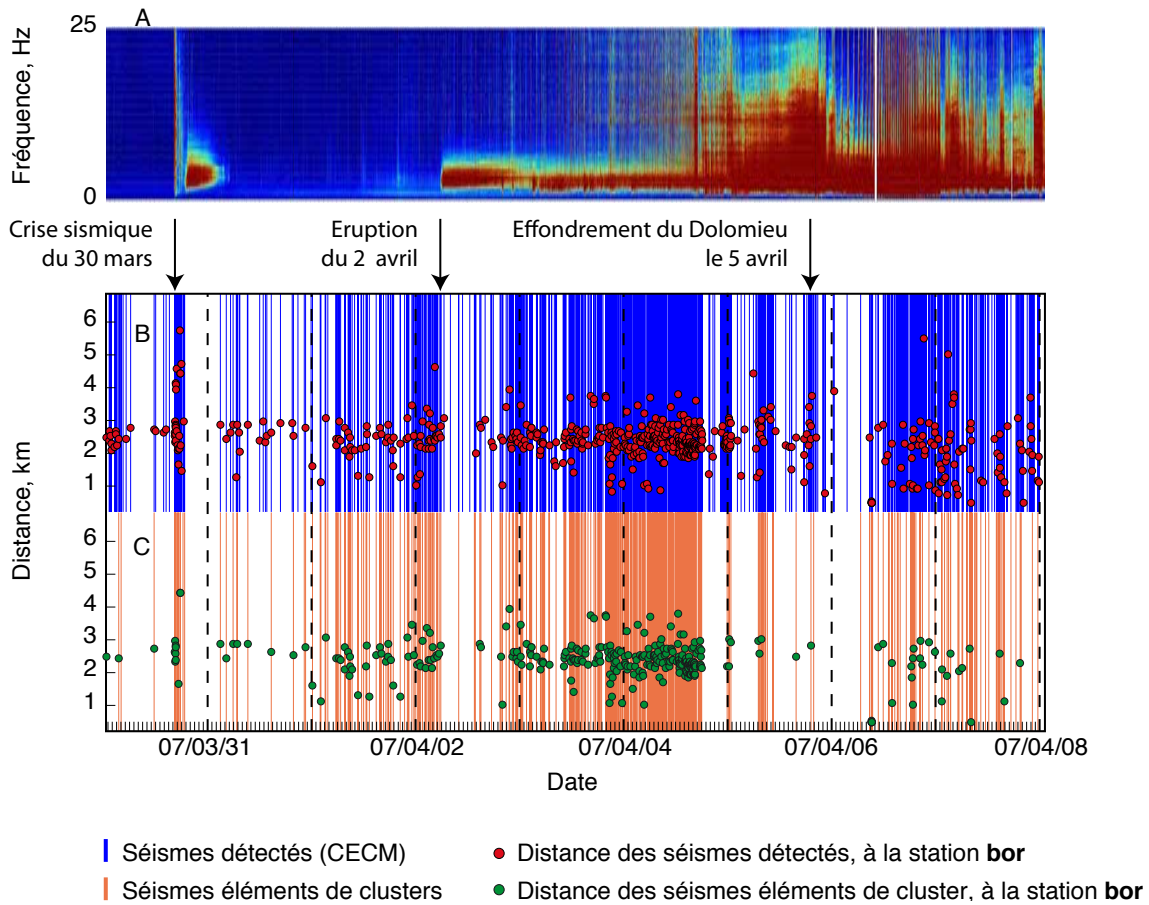


FIGURE B.1 – Détections d'onde P et S du 30 mars au 8 avril 2007

A : spectrogramme de la composante horizontale de la station **bor**. *B* : une ligne verticale bleue est tracée pour symboliser le temps d'arrivée de l'onde P de chaque détection, dans le cas où une onde S a aussi été pointée, un point est affiché pour la distance à la station **bor** calculée à partir du temps S-P ($d = 4,87.(t_s - t_p)$). *C* : idem à B, pour des séismes éléments de clusters.

B.2 Résultats du clustering

Les clusters montrent sur la figure B.2 que la sismicité de la crise sismique du 30 mars est différente de celle qui a directement précédé l'effondrement (les clusters de mars ne se prolongent pas en avril). Dès le 31 mars, une nouvelle sismicité apparaît. Le 1^{er} avril, les clusters ont une durée de plusieurs jours, jusqu'au 3 avril. Ces clusters semblent associés à l'ouverture de la fissure éruptive du 2 avril et au trémor de 2,5 Hz décrit précédemment. A partir du 3 avril, un troisième type de cluster apparaît et se prolonge du 3 au 4 avril à 15h. Ces clusters sont très nom-

breux et contiennent la majeure partie des séismes de cette étude. De 15h à 18h, 20 clusters se succèdent avec des durées très courtes mais ce sont aussi ceux qui contiennent le plus de séismes. Du 3 avril au 4 avril à 18h, les clusters sont d'une durée plus grande, témoignant d'une sismicité en partie constante qui accompagne la période d'intensification du second trémor décrit autour de 1 Hz. Une quatrième période du 4 avril à 18h au 6 avril à 10h, se distingue avec des clusters de durée croissante. L'un d'eux est atypique car il contient un séisme de la troisième période. Ces clusters sont synchrones du paroxysme du trémor. Ainsi, l'augmentation d'amplitude impressionnante du trémor s'est fait après la relaxation des contraintes lors de la période précédente, sans changement majeur de structure ou du champ de contraintes. Cependant, cette période est marquée par le début de l'effondrement du Dolomieu et après cet effondrement, le 6 avril à 10h, intervient une transition de clusters vers une nouvelle sismicité. Cette transition se termine le 6 avril à 23h, et laisse place à des clusters dont les durées augmentent progressivement. La transition est accompagnée par une accélération du mécanisme d'effondrement du Dolomieu (Staudacher *et al.*, 2008; Michon *et al.*, 2007). La sismicité souligne alors un changement de source sismique qui doit être associé à un changement de structure. Toute la chronologie des clusters est parfaitement corrélée à l'évolution de l'énergie cumulée libérée par la sismicité (figure B.2 axe de droite). L'apparition de nouveaux clusters est synchrone des ruptures de pentes de l'évolution de cette énergie. Chaque source identifiée a donc une capacité de relaxation finie.

B.3 Apport des déterminations de source

Parmi les séismes éléments de cluster dans cette étude, 208 séismes ont déjà été relocalisés et 67 d'entre eux ont pu être déterminés dans notre étude de la partie 9.6.2. Dans ces déterminations, on compte 6 failles normales et 61 CLVD compressifs. Les CLVD compressifs apparaissent dès le 30 mars et jusqu'au 6 avril, entre 0,3 et 0,8 km sur la figure B.3 (des couleurs noire à orange). Cette activité sismique sommitale accompagne l'éruption du 30 mars, celle du 2 avril et l'augmentation de l'amplitude du trémor. Une des failles normales apparaît dès le 4 avril avec une orientation NO-SE. Les autres failles normales apparaissent dans la dernière transition décrite précédemment, à partir du 6 avril à 10h (en orange et jaune sur la figure B.3). Ces dernières sont plus nombreuses, ont une orientation commune N-S et sont relocalisées autour d'une altitude de 0,5 km. On peut noter que les sources de la dernière période dans l'étude de 2007 (partie 9.6.2) sont elles aussi, des failles normales N-S, relocalisées autour de 0,3 km. Les ouvertures des fissures éruptives de mars et avril sont donc accompagnées de brusques diminutions de volume dans des fissures verticales remplies de magma. Ce type de sismicité a été détaillé dans la partie 9.6.2. La transition des clusters du 6 avril est caractérisée par l'effondrement en faille normale N-S de la zone des CLVD.

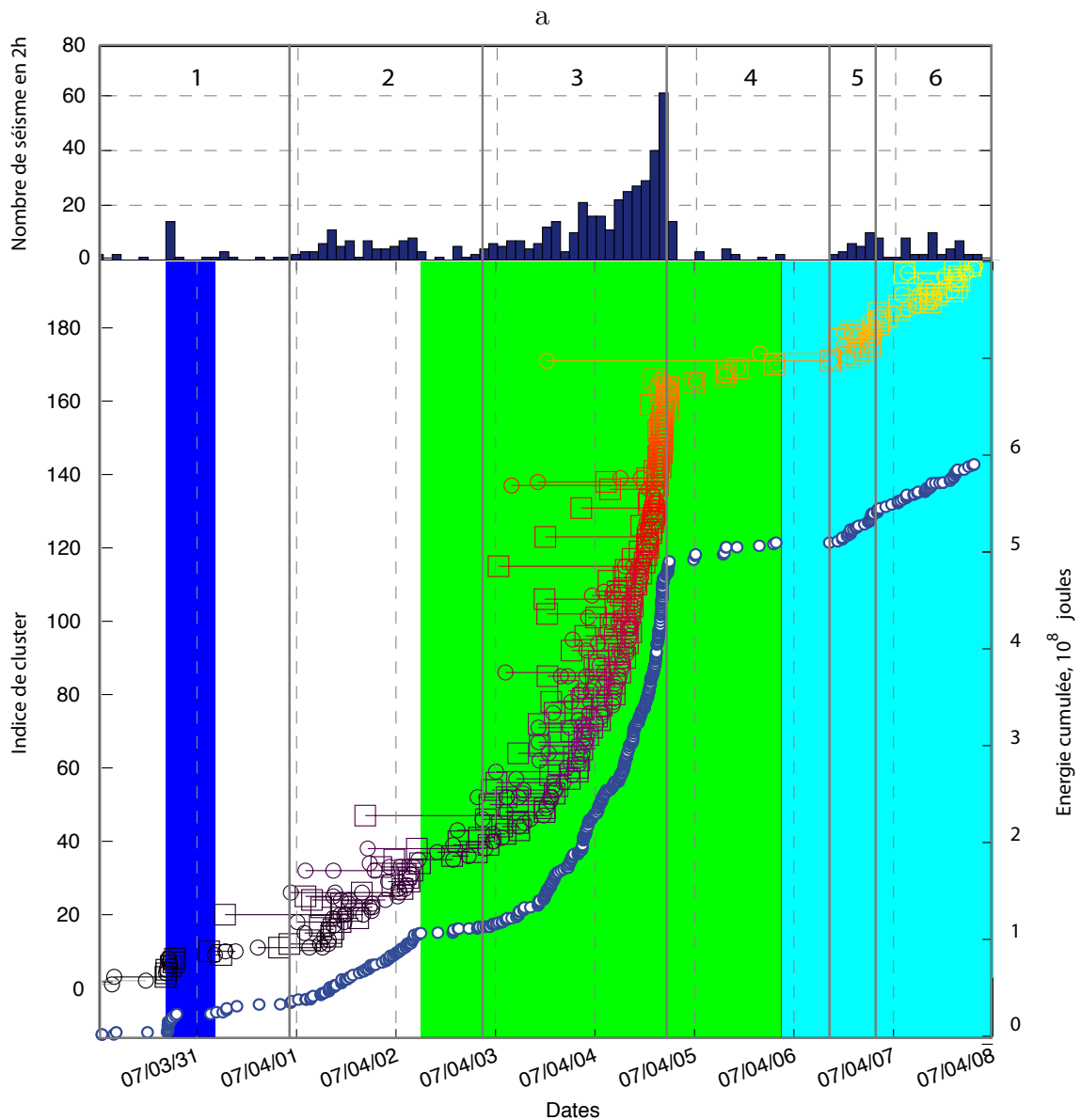


FIGURE B.2 – Evolution des clusters avant l’effondrement du Dolomieu

Haut : nombre de séismes éléments de cluster toutes les 2 heures. Axe de gauche : dendrogramme de l’évolution des clusters. Axe droite : énergie cumulée des séismes éléments de cluster.

Dans la discussion 16, nous avons montré à partir de cette brève étude, que la chronologie des clusters est corrélée à l’évolution du trémor éruptif et au comportement mécanique du volcan (illustré par les déformations). Cependant, cette approche de la sismicité et ses applications peuvent encore être développés.

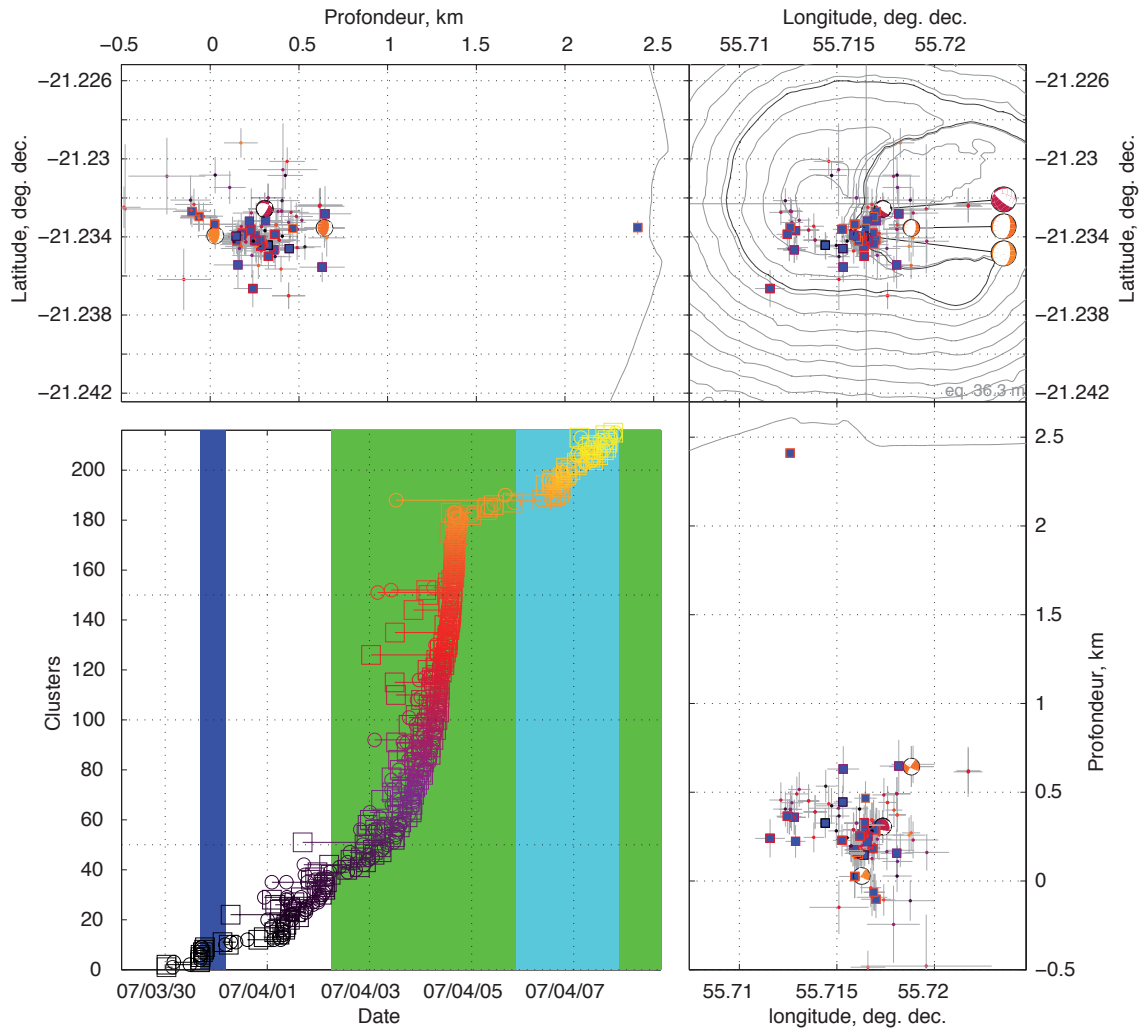


FIGURE B.3 – Relocalisation et détermination de source

Coupes, carte et évolution des clusters. Sphères focales : les mécanismes au foyer affichés sont ceux qui peuvent être déterminés en tant que doubles couples cisailants purs ; ils sont présentés par la sphère supérieure ; leur couleur de quartier en compression est la même que le cluster correspondant dans le dendrogramme. Carrés bleus : les CLVD compressifs affichés sont caractérisés par une onde P de polarité négative sur *dsr* et positive sur toutes les autres stations ; la couleur du contour des carrés correspond à la couleur du même cluster dans le dendrogramme. Points et traits gris : les résultats de relocalisation sont affichés avec leurs incertitudes avec des couleurs reprises du dendrogramme.

Huitième partie

Annexe 2 : Publications



The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean)

Thomas Staudacher^{a,*}, Valérie Ferrazzini^a, Aline Peltier^{a,b}, Philippe Kowalski^a, Patrice Boissier^a, Philippe Catherine^a, Frédéric Lauret^a, Frédérick Massin^{a,b}

^a Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF), Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, UMR 7154-Géologie des Systèmes Volcaniques, 97418 La Plaine des Cafres, La Réunion, France

^b Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de la Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, UMR 7154-Géologie des Systèmes Volcaniques, 15 avenue René Cassin, 97715 Saint Denis, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 1 April 2008

Accepted 4 November 2008

Available online 18 November 2008

Keywords:

Ile de la Réunion

Piton de la Fournaise 2007 eruption

caldera formation

ABSTRACT

After 10 years of high activity and 24 eruptions, Piton de la Fournaise (PdF) produced on April 2 to May 1, 2007 one of its most voluminous and intense eruption since at least one century. The eruption focused at 590 m elevation in the Grand Brûlé on the south east flank of Piton de la Fournaise, 7 km away from summit. It was located close to the southern cliff of the Grand Brûlé volcano tectonic collapse, the Rempart du Tremblet, and to the nearby village called Le Tremblet, and it highly rattled and incommoded the inhabitants there. Eleven hours after the beginning of the eruption the lava flows reached the sea and created 0.45 km² of new land until the end of eruption. In the night of April 5 the rock column beneath Dolomieu crater started to collapse with a piston like mechanism into the magma chamber, forming within less than 24 h the most recent and well documented caldera. We report in this paper the chronology of these two related major events in the recent activity of PdF seen by the scientific networks of the volcanological observatory (OVPF/IPGP) and field observations, which allowed to back up the scenario of the caldera formation and to quantify these two exceptional episodes.

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction —geological setting

Ile de La Réunion is located in the western Indian Ocean, 800 km east of Madagascar and represents the active centre of the 65 my old Deccan Trapp hotspot chain (Duncan, 1981; Morgan, 1981). The Island is formed by two shield volcanoes: the Piton des Neiges and the Piton de la Fournaise (Fig. 1). The older one, the Piton des Neiges erupted for the last time about 12 000 years ago (Deniel et al., 1992), whereas the Piton de la Fournaise, situated on the south east flank of Piton des Neiges, is still active. A third edifice, the completely eroded Alizés volcano, has been highlighted by magnetic and gravimetric campaigns (Malengreau et al., 1999; Lénat et al., 2001) in the in the Grand Brûlé area.

Three calderas characterize the evolution of Piton de la Fournaise: The first one formed about 150 000 years ago, with a remaining but highly eroded part limited by the Rivière des Remparts to the south. The second caldera formed about of 65 000 years ago (Gillot and

Nativel, 1989; Staudacher and Allègre, 1993; Sarda et al., 1993) contains in its central part the Plaine des Sables and the upper Rivière de l'Est. The Enclos Fouqué represents the third caldera which was formed only 4500 years ago (Bachelery, 1981; Gillot and Nativel, 1989; Staudacher and Allègre, 1993), and where the majority of the recent eruptive activity took place.

Small collapses occurred in the recent period at PdF. Hugoulin (1860) and Lacroix (1936) describe the 1860 phreatomagmatic eruption, which was more intense in terms of emitted ash and rocks, but probably smaller in terms of collapsed volume than the April 2007 collapse (Maillard, 1862; Lacroix, 1936). From 1927, Dolomieu subsided progressively, forming finally in 1936 the 150 m deep Cratère Brûlant and the Enclos Vélain (Lacroix, 1939) with an estimated volume of about 0.05 km³. Smaller pit craters formed in 1986 with a volume of 0.0014 km³ (Delorme et al., 1989), and in 2002 with a volume of 0.0003 km³, (Longpré et al., 2006).

Piton de la Fournaise is characterized by a high eruptive frequency, with a rate over the last 50 years of one eruption every 8 months (Peltier et al., 2009a-this issue). Several periods of high and low eruptive activity have been observed recently. Rest periods occurred from 1967 to 1971 and from 1993 to 1997. Very high activities were recorded during the periods from 1985 to 1988 and from 1998 to present.

* Corresponding author. Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, 97418 La Plaine des Cafres, La Réunion, France. Tel.: +262 262 275292.

E-mail address: staud@univ-reunion.fr (T. Staudacher).

2. Research and monitoring network of the volcanological observatory

The Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF) is in charge of the volcano monitoring and research on the Piton de la Fournaise since 1980. Two main networks (seismic and deformation) are implemented. The seismic network is currently composed of 25 seismic stations equipped with vertical or 3 components 1 Hz geophones or large band sensors. The network (Fig. 2) is organised in four circles centred around the summit, three summit stations are located around the border of Bory and Dolomieu craters, five stations are located at the base of the summit cone of the volcano at about 1.5 km from the summit and three stations are located on the rim of the Enclos Fouqué caldera (4 to 5 km from the summit). Several stations are at larger distance (not shown in Fig. 2). The seismic network thus covers the whole Piton de la Fournaise massif.

The deformation network comprises 12 permanent GPS stations and 7 tiltmeter stations (Fig. 2). The GPS network consists of three Trimble NetRS, seven Topcon GB-1000 and two Ashtech Zxtreme, which record their position every 30 s. Five GPS are located around the summit craters (SNEG, DERG, DSRG, BORG and BONG, G indicates GPS), five others are located at the base of the summit cone (FJSG, FERG, FORG, RIVG and CHAG) and two are located on the Enclos Fouqué caldera rim (GITG and ENCG). Data of four stations (BONG, SNEG, GITG and ENCG) are directly transmitted to the observatory, while the remaining stations store data in the field. Usually data are recovered every 1 to 2 months, but more often in case of seismic crisis or eruptions. Two stations, BONG and SNEG are in a real time cinematic survey mode and send their position to the OVPF every second.

The tiltmeter network (Fig. 2) consists of 7 Blum type instruments (Blum, 1963). Three are located around the summit craters (SFRI, BORI and DSRI, I indicates tiltmeter), three others are located at the base of the summit cone (FERI, TCRI and FORI) and a final one at crater Catherine (CATI), in the southern part of the Enclos. Unfortunately SFRI was out of service due to the strong deformation at the time of

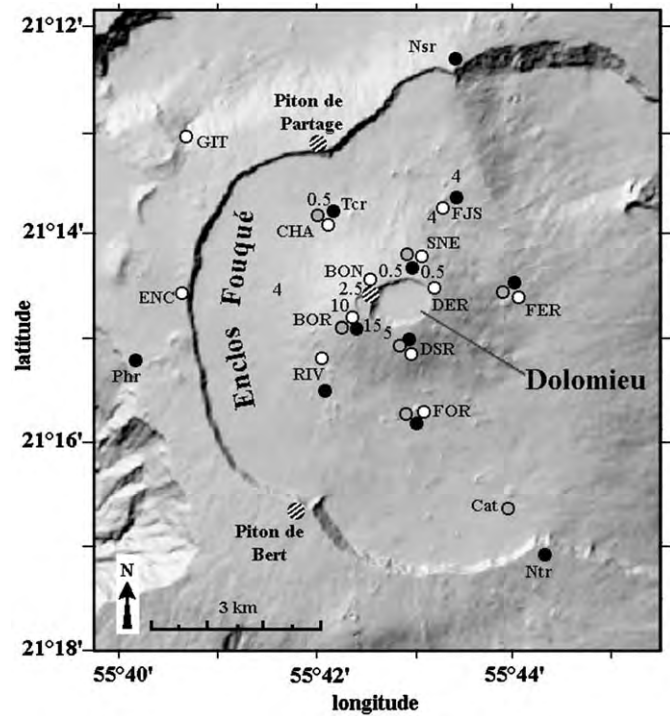


Fig. 2. Research and survey network of the Observatoire volcanologique du Piton de la Fournaise. Black dots represent seismometers, black circles filled grey are tiltmeter stations, black circles filled white are the permanent GPS stations. Black and white dots are webcams. SNE = Soufrière north east; DER = Dolomieu East; DSR = Dolomieu South; BOR = Bory; BON = Bory north-west; CHA, Tcr = Tunnel Catherine; FJS = Faujas; FER = Flanc Est; FOR = Château Fort; Cat = Cratère Catherine; Ntr = Nez Coupé de Sainte Rose. Latitude and longitude are given in WGS84 coordinates. Numbers represent thickness of ash deposits measured on April 10, 2007 derived from the Dolomieu collapse (see Section 5.2).

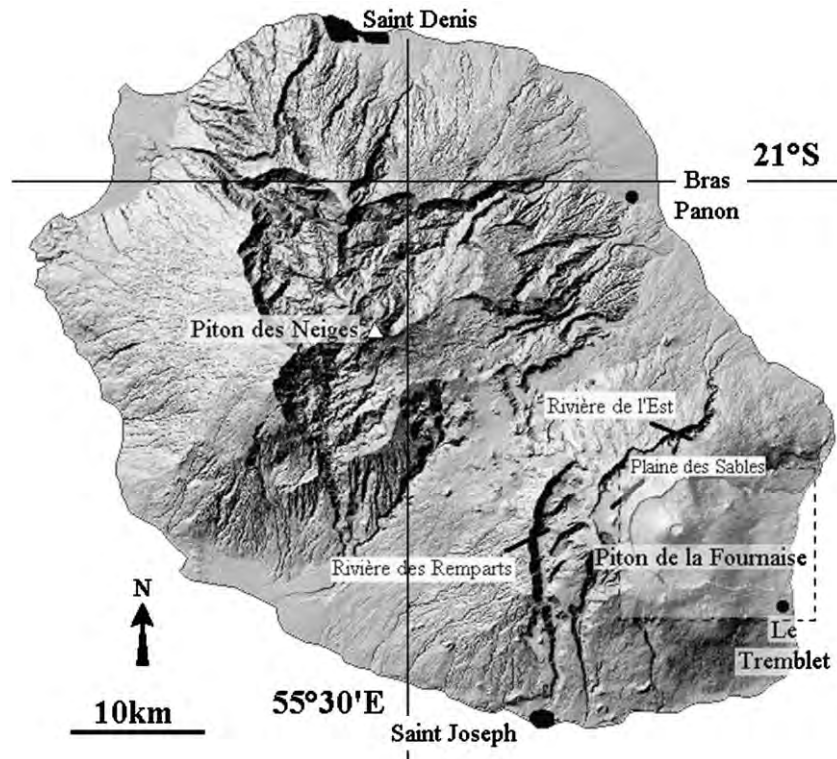


Fig. 1. DEM of Ile de La Réunion. Indicated are the main locations cited in the paper as well as the Piton de la Fournaise area.

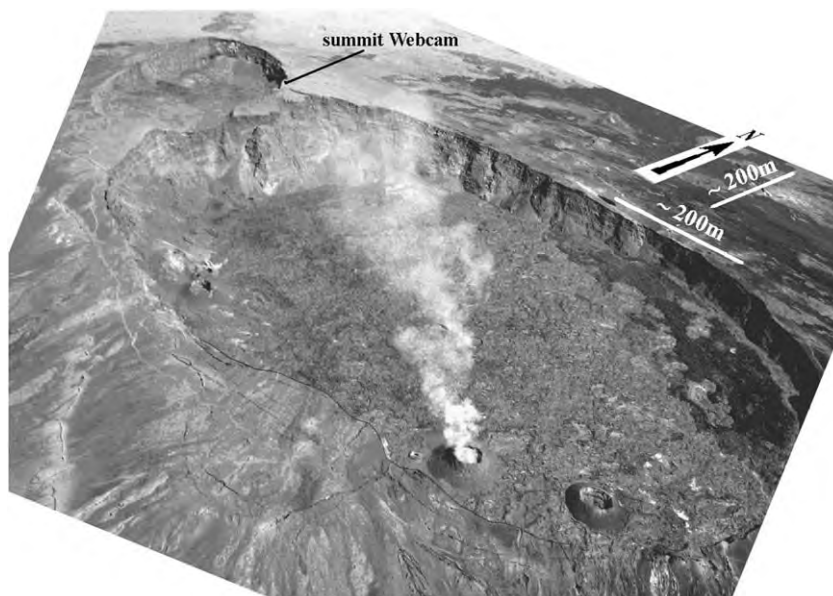


Fig. 3. Dolomieu crater brimful on October 31, 2006. The crater floor was entirely recovered by an up to 30 m thick lava flow, which even overflowed to the east flank.

the March 30 eruption. FORI was destroyed during the July 2006 eruption. Tiltmeters have sampling rates of 1 pt/mn and the data are transmitted to the OVPF every 5 min.

Finally, three webcams are installed in the field, two on the Enclos Fouqué caldera rim to the north at Piton de Partage and to the south at Piton de Bert (Fig. 2). A third one was located on the western Dolomieu rim looking into the Dolomieu crater, but fell into the Dolomieu during a large landslide of the crater rim on May 23, 2007. Pictures are sent to the observatory every minute.

3. Pre-eruptive activity

After the August 30, 2006 to January 1, 2007 eruption, which full filled the whole Dolomieu crater (see Fig. 3) with about $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ of lava (Staudacher et al., 2008; Peltier et al., 2009a-this issue) on a thickness of up to 30 m in the eastern part of the crater, the OVPF

deformation network recorded a continuous inflation of the summit cone. On February 18, after a 27 min seismic crisis beneath Dolomieu crater, a small summit eruption took place at 14h38 GMT in Dolomieu crater (Fig. 4) along a straight west–east fissure. The eruption ended the following day at 5h00 GMT after less than $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ of lava emission. In spite of the occurrence of this small eruption, the summit of the volcano kept on inflation (Peltier et al., 2009b-this issue) and on March 30 at 16h23 GMT a new 145 min seismic crisis occurred beneath the summit (Fig. 5). The permanent GPS network and the seismicity indicated first an intrusion toward the north-east flank, before to highlight a main magma injection to the South-East (Peltier et al., 2009b-this issue). A flank eruption started at 18h50 GMT at 1900 m elevation on the South-East flank (Fig. 4). Eruptive tremor disappeared the following morning at 5h15. Lava emission was small with less than $1 \times 10^6 \text{ m}^3$. The eruption was accompanied by very strong seismic activity beneath the summit which persisted after its end and increased continuously until April 2.

4. The April 2007 eruption

4.1. Chronology

On April 2, eruptive tremor started again at 6:00 GMT revealing the renewing of eruptive activity. The eruption vent was located 7 km East-South-East from the summit in the Grand Brûlé along a 1 km eruptive fissure (Fig. 4). Rapidly the eruptive activity focused at 590 m altitude on its lower end ($55^\circ 46' 25.5''$; $-21^\circ 16' 54.6''$, WGS84), 400 m away from the Rempart du Tremblet. Two lava flows went down the slope and reached the national road (Fig. 6) located 2.5 km further down slope at 11h15 and 12h15. At 17h25 the first lava flow entered into the sea. At the end of the first day, the two lava flows already covered the national road over a length of several hundreds of meters.

Eruption intensity was very high, with lava fountains reaching a height of 100 to 150 m and sometimes several tens of individual lava flows. Both characteristics are unusual for Piton de la Fournaise eruptions, where lava fountains only reach 50 to 100 m during the early eruptive phase. On April 6, concomitant to the Dolomieu collapse (see below), lava fountains reached more than 200 m high. In the following several tens of individual lava flows were observed in the Grand Brûlé, being 2 to 20 m wide, 1 to 3 m thick, with velocities of 1 to 2 m s^{-1} . The lava outflow on April 6 was estimated to be greater

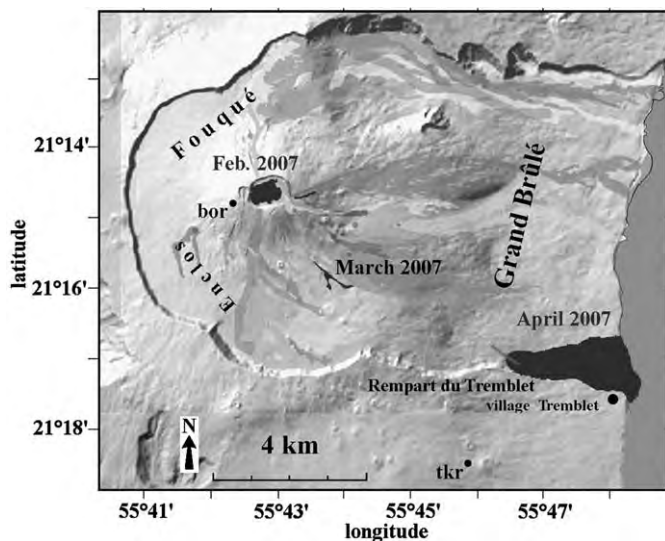


Fig. 4. The 2007 eruptions. The 2007 eruptive activity started with a short 14 h lasting summit eruption on February 18, which was followed by a second short, 10 h lasting flank eruption on March 30 and ended with a distal eruption from April 2 to May 1 at 590 m elevation, 7 km away from summit. bor and tkr are the Bory and Takamaka seismic stations.

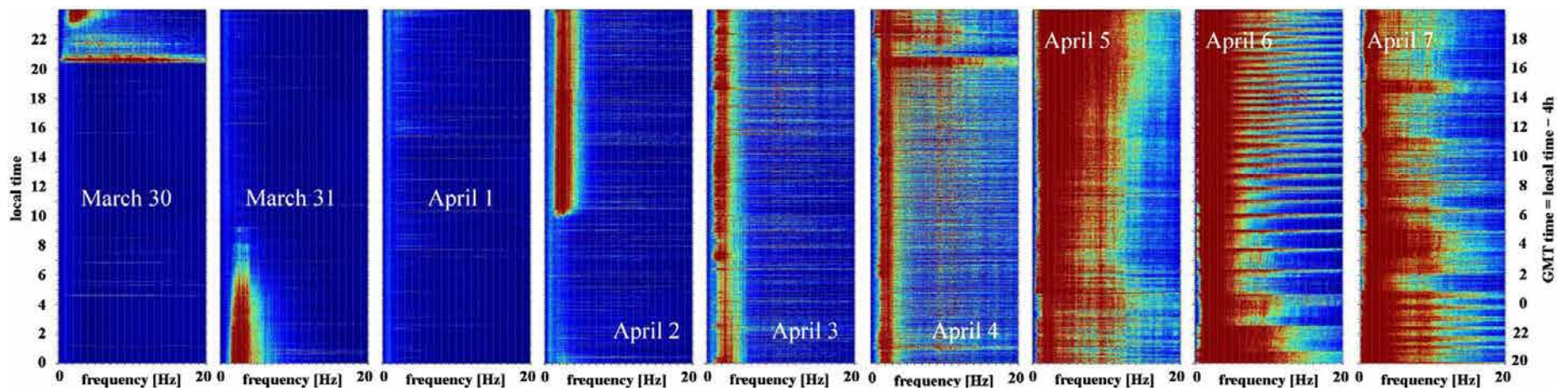


Fig. 5. Spectrograms of the Bory seismic station. The spectrograms cover the March 30 and the early April 2 eruptions, as well as the Dolomieu collapse. Eruptive tremor is represented by brownish colour; volcano-tectonic seismic events with large spectra are shown as horizontal lines. The left y-axis represents the local time, the right y-axis represents GMT ($\text{GMT} = \text{local time} - 4$). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

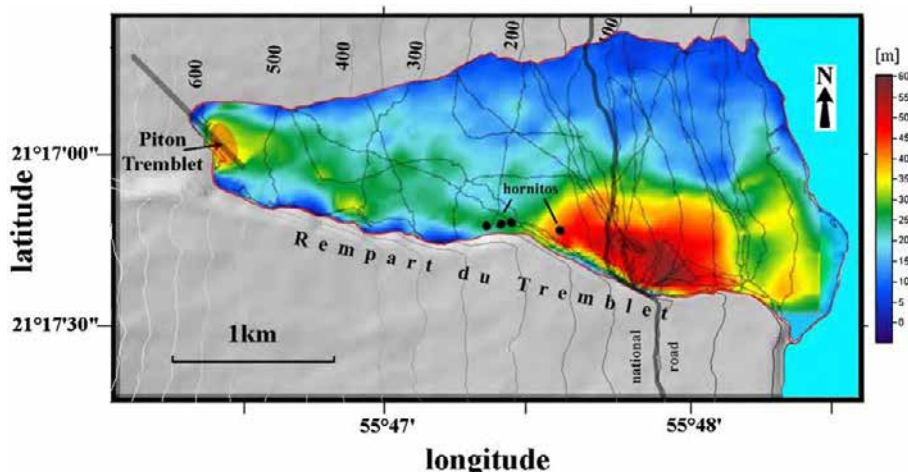


Fig. 6. The April 2007 lava flow. Shown are colour coded thickness of the lava flow, determined by cinematic GPS measurements and subtraction from a pre-existing DEM. Black curves represent the post-eruption GPS campaigns on the lava flow.

than $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. This value is a low estimation due to the hidden out flow within lava tubes which could not be taken into account.

During the course of the eruption, the lava flow continuously enlarged to the north (extreme points: $55^\circ 47' 39''$; $-21^\circ 16' 40''$) and to the south ($55^\circ 47' 51''$; $-21^\circ 17' 26''$) where it was guided by the caldera rim. It finally formed a single huge flow of about 1.8 km wide at the coastline and covered 1.4 km of the national road (Fig. 6). Most of the lava flows are aa type, in particular in the northern and upper parts. On April 11, hornitos formed over a lava tunnel close to the Rempart du Tremblet at 290 m elevation ($55^\circ 47' 29''$; $-21^\circ 17' 12''$) and another one on April 23 at 180 m altitude ($55^\circ 47' 36''$; $-21^\circ 17' 13''$) flooding the area below by successive lava flows piling up to more than 60 m in thickness.

Eruptive tremor almost disappeared on April 30 and the eruption stopped on May 1, but hot spots up to 780°C , measured using a FLIR 695 infrared camera, had been observed inside deep fractures and pits, more than 1 year after the end of the eruption.

4.2. Nature of lavas and gas emission

During the whole eruption, the lava was regularly sampled. From April 2 to April 4, the lava was poorly phyrlic with less than 5% of small phenocrysts of olivine–clinopyroxene and plagioclase. From April 5, the amount and the size of olivine crystals (up to one centimetre) increased, reaching at the end of the eruption a picritic composition with up to 30% of olivine phenocrysts (Villemant et al., 2009–this issue).

The eruption emitted large amounts of volcanic gases from the eruptive fissure but also from the sea, where a huge plume elevated at the entry of the lava in water. SO_2 clouds were observed from space by the EOS OMI/Aura instrument in the western Indian Ocean (OMI website). Ground measurements, close to the eruption site, showed SO_2 concentrations of up to $2500 \mu\text{g}/\text{m}^3$ punctually. The long term averaged concentrations were lying between 38 and $379 \mu\text{g}/\text{m}^3$ over 7 to 10 days (Bhugwant et al., 2009–this issue).

When the lava entered into the sea explosive interactions have been produced, forming an acidic steam plume, transporting tephra and molten fragments up to 1 km away from the sea. Up to 1 cm thick deposits of micro- to several millimetres sized fragments of basaltic glasses, olivine crystals and Pele's hairs, covered by $\text{Na} + \text{Cl}$, $\text{Ca} + \text{S}$ and $\text{Mg} + \text{S}$ rich crystals, were sampled at the Tremblet village near the eruption site (Aubaud and Besson, 2007). Pele's hairs were found abundantly in the south-eastern part of the island from St. Joseph to Bras Panon and in minor amounts until St. Denis in the north (Fig. 1). The steam plume, combined with the SO_2 rich eruption plume formed

acidic rain over the southern part of the island, reaching pH values inferior to 2 (Bhugwant et al., 2009–this issue).

4.3. Magma production

From field observations it was evident that the April 2007 eruption was particularly intense in term of lava outflow, flow thickness and erupted volume. In order to estimate the emitted volume with precision, we carried out cinematic GPS measurements on the lava flow immediately after the end of the eruption (Ashtech Zxtrem or Topcon GB1000 GPS instruments recording one data per second). For these differential GPS measurements, we used as reference station a geodetic point 2A48 ($55^\circ 48' 04.36''$; $-21^\circ 18' 05.22''$, 110,482 m; OVPF internal data) located close to the Grand Brûlé about 1.5 km away from the April lava flow. Data precision during walking was estimated from the RMS value given by the data reduction to $<20 \text{ cm}$ in the three dimensions. A computer program developed by Eychenne (2007) allowed us to calculate automatically the difference in elevation between a pre-existing digital elevation model (DEM) and the new cinematic GPS data, and to determine precise volume estimation and volume distribution over the whole lava flow on land.

Fig. 6 shows the distribution of the thickness of the lava field. About 50% of the northern part shows a thickness ranging between 10 and 20 m and represents mostly aa type lava flows. Downhill of the eruptive site and all along the Rempart du Tremblet, the lava thickness varies between 30 and more than 60 m. This part is mainly covered by pahoehoe type lava flows and contains numerous lava tubes up to 10 m in diameter (Deroussi et al., 2009–this issue). Break out of lava tubes and several hornitos allowed the superposition of numerous strata and an accumulation of the lava flow to more than 60 m high. The eruption flooded 3.8 km^2 of the Grand Brûlé and produced there a total of $90 \times 10^6 \text{ m}^3$ of lava.

On the sea, a 0.45 km^2 large platform builds up over the whole front of the lava flow with a maximum length to 370 m. Taking into account the sea floor bathymetry and a slope for the lava flow front on the sea floor of 30 to 35° , we can estimate that about $40 \times 10^6 \text{ m}^3$ of lava went to the sea. Thus the total volume of the April 2007 lava flow can be estimated at about $130 \times 10^6 \text{ m}^3$.

From this volume estimation and the duration of the eruption, we obtain a mean eruption rate of $52 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. The total volume and the mean flux are extreme values for recent Piton de la Fournaise eruptions (Vlastelic et al., 2007; Staudacher et al., 2008). A similar volume is only reported for the 1931 eruption, which emitted $130 \times 10^6 \text{ m}^3$, and for the 1998 eruption, which emitted $60 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Staudacher et al., 1998). Mean erupted volumes and lava flow rates

Table 1

Deformations recorded by the permanent GPS on April 5 during Dolomieu collapse in cm. *x* corresponds to a west-east movement; *y* corresponds to a south-north movement.

Time range	BORG		BONG		SNEG		DERG	
	<i>x</i>	<i>y</i>	<i>x</i>	<i>y</i>	<i>x</i>	<i>y</i>	<i>x</i>	<i>y</i>
12:00–20:48	8	3	13	−8	−7	−13	−15	−2
20:48–20:50	−10	−1	−12	8	15	18	41	14
20:50–22:33	8	4	12	−8	−12	−17	−25	−11
22:33–22:34	−3	−1	−5	3	5	8	11	3

range at Piton de la Fournaise usually around $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ and 1 to $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectively. None of the oldest inhabitants living close to the Grand Brûlé could remember such an intense eruption.

5. The Dolomieu caldera formation

5.1. Seismic, GPS and tiltmeter observations

As mentioned above, the April 2007 eruption was accompanied by a continuous seismic crisis located under the central cone and a constant increase of the lava flux up to a paroxysmal phase on April 6. The seismicity under the summit of PdF increased continuously from April 4 to April 6 (Fig. 5).

The increase of seismic tremor was accompanied on April 5 from 12:00 to 20:48 by an inward motion and deflation of the Piton de la Fournaise summit; 9 to 15 cm and 6 cm were recorded on the horizontal and vertical GPS components, respectively (Table 1 and Fig. 7). Unfortunately the Dolomieu Sud GPS (DSRG) had a power failure at that moment. The inward motion was centred below the Dolomieu crater (black arrows in Fig. 7).

On April 5 at 20:48 GMT, a $3.2 M_d$ seismic event occurred. At the same time a sudden decrease of the seismicity beneath the summit of PdF was observed. From 20:48 to 20:49 a strong summit deflation was recorded by the BORI tiltmeter ($1050 \mu\text{rad}$), followed by a huge inflation within the next 2 min ($1090 \mu\text{rad}$) (Fig. 8). The permanent GPS recorded horizontal displacements of 10, 14, 23 and 43 cm at BORG, BONG, SNEG, and DERG respectively (white arrows in Fig. 7, Table 1), but no significant vertical displacements were recorded.

Displacement vectors point radial away from the Dolomieu centre (white arrows in Fig. 7) with an origin which is coherent with the deflation centre recorded between 20:48 and 20:49. Both agree perfectly with the deepest area of the Dolomieu caldera (as determined by Urai et al., 2007), which is slightly north of the physical centre of Dolomieu crater. Only the vector for BONG points slightly south of it.

Immediately after April 5, 20:49 GMT, the seismicity increased again, the BORI tiltmeter and the GPS network showed a new deflation until 22:34 (Fig. 9), followed by a sudden decrease of seismicity and a new inflation, (see dark grey arrows in Fig. 7). Such systematic cyclic variations continued over more than 48 h lasting from about 2 h in the beginning to 30 min at the end. As we could observe by the OVPF webcam, each cyclic variation ended with ash plumes coming out of the Dolomieu crater (see example in Fig. 10: April 6, 12:38).

5.2. Ash emission

On April 10, a field campaign to the summit allowed us to collect ash samples around the summit craters and to measure the thicknesses of the ash deposits (see Fig. 2). Ash deposit thicknesses ranged between less than 1 mm to 15 mm at the West-South-West of the summit craters, close to the Bory GPS station, and around 5 mm at the south and the north of Dolomieu crater. Preliminary petrologic studies of these samples showed that they represent exclusively phreatic ash with no new lava involved (Ph. Mairine, pers. communication), revealing that no phreatomagmatic explosion occurred during Dolomieu collapse.

5.3. Webcam observations

Unfortunately, weather conditions during the Dolomieu collapse, on April 6 were extremely bad, with clouds over the volcano and dense fog in the Dolomieu crater. Fig. 10 shows a selection of pictures taken by the Bory webcam on the West-North-West rim of Dolomieu. April 5, 11:49 (GMT) was the last view of Dolomieu crater showing the lava flooded crater resulting from the August 2006 and February 2007 eruptions. On April 5, 17:06 the illumination of the sky by the distal April eruption was visible. On April 6, 2:14, the window in front of the

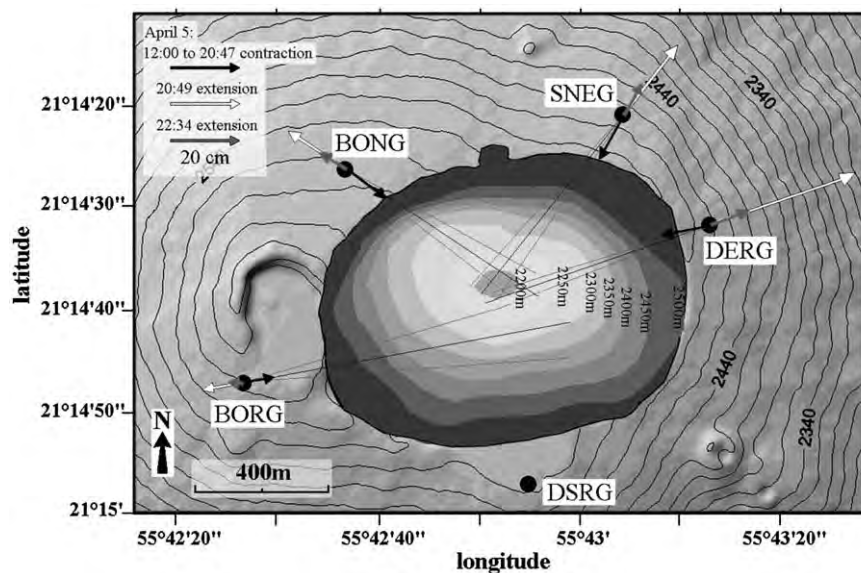


Fig. 7. Displacement vectors of permanent GPS summit stations. Black arrows represent the inward motion on April 5 from 12:00 to 20:47, white arrows represent the extension of the Dolomieu crater on April 5, 20:49, and grey arrows represent the extension on April 5, 22:34. BONG, SNEG and DERG displacements point to or diverge from the centre of Dolomieu collapse. The vertical contour levels inside the Dolomieu craters with a distance in elevation of 50 m are plotted after Urai et al. (Urai et al. (2007, Fig. 3). The lowest point is at about 340 m below the east border of Dolomieu.

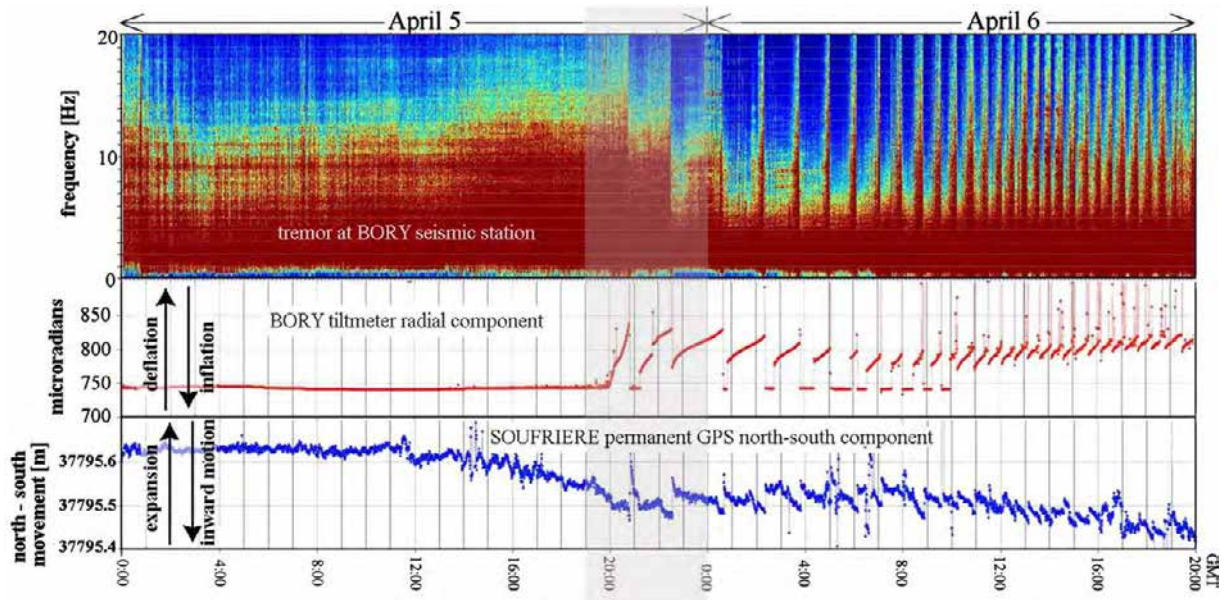


Fig. 8. Spectrogram and deformation plot of April 5 to April 6. Top: spectrogram of seismic tremor during April 5 and 6; middle: radial component of the Bory tiltmeter station; bottom: Soufrière permanent GPS North-South component. Note the close correlation between tremor intensity, tiltmeter and GPS movement starting on April 5 at 20:48 and lasting until early April 7. Greyish area corresponds to the time window shown in Fig. 9.

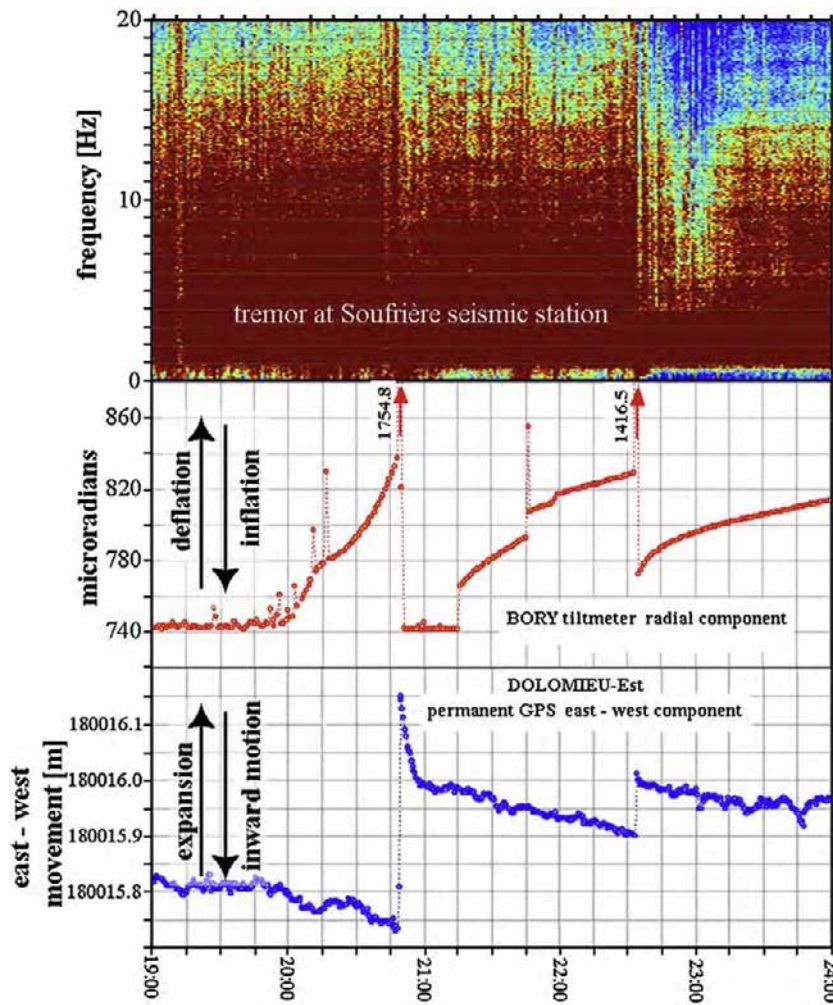


Fig. 9. Enlarged spectrogram and deformation plot. This representation covers of the period on April 5 between 19:00 and 24:00 revealing the close correlation between tremor recorded by the Soufrière seismic station, tilting and the Dolomieu-Est permanent GPS station. Note that the tiltmeter maximum values were out of range and the values are indicated in the plot.



Fig. 10. Dolomieu webcam pictures. On the upper left is shown the location of the webcam and the sector of the Dolomieu crater covered by the webcam.

webcam was covered by dust, but fog avoids us to distinguish more details. The view at April 6, 12:04 was the first one showing the collapsed Dolomieu crater. The eastern plateau as described by Michon et al. (2007) with the August 2006 eruption cones was still present and the southern plateau (Michon et al., 2007) has slipped down some tens of meters. At April 6, 12:38 an ash plume from the northern Dolomieu appeared and at 14:33 on the same day, remaining lava pockets from the August 2006 eruption, still liquid and stored beneath the surface, produced some small lava flows falling into the eastern part of the Dolomieu crater collapse and were visible until April 7. On April 7, 7:03 the August 2006 eruption cones have disappeared and the terraces beneath the eastern rim had glided down some more tens of meters. From these pictures it is evident that the main collapse occurred after April 5, 17:00 and before April 6, 12:00 GMT. In the following days the diameter of the collapse slightly increased, remaining terraces (see above) glided down. It is however

not clear whether the Dolomieu caldera reached its final depth at that moment or if the bottom of the caldera dropped down over a longer period. Landslides inside the Dolomieu occurred within the next days and weeks. The Bory webcam itself collapsed into the crater on May 24, 23:01 after a new subterranean collapse. Fig. 11 shows the new 340 m deep Dolomieu caldera seen by helicopter from the South-East on April 10, 2007. At around 200 m below the caldera rim, wet gravel and rocks and vapour are visible (see black and white arrows in Fig. 11). This may indicate a water table showing on April 17, 2007 temperatures between 133 °C on the East part and up to 230 °C on the West-South-West part, measured by a FLIR 695 infrared camera.

5.4. Depth, dimension and volume determination

Rapidly after formation of the Dolomieu collapse first investigations have been performed in order to determine the depth and the



Fig. 11. The Dolomieu caldera on April 10, 2007. The crater floor has disappeared revealing a 340 m deep and 1030 over 870 m large caldera.

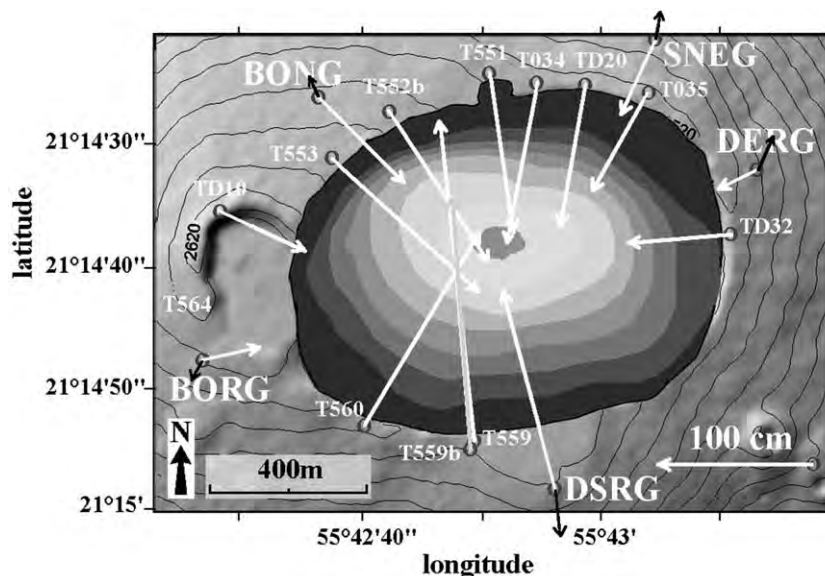


Fig. 12. Pre- and post-collapse ground displacements of the Piton de la Fournaise massif. Shown are the horizontal ground displacements as recorded by the permanent (large characters) and punctual GPS network (small characters). Black arrows represent pre-eruptive and pre-collapse expansion of the Dolomieu crater recorded by the permanent GPS network, while white arrows represent post-collapse inward motion of the crater from April 6 to end of November 2007.

extension of the collapse. Due to the instability of the crater rims, only quick distance measurements using a Leica telemeter allowed us to estimate its size. Length and angle of incident measurements had been performed at about 20 sites around the crater.

Four days after its collapse, the size of the Dolomieu caldera was 1030 m along an East West direction and 870 m along a North South direction. The depth relative to the lowest eastern border of Dolomieu is 340 ± 15 m (mean value of 20 measurements). New measurements in mid-2008 showed the same results, revealing that the small landslides occurring since the collapse did not significantly change its size or depth. The lowest point of the caldera is located at about 2150 m elevation, and in good agreement with the depth of 320 ± 20 m estimated by Urai et al. (2007) using ASTER stereo imagery.

Based on a simple cone shape, we found a volume of the collapse equal to $78 \times 10^6 \text{ m}^3$, which represents a lower limit of the volume of the Dolomieu caldera. If we take into account the caldera morphology as determined in Urai et al. (2007), (see also Fig. 7) the volume of the Dolomieu caldera represents about $90 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Table 2

Horizontal and vertical movements related to the Dolomieu crater collapse, recorded by the permanent (bold characters) and punctual GPS network.

Point	East shift (m)	North shift (m)	Up lift (m)
SNEG	−0.208	−0.459	−0.267
T035	−0.357	−0.614	−0.384
DERG	−0.240	−0.121	−0.208
TD32	−0.642	−0.056	−0.449
DSRG	−0.324	1.233	−0.674
T559	−0.119	1.598	−0.853
T559b	−0.227	2.010	−0.989
T560	0.714	1.214	−0.923
BORG	0.358	0.075	−0.233
TD10	0.530	−0.257	−0.357
T553	0.919	−0.846	−0.672
BONG	0.538	−0.545	−0.389
T552b	0.625	−0.939	−0.476
T551	0.149	−1.000	−0.435
T034	−0.187	−1.003	−0.551
TD20	−0.154	−0.896	−0.548

5.5. Post-collapse readjustment of the Piton de la Fournaise summit

Following the Dolomieu collapse, the summit of Piton de la Fournaise deflated significantly. Fig. 12 shows GPS data (Table 2), recorded on the summit stations from March 30, 2007 to end of November 2007. Dark arrows in Fig. 12 show the pre-eruptive extension of the summit, as recorded by the permanent stations DERG, SNEG, BONG, BORG and DSRG, respectively. White arrows show the inward motion of Dolomieu crater after the beginning of the April 2007 eruption and the collapse, recorded by the permanent and punctual GPS network. We observed deflation between 27 and 99 cm and horizontal motions between 27 cm and 2 m. Note that 95% of the post-collapse deformation took place during the first 3 months and the remaining 5% during July to November 2007. All arrows converge to the centre of Dolomieu.

6. Discussion

6.1. Interaction between eruption and caldera formation

Between 1998 and 2007, Piton de la Fournaise volcano displayed a high eruptive activity with 25 eruptions (Staudacher et al., 2008; Peltier et al., 2009a–this issue). The initial scenario of each eruption is similar, with a first vertical dike intrusion below the Dolomieu crater (Peltier et al., 2005). Either these dikes get through up to the summit, leading to summit eruptions, or start to progress horizontally at about 1000 m elevation leading to lateral eruptions (flank or distal eruptions according to the distance from the summit). It seems evident that such an intense eruptive activity with the injection of numerous dikes highly fractured the rock volume between the shallow magma chamber and the summit. Furthermore, since 2001 the ending phases of lateral eruptions were always accompanied by volcano tectonic earthquakes above sea level under the central cone. Until March 2007, the whole rock column was still supported by the pressurized magma chamber. On April 2, the distal eruption started in the Grand Brûlé at only 590 m elevation, approximately at the same level as the shallow magma chamber (Peltier et al., 2007). Consequently the hydrostatic pressure beneath Dolomieu crater decreased and by the way destabilized the rock column between Dolomieu crater and magma chamber leading to the collapse into the latter (Fig. 13).

The analyses of seismic, tiltmeter and GPS data (Figs. 8 and 9) suggest that the Dolomieu collapse occurred in the following way.

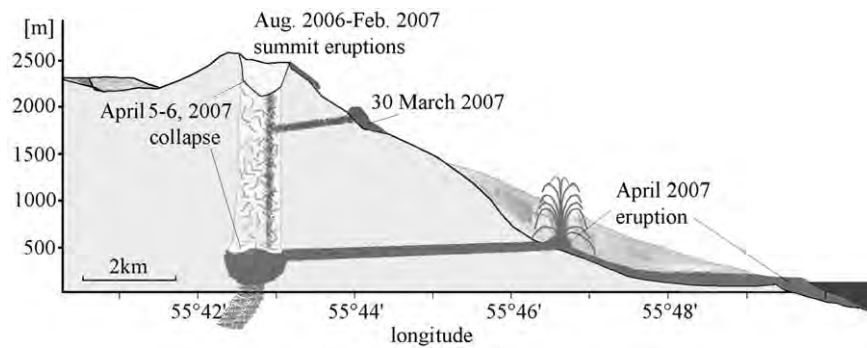


Fig. 13. Cross-section through the Piton de la Fournaise massif. This sketch describes the succession of intrusive and eruptive events between August 2006 and April 2007, followed by the caldera formation.

Fig. 14a shows the situation before the April 2007 eruption. The 2000 m high rock column between the Dolomieu crater and the shallow magma chamber located around 300 masl (Peltier et al., 2007, 2009b-this issue), was supported by the pressure in the magma chamber. From April 2 to April 5, the eruption in the Grand Brûlé tapped laterally magma with a high outflow rate from the shallow magma chamber and decreased the pressure there. On April 5 in the morning, the 2000 m rock column was drawn downwards by gravity by a piston like mechanism (Lipman, 1997; Roche et al., 2001) but it was still wedged by the surrounding bedrock of the massif (Fig. 14b, c). Seismic tremor continuously increased and the Dolomieu border was deflated, pulled down-wards, thus lowering the diameter of Dolomieu crater by about 20 cm (Fig. 7). On April 5, 20:48 the whole rock column slipped down suddenly, thus releasing the outer border of the Dolomieu crater (Fig. 14d) and generated a 3.2 M_d seismic event. Simultaneously seismic tremor decreased, the summit inflated and permanent GPS indicated an extension of Dolomieu of about 50 cm (Figs. 7–9). The same process repeated during the next 48 h, forming numerous cycles of increasing eruptive tremor and surface deformation (Fig. 8).

The influence of the Dolomieu collapse on the magma chamber and consequently on the ongoing the eruption can be derived from Fig. 15. Here we plotted the averaged seismic noise amplitude recorded between April 1 and April 20 on tkr and bor seismic stations located respectively near the eruption vent and the summit collapse

(see Fig. 4). Even if it is difficult to separate the seismic activity at the summit of the volcano from the eruption tremor, it is clear that the main collapse event recorded by the Bory seismic station (bor) occurred about 12 to 24 h before the maximum seismic noise recorded by the Takamaka seismic station (tkr). This temporal correlation seems to indicate that the increase of the summit activity related to the Dolomieu collapse has triggered the increase of the eruptive activity, i.e. tremor increase recorded on the tkr seismic station (see arrows in Fig. 15).

6.2. Caldera formation and erupted lava volume

Geyer et al. (2006) related the erupted volume fraction (volume of extruded magma over total volume of magma chamber) required to trigger a caldera collapse f_{crit} , as a function of the chamber aspect ratio r (the depth over the diameter of the chamber). In our case $f_{crit} = 50\%$ give us a roof aspect ratio of about 2. A caldera diameter of 1 km gives a depth of about 2 km for the chamber, which is in good agreement with the location of the pre-eruptive inflation source at 300 masl as given by Peltier et al. (2007).

The Dolomieu caldera, with a diameter of 870×1030 m, a volume of 0.09 km^3 and a depth of 340 m is smaller than the other recently formed calderas. The Fernandina caldera (Galapagos archipelago), formed in 1968, is much larger, with a diameter of about 5.5 km and a volume of 1 to 2 km^3 (Simkin and Howard, 1970; Filson et al., 1973).

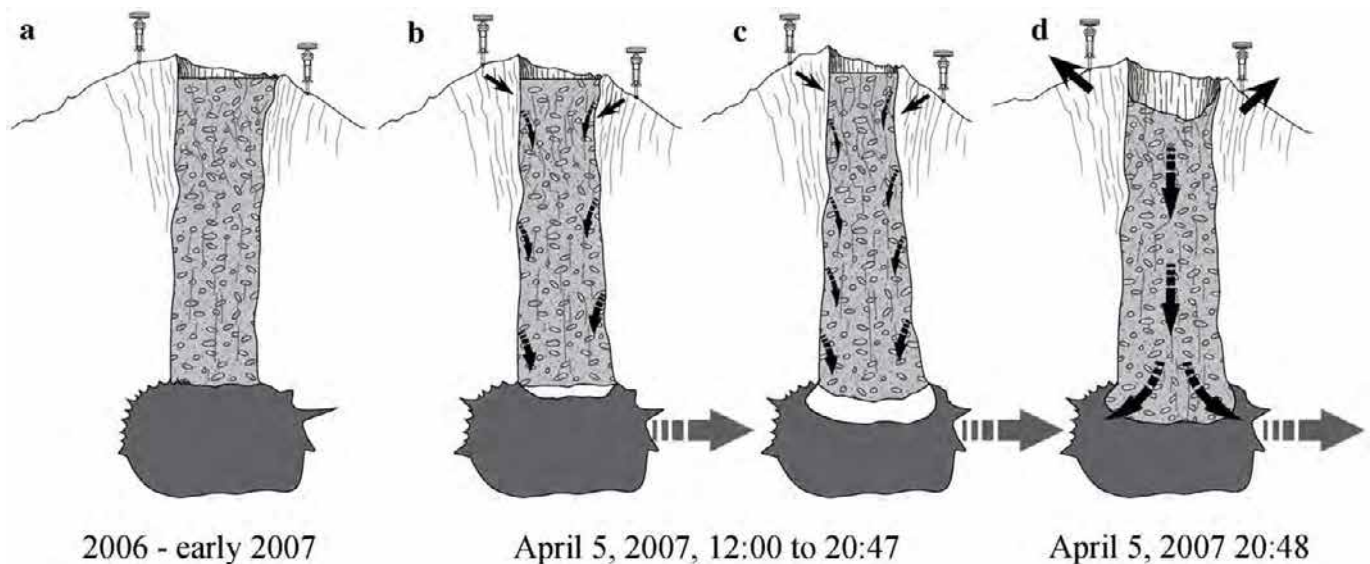


Fig. 14. Scenario of the Dolomieu caldera collapse. a) The rock column beneath Dolomieu crater is supported due to the pressure in the magma chamber. b–c) Rapid lateral withdraw of magma from the magma chamber lowers the pressure in the latter and deflate the summit of Piton de la Fournaise. d) The rock column collapses into the magma chamber relaxing the Piton de la Fournaise massif.

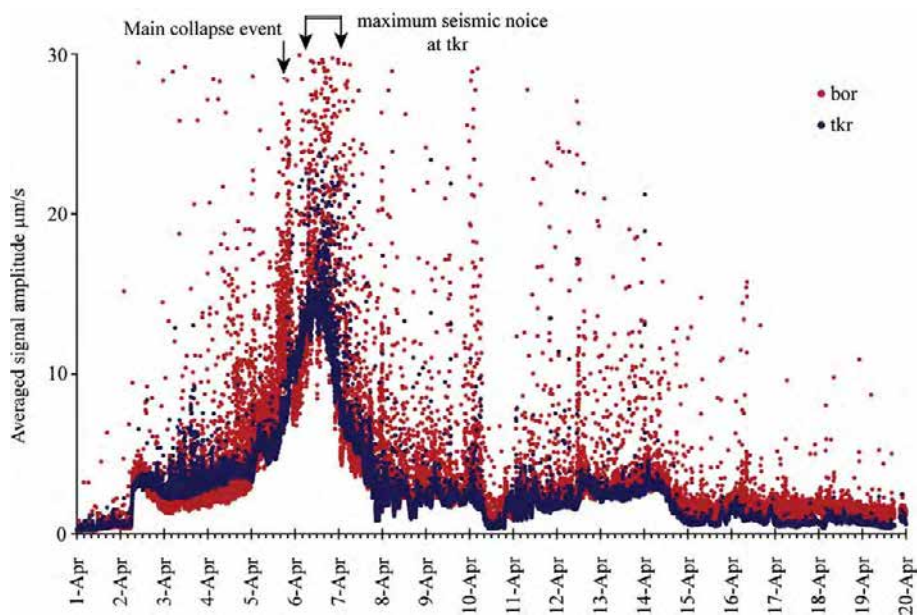


Fig. 15. Seismicity related to the April 2007 eruption and the Dolomieu collapse. Averaged seismic noise amplitude recorded at two seismic stations during the April 2007 eruption: bor (red points) and tkr (dark blue points). The bor station is a summit station, close to the Dolomieu crater and the recorded seismicity represents best the Dolomieu collapse, while the tkr seismic station is situated about 10 km away from the summit and close to the eruption site and represents mainly the eruption tremor. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The Miyakejima caldera, formed in 2000 in Japon, has a diameter of 1.6 km, a volume of 0.67 km^3 , and a depth of 500 m (Geshi et al., 2002; Furuya et al., 2003). However the main Dolomieu collapse occurred within less than 24 h, while the Fernandina collapse lasted several days (Simkin and Howard, 1970) and the Miyakejima collapse started on July 8, 2000 and continued until mid-August (Hasegawa et al., 2001). According to Aocella (2007), Miyakejima and Dolomieu calderas can both be classified as stage 4 calderas, with a diameter over subsidence ratio <14 , even though they represent the low end members of this group.

The question is, whether the erupted and collapsed volumes can be compared. At Fernandina, a small eruption preceded the collapse. However the volume of the collapse was about one order of magnitude larger than the erupted volume + the volume of collapse related ash deposits and no evidence of any associated submarine volcanism exist (Simkin and Howard, 1970). For that reason Simkin and Howard (1970) proposed a possible lateral dike intrusion within the underlying crust. The Miyakejima collapse, which started on July 8, 2000, was preceded by a submarine eruption on June 27 and by contemporary phreatic and phreatomagmatic eruptions on July 8, 14 and 15. From August 10 to August 29, 2000, intermittent explosive eruptions accompanied the ongoing collapse (Nakada et al., 2001). The total volume of deposits was only 0.017 km^3 , (Hasegawa et al., 2001), which represent 3% of the collapsed volume. The latter does not include any sub-aqua erupted material. It is however unlikely that this volume represent more than 0.5 km^3 . Therefore Geshi et al. (2002) proposed a large lateral intrusion. Thus in both cases the direct comparison between erupted and collapsed volume is not possible.

The present situation at PdF is different. The Dolomieu collapse represents a volume of $90 \times 10^6 \text{ m}^3$. The mean flow rate of the eruption is about $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Assuming that the lava output at PdF eruptions is an approximated function of the tremor source amplitude (Battaglia et al., 2005), we can estimate that the output rate from April 2 to April 14 was about 2 times higher than the mean value (Fig. 15) and about 6 times higher from April 5 at 12:00 to April 7 12:00. Thus we get a total of $28 \times 10^6 \text{ m}^3$ from April 2 to April 5, 12:00 and $52 \times 10^6 \text{ m}^3$ from April 5, 12:00 to April 7, 12:00. Taking into account a 7 km long and 1000 m high dike with a thickness of about 1 m (which is a typical value for

dikes at PdF) we obtain further $10 \times 10^6 \text{ m}^3$. In addition, PALSAR Interferograms show co-eruptive movements on the eastern Piton de la Fournaise flank, which could correspond to a $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ sill (Okuyama, 2008). Adding all these volumes together suggest an extruded or hidden lava volume of the order of $100 \times 10^6 \text{ m}^3$ at the time of the collapse. If we take into account a porosity of the emitted lava of 20 to 30% (Keszthelyi and Pieri, 1993; Thordarson, 1995; Malengreau et al., 2000) we get a dense rock equivalent volume of the erupted magma of about $80 \times 10^6 \text{ m}^3$, which coincides reasonably well with the collapsed volume.

Acknowledgements

Julia Eychenne, Aurélien Mordret, and Adèle Ferrazzini spend a lot of time of their fellowship in 2007 on the April 2007 lava field and behind their laptops creating the program which allowed us to estimate precisely thickness and volume of the April 2007 lava flow. We also thank Joël Dyon whose talent allowed Fig. 14 to get its present aspect. Marco Neri and Jean François Lénat are thanked for their very detailed reviews. This is IGP contribution N° 2438.

References

- Aocella, V., 2007. Understanding caldera structure and development: an overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth Sci. Rev.* 85, 125–160.
- Aubaud, C., Besson, P., 2007. Rapport sur les échantillons REU0704-052 et REU0704-053. IGP Internal Report.
- Bachelery, P., 1981. Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion), Etude volcanologique, structurale et pétrologique. Ph.D. Thesis, Univ. Clermont-Ferrand II, France.
- Battaglia, J., Aki, K., Staudacher, Th., 2005. 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. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 147, 291–308.
- Bhugwant, C., Siéja, B., Bessafi, M., Staudacher, T., Eormier, J., 2009. Atmospheric sulfur dioxide measurements during the 2005 and 2007 eruptions of the Piton de la Fournaise volcano: Implications for human health and Environment changes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 184, 208–223 (this issue).
- Blum, P.A., 1963. Contribution à l'étude des variations de la verticale en un lieu. *Ann. Géophys.* 19, 215–243.
- Delorme, H., Bachelery, P., Blum, P.A., Cheminée, J.-L., Delarue, J.F., Delmond, J.C., Hirn, A., Lepine, J.C., Vincent, P.M., Zlotnicki, J., 1989. March 1986 eruptive episodes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 199–208.
- Deniel, C., Kieffer, G., Lecoindre, J., 1992. New ^{230}Th – ^{238}U and ^{14}C age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion – a revised chronology for the differentiated series. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 51, 253–267.

- Deroussi, S., Diament, M., Feret, J.B., Nebut, T., Staudacher, T., 2009. Localization of cavities in a thick lava flow by microgravimetry. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 184, 193–198 (this issue). doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.10.002.
- Duncan, R.A., 1981. Hotspots in the southern oceans – an absolute frame of reference for motion of the Gondwana continents. *Tectonophysics* 74, 29–24.
- Eychenne, J., 2007. Etude géométrique et structurale de la coulée de lave d'avril 2007 au Piton de la Fournaise. Développement d'un logiciel d'automatisation du calcul d'épaisseur de modélisation. Fellowship report, OVPF/IPGP.
- Filson, J., Simkin, T., Lei-Kuang, L., 1973. Seismicity of a Caldera Collapse: Galapagos Island 1968. *J. Geophys. Res.* 78, 8591–8622.
- Furuya, M., Okubo, S., Sun, W., Tanaka, Y., Oikawa, J., Watanabe, H., Maekawa, T., 2003. Spatiotemporal gravity changes at Miyakejima Volcano, Japon: caldera collapse, explosive eruptions and magma movement. *J. Geophys. Res.* 108 (B4). doi:10.1029/2002JB001989.
- Geshi, N., Shimano, T., Chiba, T., Nakada, S., 2002. Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bull. Volcanol.* 64, 55–68.
- Geyer, A., Folch, A., Marti, J., 2006. Relationship between caldera collapse and magma chamber withdrawal: an experimental approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 157, 375–386.
- Gillot, P.Y., Nativel, P., 1989. Eruption history of the Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 53–55.
- Hasegawa, H., Murakami, M., Masaharu, M., Matsuo, K., Koarai, M., 2001. Caldera subsidence measured at Miyakejima summit. *J. Geograph. Surv. Inst.* 95, 121–128.
- Hugoulin, 1860. Eruption du 19 mars 1860. *Rev. Algér. Colon.* 182–221.
- Keszthelyi, L.P., Pieri, D.C., 1993. Emplacement of 75-km-long Carrizozo lava flow field, south-central New Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 59, 59–75.
- Lacroix, A., 1936. In: Gauthier-Villars (Ed.), *Le volcan, actif de l'île de la Réunion et ses produits*. Paris.
- Lacroix, A., 1939. Les étapes silencieuses de la formation d'un nouveau cratère à faciès de caldera au sommet du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). *C.R. Acad. Sci. Paris* 208, 58.
- Lénat, J.-F., Malengreau, B., Galdéano, A., 2001. A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean). *J. Geophys. Res.* 106 (B5), 8645–8663.
- Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.* 59, 198–218.
- Longpré, M.-A., Staudacher, Th., Stix, J., 2006. The November 2002 eruption at Piton de la Fournaise volcano, La Réunion Island: ground deformation, seismicity, and pit crater collapse. *Bull. Volcanol.* doi:10.1007/s00445-006-0087.
- Maillard, L., 1862. Note sur l'île de la Réunion (Bourbon). *Paris. Géologie* 101–132.
- Malengreau, B., Lénat, J.-F., Froger, J., 1999. Structure of Reunion Island, Indian Ocean inferred from the interpretation of gravity anomalies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 131–146.
- Malengreau, B., Skinner, D., Bremley, C., Black, P., 2000. Geophysical characterization of large silicic volcanic structures in the Coromandel Peninsula, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 43, 171–186.
- Michon, L., Staudacher, Th., Ferrazzini, V., Bachelery, P., Marti, J., 2007. April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: a new example of caldera formation. *Geophys. Res. Lett.* 34 (L21301). doi:10.1029/2007GL031248.
- Morgan, W.J., 1981. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans. In: Emiliani, C. (Ed.), *The Sea, 7, The Oceanic Lithosphere*. Wiley, New York, pp. 443–487.
- Nakada, S., Nagai, M., Yasuda, A., Shimamoto, T., Geshi, N., Ohno, M., Akimasa, T., Kaneoka, T., Fujii, T., 2001. Chronology of the Miyakejima 2000 eruption: characteristics of summit collapsed crater and eruption products. *J. Geogr.* 110, 168–180.
- Okuyama, S., 2008. Ground deformation associated with the Apr. 2007 Eruption of Piton de la Fournaise detected by PALSAR Interferometry. InSAR workshop 2007, Japan. OMI Website, 2007. WWW Page, <http://so2.umbc.edu/omi/pix/2007/piton/piton04.php>.
- Peltier, A., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Bachelery, P., 2005. Imaging the dynamics of dike propagation prior to the 2000–2003 flank eruptions at Piton de la Fournaise, Reunion Island. *Geophys. Res. Lett.* 32 (L22302). doi:10.1029/2005GL02370.
- Peltier, A., Staudacher, T., Bachelery, P., 2007. Constraints on magma transfer and structures involved in 2003 activity at Piton de la Fournaise from displacement data. *J. Geophys. Res.* 112 (B03207). doi:10.1029/2006JB004379.
- Peltier, A., Bachelery, P., 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. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 184, 93–108 (this issue).
- Peltier, A., Staudacher, T., Bachelery, P., Cayol, V., 2009b. Formation of the April 2007 caldera collapse at Piton de la Fournaise volcano: Insights from GPS data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 184, 152–163 (this issue). doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.09.009.
- Roche, O., van Wyk de Vries, B., Druit, T.H., 2001. Sub-surface structures and collapse mechanisms of summit pit craters. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105, 1–18.
- Sarda, Ph., Staudacher, Th., Allègre, C.J., Lecomte, A., 1993. Cosmogenic neon and helium at Réunion: measurement of erosion rate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 119, 405–417.
- Simkin, T., Howard, K.A., 1970. Caldera collapse in the Galapagos Islands. *Science* 169, 429–437.
- Staudacher, Th., Allègre, C.J., 1993. Ages of the second caldera of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) determined by cosmic ray produced ³He and ²¹Ne. *Earth Planet. Sci. Lett.* 119, 395–404.
- Staudacher, Th., Bachelery, P., Semet, M., Cheminée, J.L., 1998. Piton de la Fournaise, Geophysical portrayal of the Mars fissure eruptions. *Bull. Glob. Volcanism Netw.* 23 N° 3.
- Staudacher, Th., Ruzie, L., Peltier, A., 2008. Historique des éruptions du Piton de la Fournaise de 1998 à 2007. *Graphica* 96 pp.
- Thordarson, T., 1995. Volatile release and atmospheric effects of basaltic fissure eruptions. Ph.D. Thesis Univ. of Hawaii at Manoa, Honolulu.
- Urai, M., Geshi, N., Staudacher, Th., 2007. Size and volume evaluation of the caldera collapse on Piton de la Fournaise volcano during the April 2007 eruption using ASTER stereo imagery. *Geophys. Res. Lett.* 34 (L22318). doi:10.1029/2007GL031551.
- Villemant, B., Salaün, A., Staudacher, T., 2009. Evidence for an homogeneous primary magma at Piton de la Fournaise (La Réunion): A geochemical study of matrix glass, melt inclusions and Pélés's hairs of the 1998–2008 eruptive activity. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 184, 79–92 (this issue).
- Vlastelic, I., Peltier, A., Staudacher, Th., 2007. Short-term (1998–2006) fluctuations of Pb isotopes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island): origins and constraints on the shape of magma reservoir. *Chem. Geol.* 244, 202–220.