HAL
open science

Relations entre systèmes intrusifs et instabilités sur un volcan basaltique (Piton des Neiges, La Réunion)

Carole Berthod

To cite this version:

Carole Berthod. Relations entre systèmes intrusifs et instabilités sur un volcan basaltique (Piton des Neiges, La Réunion). Sciences de la Terre. Université de La Réunion, 2016. Français. NNT : . tel-01491111

HAL Id: tel-01491111

https://hal.science/tel-01491111v1

Submitted on 16 Mar 2017

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Délivrée par l'**Université de La Réunion**

Préparée au sein de **l'Ecole Doctorale Sciences, Technologies et Santé**
Et du laboratoire **GéoSciences de La Réunion**

Spécialité : **Géologie**

Présentée par **BERTHOD Carole**

Relations entre systèmes intrusifs et instabilités sur un volcan basaltique (Piton des Neiges, La Réunion)

Soutenue le 12 décembre 2016 devant le jury composé de :

M. Jérome BASCOU	Université de Saint Etienne	Invité
M. Nicolas BELLAHSEN	Université Pierre et Marie Curie	Rapporteur
M. Vincent FAMIN	Université de La Réunion	Directeur de thèse
M. Philippe GONCALVES	Université de Franche-Comté	Rapporteur
M. Olivier MERLE	Université de Clermont Ferrand	Examinateur
M. Laurent MICHON	Université de La Réunion	Directeur de thèse
M. Xavier QUIDELLEUR	Université Paris Sud	Examinateur

A mes parents,

Remerciements

Je remercie la Région Réunion et le Fond Social Européen pour le financement de cette thèse.

Je remercie les membres du jury extérieurs à cette thèse, Philippe GONCALVES, Nicolas BELLAHSEN, Olivier MERLE et Xavier QUIDELLEUR d'avoir accepté d'évaluer ce travail.

Ce travail n'aurait pu se faire sans les compétences scientifiques, l'aide technique et la générosité de l'ensemble des personnes qui ont croisé ma route. Et j'ai croisé tellement de gens qui vont me manquer que je ne sais pas par où commencer .

Bon, commençons par le commencement : Un grand merci à mes directeurs de thèse, Vincent FAMIN et Laurent MICHON, pour m'avoir laissé la chance de faire cette thèse dans de très bonnes conditions. Merci pour toutes les compétences scientifiques et humaines que vous m'avez transmises ainsi que pour votre disponibilité et votre réactivité durant toutes ces années. Un immense MERCI pour votre confiance et pour votre patience durant toutes ces années (surtout ces derniers mois)!

Un immense merci à l'équipe du laboratoire GéoSciences de La Réunion, Guilhem, Vincent, Laurent, Alicia, Cécile, Céline, Guillaume, John, Marc, Françoise, Geneviève, Anthony, Rachel, Claude, Jean-lambert, Manu, Manuella et Eric, cette petite famille dont les membres sont toujours là les uns pour les autres ! Merci à Guilhem pour toutes ces discutions scientifiques et sportives lors du café quotidien ! Grâce à toi j'ai également pu participer à une mission en mer sur le Meteor, ce fut une expérience magique avec d'extraordinaires rencontres (Lily, anthonio et Alessandro, I miss you guys !). Merci à la fine équipe de doctorants du labo Alicia, Cécile, Céline, Guillaume, John et Marc pour tous ces bons moments passés avec vous, au labo comme en soirée ! J'en profite pour saluer les biologistes d'en face ! Je vous souhaite bon courage pour la fin de votre thèse (bientôt pour certains!). Un grand merci Geneviève pour tout ton travail sur mes lames minces, tes précieux conseils, ta bonne humeur et ta disponibilité !! Et encore désolée pour tes tournevis … ☺

Durant cette thèse, 2 missions de plusieurs mois ont été réalisées en métropôle, ce fut à chaque fois l'occassion de faire de superbes rencontres.

Tout d'abord, je tiens à remercier l'ensemble de mes collaborateurs : Patrick BACHELERY, Jérome BASCOU, Jean-Pascal COGNÉ, Benoit ILDEFONSE et Patrick MONIE. Merci de m'avoir toujours très bien accueilli au sein de votre laboratoire, merci pour votre disponibilité et pour m'avoir transmis de nombreuses connaissances. J'en profite pour remercier le laboratoire de Saint Etienne, le LMV de Clermont-Ferrand, l'IPGP de Paris et le laboratoire Géosciences de Montpellier pour leur accueil !

Merci à la famille ROUGE de m‘avoir logé sur Clermont Ferrand et à Jean-Luc DEVIDAL pour son aide et pour ses conseils lors de mesures à la microsonde electronique. Merci Anaïs et Laure pour m’avoir logé sur Montpellier (merci Anaïs de m’avoir donné tes clefs sans l’adresse de ton logement !! ☺). Merci à Manon et à Laure du laboratoire Géosciences de Montepllier pour l’initiation à l’escalade, votre bonne humeur et pour votre soutien même à distance ! Merci à Laure B. pour m’avoir logé sur Paris et s’être occupé de moi pendant mon hospitalisation.

Revenons à la Réunion : Merci à Pierre, Marc, Noé, Cléa et à mes parents pour m’avoir accompagné sur le terrain ! Oui oui j’ai emmené mes parents dans la rivière du Mât… et pas dans la partie la plus accessible !!

Un grand merci à Benoit WELSCH pour ton soutien indéflectible jusqu’au dernier moment, pour toutes ces discussions sur cette superbe chambre magmatique et pour ton travail sur l’article!

Durant cette thèse, j’ai eu la chance de faire du terrain avec l’Observatoire du Piton de la Fournaise pendant et après les éruptions, je remercie donc Nicolas VILLENEUVE et Aline PELTIER.

Merci à toute l’équipe de trail de la fac ! Merci à Eric Lacroix pour ses entraînements et ses super séances de PPG indispensables pour faire du terrain !! Un immense MERCI à Vincent et Loïc pour m’avoir trimbaler avec eux sur les sentiers de l’île !!! Merci à Claire pour son soutien indéflectible sur les sentiers comme pour la thèse !!

Place à un merci un peu particulier : les trois premières années de cette thèse ont été financées par la Région Réunion et puis au bout de 3 ans il a fallut trouver une solution : c’est à ce moment là que le restaurant le Pic Vert entre en jeu ! Je souhaite donc remercier Isabelle et Bruno RONZEL, les proprios, les chefs, pour ce contrat, pour leur joie de vivre et pour leur super soutien durant ces derniers mois !! Isa, t’inquiète tout va bien se passer !!! ☺

Enfin, un grand merci à ma famille et en particulier à mes parents et à mon petit frère. Ils sont tout pour moi, ils ont toujours été là, ont toujours respecté mes choix, m’ont soutenu et m’ont compris. Pour tout ça MERCI.

Merci à tous…

Résumé

De nombreux volcans basaltiques ont connu de multiples épisodes de déstabilisation tout au long de leur évolution. L'étude de ces édifices volcaniques a démontré l'importance considérable de leur architecture interne et de leur système intrusif dans le déclenchement des déstabilisations. Découlant d'observations indirectes, les modèles élaborés demeurent néanmoins interprétatifs. Sur l'île de La Réunion, l'importante érosion du Piton des Neiges, en rendant accessible sa structure interne, en fait un atout majeur pour combler ces lacunes d'observation.

La première partie de cette thèse se concentre sur les roches plutoniques à l'affleurement dans la rivière du Mât (cirque de Salazie) afin d'accroitre les connaissances de la structure interne du Piton des Neiges. Notre étude multidisciplinaire permet de proposer l'existence d'une chambre magmatique plurikilométrique excentrée du sommet actuel du Piton des Neiges. Ce réservoir, situé à l'aplomb du cirque de Salazie, appartiendrait à un édifice plus ancien estimé à plus de 2,33 Ma. La chambre magmatique montre une variation lithologique depuis une bordure péridotitique composée de dunite et wehrlite cumulative (Fo_{81-90}) vers une zone interne plus différenciée, composée de gabbro à olivine, gabbro et ferrogabbro (Fo_{70-79}). Cette variation compositionnelle s'accompagne d'une variation structurale marquée par l'absence de structure dynamique en bordure, traduisant ainsi une cristallisation *in situ* et par l'existence de nombreuses structures dynamiques témoins de la convection dans le cœur de chambre.

Cette chambre magmatique est recoupée par un détachement injecté de plusieurs dizaines d'intrusions basiques et surmonté par une brèche d'avalanche de débris. La deuxième partie de cette thèse s'intéresse à l'histoire de ce détachement et à sa dynamique. La déformation cataclasique des minéraux primaires des roches plutoniques du détachement indique que cette structure s'est développée dans le domaine fragile. Une déformation ductile postérieure de basse température (< 250 °C), caractérisé par une cristallisation de chlorite, de pumpellyite, de zéolite et de calcite s'est ensuite développée dans le détachement. Ces résultats suggèrent que les édifices basaltiques s'effondrent par déformation le long de plans hydrothermalisés plutôt que sur de vastes systèmes hydrothermaux.

Au toit de la pile de sills, des intrusions sont brèchifiés et disséminés dans la brèche. La troisième partie de la thèse a pour objectif d'analyser l'impact de ces intrusions sur la stabilité des volcans basaltiques. Nous montrons, par une analyse détaillée du sill au contact avec la brèche, l'existence d'une fabrique magmatique asymétrique révélatrice d'un déplacement co-intrusif de l'unité sus-jacente lors de l'injection magmatique. Cette observation pionnière confirme les hypothèses préalablement formulées sur le rôle majeur des sills dans la déstabilisation des volcans boucliers.

Mot clés : volcan bouclier, La Réunion, Piton des Neiges, instabilités, déstabilisation, intrusion magmatique, sill, gabbro, chambre magmatique

Abstract

Many basaltic volcanoes have experienced multiple flank destabilization episodes during their evolution. The study of these volcanic edifices has shown that both the internal structure and the intrusive system play a role in the initiation of flank destabilization. Arising from indirect observations, the recent models remain interpretative. On Reunion Island, the exceptional erosion of the Piton des Neiges provides a rare access to the inner structure of the basaltic edifice that is propitious to bridge these gaps.

The first part of this manuscript focuses on the plutonic rocks outcropping in Mât River (cirque of Salazie) in order to improve our knowledge of the internal structure of Piton des Neiges. Our multidisciplinary study allows us to reveal the presence of plurikilometric magma chamber under the cirque of Salazie. This chamber would belong to an edifice older to 2.33 Ma located to the NNE from the actual summit of the Piton des Neiges. The magma chamber displays lithological variations from a peridotitic border made of dunite and wehrlite cumulates (Fo_{81-90}) to an internal part more differentiated made of olivine gabbro, gabbro, and ferrogabbro layers (Fo_{70-79}). This compositional variation is associated with a structural variation marked by the absence of visible dynamic structure in the border (implying *in situ* crystallization) to numerous dynamics structures at the core of the magma chamber (evidencing convection cells).

The magma chamber is crosscut by a detachment intruded by tens of basic magmatic intrusions and overlapped by debris avalanche deposits. The second part of this thesis focuses on the detachment's history and its dynamics. The cataclastic deformation of primary minerals in the plutonic rocks indicates that the detachment acted as a brittle zone. This is followed by a low temperature ductile deformation (< 250 °C) characterized by crystallization of chlorite, pumpellyite, zeolite and calcite in the detachment zone. These results suggest that deformation of basaltic volcanoes proceeds along hydrothermalized detachments rather than by spreading on a large hydrothermal system.

At the top of the sill zone, sills are brechified and disseminated in the breccia. The third part of the thesis is to determine the role of these intrusions in the destabilization of volcanoes. The presence of an asymmetric magmatic fabric in the intrusion in contact with the breccia suggests that this sill was emplaced with a normal shear displacement of its hanging wall. This pioneering observation confirms the assumptions made previously about the major implication of sill intrusions in basaltic volcano flank instability.

Keywords: shield volcano, La Réunion, Piton des Neiges, instabilities, destabilization, magmatic intrusion, sill, gabbro, magma chamber

Table des Matières

Remerciements **5**

Résumé **7**

Abstract **9**

Introduction **15**

Chapitre 1 :

Etat des connaissances sur les structures de la plomberie des volcans *19*

1. Présentation générale **21**
1.1. Formation et géométrie des chambres magmatiques 22
1.2. Localisation des chambres magmatiques dans les édifices volcaniques 25
1.2.1. Localisation des chambres magmatiques par méthodes géophysiques 25
1.2.2. Localisation des chambres magmatiques par méthodes pétrologiques et géochimiques 27

2. Fonctionnement d'une chambre magmatique **28**
2.1. Les intrusions litées 28
2.2. Les litages 30

3. Processus chimiques et physiques intervenant lors de l'évolution d'une chambre magmatique **34**
3.1. Cristallisation fractionnée 34
3.2. La convection 37
3.3. Effet Bagnold 40
3.4. Sédimentation, accumulation et compaction 41
3.5. Mélanges 42
3.6. Courants de densité 45

4. Synthèse des processus et des structures associées : **48**

Chapitre 2 :

Etat des connaissances sur les déstabilisations des volcans boucliers *51*

Introduction **53**

1. Les déstabilisations, processus catastrophiques récurrents sur les volcans boucliers 54

2. Caractéristiques des déstabilisations 55
2.1. Les avalanches de débris 55
2.2. Les slumps 57

3. Origine des déstabilisations des volcans boucliers 58
3.1. Les rift zones du modèle hawaïen 59
3.2. Les sill zones du modèle réunionnais 61
3.2.1. Cas de l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise 61
3.2.2. Observations de terrain et modèles théoriques 64

Chapitre 3 :

Contexte géologique de La Réunion *67*

1. Présentation générale de La Réunion 69
1.1. Situation géodynamique de La Réunion et origine du volcanisme 69
1.2. La Réunion 71

2. Le Piton des Neiges : volcan inactif et érodé de La Réunion 74
2.1. Activité magmatique et laves associées 74
2.2. Présentation du système magmatique du Piton des Neiges 76
2.2.1. Organisation des rift zones 76
2.2.2. Localisation des complexes intrusifs 78
2.3. Identification des déstabilisations du Piton des Neiges 84

3. Le Piton de la Fournaise : volcan actif de La Réunion 87
3.1. Activité magmatique et laves associées 87
3.2. Présentation du système magmatique du Piton de la Fournaise 90
2.2.1. Organisation des rift zones 90
2.2.2. Localisation des complexes intrusifs 91
3.3. Identification des déstabilisations sur le Piton de la Fournaise 96

Chapitre 4 :

Etude du complexe plutonique du Piton des Neiges *97*

Présentation de l'article n°1 99
Objectifs 99
Méthodes 100
Principaux résultats et interprétations 100

Abstract 104
1. Introduction 105
2. Geological setting 106
3. Field observations 108
4. Sample & analytical methods 112
5. Results 115
5.1. Whole-rock geochemistry 115
5.2. Textures 116
5.3. Chemical composition of minerals 122
5.4. AMS results 124
5.5. Palaeomagnetic measurements 128
5.6. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating 130
6. Discussion 132
6.1. Origin of the plutonic outcrops 132
6.2. Structure of the magma chamber 134
6.3. Implications for Piton des Neiges volcano 137

7. Conclusion 141

Chapitre 5 :

Rôle des fluides sur l'altération de la chambre magmatique et implications sur la stabilité de l'édifice volcanique *151*

Présentation de l'article n°2 ..... **153**
Objectifs 153
Principaux résultats et interprétations 153

Abstract **157**
1. Introduction **157**
2. Architecture of the Piton des Neiges **158**
3. Methods and results **158**
3.1. Deformation microstructures 158
3.2. Chlorite geothermometer 161
3.3. Bulk major element concentrations 161
4. Discussion **166**
4.1. Chronology of deformation and secondary mineralization 166
4.2. Temperature of deformation in the detachment 166
4.3. Major element changes associated with alteration and deformation 167
4.4. Scenario of detachment initiation and evolution 167
4.5. Implication for the deformation of basaltic volcanoes 167

5. Conclusion **170**

Chapitre 6 :

Evidence de sills cisaillés associés à la déstabilisation de flanc d'un volcan bouclier **173**

Présentation de l'article n°3 ..... **175**
Objectifs 175
Principaux résultats et interprétations 175

Abstract **177**
1. Introduction **177**
2. Geological setting **178**
3. Structural study **180**
4. Methods **181**
5. Results **181**
5.1. Mineralogy 181
5.2. Anisotropy of magnetic susceptibility 182
5.3. Shape and crystallographic fabrics 183
6. Discussion **183**
6.1. Comparison of AMS and crystallographic fabrics 183
6.2. The use of mineral and AMS fabrics to infer magmatic flow 185
6.3. Kinematics of sill emplacement 185
6.4. Implication for the role of sill intrusions in volcano flank instability 186
7. Conclusion **189**

Conclusion générale et perspectives 193

1. Rappel des principaux objectifs 195
2. La chambre magmatique du Piton des Neiges 195
3. Implication pour le Piton des Neiges 198
4. Déformation lente localisée du Piton des Neiges sur une chambre 200
5. L'injection de sills dans un détachement comme facteur d'instabilité 201
6. En conclusion 202
7. Perspectives 203

Références bibliographiques 205

Annexes 234

1. Localisation des échantillons 235
2. Composition en éléments majeurs des roches totales 236
3. Composition en éléments majeurs des olivines 237
4. Composition en éléments majeurs des clinopyroxènes 247
5. Composition en éléments majeurs des plagioclases 262

Introduction

L'activité et la croissance d'un volcan bouclier sont régies par le fonctionnement de chambres magmatiques superficielles ou profondes. Les caractéristiques de ces réservoirs magmatiques tels que leur géométrie, leur taille ou encore leur changement de phase sont des paramètres clés pour comprendre l'activité volcano-tectonique d'un édifice volcanique. Au-delà de leur rôle fondamental dans la dynamique éruptive des volcans, les chambres magmatiques peuvent avoir une influence sur la stabilité de l'édifice.

Les volcans boucliers se sont révélés être des édifices en constante évolution et leur croissance est ponctuée d'épisodes de déstabilisations. Ces déstabilisations sont d'ampleur variable et peuvent impliquer plusieurs kilomètres cubes de matériel (*Siebert*, 1984; *Moore et al.*, 1989). Le modèle de déformation Hawaïen implique un décollement basal probablement activé par l'intrusion répétée de dykes dans les rift zones et par le fluage latéral de large cumulats d'olivine, interprétés dans le cas présent comme une partie de la chambre magmatique du Kilauea (*Swanson et al.*, 1976; *Clague & Denlinger*, 1994). *Clague & Denlinger* (1994) proposent que la stabilité d'un édifice dépende de la taille et de la forme de leur chambre magmatique et que le fluage associé à de larges corps dunitiques, qui tendent à se refroidir lentement et rester chaud sur de longues périodes, pourraient générer d'importants déplacements subhorizontaux pouvant conduire une déstabilisation.

Dans le modèle de déformation Hawaiien, l'intense activité magmatique au niveau des rift zones joue également un rôle important (*Swanson et al.*, 1976; *Elsworth & Voight*, 1995, 1996; *Iverson*, 1995; *McGuire*, 1996; *Elsworth & Day*, 1999). Celui-ci n'est cependant pas applicable aux édifices dont le fonctionnement diffère des volcans Hawaïens tels qu'à la Réunion, aux Canaries et aux Galápagos. Ainsi, un modèle alternatif a été proposé à partir de l'étude structurale du Piton des Neiges (La Réunion, *Famin & Michon,* 2010; *Chaput*, 2013, *Chaput et al.,* 2014a; *Chaput et al.,* 2014b). En l'absence de décollement basal, l'intrusion répétée de dykes dans les rift zones engendreraient des permutations de contraintes conduisant à la mise en place de sills. Les modèles numériques découlant de ces observations montrent que l'emplacement de sills est potentiellement un facteur d'instabilité gravitaire lorsqu'un cisaillement simple co-intrusif se produit dans le plan du sill.

Ainsi, l'instabilité des volcans boucliers est essentiellement contrôlée par l'activité magmatique et par la géométrie et la rhéologie des différentes unités rocheuses qui constituent la structure interne de l'édifice. Malheureusement la structure interne des volcans jeunes et actifs reste encore aujourd'hui mal connue car rarement accessible à l'observation. Une exception existe, toutefois, au Piton des Neiges (La Réunion). Ce volcan, analogue inactif du Piton de la Fournaise, a été profondément incisé par l'érosion, ce qui permet d'observer directement sa structure interne. Les travaux préliminaires y ont révélé l'existence d'un corps intrusif gabbroïque d'ampleur kilométrique, interprété comme une ancienne chambre magmatique, observable à l'affleurement au cœur du cirque de Salazie (*Lacroix*, 1923; *Upton & Wadsworth*, 1972; *Famin & Michon*, 2010). Ce corps intrusif est affecté par un détachement injecté de plusieurs dizaines de sills et surmonté de dépôts d'avalanche de débris, qui témoignent d'une déstabilisation du Piton des Neiges au-dessus de sa chambre magmatique. Cette juxtaposition suggère qu'il existe une relation entre activité magmatique et effondrement de l'édifice sur lui-même.

C'est ainsi que notre intérêt s'est porté sur cet affleurement. La vocation de ce travail est axée sur 2 principaux objectifs :

- Dans ce mémoire nous tenterons dans un premier temps d'accroître les connaissances sur la structure interne des chambres magmatiques des volcans boucliers. Les intrusions litées, telles que celles observées sur le Piton des Neiges constituent les reliques d'anciennes chambres magmatiques et permettent de remonter aux mécanismes physico-chimiques présents dans le réservoir. Pour ce faire, nous nous focaliserons sur les roches plutoniques affleurant dans la rivière du Mât dans le but de répondre aux questions suivantes :
    - Quelle quantité de rotation a-t-elle subie et quel est l'âge de cette chambre magmatique ?
    - Quels sont les processus physico-chimiques se produisant dans la chambre magmatique du Piton des Neiges ?
    - Les affleurements plutoniques identifiés appartiennent-ils à une seule et unique chambre magmatique ou correspondent-ils à plusieurs injections distinctes ?
    - Quelle est la géométrie et la position de la chambre magmatique dans l'histoire du Piton des Neiges ?

- Dans un deuxième temps, nous nous focaliserons sur le rôle de l'altération hydrothermale et de l'activité magmatique dans le déclenchement de déstabilisations. Le détachement au toit du corps plutonique est marqué par une déformation ductile et cassante et est intrudé par de nombreux sills. *Famin & Michon* (2010) suggèrent que la mise en place des intrusions magmatiques dans le détachement est accompagnée de deux modes de glissement, l'un inter-intrusif et l'autre co-intrusif. Ces deux mécanismes augmenteraient l'instabilité de l'édifice volcanique et pourrait conduire à une déstabilisation. Ainsi, nous nous focaliserons sur ce détachement dans le but de répondre aux questions suivantes :
  - Le fluage s'est-il produit sur un corps plutonique chaud ou sur un corps plutonique froid ?
  - Quelle est l'influence de l'altération hydrothermale sur la stabilité de l'édifice volcanique ?
  - Quelle est la chronologie relative entre les intrusions magmatiques et la déstabilisation à l'origine de la brèche d'avalanche de débris sus-jacent aux intrusions ?
  - Quelles sont les contraintes co-intrusives des intrusions magmatiques et quelle est l'influence d'une perturbation à court-terme (l'injection d'un sill par exemple) sur la stabilité d'un édifice ?

Ce travail s'inscrit dans un cadre de recherche plus large sur la compréhension des mécanismes de déformation à long-terme des volcans basaltiques. Par ailleurs, des réponses apportées à ces questions dépendent notre interprétation des signaux enregistrés par les réseaux de surveillance des observatoires. Comprendre les mécanismes de déformation qui conduisent aux déstabilisations volcaniques est donc fondamental pour améliorer la gestion du risque, à la Réunion et ailleurs.

Ce manuscrit de thèse est structuré en 6 chapitres.

Le **chapitre 1** est consacré à l'état des connaissances générales sur les caractéristiques et le fonctionnement des chambres magmatiques. Les processus physiques et chimiques se déroulant dans les chambres magmatiques étant complexes et encore très débattus, ils seront développés dans cette partie.

Le **chapitre 2** sera consacré à l'état des connaissances dans le domaine des déstabilisations sur les volcans boucliers. Après avoir décrit les différentes classifications ainsi que les caractéristiques des instabilités et de leurs dépôts, un état des connaissances sur les mécanismes de déstabilisation sur les volcans boucliers sera développé en se focalisant sur le modèle proposé pour l'île de La Réunion.

Notre travail est basé sur l'étude du système intrusif du Piton des Neiges. Nous consacrons donc le **chapitre 3** à la présentation du contexte géologique de La Réunion.

Les résultats de l'étude multidisciplinaire du complexe plutonique du Piton des Neiges sont présentés dans le **chapitre 4**. Nous aurons pour objectif de déterminer la distribution spatiale du corps intrusif, le caractériser et établir sa position dans l'histoire du Piton des Neiges. Nous proposerons un modèle de chambre magmatique unique et en place dans lequel nous distinguons une bordure externe ultramafique d'une bordure interne plus différenciée et dynamique.

Dans le **chapitre 5,** nous discuterons du lien éventuel entre le corps plutonique, l'activité magmatique, l'altération hydrothermale et la déformation. Une approche multidisciplinaire combinant une étude structurale, pétrologique et géochimique nous permettra de proposer un modèle conceptuel impliquant un mécanisme de déformation, localisé et à basse température.

Enfin, dans le **chapitre 6** nous nous consacrerons à l'étude des intrusions magmatiques localisées dans un détachement et leur rôle potentiel dans l'instabilité des pentes du Piton des Neiges. Après avoir établi une chronologie relative des événements, nous tenterons de reconstruire la cinématique de mise en place de ce type d'intrusions à partir de la fabrique magnétique et minéralogique d'une de ces intrusions.

Chapitre 1 :

Etat des connaissances sur les structures de la plomberie des volcans

1. Présentation générale

Le fonctionnement des volcans est soutenu par un système de plomberie magmatique permettant le transfert du magma du manteau ou de la croûte à la surface (Fig. 1).
Cette plomberie magmatique est composée d'un ensemble d'intrusions et de zones de stockage appelées chambres ou réservoirs magmatiques. Les intrusions magmatiques concordantes (sills) et discordantes (dykes) permettent la migration du magma entre les différentes chambres magmatiques localisées à plus ou moins grande profondeur et vers la surface pour alimenter les éruptions.

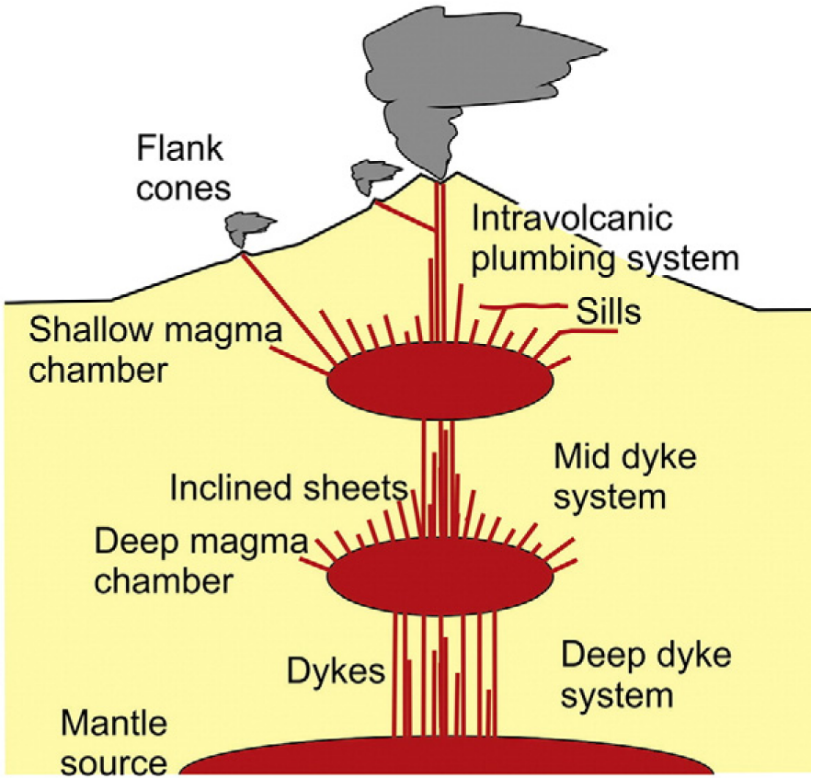


Figure 1: Illustration schématique d'un édifice volcanique. La plomberie magmatique est constituée de plusieurs zones de stockage de magma (i.e. chambre magmatique). Les intrusions d'inclinaison diverse conduisent le magma d'une chambre à l'autre et jusqu'à la surface (*Tibaldi*, 2015).

La majorité des structures volcaniques est approvisionnée par du magma provenant d'une chambre magmatique superficielle ou profonde. L'activité de l'édifice volcanique telle que la fréquence et la durée des éruptions, le volume de magma émis, ou encore le débit à l'évent vont en partie dépendre du lieu de stockage du magma avant d'arriver en surface et donc de la chambre magmatique dans laquelle le magma a séjourné.

La compréhension des systèmes volcaniques passe donc par l'identification et l'étude du fonctionnement de ces structures. Pour ce faire, il est nécessaire d'avoir une information sur:

- leur localisation dans l'édifice volcanique,
- leur taille et les paramètres la contrôlant,
- leur géométrie, leur conséquence sur les contraintes locales et la mise en place des intrusions magmatiques,
- les processus physiques et chimiques, actifs à l'intérieur des chambres magmatiques afin de comprendre leur dynamisme et leur évolution dans le temps.

Sur un volcan actif, une chambre magmatique est partiellement ou totalement liquide. Ses propriétés physiques étant différentes de l'encaissant, les caractéristiques de ce réservoir (localisation et forme) peuvent être déterminées par des méthodes géophysiques (*Riddick & Schmidt*, 2011; *Baker & Amelung*, 2012). Il en est de même pour une chambre magmatique entièrement cristallisée. Ces campagnes incluant des études gravimétriques, magnétiques, électriques, sismiques et de flux de chaleur apportent des contraintes sur la forme des corps magmatiques en profondeur. Ceci, seulement si les propriétés physiques des corps intrusifs et de la roche encaissante diffèrent suffisamment. Enfin, la compréhension de ces réservoirs magmatiques passe également par l'étude géochimique et pétrologique des produits éruptifs et des corps magmatiques misent à l'affleurement par érosion.

Ce premier chapitre a pour objectif d'introduire les chambres magmatiques. Dans un premier temps nous présenterons les principales caractéristiques des chambres magmatiques telles que leur formation, leur localisation, leur forme et leur taille. Puis dans un second temps, nous détaillerons les principaux processus physiques et chimiques se produisant dans un réservoir magmatique ainsi que les différentes structures et caractéristiques qui en résultent.

1.1. Formation et géométrie des chambres magmatiques

L'étude de nombreux corps intrusifs (*Cargill et al.*, 1928; *Hawkes & Hawkes*, 1933; *Gretener*, 1969; *Bedard et al.*, 1988; *Gudmundsson*, 1990; *Hutton*, 1992; *John & Blundy*, 1993; *Vigneresse & Bouchez*, 1997; *Wiebe & Collins*, 1998; *Coleman et al.*, 2004; *Glazner et al.*, 2004; *Belcher & Kisters*, 2006; *de Saint-Blanquat et al.*, 2006; *Pasquarè & Tibaldi*, 2007; *Horsman et al.*, 2009), couplée à plusieurs études théoriques

(*Gudmundsson*, 1990; *Menand et al.*, 2010; *Menand*, 2011), a démontré que la formation d'une chambre débute à partir d'une intrusion magmatique subhorizontale (i.e. sill, Fig. 2). Cependant, l'ensemble des sills ne se développe pas en chambre magmatique. Pour ce faire, deux conditions particulières doivent être réunies. Le sill doit être suffisamment épais pour qu'il refroidisse lentement, plusieurs dizaines de mètres selon les contraintes locales. D'autre part, la fréquence d'injection des sills doit être également supérieure à leur taux de refroidissement afin de faire croître la chambre magmatique naissante et d'augmenter son volume.

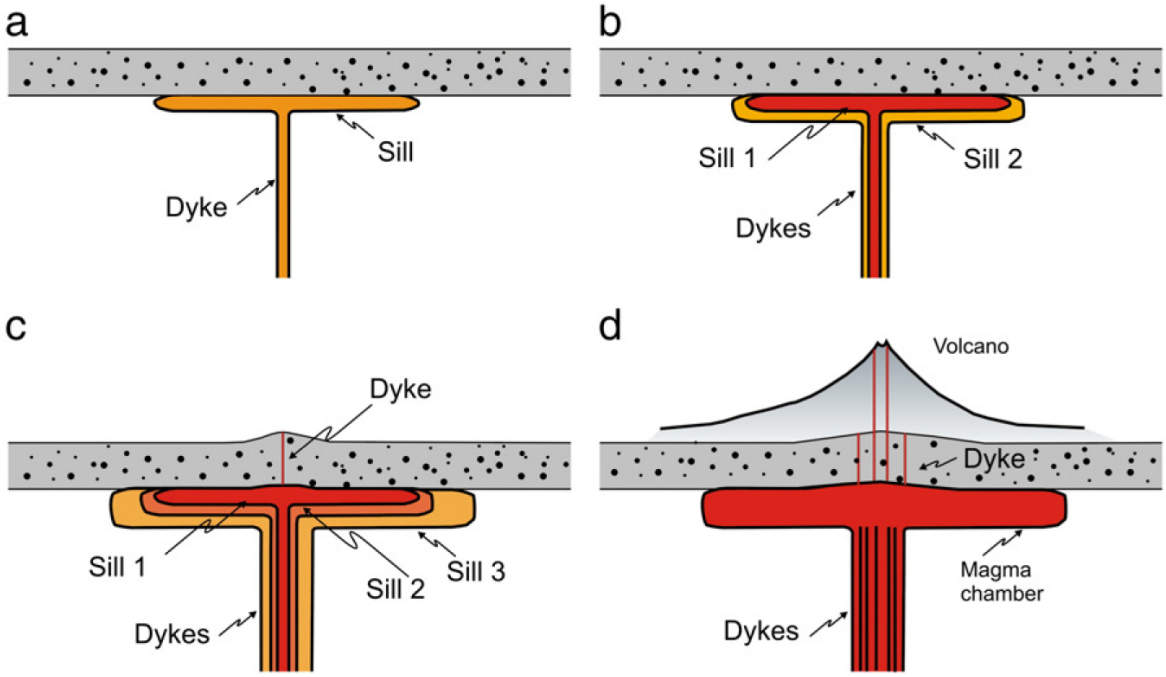


Figure 2: Schémas illustrant le développement d'une chambre magmatique à partir de la mise en place répétée de sills. La formation de la chambre magmatique dépend de la taille des intrusions et de leur fréquence d'injection (d'après Gudmundsson, 1990).

A noter que la formation d'une chambre magmatique nécessite un délicat équilibre entre le flux de chaleur entrant et le flux de chaleur sortant du système. En effet, si une vitesse d'emplacement des sills trop faible ne permettra pas de développer une chambre magmatique, une vitesse d'emplacement trop élevée pourrait au contraire conduire à une éruption entraînant le drainage de la chambre magmatique et donc accélérer son refroidissement ainsi que sa solidification (*Gudmundsson*, 2012).

L'évolution géométrique du réservoir magmatique après l'emplacement initial de sills varie considérablement et dépend de nombreux paramètres telles que les propriétés mécaniques et physiques de la chambre magmatique et de l'encaissant. Néanmoins, il est

important de noter que cette forme reste fortement liée à son origine. Ainsi, la forme oblate (d'un disque aplati, Fig. 3a), proche de celle d'un sill, est la plus couramment rencontrée (*John & Blundy*, 1993; *Horsman et al.*, 2005; *Belcher & Kisters*, 2006; *de Saint-Blanquat et al.*, 2006; *Pasquarè & Tibaldi*, 2007).

Les chambres magmatiques sphériques sont favorisées sur des édifices soumis à une contrainte isotrope ou quasi-isotrope (Fig. 3b; *Gudmunsson*, 2012). Une diminution progressive du volume de liquide dans le réservoir magmatique, due à un remplissage insuffisant par exemple, peut également être à l'origine de cette forme sphérique. Cela permettrait en effet de minimiser le flux de chaleur sortant.

Des chambres magmatiques prolates (allongées verticalement, Fig. 3c), formées à partir de l'accroissement d'un conduit cylindrique à une profondeur superficielle sont également observées. De plus, les formes de lopolite (d'une cloche inversée, Cargill et al., (1928), *O'Driscoll et al.,* (2006)) et de laccolite (*Hawkes & Hawkes*, 1933; *Pollard & Johnson*, 1973; *Pasquarè & Tibaldi*, 2007; *Bunger & Cruden*, 2011) sont fréquentes. Ces dernières sont localisées au niveau de zones à faible résistance le long desquelles elles se sont formées par expansion latérale.

Enfin, les chambres magmatiques ayant une longue durée de vie tendent également à avoir une forme sphérique. Celles-ci sont cependant mécaniquement et thermiquement instables, engendrant un contour irrégulier de la chambre (Fig. 3d). L'instabilité dans une chambre résulte de la présence de fissures et d'excroissances de l'encaissant. Le magma dans ces fissures tend à se solidifier plus rapidement que le magma dans la chambre. Inversement les excroissances de l'encaissant dans la chambre magmatique tendent à fondre (*Gudmundsson*, 2012).

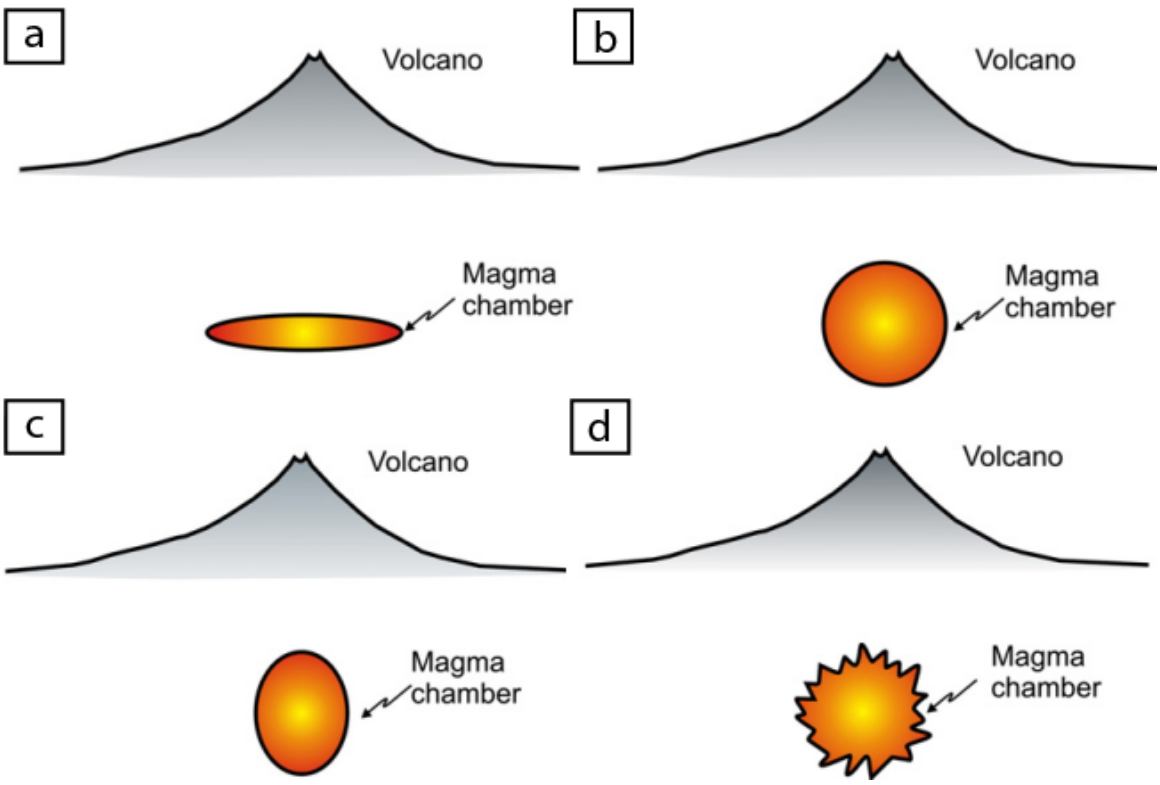


Figure 3: Illustrations schématiques des différentes formes de chambre magmatique d'après Gudmundsson (2012). *a) Chambre magmatique oblate en forme de sill, la plus courante. b) La chambre magmatique de forme sphérique est couramment rencontrée lors des stades tardifs des volcans, c) des chambres magmatiques prolates se forment à faible profondeur à partir de conduits cylindriques, d) forme irrégulière caractéristique de chambre magmatique thermiquement instable.*

1.2. Localisation des chambres magmatiques dans les édifices volcaniques

1.2.1. Localisation des chambres magmatiques par méthodes géophysiques

Lors de cette dernière décennie, d'importantes avancées ont été réalisées sur l'utilisation des techniques géophysiques évoluant de la localisation d'évènements sismiques (*Scandone & Malone*, 1985) à des techniques d'inversion sophistiquées (*Koulakov et al.*, 2011; *Ofeigsson et al.*, 2011; *Paulatto et al.*, 2012). L'emplacement de chambres actives peut être déterminé à partir de données géophysiques et délimité par des phénomènes de surface telles que les fumerolles ou des explosions phréatiques. Un développement particulièrement important a par exemple, été réalisé en utilisant l'interférométrie radar (*Pritchard & Simons*, 2004; *Biggs et al.*, 2009; *Fournier et al.*, 2010; *Riddick & Schmidt*, 2011). A partir de cette méthode, *Baker et*

al., (2012) ont par exemple imagé le système magmatique superficiel sous le sommet du Kilauea. Ils ont ainsi proposé un modèle avec 4 réservoirs magmatiques distincts et interconnectés, de formes différentes et actifs à différents moments de l'évolution du volcan (Fig. 4). L'ensemble de ces sources est localisé dans la zone de flottabilité neutre entre 2 et 4 km de profondeur (*Ryan*, 1987). Cette profondeur correspond en effet à une zone de flottabilité neutre pour de nombreux volcans basaltiques où la densité du magma présent dans l'édifice correspondrait à la densité des roches environnantes.

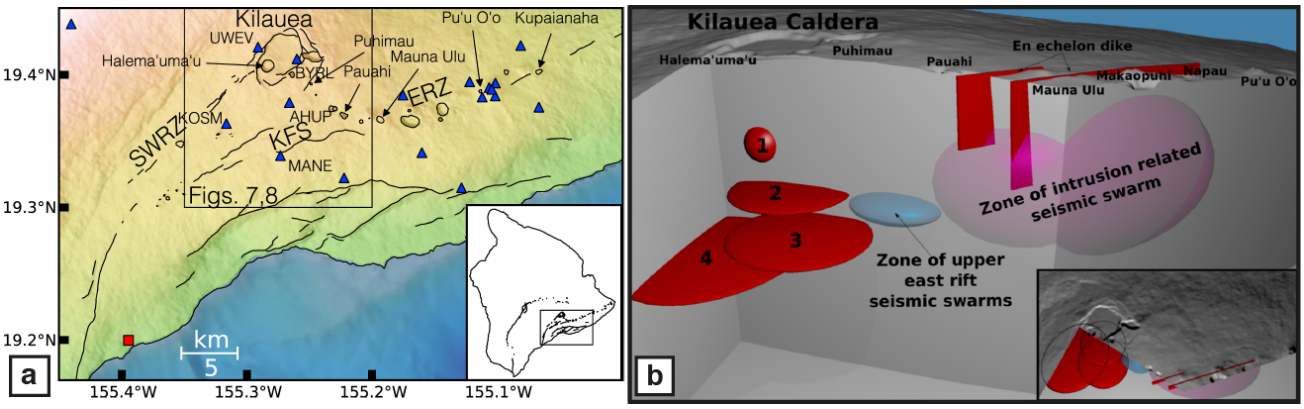


Figure 4: a) Carte du Kilauea (Hawaii). b) Coupe schématique de la plomberie magmatique du Kilauea (pas à l'échelle). 4 sources sont localisées sous le sommet du Kilauea : la source la plus superficielle et sphérique se situe à 1,9 ± 0,2 km de profondeur. Les trois autres sources, plus profondes ont la forme de sill et sont situées dans un intervalle de 2,5 à 4 km de profondeur dans la zone de flottabilité neutre (Ryan, 1987). D'après Baker et al. (2012).

Les réservoirs actifs peuvent également être imagés en utilisant les techniques d'imagerie active et passive. La sismique passive, comme la localisation des tremblements de terre adjacents aux corps magmatiques, est la plus fréquente. Celle-ci permet de faire une échographie du l'édifice volcanique et d'identifier les structures profondes aux contrastes de rhéologies importants telles que les chambres magmatiques. Cette technique s'est considérablement améliorée grâce au développement, à la modernisation des réseaux sismiques et à la diversification des ondes utilisées. Une récente technique d'imagerie sismique passive qui consiste à utiliser le bruit sismique permanent plutôt que les ondes issues des séismes à par exemple permis d'imager la structure du système volcanique actif de Toba (Indonésie, *Jaxybulatov et al.,* (2014)).

Dans un même temps, l'amélioration des techniques d'inversion de données permet une vue en trois dimensions de plus en plus détaillée des systèmes magmatiques actifs (*Chaput et al.*, 2012).

1.2.2. Localisation des chambres magmatiques méthodes pétrologiques et géochimiques

Les laves peuvent conserver une signature pétrologique et géochimique acquise en profondeur. Ainsi, les études pétrologiques et géochimiques des produits éruptifs sont également utilisées pour contraindre la profondeur des zones de stockage. Elles permettent également d'étudier l'évolution du système magmatique. Par ailleurs, des informations sur l'environnement et les processus de cristallisation sont déterminées à partir de l'étude isotopique des produits éruptifs, par l'étude d'inclusions fluides dans les laves en utilisant des géobaromètres et géothermomètres, par l'étude des xénolites gabbroïques et ultramafiques et par pétrologie expérimentale (*Fodor et al.*, 1993; *Fodor & Galar*, 1997; *Upton et al.*, 2000; *Vlastélic et al.*, 2007; *Famin et al.*, 2009).

Enfin, de part le monde, de nombreuses chambres magmatiques, dans lesquelles une grande partie de l'histoire du système magmatique est préservée, sont à l'affleurement. La connaissance des chambres magmatiques passe donc majoritairement par l'étude de ces plutons.

En raison de sa petite taille et de son exposition, l'intrusion de Skaergaard (Groenland) est la chambre magmatique la plus étudiée dans le monde (*Wager & Deer*, 1939; *Wager & Mitchell*, 1951; *Mcbirney & Noyes*, 1979; *Hunter & Sparks*, 1987; *Hoover*, 1989; *Naslund*, 1989; *McBirney & Naslund*, 1990; *Tegner et al.*, 1993, 2009; *McBirney*, 1995; *Holness et al.*, 2007; *Salmonsen & Tegner*, 2013). Elle occupe une place centrale dans le développement de concept et dans la compréhension de la différenciation des magmas dans un réservoir magmatique et de la formation des intrusions litées.

2. Fonctionnement d'une chambre magmatique

2.1. Les intrusions litées

Une grande majorité des chambres magmatiques fossiles étudiée de par le monde, telle que l'intrusion de Skaergaard, sont communément décrites comme *des intrusions litées*. Celles-ci présentent une séquence stratigraphique de compositions et/ou de textures différentes. Cette séquence stratigraphique peut également être observée en bordure et au toit des intrusions, sub-parallèle à l'encaissant, et est généralement associée à une différenciation de la base vers le toit et des parois vers le cœur de l'intrusion (*Hoover*, 1989; *Salmonsen & Tegner*, 2013).

Les intrusions litées sont de taille très variable allant de quelques mètres à plusieurs dizaines de kilomètres si nous prenons comme exemple le complexe de Bushveld en Afrique du Sud (*Von Gruenewaldt et al.*, 1985; *Zingg*, 1996; *Cawthorn & Walraven*, 1998).

Malgré l'étude de centaines d'intrusions litées à l'affleurement dans le monde entier, il n'y a cependant pas de consensus sur les processus à l'origine de ces complexes lités. Deux modèles distincts sont proposés.

Selon le premier modèle, ces intrusions litées seraient issus d'un refroidissement lent et de la cristallisation fractionnée d'un liquide basaltique homogène dans une chambre magmatique (Fig. 5a) (*Wager*, 1968; *Parsons et al.*, 1986; *Cawthorn*, 1996; *Latypov*, 2009; *Latypov et al.*, 2015). Selon le second modèle, les intrusions litées se formeraient par injections distinctes et multiples de compositions différentes (Fig. 5b) (*Marsh*, 1988a, 1989, 2000, 2004, 2006, 2013; *Marsh & Huppert*, 1990; *Zieg & Marsh*, 2005). Ce second modèle est cependant très controversé car il fait, entre autre, totalement abstraction de la cristallisation fractionnée (*Latypov et al.*, 2015).

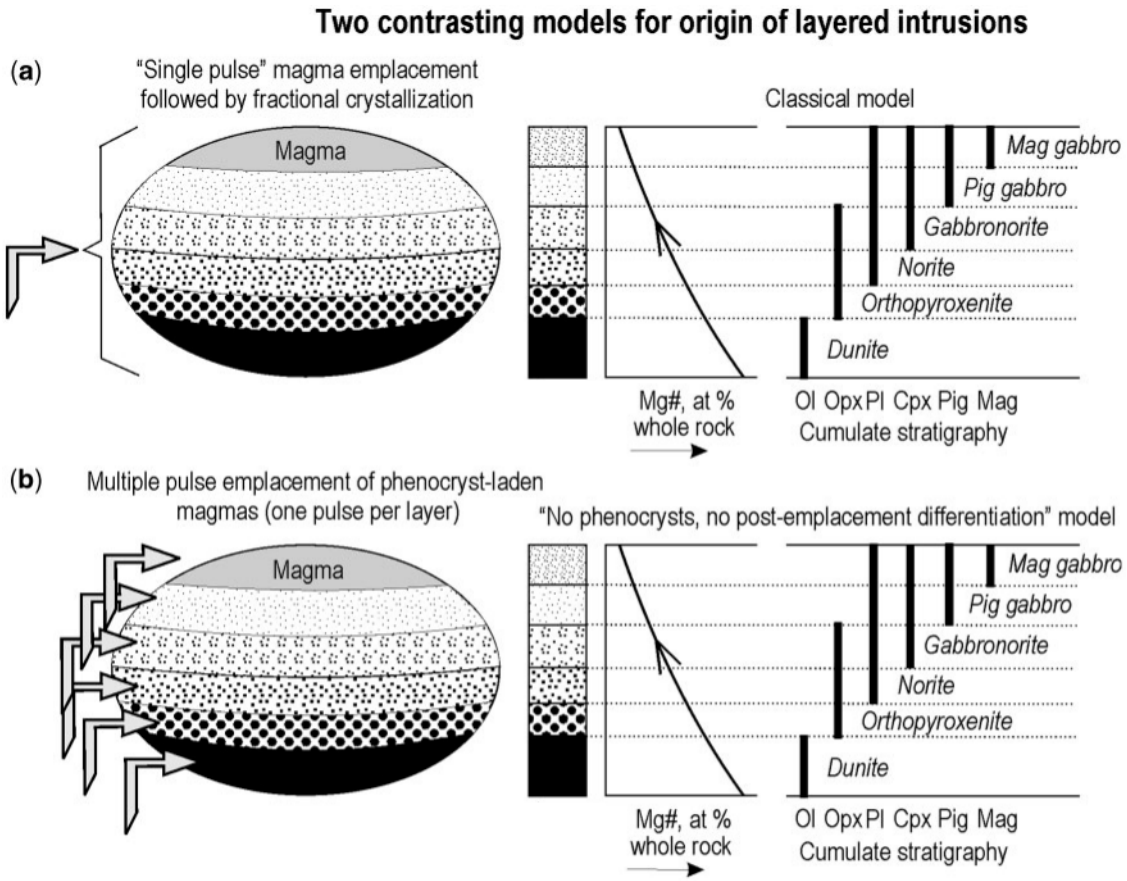


Figure 5 : Schémas illustrant les deux différents modèles de formation des intrusions mafiques-ultramafiques litées d'après Latypov (2009). a) Le modèle traditionnel implique un refroidissement lent accompagné d'une cristallisation fractionnée d'un magma homogène. Cette homogénéité est obtenue à la suite d'un mélange complet de plusieurs injections. b) Le second modèle propose l'emplacement d'une injection par couche sans mélange. Pl, plagioclase; Ol, olivine; Opx, orthopyroxène; Pig, pigeonite; Cpx, clinopyroxène; Mag, magnetite;.

Malgré le désaccord sur la formation de ces intrusions litées, il est aujourd'hui reconnu que celles-ci sont le résultat d'une multitude de processus physiques et chimiques se produisant tout au long de l'évolution de la chambre magmatique (présentés en section 2.3). Ces différents processus se produisant dans la zone de stockage sont majoritairement identifiés à partir des structures observées sur ces corps plutoniques à l'affleurement.

2.2. Les litages

Les litages sont une caractéristique commune aux intrusions mafiques et ultramafiques (Fig. 6a). La terminologie des différents types de litage est basée sur la variation, d'un lit à l'autre, de la taille, de la position des minéraux magmatiques et de la composition chimiques de ces derniers (*Jackson*, 1967; *Pallister & Hopson*, 1981; *Irvine*, 1982) :

- ***Le litage modal*** est défini par un changement dans l'assemblage ou dans des phases cumulus ou postcumulus (Fig. 6b; (*Irvine*, 1982)). Il peut être divisé en 4 sous-groupes. ***Le litage de proportion cumulus*** s'exprime par une variation des proportions des ***phases cumulus***, sub-automorphe à automorphe, issues de la première étape de cristallisation (Fig. 6d). D'un lit à l'autre, cela se traduit par un changement de lithologie ou par une variation d'un ou plusieurs minéraux au sein d'une même lithologie. Une variation de la proportion des ***minéraux postcumulus*** défini ***le litage de proportion postcumulus.*** Les cristaux ***post-cumulus*** qui tendent à être xénomorphes, se développent plus tardivement à partir d'un liquide intercumulus dans les interstices de la structure formée par les cristaux cumulus.

- ***Le litage de phase*** est quant à lui, caractérisé par l'apparition ou la disparition d'un minéral d'un lit à l'autre. ***Le litage de phase cumulus*** et ***le litage de phase postcumulus*** est défini en fonction de l'apparition ou de la disparition d'une phase cumulus ou d'une phase postcumulus, respectivement. A noter que ces différents types de litages peuvent coexister.

- ***Le litage de taille de grain*** est caractérisé par une variation de la taille des minéraux (Fig. 6c).

- ***Le litage cryptique*** se définit par la variation de la composition chimique des phases cumulus et postcumulus, d'un lit à un autre.

- ***Le litage textural*** est défini par un changement de texture d'un lit à un autre (*Irvine*, 1982). Cette variation peut impliquer un changement d'ordre de cristallisation des

minéraux. C'est le cas par exemple du passage d'une texture poecilitique[1] à une texture granulaire. ***Le litage d'ordre de cristallisation*** a ainsi été défini par *Abily* (2011) (Fig. 6d). Celui-ci est donc caractérisé par un changement de la position d'un ou plusieurs minéraux dans la séquence de cristallisation; un minéral en phase cumulus dans un lit devenant une phase postcumulus dans le lit suivant.

Dans le cas d'une importante convection, les litages présentent diverses structures dynamiques ou structures d'écoulement telles que des litages obliques et entrecroisés, du boudinage et des lentilles (Fig 6 e et f). Ce sont des ***litages dynamiques***. Sur les bords des complexes magmatiques, ce type de litages est le résultat d'instabilités gravitaires (*Irvine et al.*, 1998).

[1] Texture dans laquelle de petits cristaux orientés au hasard sont en inclusions dans de plus larges cristaux d'un autre minéral

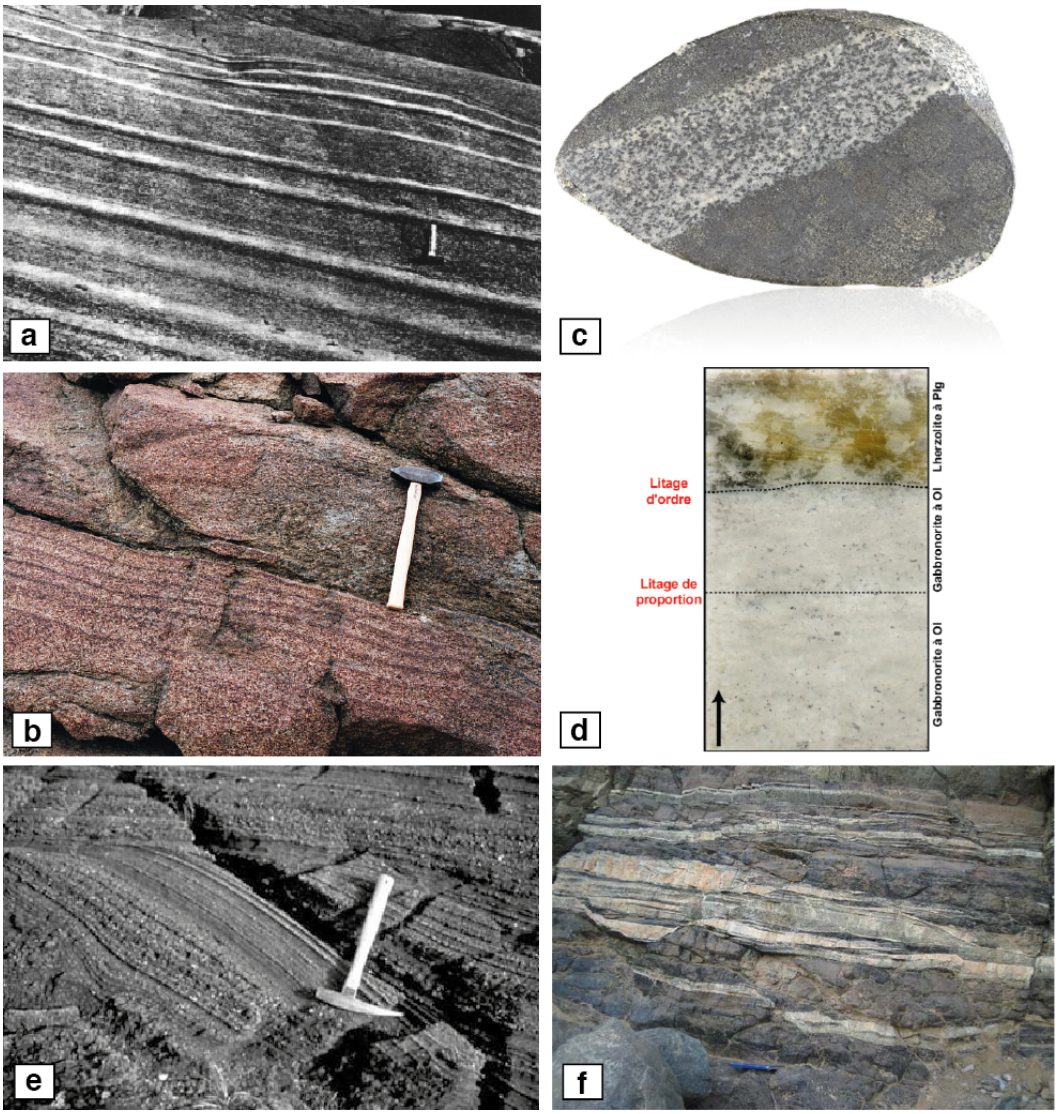


Figure 6 : Illustration de différents types de litage. a) Exemple de litage observé dans les cumulats de la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman. b) Litage modal observé dans l'intrusion de Skaergaard (Groenland). Photo : Kurt Hollocher (2001). c) Litage de proportion (Rum, Royaume-Uni). d) Litage de proportion et d'ordre de cristallisation observé en lame mince. Echantillon collecté sur la massif de Wuqbah (Oman, Abily, (2011)*), lame mince de 3 cm. e) et f) Litages dynamiques. Litage oblique présent dans des litages cumulatifs, péridotites de Duke island (Alaska, Irvine* (1980)*, McBirney* (1993)*). Les litages sont des litages de taille de grains et de proportion (olivines et pyroxènes). f) Litages entrecroisés, boudinage et interruption de lits observés dans le massif d'Hilti d'après Abily,* (2011).

Du fait de la ressemblance des figures de litage en bordure des chambres magmatiques avec des litages sédimentaires, la sédimentation des cristaux a tout d'abord été proposée comme l'un des processus à l'origine de leur formation. Cependant, les variations de composition des roches à l'échelle de la chambre et à l'échelle des litages ont également

été interprétées comme dues à une cristallisation fractionnée des magmas. Ce processus joue en effet un rôle prépondérant dans la genèse des roches litées et est un des principaux mécanismes de la différenciation magmatique. Néanmoins, il a été démontré que d'autres processus physiques et chimiques interviennent dans la formation des litages (*Wager*, 1968; *Mcbirney & Noyes*, 1979; *Chen & Turner*, 1980; *Irvine*, 1980; *Tait et al.*, 1984; *Lipin*, 1993; *Sparks et al.*, 1993; *Irvine et al.*, 1998). Ces processus sont notamment, la convection, l'effet Bagnold, les mélanges, la sédimentation et la compaction ou encore les instabilités gravitaires (Fig. 7).

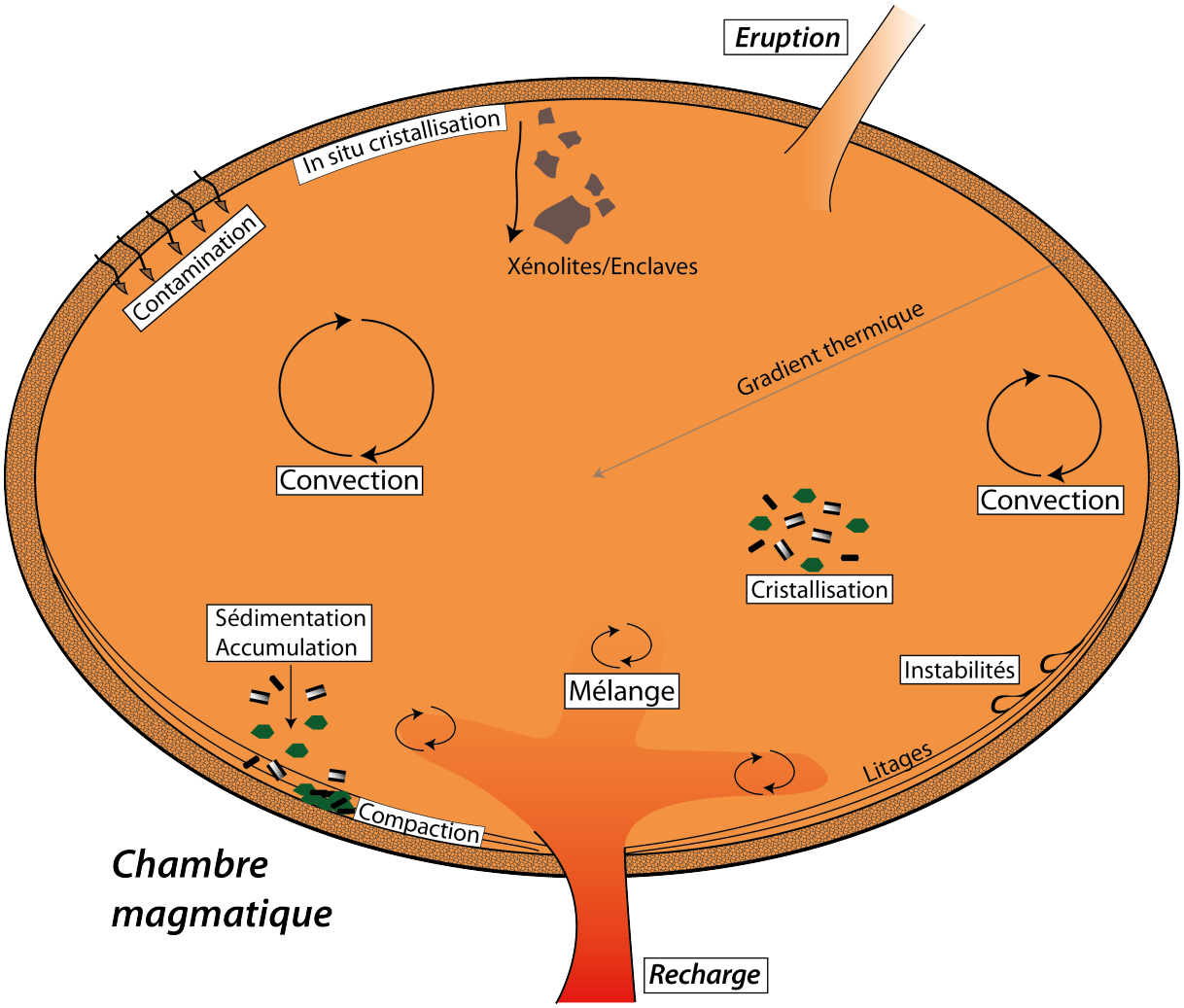


Figure 7 : Illustration des processus se produisant dans une chambre magmatique.

3. Processus chimiques et physiques intervenant lors de l'évolution d'une chambre magmatique

L'objectif des prochains paragraphes est de décrire ces principaux processus représentés sur la figure 7. Dans ce manuscrit nous ne développerons que les plus importants. Nous aborderons les notions nécessaires à la description et à l'interprétation de structures et des textures observées sur les affleurements de notre zone d'étude. Il est cependant important de noter que ces processus peuvent se superposer.

3.1. Cristallisation fractionnée

La plupart des intrusions litées formées à partir de magmas basaltiques subissent un fractionnement significatif au cours de leur cristallisation. C'est la cristallisation fractionnée. Elle associe une nucléation et une croissance de cristaux qui se développent à l'intérieur du magma ainsi qu'une sédimentation de ces cristaux sous l'action de la gravité formant des cumulats. Elle est illustrée de manière simpliste par la série réactionnelle de *Bowen* (1928). Il a cependant été reconnu que l'ordre de cristallisation des minéraux dépend, en plus de la composition du magma, d'autres paramètres tels de la profondeur de la zone de stockage et la teneur en éléments volatils (H_2O, CO_2, etc).

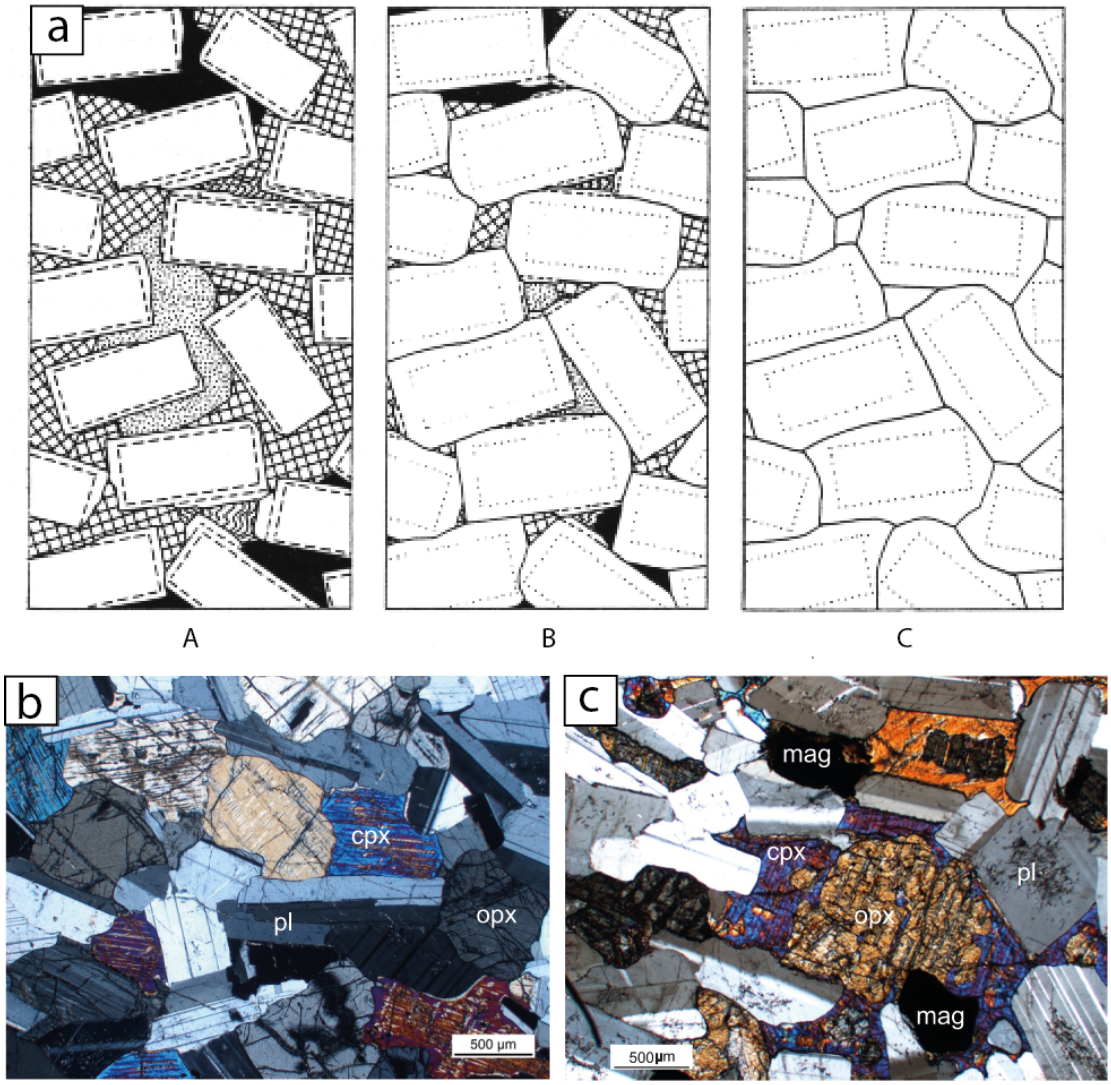


Figure 8 : a) Représentation schématique de cumulats de plagioclase formés à partir d'un magma gabbroïque (Wager et al., 1960). La nomenclature dépend de la proportion de liquide interstitiel. A : Orthocumulat: phase cumulus non jointive, B : Mésocumulat: phase cumulus jointive et liquide interstitiel, et C : adcumulat: phase cumulus jointive et pas de liquide intersitiel. Exemple de textures cumulatives en lame mince : b) Cumulat dans lequel les cristaux sont sub-automorphes et emboités, c) mésocumulat dans lequel les clinopyroxènes (cpx) et les magnétites (mag), xénomorphes, sont en position interstitielle, ce sont des minéraux postcumulus.

Lors de la cristallisation, différents mécanismes vont séparer les cristaux néoformés du liquide magmatique. Ces cristaux vont alors chuter et s'accumuler à la base de la chambre pour former les cumulats. A cela s'additionne une cristallisation in situ sur les parois de la chambre magmatique (Fig. 7). Ces cumulats sont constitués de cristaux ***cumulus***. Les cristaux cumulus sont sub-automorphes à automorphes et forment la charpente du cumulat (Fig. 8). Lors de l'accumulation de ces cristaux, la

cristallisation continue. Les minéraux postcumulus se développent ainsi plus tardivement à partir d'un liquide dans les interstices de la structure formée par les cristaux cumulus (Fig. 8c).

Selon les différents processus s'additionnant à la cristallisation fractionnée et à l'accumulation des cristaux au fond de la chambre, la quantité de minéraux postcumulus diffère. La terminologie des textures observées fait référence à cette quantité de matériel postcumulus (*Wager et al.*, 1960; *Irvine*, 1982). Un cumulat présentant une texture d'***adcumulat*** est caractérisé par une faible quantité de minéraux postcumulus (< 7%), et des minéraux cumulus jointifs et xénomorphes (Fig. 8a et b). Lorsque la roche présente une quantité plus importante de minéraux interstitiels (7 à 25%) avec des minéraux cumulus automorphes parfois jointifs, sa texture est dite de type ***mésocumulat*** (Fig. 8a et c). Enfin, la texture ***orthocumulat*** est caractérisée par un matériel postcumulus abondant (25 à 50%), des minéraux cumulus non jointifs et automorphes (Fig. 8a).

Entre les réalimentations et les éruptions, la chambre magmatique peut être considérée comme un système fermé en première approximation. La chambre se refroidit et cristallise. Deux mécanismes de cristallisation sont proposés (*Marsh*, 1995):

Le premier mécanisme considère une cristallisation se produisant sur l'ensemble de la chambre. Les cristaux néoformés chutent et s'accumulent à la base de la chambre (Fig. 7). Dans ce modèle, la cristallisation se propage de bas en haut (Fig. 9a). Ce modèle est soutenu par l'observation de cumulats péridotitiques, formés par sédimentation et accumulation, à la base d'intrusions litées (*Vuollo & Phrainen*, 1992; *Miller & Ripley*, 1996; *Ariskin et al.*, 2003).

Le second mécanisme prend en compte un refroidissement plus global. Dans celui-ci, le refroidissement n'est pas homogène et un gradient de température, radial, est présent au travers de la chambre (Fig. 9b). La cristallisation, uniformément répartie au niveau des marges de la chambre, est guidée par un front de solidification qui se propage vers le cœur du réservoir créant des litages parallèles aux parois du réservoir (Fig. 9b). Ces indices de cristallisation *in situ* de leurs bordures sont couramment observés dans les plutons. C'est le cas par exemple du complexe du Stillwater (*Jackson*, 1961), du complexe du Bushveld (*Cawthorn & Mccarthy*, 1980; *Cawthorn*

& McCarthy, 1985) ou l'intrusion de Skaergaard (*Wager*, 1968; *Hoover*, 1989; *Salmonsen & Tegner*, 2013).

Il est cependant important de noter que ces deux mécanismes se combinent et/ou se superposent probablement.

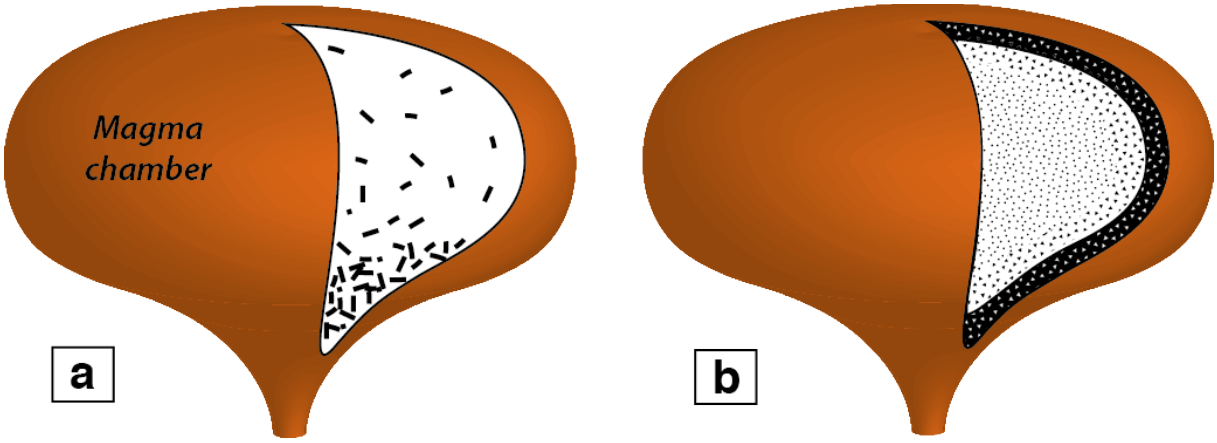


Figure 9 : Schémas illustrant les deux principaux mécanismes de cristallisation dans une chambre magmatique. a) La première hypothèse implique une cristallisation homogène dans l'ensemble de la chambre magmatique avec une ségrégation des cristaux qui s'accumulent ensuite au fond de la chambre. b) Le second mécanisme propose une cristallisation des bords au cœur de la chambre contrôlée par un front de solidification. Dans ce modèle, la chambre magmatique refroidit radialement des bords au cœur du réservoir. D'après Marsh (1995).

Dans un réservoir magmatique, la densité du magma évolue au cours de la cristallisation fractionnée. Ces changements de densité induisent des mouvements de convection dans le réservoir.

3.2. La convection

La migration du liquide est en partie régie par le contraste de densité entre les cristaux, le liquide mafique intercumulus et le liquide résiduel plus évolué et plus léger. L'énergie potentielle de gravité décroit lorsque le liquide est remplacé par un solide plus dense. En outre, le fluide proche du coeur est moins dense et subit la poussée d'Archimède. On parle de ***convection compositionnelle***. Des expériences de cristallisation de sels réalisées en laboratoire reproduisent de tels processus (*Chen & Turner*, 1980; *Kerr & Tait*, 1986; *Tait & Jaupart*, 1992) et démontrent la mise en

mouvement d'un fluide induite par la convection compositionnelle. Par ailleurs, un apport de chaleur lié à des cycles successifs de remplissage, couplé à un refroidissement par l'encaissant et par le haut de la chambre magmatique est à l'origine d'un gradient de température dans le réservoir qui engendre de la ***convection thermique***.

Dans ce système, la convection compositionnelle et la convection thermique sont respectivement définies par le nombre de Rayleigh ($Ra_{(C)}$ et $Ra_{(T)}$, *Tait & Jaupart*, (1992)). Ce nombre sans dimension correspond au rapport de forces qui sont à l'origine du mouvement et celles qui tendent à stabiliser le milieu. L'instauration d'une convection dans un système est définie par ce nombre de Rayleigh. Elle sera initiée pour des valeurs de *Ra* supérieur à 10^4. Dans une chambre magmatique, les valeurs de *Ra* sont supérieures à 10^4 et peuvent atteindre 10^{23} pour les plus grandes chambres magmatiques (*Tait et al.*, 1984).

Il n'existe encore pas de consensus pour déterminer, qui de la convection thermique ou de la convection compositionnelle, prédomine sur l'autre, ou si elles sont impliquées à proportion égale (*Fearn & Loper*, 1981; *Martin et al.*, 1987). De plus, dans une chambre magmatique d'autres facteurs tels que la quantité de bulles dans le magma ont une forte influence sur la convection (*Huppert et al.*, 1982). Des variations de densité provoquées par deux composants présentant des taux de diffusion différents engendrent une convection double-diffusive. Cette convection se rencontre en océanographie, où la température et la concentration de sels se diffusent sur des échelles différentes. Une caractéristique de la convection double-diffusive est que à la limite entre deux liquides de propriétés différentes (température et composition), entraînant ainsi un gradient en densité, elle tend à produire une série de couches convectives plutôt qu'un renversement simple et à grande échelle des liquides (*Campbell*, 1996). Dans le cas de la cristallisation d'un magma, le fractionnement d'un liquide à la base de la chambre magmatique et proche d'un front de cristallisation va produire un gradient chimique et un gradient thermique, l'un tendant à stabiliser le liquide et l'autre à renverser le système.

De nombreuses études ont démontré que la convection compositionnelle, la convection thermique ou la convection double diffusive peuvent être des mécanismes de formation des litages dans les intrusions magmatiques (*Mcbirney & Noyes*, 1979; *Chen & Turner*, 1980; *Tait et al.*, 1984). Il est en effet possible de former des litages

résultant d'une convection stable avec un refroidissement constant lorsque le magma contient des cristaux avec différentes vitesses de sédimentation et différentes concentrations. L'hypothèse d'une cristallisation issue de courants de convection est proposée pour expliquer les formations de certains litages de l'intrusion de Skaergaard (Fig. 10; (*Wager*, 1968; *Irvine*, 1987; *Sparks et al.*, 1993). La convection permet le maintient des particules en suspension. Cependant, au-dessus d'une certaine concentration ce n'est plus le cas. Lorsque cette valeur critique est atteinte, les particules sédimentent laissant une couche de fluide en convection sans particule. Le cycle reprend alors jusqu'à atteindre à nouveau la concentration critique. Dans une chambre magmatique, la cristallisation est continue et augmente la concentration en cristaux. Ainsi, la sédimentation des cristaux se produit à chaque fois que la concentration critique est atteinte. Selon *Sparks et al.*, (1993), les concentrations critiques des minéraux magmatiques sont très faibles, permettant la formation de litages de quelques centimètres à quelques mètres.

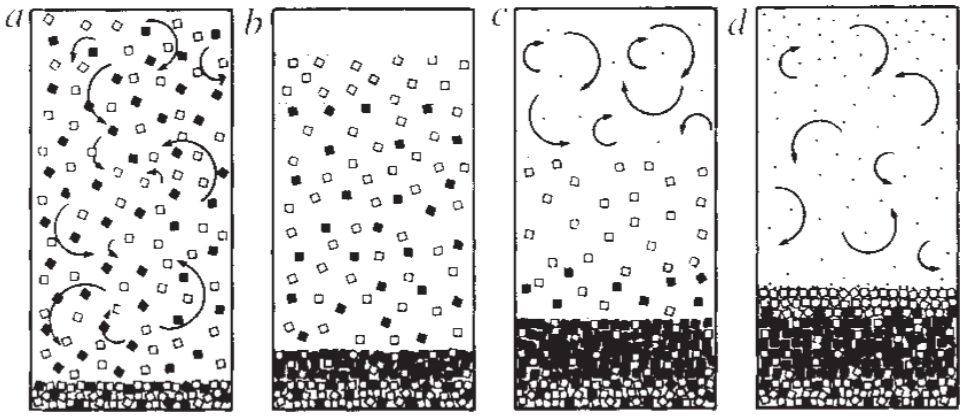


Figure 10 : Précipitation de deux phases de différentes tailles et densités dans une chambre magmatique. a) Distribution uniforme à travers le réservoir par convection. Le magma refroidit et cristallise. La concentration en cristaux augmente au cours du temps. b) La concentration en cristaux atteint une valeur critique. Les minéraux sédimentent dans une zone sans convection. c) La sédimentation conduit à la formation de couches de densité différentes. d) La concentration en cristaux passe en dessous de la valeur limite et le cycle recommence avec la cristallisation de nouveau minéraux dans le réservoir en convection. D'après Sparks et al., (1993).

De plus, *Tait et al.,* (1984) suggèrent que la convection compositionnelle soit à l'origine de la formation d'adcumulats. Leurs expériences démontrent que la convection compositionnelle induite par la cristallisation de minéraux mafiques tels que les pyroxènes et les olivines permet un échange continu entre les liquides

interstitiels et le reste du réservoir en convection. Ce mécanisme maintient ainsi une composition uniforme, condition idéale pour la cristallisation d'adcumulats.

3.3. Effet Bagnold

L'effet Bagnold se produit lors de l'écoulement d'un fluide chargé de cristaux proche d'une paroi. Il est caractérisé par la migration des cristaux là où le taux de cisaillement est le plus faible, c'est-à-dire le lieu où la pression dispersive s'annule (Fig. 11). Dans une intrusion magmatique planaire, cela se traduit par une migration au cœur du conduit (*Bagnold*, 1954). La concentration des minéraux magmatique augmente donc au cœur de l'intrusion. D'après *Komar* (1972) ce phénomène s'accompagnerait également d'une augmentation de la taille des cristaux. L'effet Bagnold est un processus commun au corps intrusifs de toute taille dans lesquelles un écoulement est présent.

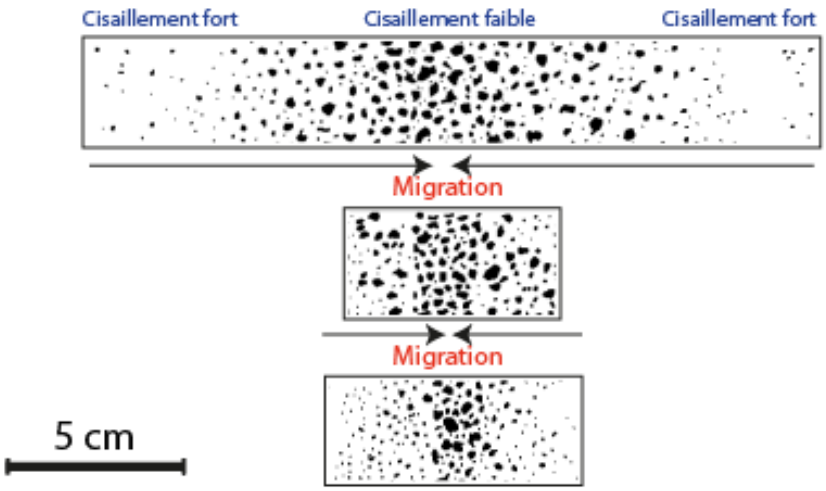


Figure 11 : Résultats de l'effet Bagnold dans une intrusion. Nous observons une augmentation de la concentration et de la taille des cristaux au cœur de l'intrusion. A noter que l'augmentation de la taille des cristaux peut être également le résultat d'un refroidissement plus lent au cœur de l'intrusion. D'après Komar (1972).

La convection thermique et compositionnelle et l'effet Bagnold font migrer ou maintiennent les cristaux en suspension dans le liquide tant que la vitesse de sédimentation est inférieure à celle des fluides turbulents (*Marsh & Maxey*, 1985;

Marsh, 1988b; *Sparks et al.*, 1993). Au-delà d'une concentration critique de cristaux, ces derniers tombent et s'accumulent sur le plancher du réservoir magmatique.

3.4. Sédimentation, accumulation et compaction

Lors de la cristallisation, les cristaux ont une densité supérieure au liquide résiduel. Ils vont alors sédimenter.

La vitesse de chute du cristal dépend donc principalement de sa taille et de la différence de densité entre le cristal et le liquide. Cela suggère que la sédimentation est plus importante à proximité des bordures d'un réservoir magmatique, lieu où le taux cristallisation est élevé. Au cours de la sédimentation, les cristaux se déposent et s'accumulent ensuite la base de la chambre magmatique. Ces cristaux tendent à se classer, se consolider et se compacter réduisant ainsi l'espace des pores et expulsant le liquide résiduel interstitiel (Fig. 12). Au fur et à mesure de l'accumulation des cristaux, l'épaisseur des couches augmente. Les cristaux subissent alors éventuellement une déformation plastique et/ou une recristallisation statique (*McBirney & Hunter*, 1995; *Mckenzie*, 2011).

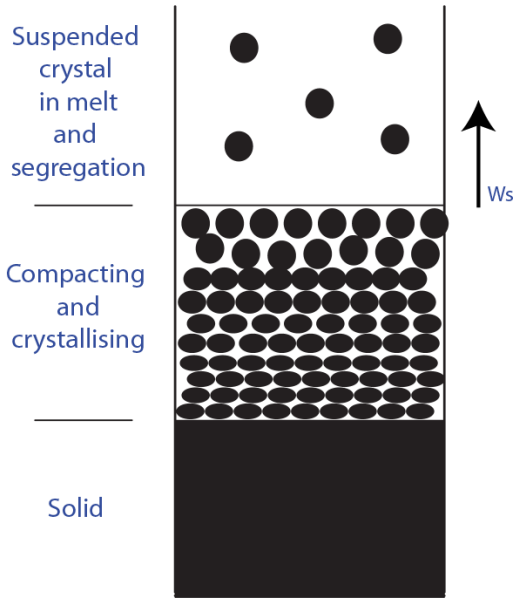


Figure 12 : Schéma illustrant la cristallisation et la compaction dans une chambre magmatique. La croissance des couches qui dépend de la sédimentation et de la cristallisation in situ est contrôlée par le taux de chaleur perdue aux parois de la chambre. La compaction se produit lorsque l'épaisseur de la couche augmente, d'après Mckenzie, (2011). *Ws = vitesse à laquelle l'épaisseur de la couche augmente.*

Il est important de noter que l'ensemble de ces phénomènes tels que la cristallisation fractionnée, la convection et la sédimentation n'expliquent pas l'existence de roches litées au toit des chambres (*Salmonsen & Tegner*, 2013). Ces processus sont probablement associés à de la cristallisation et de la différenciation des magmas in situ en bordures des réservoirs magmatiques (*Wilson*, 1993).

3.5. Mélanges

Une chambre magmatique agie périodiquement en système ouvert lorsqu'elle est par exemple réalimentée par de nouvelles venues de magma primitif plus chaud et plus dense. Ces recharges augmentent la diversité des liquides que l'on peut rencontrer dans un réservoir. Les magmas chimiquement contrastés sont soumis à des mouvements convectifs thermiques distincts. La capacité et l'efficacité de deux magmas à se mélanger sont données par le nombre de Reynolds. Un faible nombre de Reynolds ($Re < 10^2$) défini un écoulement laminaire de l'injection, peu favorable à un mélange. Au contraire, une valeur élevée ($>10^2$) traduit un écoulement turbulent de l'injection favorable à un mélange avec le fluide environnant (*Turner & Campbell*, 1986).

Le mélange est un processus qui évolue au cours du temps. Dans le cas d'un mélange complet nous parlerons de mixing et de roche hybride dans laquelle seules quelques rares structures héritées des magmas de départs sont présentes.

Au contraire, dans le cas d'un mélange incomplet, appelé mingling, la roche est caractérisée par de nombreuses reliques.

Les principaux témoins de mélange dans les roches plutoniques sont (Fig. 13) :

- Des enclaves magmatiques. Ce sont des corps d'origine magmatique incorporés dans un autre magma hôte. Rare dans le cas d'un mixing, elles sont très fréquentes et caractéristiques de mingling. Ces enclaves sont plus ou moins incorporées dans le magma préexistant. Le degré d'incorporation de ces enclaves est défini par le terme d'hybridation *(Renjith et al.* (2013), Fig. 13c$_{1-4}$). Il est important de faire la distinction entre une **enclave magmatique** et un fragment de roche solide incorporée dans le magma (Fig. 13a). Lorsque ce fragment a une origine différente du magma hôte, c'est un **xénolite** (Fig. 14a,

Irvine et al., 1998). Lorsque ce fragment est génétiquement lié au magma hôte, il est défini comme un **autolite** (Fig. 14b)**.**

- Des minéraux zonés ou en déséquilibre avec leur roche hôte. La composition des minéraux reflétant les conditions de stockage du magma, ils vont par exemple enregistrer un changement de composition ou de température engendré par une recharge.
- Des schlierens. Ce sont des concentrations de matériels mafiques ou felsiques généralement allongés. Les schlierens se distinguent des enclaves par leur intensité d'élongation. (Fig. 13d). Ils peuvent résulter de l'étirement d'une enclave. D'autres origines sont également évoquées; certaines formes circulaires de schlierens sont interprétées comme résultant de mouvements verticaux tels que la remontée de bulles ou la chute de xénolites (*Clarke et al.*, 2013).
- Des produits hybrides. Ce sont des roches dans lesquelles les produits de départs ne sont plus reconnaissables. Seules les inclusions vitreuses, quelques rares enclaves et des minéraux zonés sont les preuves d'un liquide primaire.
- Les roches litées. Certains litages des roches plutoniques sont en effet interprétés comme le résultat de mélanges. C'est le cas par exemple des bandes de chromites du complexe de Stillwater qui résulteraient d'un mélange d'un magma primitif arrivant dans une chambre magmatique dans laquelle le magma est plus différencié. Cette injection entrainerait un blocage du magma dans le champ de cristallisation de la chromite (*Lipin*, 1993).

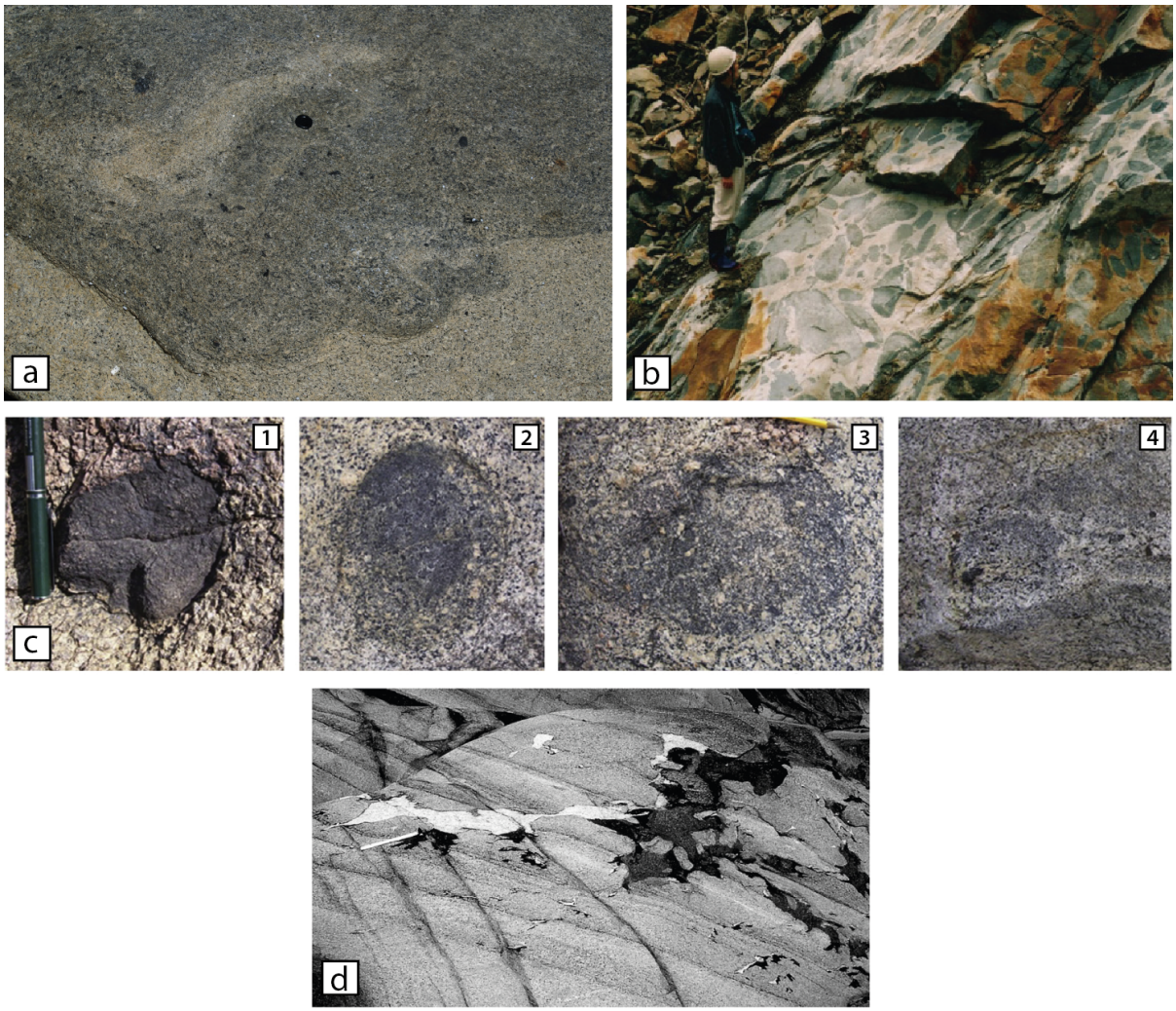


Figure 13: *Exemple de textures caractéristiques de mélanges. a) Mingling entre deux magmas distincts à Six Mile Lagoon. b) Enclaves mafiques microgranulaires (MME) caractéristiques de mingling observées dans la partie supérieure du pluton granitique de Kurobegawa, Japon. c) Enclaves. De gauche (1) à droite (4) les enclaves sont de plus en plus leucocrates et se rapporchent de la composition de la roche encaissante. Les contacts entre l'enclave et la roche encaissante sont de moins en moins nets. D'après Renjith et al.* (2013). *d) Schlieren d'anorthosite et de pyroxènite recoupant les litages à la base de l'intrusion de Skaergaard (LZA), d'après McBirney* (2009).

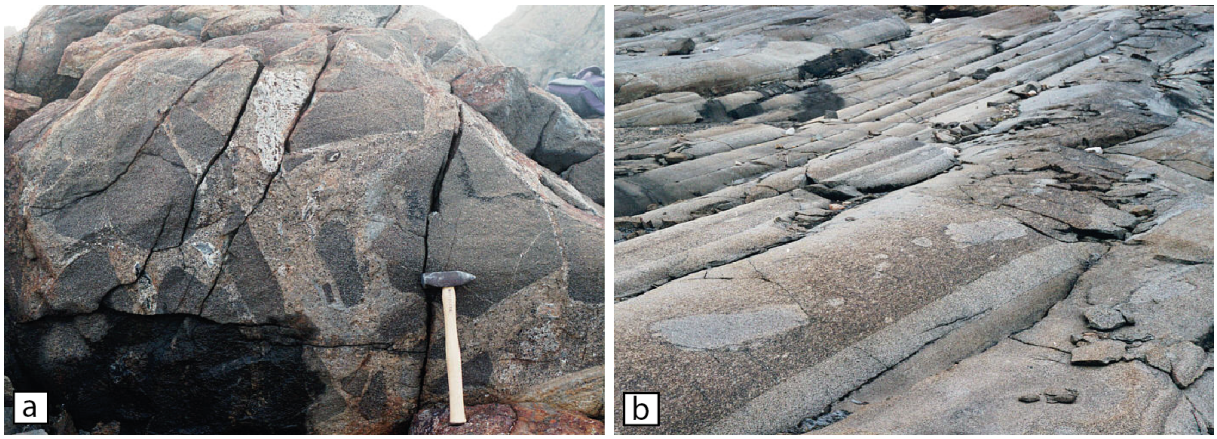


Figure 14: a) Xénolites observées dans le Sud-Est de l'île de Kraemer, intrusion de Skaergaard. b) Nombreux autolites dans des litages dans l'Est de l'île de Kraemer. Photos : Kurt Hollocher, 2001.

3.6. Courants de densité

Lorsque la convection est active, un important flux de chaleur est dirigé vers le toit du réservoir (*Jaupart et al.*, 1984; *Brandeis & Jaupart*, 1986; *Marsh*, 1989). Ce flux de chaleur est à l'origine d'une érosion thermique et mécanique des séries du toit et des bordures de la chambre magmatique. De plus, les litages dynamiques présents dans les séries litées (Layered series; Fig. 15) témoignent d'une zone convective (*Hoover*, 1989). Enfin les bordures de l'intrusion de Skaergaard présentent des litages fortement inclinés (*Tranquil et Banded divisions;* Fig. 15). L'ensemble de ces phénomènes augmente ainsi l'occurrence d'instabilités gravitaires sur les parois.

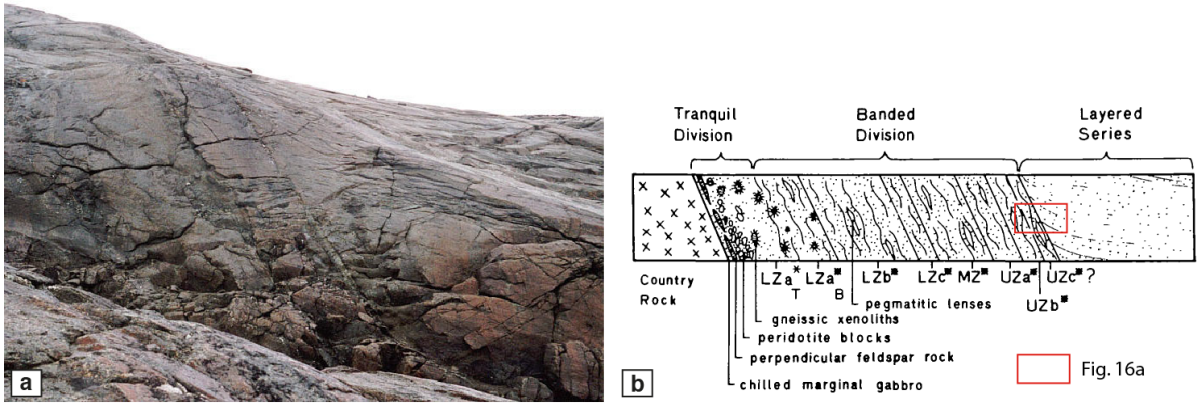


Figure 15 : a) Litages fortement inclinés présents en bordure de l'intrusion de Skaergaard (à gauche). Cette photo montre également le contact net avec les séries litées faiblement inclinées (à droite). Photo : Kurt Hollocher, 2001. b) Coupe schématique de la bordure ouest de l'intrusion de Skaergaard illustrant les lithologies et les relations structurales des différentes formations, d'après Hoover (1989). *LZ : lower zone, MZ : middle zone et UZ : upper zone.*

A partir de l'étude de la dispersion des autolites dans les litages de l'intrusion de Skaergaard (Fig. 16a et b), *Irvine et al*. (1998) proposent que des courants de densité participent à la formation des litages. Les courants de densité sont des écoulements, contenant des cristaux en suspension prenant leur origine sur ou à proximité des parois et du toit de la chambre magmatique (*Irvine*, 1980). Ils sont caractérisés par une ou plusieurs structures tourbillonnaires générant des courants inverses (Fig. 16c). Ainsi, contrairement à une sédimentation par gravité, dans un courant de densité, les particules et les fragments sont sujets à l'accélération et à la décélération dans l'écoulement. Dans un courant de densité, les minéraux mafiques denses se déposent à l'avant du système. Les autolites quant à eux se concentrent à proximité de la zone de flottabilité neutre dans la suspension feldspathique qui se déposent à l'arrière du système. Ils s'observent donc dans la partie supérieure de la couche feldspathique (Fig. 16c). A noter que dans le cas de fragments de plus grande taille, ces fragments ne sont pas entrainés par les courants et les litages se développent autour de ces derniers (Fig. 16c). Les autolites se retrouvent alors intercalés dans les litages (Figs. 16b et c).

Ce mécanisme, aujourd'hui généralement accepté permet également d'expliquer la présence de plagioclases à la base des réservoirs magmatiques. Ces minéraux ayant une densité inférieure à un liquide basaltique quel que soit son degré de différenciation (*Wager et al.*, 1960; *Bottinga & Weill*, 1970), les plagioclases ne peuvent pas sédimenter et donc s'accumuler à la base des chambres magmatiques. Selon *Irvine et al*. (1998), le mécanisme de dépôt par de courants de densité résoudrait ce problème car les plagioclases sont immédiatement recouverts par des cumulats plus denses. Ils ne peuvent donc pas remonter.

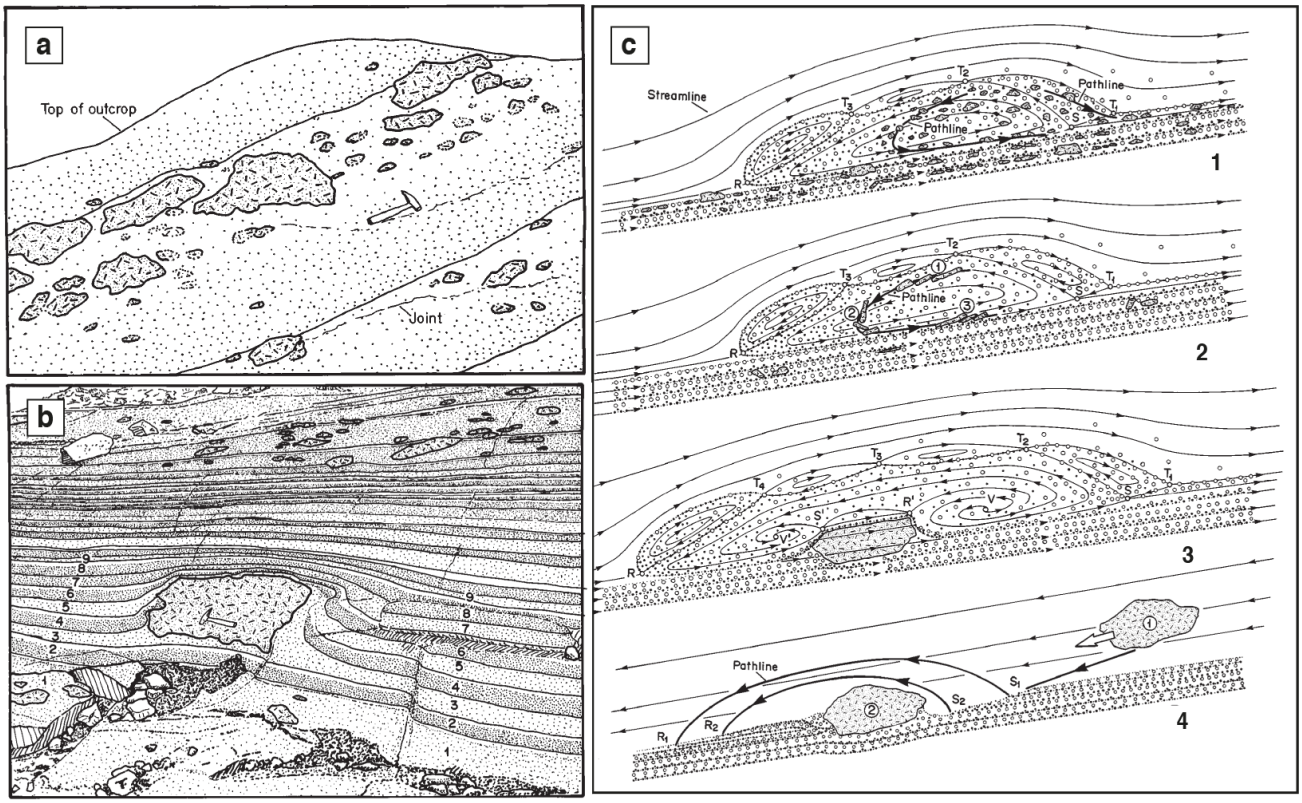


Figure 16 : Schémas illustrant la relation entre les autolites et les litages de l'intrusion de Skaergaard. A) Autolites concentrés dans la zone supérieure du litage suggérant un dépôt par courant de densité. B) L'emplacement de l'autolite est synchrone au dépôt de la couche n°3. Autolites concentrés dans la zone supérieure du litage suggérant un dépôt par courant de densité. C) Illustration de courants de densité impliquant des autolites. Les cercles noirs et blancs représentent respectivement les minéraux mafiques et les plagioclases, Dans les 1, 2 et 3, le mouvement est relatif au point de référence R, à l'avant du courant, dans le D, le mouvement est relatif au sol. 1) Formation de litage avec des fragments concentrés dans la partie supérieure. 2) Dépôt d'autolites tabulaires avec une imbrication inverse. 3) Formation d'une couche sur un autolite, 4) Déracinement et dépôt d'autolites à la suite d'un impact. D'après Irvine, 1998.

D'autres mécanismes mineurs tels que la variation du taux de nucléation ou encore la fluctuation de la fugacité d'oxygène participent à l'évolution d'une chambre magmatique (*Ulmer*, 1966; *Cameron*, 1975; *Goode*, 1976).

4. Synthèse des processus et des structures associées :

Nous retiendrons de ce chapitre que les chambres magmatiques sont le siège de phénomènes nombreux et complexes intimement liés et mutuellement dépendants. Les structures observées sur les complexes plutoniques résultent probablement de l'interaction de ces phénomènes dont leur importance relative varie dans le temps et dans l'espace.

Néanmoins, certains processus et certaines structures qui en résultent peuvent être spécifiques d'une zone de la chambre magmatique. Ainsi, nous proposons la synthèse suivante (Fig. 17):

- Zone d'accumulation, les formations à la base d'une chambre magmatique tendent à être caractérisées par une texture cumulative primitive. Elles sont parfois déformées par compaction et peuvent présenter une importante concentration en autolites et en xénolites.
- Les liquides résiduels issus de la compaction des formations sous jacentes s'observent dans les séries litées plus au cœur de la chambre magmatique. Les litages présent dans cette partie de la chambre, formés par de multiples processus telle la convection peuvent ainsi être des litages réguliers ou des litages dynamiques. Le cœur de la chambre est également caractérisé par une texture de mésocumulat et une composition plus différenciée.
- Au ce niveau, les litages à proximité des bords de la chambre peuvent contenir des autolites. Cette présence tend à suggérer une formation des litages par des courants de densité.
- Le courant de densité est le principal phénomène à l'origine des litages observés en bordure de réservoir. Ce sont essentiellement des litages dynamiques concentrant des structures tourbillonnaires. Les roches échantillonnées dans la partie externe des bordures, proche de l'encaissant, tendent à être caractérisées par une composition primitive et une texture cumulative pouvant être interprétées comme le résultat d'une cristallisation in situ.
- Enfin, les formations du toit d'un réservoir tendraient à présenter une très faible concentration en xénolite et une séquence de différenciation dirigée vers le bas (i.e. vers le cœur de la chambre).

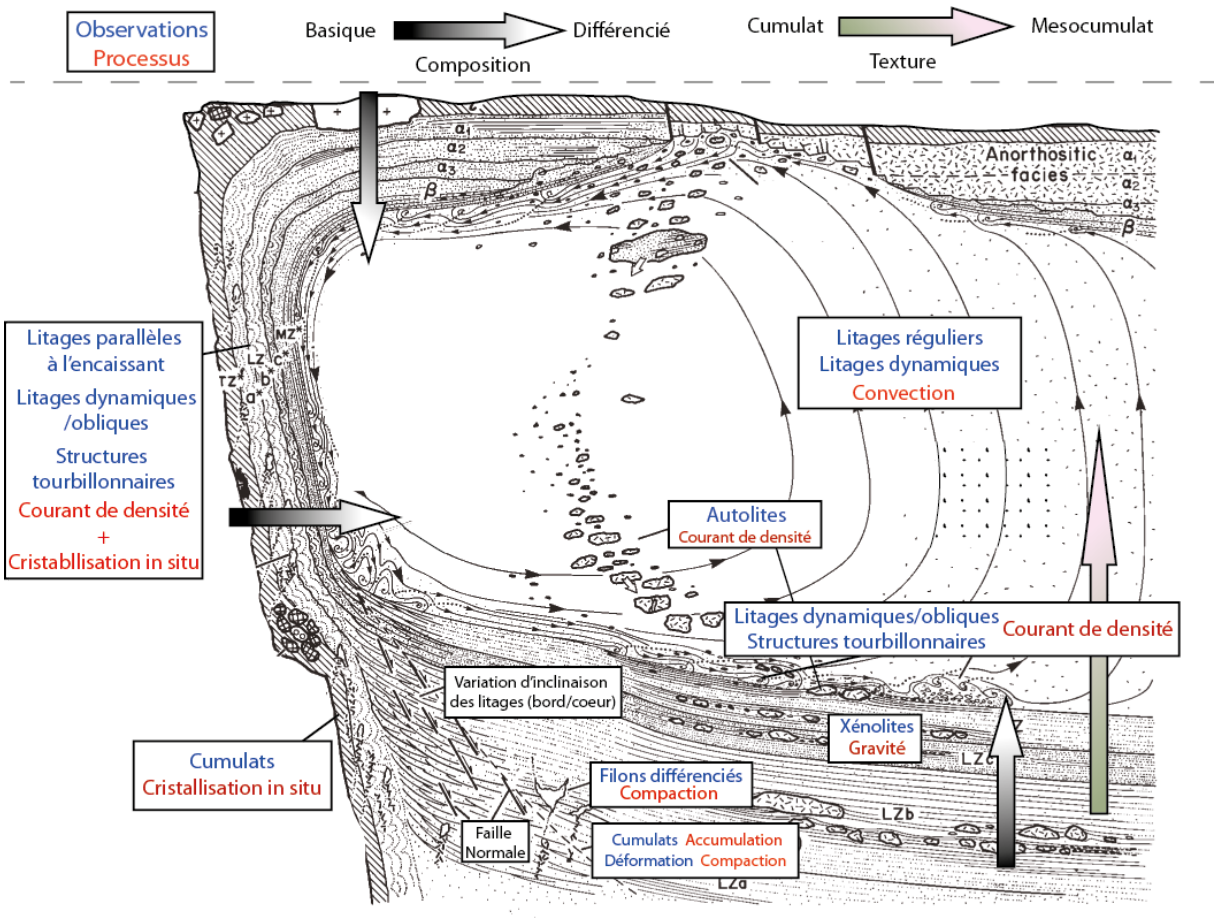


Figure 17 : Schéma illustrant et/ou localisant les différentes structures observées dans une chambre magmatique et les processus qui leur sont associés. Modifié d'après Irvine et al., (1998).

Chapitre 2 :

Etat des connaissances sur les déstabilisations des volcans boucliers

Introduction

Les volcans boucliers ont pour origine l'activité d'un point chaud, anomalie thermique mantellique (*Morgan*, 1971; *Courtillot et al.*, 2003). L'appellation « *volcan bouclier* » vient de la ressemblance des boucliers des guerriers germaniques au profil aplati et arrondi. Cette forme spécifique résulte d'une faible viscosité des laves qui s'épanchent sur de longues distances et sur une faible épaisseur. Elles forment ainsi des édifices volcaniques aux faibles pentes émergées variant entre 1° et 10° (*Peterson & Moore*, 1987).

L'évolution d'un volcan bouclier n'est pas seulement une succession de phases de construction, elle est également contrebalancée par une érosion permanente, des déformations internes de l'édifice et ponctuée par des épisodes de déstabilisations en masse. Ces instabilités qui prennent la forme d'effondrements latéraux rapides et de grands glissements lents de flancs affectent drastiquement la morphologie et l'activité future du volcan (*Siebert*, 1984; *Moore et al.*, 1989; *McGuire*, 1996).

Depuis l'éruption du volcan Mount St Helens (USA) en 1980 et l'identification de dépôts d'avalanches de débris sur les fonds sous-marins des volcans boucliers, les mécanismes à l'origine de la déstabilisation des volcans boucliers ont été intensivement étudiés (*Swanson et al.*, 1976; *Keefer*, 1984; *Moore*, 1990; *López & Williams*, 1993; *Clague & Denlinger*, 1994; *Iverson*, 1995; *Delaney et al.*, 1998; *Day et al.*, 1999; *Elsworth & Day*, 1999; *Hürlimann et al.*, 2000; *Morgan*, 2003; *Morgan & McGovern*, 2005; *Oehler et al.*, 2005; *Famin & Michon*, 2010; *Cayol et al.*, 2014; *Chaput et al.*, 2014a, 2014b).

L'état d'instabilité d'un volcan résulte de l'action combinée de multiples facteurs dont l'importance relative est difficile à évaluer (*Mitchell et al.*, 2002). L'activité sismique (*Tilling et al.*, 1976; *Keefer*, 1984) ou hydrothermale (*López & Williams*, 1993; *Reid*, 2004), des intrusions répétées de dykes dans les rift-zones (*Swanson et al.*, 1976; *Elsworth & Voight*, 1995; *Iverson*, 1995; *McGuire*, 1996), ou encore l'injection de sills dans un plan de glissement (*Famin & Michon*, 2010; *Chaput*, 2013; *Cayol et al.*, 2014; *Chaput et al.*, 2014a, 2014b; *Froger et al.*, 2015) figurent parmi les facteurs les plus fréquemment invoqués.

Ce deuxième chapitre est ainsi consacré aux facteurs d'instabilité des volcans boucliers. Dans un premier temps, nous présenterons succinctement les différents types de déstabilisations et les facteurs d'instabilité sur les volcans boucliers. Dans un deuxième temps, nous nous focaliserons sur l'implication de l'activité magmatique, et plus précisément sur le rôle des intrusions magmatiques dans la genèse d'avalanche de débris avec une comparaison du modèle hawaïen et du modèle réunionnais.

1. Les déstabilisations, processus catastrophiques récurrents sur les volcans boucliers

A ce jour, une seule déstabilisation de flanc a été observée, sur le Mount St Helens lors de l'éruption du 8 mai 1980 (*Voight et al.,* 1981). L'étude de cette déstabilisation et de ses dépôts d'avalanche de débris a ainsi fourni une référence pour interpréter les dépôts similaires observés sur les autres volcans du monde, quels que soient la nature des magmas et le type d'édifice, stratovolcan ou volcan bouclier.

A partir d'une cartographie des fonds marins autour des îles de l'archipel d'Hawaii, *Moore et al.,* (1989) ont identifié 17 dépôts d'avalanche de débris. Ce travail montre que ces évènements catastrophiques se produisent aussi bien pendant les stades sous-marins (Mount Lõ'ihi par exemple, Fig. 1a) qu'aux stades de boucliers émergé et de déclin (*Peterson & Moore*, 1987; *Bachèlery*, 1999).

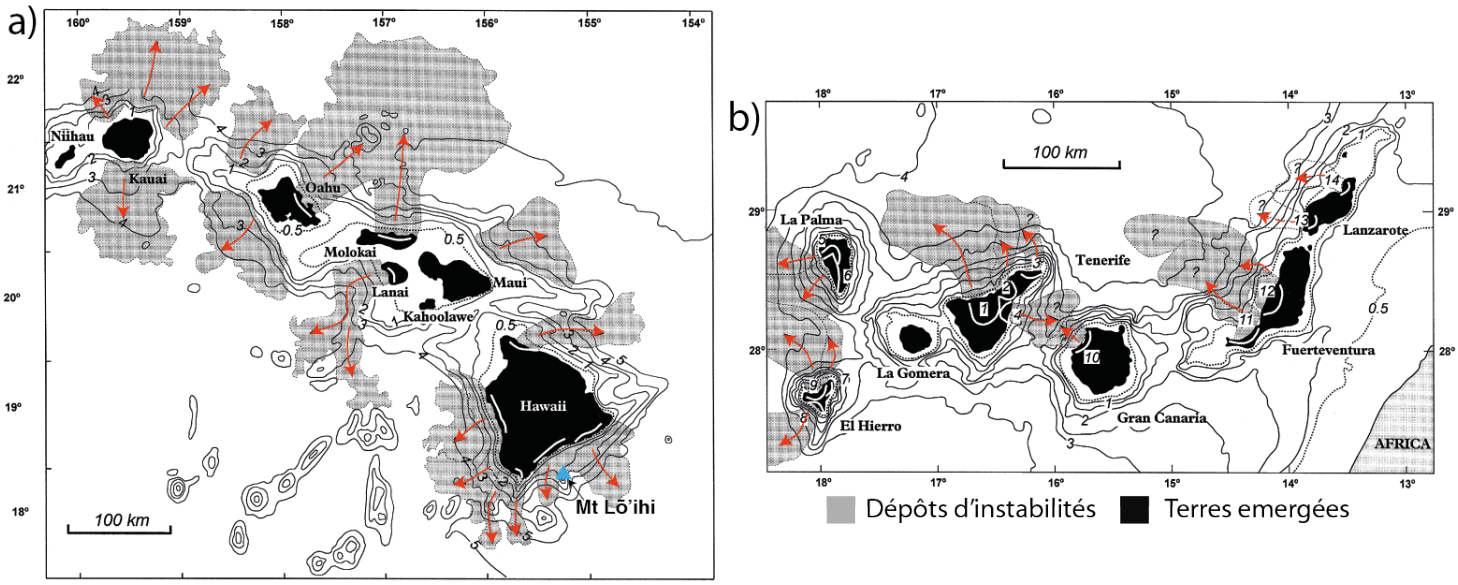


Figure 1 : Dépôts d'avalanche de débris identifiés sur les flancs sous-marins des volcans de a) l'archipel d'Hawaii (*Moore et al.*, 1989) *et b) des Canaries* (*Carracedo*, 1999).

De la même manière, de nombreux autres dépôts d'avalanches de débris ont été observés sur les volcans de tous contextes géodynamiques et de toutes morphologies. C'est le cas par exemple des volcans des Canaries (Fig. 1b; *Carracedo*, (1999)), du volcan Stromboli en Italie (*Pasquarè et al.*, (1993); *Kokelaar & Romagnoli*, (1995); *Tibaldi*, (2001)), des volcans andins (*Francis & Self*, 1987) ou encore des volcans japonais (*Inokuchi*, 1988). L'ensemble des volcans du monde est concerné par ces

processus de démantèlement. Les volcans boucliers, aux faibles pentes sont donc également affectés. Le volume et l'extension varient d'une avalanche de débris à l'autre et peuvent atteindre une ampleur considérable. Sur les volcans boucliers de l'archipel d'Hawaii, les dépôts de ces avalanches de débris sont retrouvés à plus de 200 km des côtes et les plus gros volumes de matériel remobilisés atteignent 5000 km^3 (*Moore et al.*, 1989). Nous verrons dans le chapitre 3 de ce manuscrit, que les volcans de l'île de La Réunion sont également affectés par ce type de déstabilisations.

2. Caractéristiques des déstabilisations

Une déstabilisation correspond à un processus de démantèlement résultant de la rupture d'une portion instable d'un édifice volcanique. Elle est définie comme un écoulement gravitaire plus ou moins rapide sous-saturés en eau (*Ui*, 1983; *McGuire*, 1996). Les dépôts de déstabilisations sont souvent volumineux et délimités par des escarpements latéraux ou frontaux de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de hauteur (*Ui et al.*, 2000). Les déstabilisations sont caractérisées par une surface de glissement peu inclinée à leur base pouvant s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres de longueur (*Moore et al.*, 1989).

A partir de leur morphologie et du degré de dislocation des matériaux impliqués, deux types de déstabilisations sont distingués : les avalanches de débris et les slumps (*Varnes*, 1978; *Moore et al.*, 1989).

2.1. Les avalanches de débris

Les avalanches de débris sont le résultat d'une déstabilisation soudaine d'un édifice et caractérisées par une extension longitudinale très importante par rapport à leur largeur à la source (Fig. 2.1) indiquant une grande mobilité similaire aux coulées pyroclastiques (*Perinotto et al.*, 2015). La surface des dépôts présente une topographie très irrégulière en "hummocks" (*Siebert*, 1984)

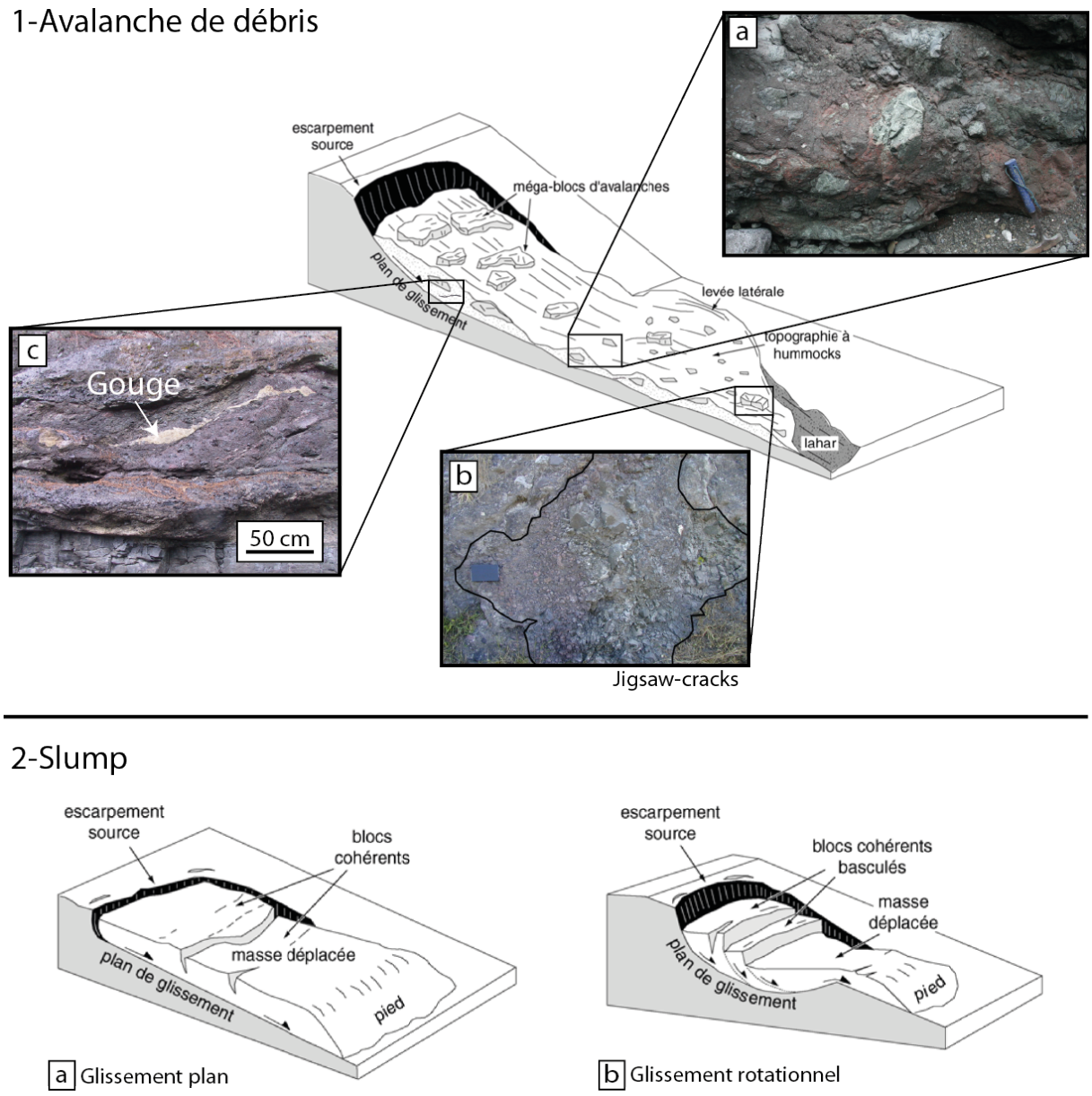


Figure 2 : 1. Représentation schématique d'une avalanche de débris et des dépôts associés : a) faciès bréchique : les blocs sont emballés dans une matrice, b) texture en « jigsaw cracks », le contour en noir délimite le bloc éclaté (« en puzzle »), c) gouge de friction. 2. Représentation schématique de deux types de slumps: a) le glissement plan et b) le glissement rotationnel.

Des blocs de plusieurs dizaines de kilomètres peuvent être présents immédiatement à la base des cicatrices de glissement et des blocs atteignant 1 km sont retrouvés dans les parties distales des dépôts (*Moore et al.*, 1989). Les dépôts d'avalanches de débris, d'épaisseur irrégulière (0,4 à 2 km), sont constitués de brèches. Deux faciès y sont associés. Le premier faciès est un faciès à 'blocs', plus massif et cohérent, de dimension métrique à décamétrique. (Fig. 2-1a; *Siebert,* (1984); *Bachèlery et al.,* (2003)). Les blocs

observés dans la brèche d'avalanche de débris sont fracturés, déformés et éclatés témoignant ainsi de leur pulvérisation et de leur désagrégation progressive au sein de l'avalanche au cours du transport (Fig. 2-1b). Certains amas de blocs conservent leur structure générale de tel sorte qu'il est possible de reconstruire la géométrie initiale du bloc, tel un puzzle (*Ui*, 1983). Ces structures, appelées jigsaw-cracks, résultent de la collision entre éléments et de phénomènes de vibrations internes lié à l'écoulement (*Ui et al.*, 1986; *Glicken,* (1996)). La désintégration des blocs au cours du transport dynamique est à l'origine du faciès 'matriciel'. Il est composé d'un mélange non classé, non stratifié et très hétérogène de matériaux où les éléments fins prédominent. Enfin, des figures de fluidalité telles que des gouges de friction à la base du dépôt (Fig. 2.1c) ainsi que des lahars secondaires sont observés dans la zone frontale du dépôt témoignant d'un mécanisme de fluidisation.

2.2. Les slumps

Les dépôts de slumps peuvent également s'étaler sur plusieurs dizaines de kilomètres. En revanche, ils diffèrent des avalanches de débris par un rapport entre leur extension et leur largeur à la source plus grand (Fig. 2.2a-b) et par des déplacements intermittent et irréguliers (*Owen et al.*, 2000). La continuité physique du dépôt constitue également une importante caractéristique. Contrairement aux avalanches de débris, un taux de désagrégation des matériaux au cours du glissement plus faible induit une topographie chaotique à la surface du dépôt moins prononcée (*Moore et al.*, 1989). Parmi les slumps nous distinguons deux géométries : les glissements plans et les glissements rotationnels, dont la surface de rupture est plane pour le premier (Fig. 2.2a) et incurvée pour le second (Fig. 2.2b).

3. Origine des déstabilisations des volcans boucliers

De nombreux mécanismes contribuent à l'augmentation de l'instabilité sur un édifice volcanique. Pour de nombreuses déstabilisations, l'intervention de plusieurs facteurs est proposée, sans toutefois connaître la contribution relative de chacun d'entres eux (*Mitchell et al.*, 2002). Ces facteurs sont classés selon 3 catégories :

- Les facteurs externes environnementaux :
  - De fortes précipitations augmentent la pression de pore dans les roches diminuant sa résistance. Cette variation peut jouer le rôle de déclencheur de déstabilisations (*Kerle & Van Wyk De Vries*, 2001; *Masson et al.*, 2002). A cela s'ajoute une érosion marine qui est à l'origine de l'instabilité du littoral côtier. Par ailleurs, à partir des travaux de Blanchon et Shaw (1995), McGuire (1996) propose que d'importantes variations du niveau marin modifient le régime interne et la pression de pore dans l'édifice volcanique contribuant à une augmentation de l'instabilité.
  - Il est également démontré que la sismicité régionale peut être à l'origine de mouvements gravitaires de grande ampleur (*Keefer*, 1984; *Lipman et al.*, 1985).

- Les facteurs liés à leur structure interne:

Ce sont essentiellement des plans de faiblesse ou des plans de décollement.

  - Les instabilités peuvent être accentuées par un étalement gravitaire le long d'un plan de faiblesse. Souvent associé aux déclenchements de déstabilisations sur les strato-volcans (*van Wyk de Vries & Francis*, 1997; *Van Wyk De Vries et al.*, 2001), cet étalement gravitaire, couplé à l'activité d'une rift zone, peut générer des déstabilisations sur les volcans boucliers. Ce mécanisme est proposé pour le slump d'Hilina sur le flanc sud du Kilauea (*Lipman et al.*, 1985; *Borgia & Treves*, 1992; *Moore et al.*, 1994). Des horizons hyaloclastiques (*Siebert*, 1984), volcanoclastiques et des paléosols peuvent également constituer ces plans de faiblesse.
  - Sur le Kilauea, Clague & Denlinger (1994) proposent un fluage à haute température sur une semelle constituée par des cumulats d'olivines comme facteur d'instabilité.

- Des zones d'altération hydrothermale sont le lieu d'une importante circulation de fluides. Le fluage potentiel de ces zones, associé à la charge de l'édifice, peut aboutir au déclenchement d'une déstabilisation (*López & Williams*, 1993).

➢ Les facteurs liés à l'activité magmatique du volcan :

- Bien que **la sismicité** associée à l'activité volcanique soit plus faible que l'activité tectonique régionale, elle peut également affecté la stabilité d'un édifice volcanique (*Voight et al.*, 1981; *Elsworth & Voight*, 1995).
- Les **éruptions explosives,** associées à la décompression brutale des gaz magmatiques**,** peuvent déclencher une avalanche de débris (*Siebert et al.*, 1987; *McGuire*, 1996).
- Parmi les facteurs liés à l'activité du volcan, le rôle **des intrusions magmatiques**, qui peuvent se mettre en place sous forme d'intrusion magmatique subverticale ou subhorizontale, comme mécanisme contribuant à l'initiation de déstabilisation est fréquemment proposé (*Swanson et al.*, 1976; *Duffield et al.*, 1982; *Siebert*, 1984; *Carracedo*, 1994, 1996, 1999; *Adushkin et al.*, 1995; *Iverson*, 1995; *Delemen*, 1995; *Elsworth & Voight*, 1995; *McGuire*, 1996; *Elsworth & Day*, 1999; *Famin & Michon*, 2010; *Chaput*, 2013; *Chaput et al.*, 2014b).

Parmi les différents facteurs énoncés ci-dessus, nous détaillerons dans la suite de ce chapitre l'effet des intrusions magmatiques car ces dernières sont communes à l'ensemble des volcans basaltiques et correspondent au phénomène le plus fréquent dans l'évolution de ces édifices.

3.1. Les rift zones du modèle hawaïen

La relation entre les intrusions magmatiques et les effondrements sur les volcans basaltiques a été intensément étudiée (*Swanson et al.*, 1976; *Elsworth & Voight*, 1995; *Iverson*, 1995; *Elsworth & Day*, 1999). Ces études montrent que les déplacements enregistrés par les flancs des volcans sont associés à la mise en place d'intrusions magmatiques dans les rift zones (*Swanson et al.*, 1976). La poussée hydraulique associée à

ces rift zones couplée à une instabilité gravitaire peuvent générer des déplacements récurrents de flanc (*Elsworth & Voight*, 1995; *Iverson*, 1995). *Elsworth & Voight* (1995, 1996) proposent que la pression magmatique associée à la mise en place de ces intrusions induit une altération mécanique importante de l'édifice volcanique ainsi que des variations de pression de pore au sein de l'édifice réduisant la résistance le long d'un plan de décollement. D'autres facteurs affectent la stabilité de l'édifice tels que les effets thermiques des fluides magmatiques qui induisent une altération des roches environnantes (*Elsworth & Day*, 1999) et la sismicité accompagnant ces épisodes de déformations (*Lipman et al.*, 1985).

Les volcans d'Hawaii présentent une activité magmatique intense avec le développement de rift zones longues et étroites (*Dieterich*, 1988). Ainsi, la mise en place répétée d'intrusions dans celles-ci, couplées à un décollement basal, serait à l'origine de déplacements progressifs latéraux du flanc des volcan et de déclenchement de déstabilisations (Fig. 3; (*Swanson et al.*, 1976; *Elsworth & Voight*, 1995; *Iverson*, 1995; *McGuire*, 1996; *Morgan*, 2003). Dans ce contexte, *Clague & Denlinger*, (1994) proposent qu'un fluage sur une semelle de cumulats d'olivine s'additionne aux mécanismes d'instabilité.

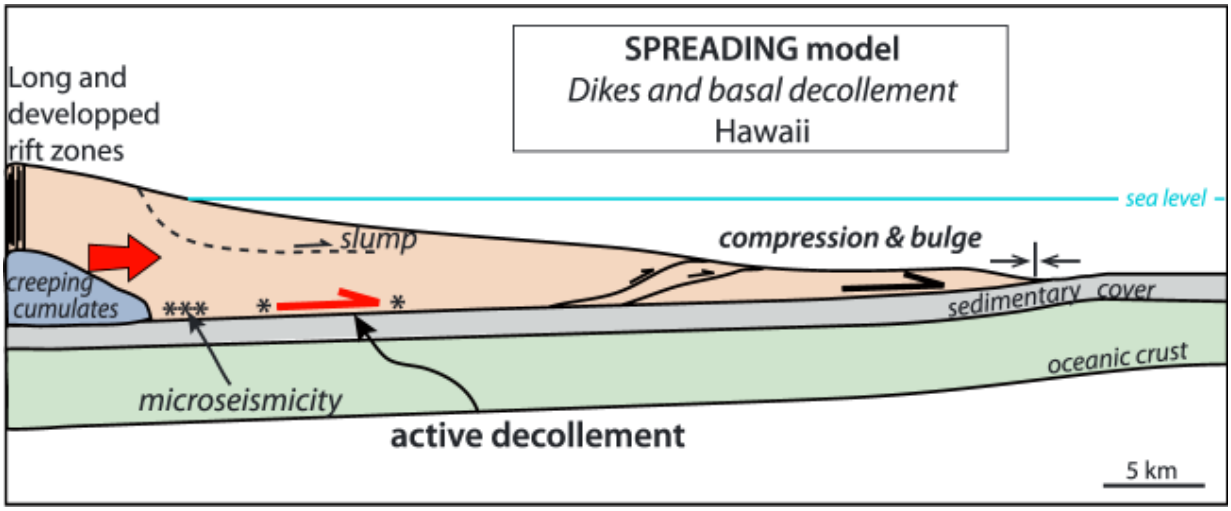


Figure 3 : Modèle conceptuel d'instabilité d'un édifice volcanique lié à l'activité des rift zones. D'après Chaput et al., 2014a.

3.2. Les sill zones du modèle réunionnais

A partir de l'enregistrement de déplacements lors d'éruptions du Piton de la Fournaise et d'une étude du système intrusif du Piton des Neiges, volcans actif et inactif de l'île de La Réunion, un nouveau mécanisme à l'origine d'instabilités des édifices volcaniques a été proposé : l'injection répétée d'intrusions magmatiques subhorizontales dans un détachement (*Famin & Michon*, 2010; *Chaput*, 2013; *Cayol et al.*, 2014; *Chaput et al.*, 2014a, 2014b; *Froger et al.*, 2015).

3.2.1. Cas de l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise

Avec un volume émis de plus de 210.10^6 m^3 (*Bachèlery et al.*, 2010) et l'effondrement du cratère Dolomieu sur plus de 340 m (*Michon et al.*, 2007; *Urai et al.*, 2007; *Staudacher et al.*, 2009), l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise a été reconnue comme l'une des plus importantes du volcan pour la période historique. Cette éruption a également été caractérisée par l'enregistrement de glissements co-éruptifs et post-éruptifs au niveau du flanc est (*Froger et al.*, 2015). La chronologie des évènements est la suivante :

L'éruption débute le 30 mars 2007, avec une fissure active pendant environ 10h qui a émis un basalte aphyrique dont le volume total a été estimé à 10^6 m^3. Deux jours plus tard, soit le 2 avril, une nouvelle fissure s'ouvre à la base des Grandes Pentes sur le flanc est du volcan (AEF; Fig. 4a). L'éruption a ensuite perduré jusqu'au 1er mai. Tout au long de cette éruption, plusieurs glissements co-éruptifs ont été enregistrés (Fig. 4): un déplacement vers l'Est couplé à une subsidence de quelques dizaines de centimètres ont été enregistrés sur le flanc ouest du Cône Central (CC; Fig. 4b-c). De plus, un déplacement horizontal vers l'Est, atteignant plus de 1,4 m par endroit, associé à une subsidence de quelques dizaines de centimètres ont été enregistrés sur une zone de 14 km^2 dans les Grandes Pentes. Enfin, la zone à proximité de la fissure éruptive d'avril (AEF; Fig. 4b et c) s'est déplacée d'une quinzaine de centimètres vers l'Est et est couplée à une subsidence sur une zone orientée N125-130° (à proximité de AEF; Fig. 4c).

A la fin de l'éruption, le Cône Central et les Grandes Pentes subsident avec des amplitudes bien inférieures à celles enregistrées au début de l'éruption. A noter que les déplacements enregistrés pendant l'éruption se poursuivent ensuite avec une amplitude similaire et grossièrement de la même manière.

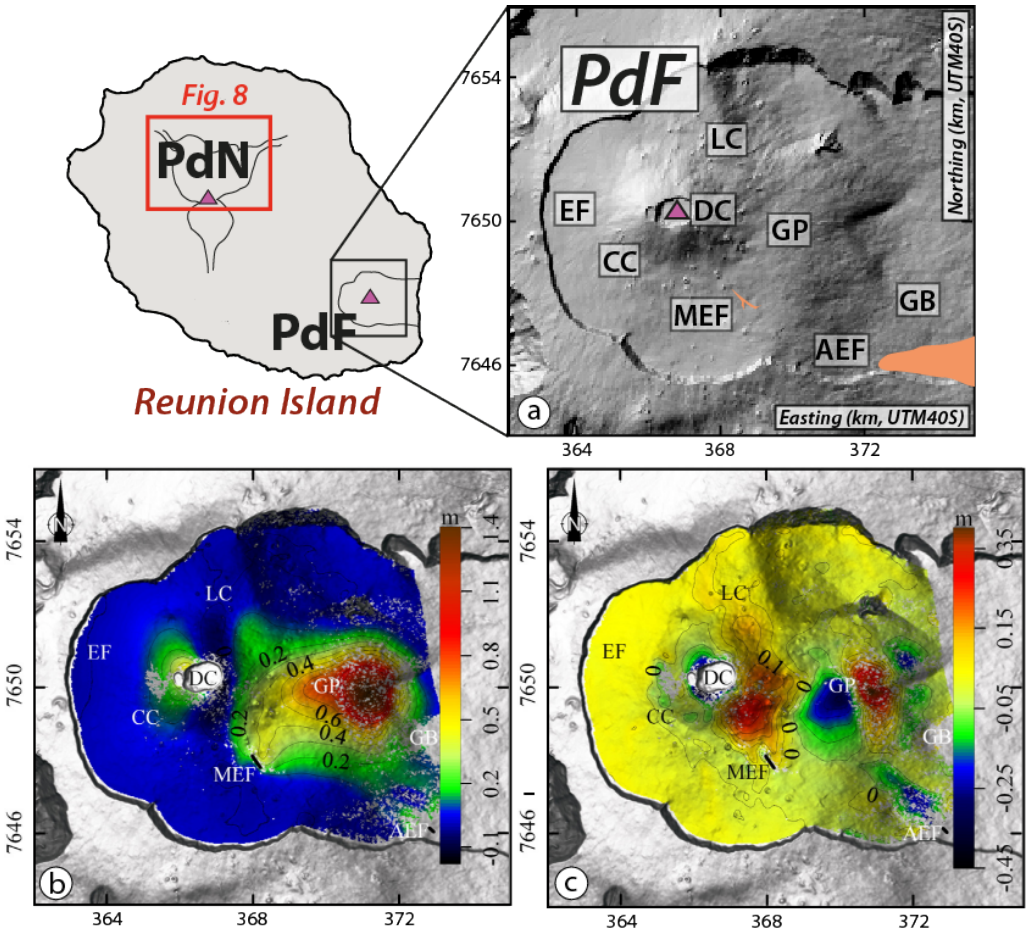


Figure 4: Déplacements co-éruptifs au Piton de la Fournaise lors de l'éruption d'avril 2007. a) Localisation de la figure 8 et carte du Piton de la Fournaise, EF : Enclos Fouqué, CC : Cône Central, MEF : Fissure éruptive du 30 mars 2007, DC : Cratère Dolomieu, LC : Cône Langlois, GP : Grandes Pentes, AEF : Fissure éruptive du 2 avril 2007, GB : Grand Brûlé. Les coulées de l'éruption de mars-avril 2007 sont représentées en orange. b) Composante EW ; l'intervalle de contours est de 0,1 m. c) Composante verticale ; l'intervalle de contour est de 0,05 m. Les coordonnées sont en km UTM (40 zone Sud). Les figures des déplacements sont d'après Froger et al., (2015).

A partir des données InSAR (*Urai et al.*, 2007) et des données de terrain (*Michon et al.*, 2007; *Staudacher et al.*, 2009), *Froger et al.* (2015) proposent qu'un détachement soit à l'origine des déplacements co-éruptifs enregistrés lors de l'éruption

d'avril 2007. Ce détachement aurait été activé par l'injection d'une intrusion magmatique sub-horizontale (Fig. 5) initiant son déplacement co-intrusif (Fig. 5c).

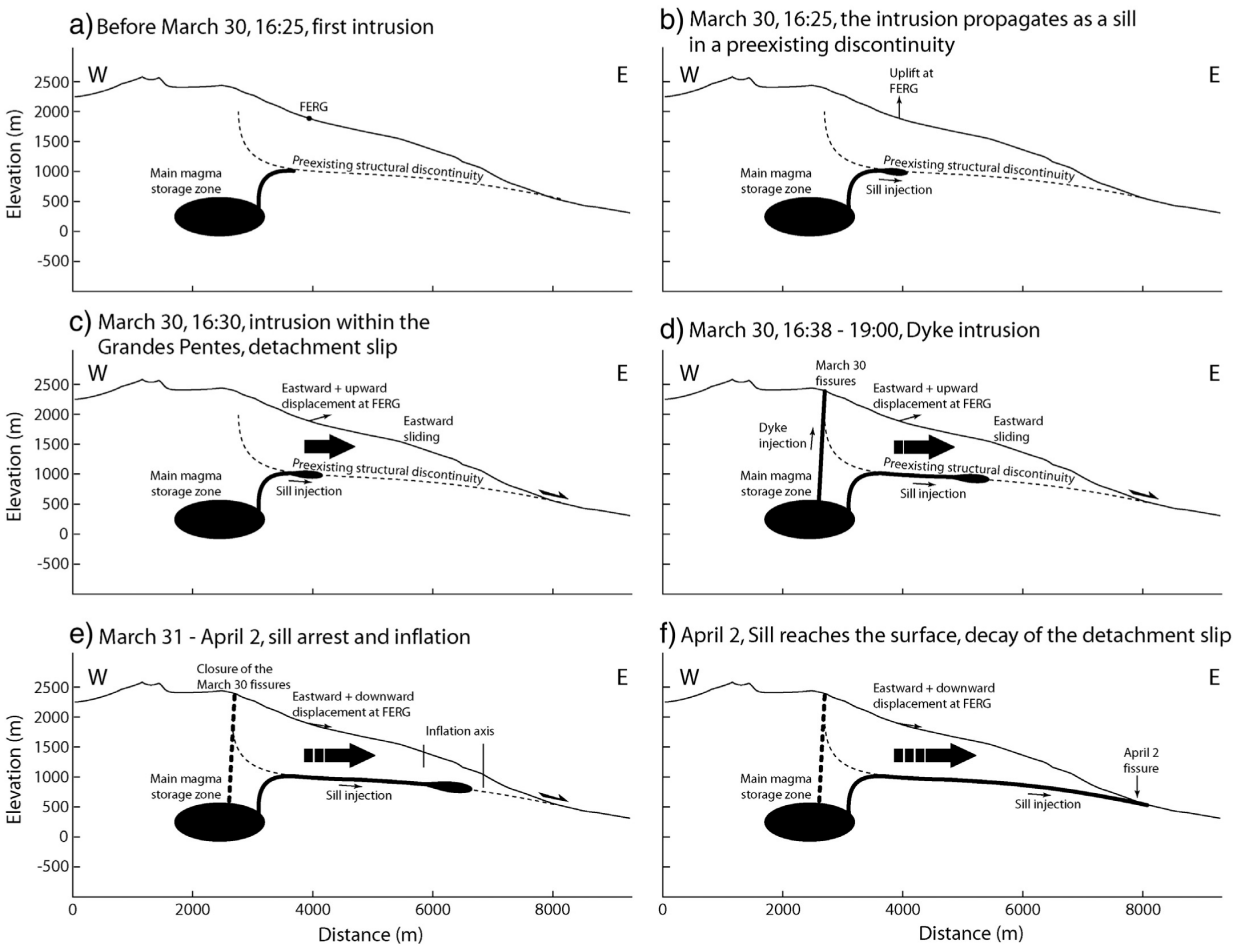


Figure 5 : Coupe schématique Est-Ouest du Piton de la Fournaise illustrant les différents processus se produisant dans les Grandes Pentes (GP, Fig. 4) lors de l'éruption de mars-avril 2007. a) Initiation d'un dyke à partir de la partie est d'une chambre magmatique. b) Cette intrusion rencontre ensuite une discontinuité; sa mise en place se fait alors sous forme d'un sill, générant ainsi un soulèvement au niveau de la station GPS FERg. c) La propagation de l'intrusion dans le détachement créé un déplacement de la partie sus-jacente. d) Les contraintes dans l'édifice évoluent. Un dyke se propage alors du toit de la chambre magmatique à la surface. e) Entre le 31 mars et le 2 avril le magma s'accumule sous les Grandes Pentes à la suite d'un arrêt de la propagation du sill. Une inflation est alors enregistrée à la surface. d) Le 2 avril, l'intrusion arrive en surface et le déplacement commence à décroître.

La cartographie du Piton des Neiges, volcan inactif de l'île de La Réunion, montre que la mise en place de sills est récurrente dans un volcan bouclier.

3.2.2. Observations de terrain et modèles théoriques

L'observation de la structure interne du Piton des Neiges, volcan érodé jumeau du Piton de la Fournaise (cf. Chapitre 3) met en évidence une prépondérance des intrusions à faible pendage (≤ 45°). Ces intrusions à faible pendage se rencontrent essentiellement sous forme de *sill zones*, c'est-à-dire de zones de concentrations de 50 à 70 intrusions jointives atteignant plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (*Famin & Michon*, 2010; *Chaput et al.*, 2014b). Dans un édifice subissant un étalement gravitaire ou un régime de déformation extensif, *Chaput et al.,* (2014b) expliquent la mise en place de ces sills par des cycles permutations de contraintes liées à l'emplacement répété de dykes. Chaque dyke augmenterait la contrainte horizontale, qui finirait par être supérieure à la contrainte verticale, conduisant à l'injection d'intrusions subhorizontales. Ces intrusions subhorizontales sont faiblement inclinées vers l'extérieur et donc accroissent potentiellement l'instabilité de l'édifice (Fig. 6).

A partir de l'étude de l'une de ces sill zones localisée dans la Rivière du Mât, *Famin & Michon* (2010) suggèrent que la mise en place des intrusions magmatiques dans le détachement est accompagnée de deux glissements, l'un inter-intrusif et l'autre co-intrusif. Ces deux mécanismes augmenteraient l'instabilité de l'édifice volcanique et pourrait conduire à une déstabilisation.

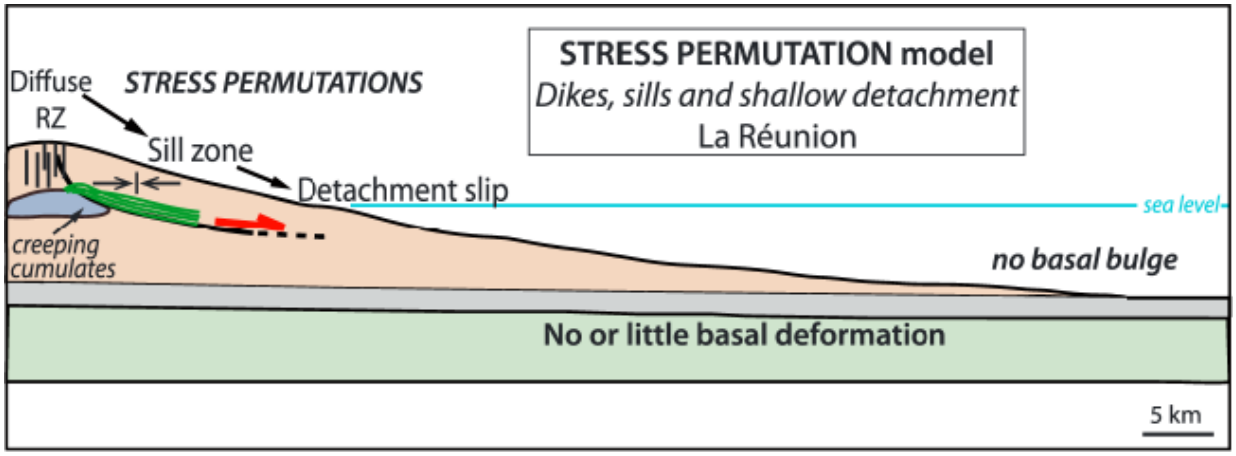


Figure 6: Modèle conceptuel d'instabilité d'un édifice volcanique lié à l'activité des rift zones et de sill zone. D'après Chaput et al. (2014a).

L'hypothèse du glissement inter-intrusif est très largement confirmée par les observations. En effet, *Famin & Michon* (2010), puis *Chaput et al.* (2014b) ont décrit

en détail une forte déformation cisaillante ductile et fragile vers le Nord observée dans et à proximité de la sill zone de la Rivière du Mât. Le cisaillement simple est associé à la croissance de minéraux secondaires d'altération hydrothermale dans le faciès schiste vert. Cette déformation cisaillante est donc un processus lent qui a affecté le flanc nord du Piton des Neiges pendant toute son édification.

Le cas du glissement co-intrusif a reçu une attention particulière car il a été comparé au glissement du flanc est du Piton de la Fournaise lors de l'éruption de mars-avril 2007. En l'absence d'observations directes, le glissement co-intrusif a été abordé sous l'angle de la modélisation numérique. S'inspirant de la sill zone de la rivière du Mât, *Chaput et al*., (2014a) ont modélisé les déplacements générés lors de l'emplacement d'une intrusion magmatique subhorizontale dans un plan de glissement préexistant. Ces simulations montrent que l'injection de magma dans le plan de détachement favorise son glissement, en reproduisant approximativement les déplacements de surface observés pendant l'éruption de mars-avril 2007 au Piton de la Fournaise. Ce type de modélisation suggère que la géométrie observée au Piton des Neiges, correspondant à l'injection répétée de sills dans un plan de glissement, est plausible dans le cas de l'instabilité co-intrusive du Piton de la Fournaise.

Une autre modélisation (*Cayol et al.*, 2014) s'est attachée à quantifier les déplacements co-intrusifs liés à des intrusions planaires dans un édifice, en fonction du pendage de l'intrusion, de la surpression du magma, et de l'anisotropie du champ de contrainte supposé extensif. Ces modélisations suggèrent qu'une intrusion de type sill peut générer un déplacement horizontal atteignant localement 3,6 m. Appliqué à la sill zone de la rivière du Mât, contenant 50 à 70 intrusions, cela représenterait un déplacement horizontal de 180 à 260 m vers le Nord du flanc Nord du Piton des Neiges.

Le bilan général de ces modélisations numériques est que l'injection de sills, avec ou sans discontinuité préexistante est potentiellement un facteur co-intrusif d'instabilité gravitaire de l'édifice volcanique à condition qu'un cisaillement simple se produise dans le plan du sill. Pour confirmer ou infirmer le rôle des sills dans l'instabilité co-éruptive d'un volcan bouclier, il est donc nécessaire de rechercher des preuves de cisaillement simple co-intrusif dans ces sills. Ce travail fera l'objet du **Chapitre 6** de la présente thèse.

Chapitre 3 :

Contexte géologique de La Réunion

1. Présentation générale de La Réunion

1.1. Situation géodynamique de La Réunion et origine du volcanisme

La Réunion est une île volcanique du Sud-Ouest de l'océan Indien (55°30'E et 21°10'S). Située à environ 800 km à l'Est des côtes de Madagascar, elle fait partie, avec les îles Rodrigues et Maurice de l'archipel des Mascareignes. L'ensemble de ces îles a pour origine un point chaud dont l'activité initiale aurait édifié les Trapps du Deccan en Inde, il y a 65 millions d'années (*Courtillot et al.,* (1986), Fig. 1a). L'activité du point chaud s'est poursuivie avec la formation des archipels des Laccadives, des Maldives (vers 60 Ma), des Chagos (50-40 Ma) jusqu'à la construction du plateau des Mascareignes (30 Ma *Duncan*, (1990)). La Réunion, avec une mise en place estimée à environ 5 Ma (*Gillot et al.*, 1994), représente le dernier maillon de cette chaîne. Une récente étude de *Barruol & Fontaine* (2013), propose une activité de La Réunion synchrone à l'île Maurice.

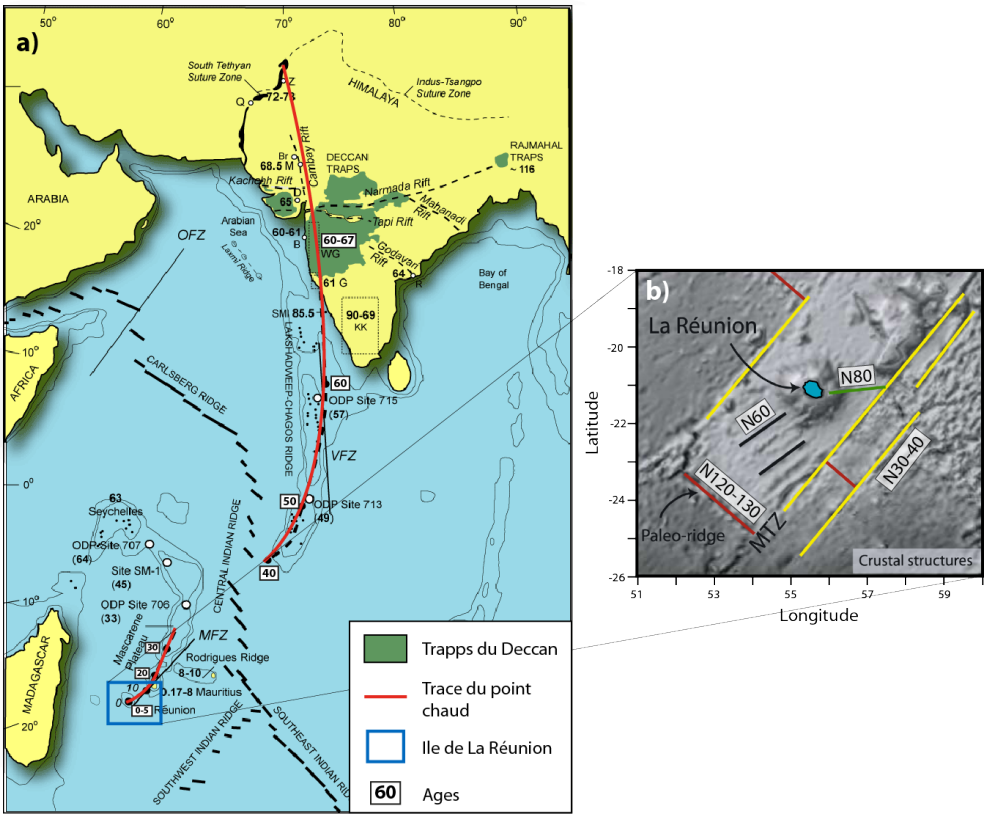


Figure 1 : *a) Contexte géodynamique de l'île de La Réunion. Les âges sont donnés en millions d'années (Ma) d'après Duncan* (1990)*; Mahoney et al.,* (2002)*, b) Distribution des principales structures de la croûte océanique à proximité de l'île de La Réunion d'après Lénat et al.* (2001) *et Michon et al.,* (2007b)*. Les traits rouges et jaunes correspondent respectivement aux paléo-dorsales et aux failles transformantes de la lithosphère océanique. Les lignes noires, orientées N60, représentent des alignements volcaniques dont l'âge reste incertain. Le trait vert indique l'orientation "anormale" des anomalies magnétiques du plancher océanique entre La Réunion et la faille transformante de Maurice.*

Le plancher océanique environnant La Réunion, daté entre 65-68 Ma (*Lénat et al.*, 2001; *Bissessur*, 2011), est caractérisé par la présence de paléo-failles transformantes. Ces zones de fractures orientées N30, Mahanoro et Mauritius, délimitent respectivement au Nord-Ouest et au Sud-Est la paléo-dorsale et le compartiment lithosphérique sur lequel s'est édifié La Réunion. Cependant, l'absence de sismicité dans l'ensemble de la zone indique que ces structures sont actuellement inactives. Des paléo-dorsales de direction N120 ainsi que des structures crustales de moins grande ampleur orientées N60 et N80 ont également été identifiées dans la région (*Lénat et al.*, 2001; *Michon et al.*, 2007b).

1.2. La Réunion

L'édifice de La Réunion présente une morphologie de cône aplati, de rayon basal de 200 par 240 km pour une hauteur de plus de 7000 m (Fig. 2a). Sa base repose à environ 4000 m de profondeur. La partie immergée de l'édifice a fait l'objet de nombreuses études géophysiques (bathymétriques, sismiques et magnétiques). Nous retiendrons deux caractéristiques principales de l'édifice de La Réunion :

- L'absence de flexure lithosphérique qui devient une spécificité de La Réunion (Fig. 2b). Elle est expliquée par l'effet thermique de l'anomalie mantellique et par l'existence d'un sous-plaquage magmatique qui génèrent des contraintes s'opposant à la charge de l'édifice (*Charvis et al.*, 1999; *Gallart et al.*, 1999; *Michon et al.*, 2007a). Cette géométrie diffère de celles observées à Hawaii (*Watts et al.*, 1985), aux Marquises (*Wolfe et al.*, 1994), à Tenerife (*Watts et al.*, 1997) ou encore au Cap Vert (*de Voogd et al.*, 1999; *Gallart et al.*, 1999), où la lithosphère présente une flexure importante.
- Quatre larges excroissances topographiques sous-marines ont été mises en évidence sur les flancs de l'île (à l'Est, au Nord-Est, à l'Ouest et au Sud ; Labazuy, 1988, Lénat et Labazuy 1990). Les données gravimétriques et magnétiques suggèrent que ces reliefs ne correspondent pas à des parties construites de l'édifice (*Gailler & Lénat*, 2010). Ils sont au contraire interprétés comme des dépôts d'avalanche de débris issus de déstabilisations récurrentes des édifices volcaniques (*Oehler et al.*, 2008; *Gailler & Lénat*, 2010) et/ou des slumps produits par l'étalement lent du Piton des Neiges (*Le Friant et al.*, 2011).

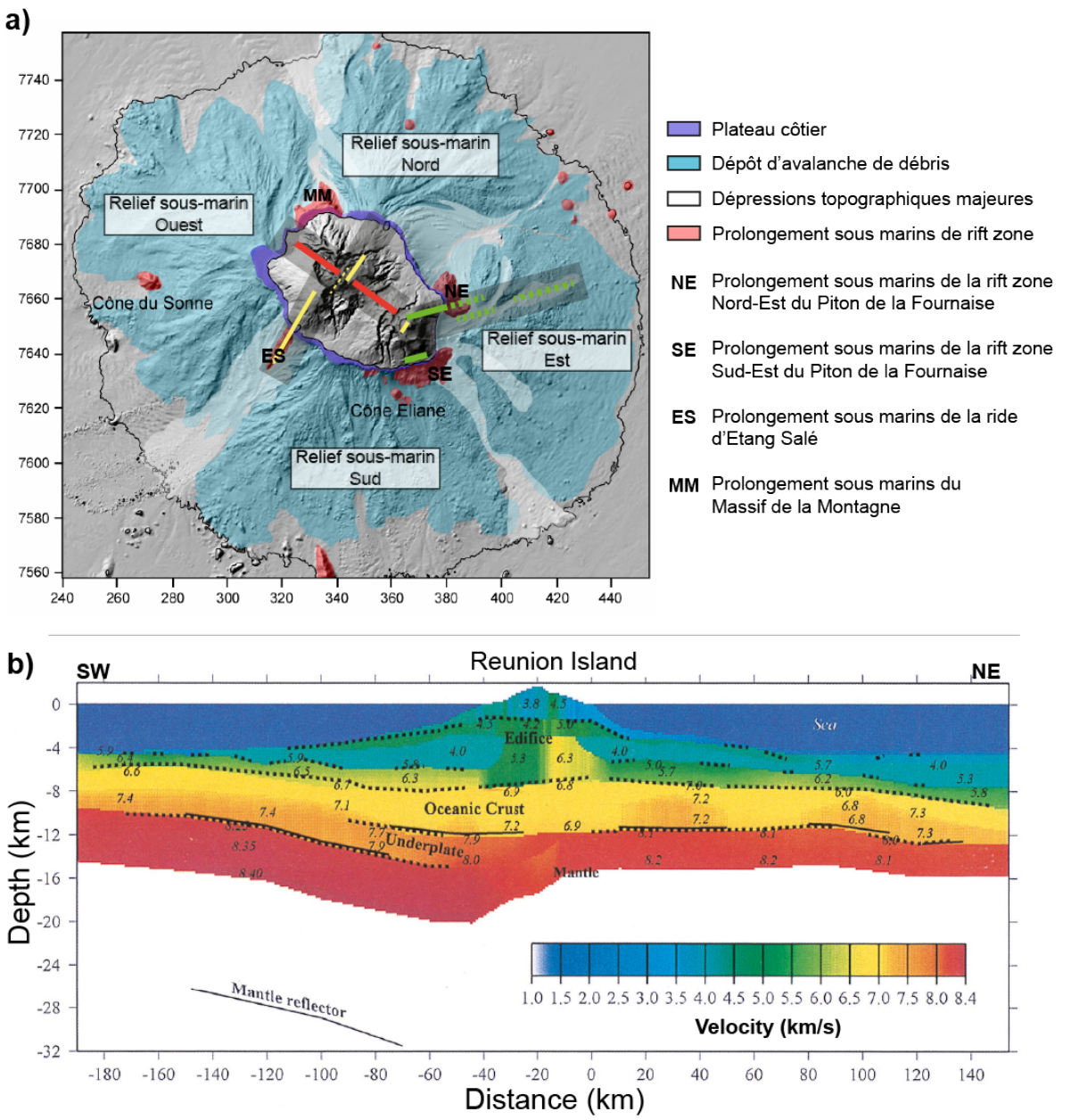


Figure 2: a) Carte interprétative des flancs immergés de La Réunion d'après Oehler (2005), Oehler et al. (2008), mettant en évidence les différentes structures décrites dans le texte. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S). Les traits jaunes, rouges et verts correspondent respectivement aux structures orientées N30-40, N120-130 et N70-80, d'après Michon (2007a). b) Modèle de vitesse des ondes P sur un transect 2D SO-NE passant par La Réunion d'après Gallard et al. (1999).

La partie émergée, représentant seulement 3% de l'édifice volcanique (*de Voogd et al.*, 1999), possède une superficie de 2512 km^2. Elle est caractérisée par des pentes inférieures à 12° (*Lénat & Labazuy*, 1990) et un relief très escarpé. La partie aérienne de La Réunion est composée de deux volcans juxtaposés : le Piton des Neiges qui occupe les 2/3 nord-ouest de l'île et le Piton de la Fournaise situé dans la zone sud-est (Fig. 3a et 3b). Sur la base de données de forage et d'études géochimiques et géophysiques, l'existence d'un

troisième édifice a été proposée. Cet édifice aujourd'hui démantelé a été baptisé le volcan des Alizés (*Lénat et al.*, 2001). Le corps intrusif de cet édifice est situé à l'Est du sommet du Piton de la Fournaise, à l'aplomb du Grand Brûlé. L'activité de ce volcan aurait été contemporaine de celle du Piton des Neiges (*Rançon et al.*, 1988, 1989; *Augé et al.*, 1989; *Lerebour et al.*, 1989; *Lénat et al.*, 2012).

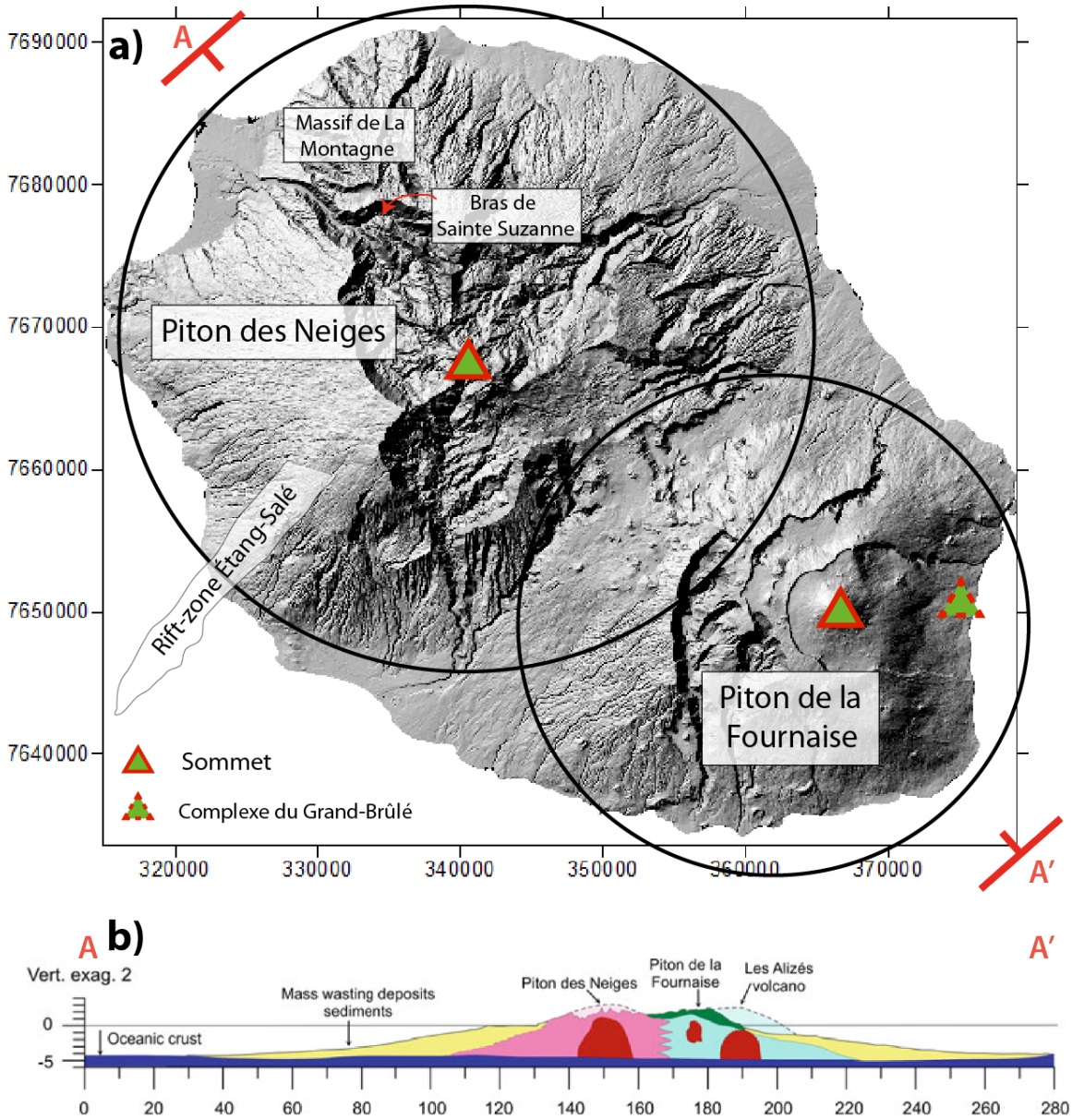


Figure 3: a) Modèle numérique de terrain à 25 m de la partie émergée de La Réunion. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S). Localisation du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. b) Coupe schématique de La Réunion montrant l'agencement des édifices volcaniques de La Réunion d'après Lénat (2016). Les corps denses et les dépôts de déstabilisations sont également représentés en rouge et jaune, respectivement.

2. Le Piton des Neiges : volcan inactif et érodé de La Réunion

Culminant à 3070 mètres d'altitude, le Piton des Neiges est le volcan endormi de l'île de La Réunion (fig. 4). Il représente l'activité subaérienne la plus ancienne de La Réunion. Sur cet édifice, les laves les plus anciennes ont été datées à 2,17 ± 0,03 Ma par la méthode Ar/Ar (*Quidelleur et al.*, 2010). Des datations K/Ar suggèrent une activité effusive jusqu'à 29 ± 3,0 ka (*Gillot & Nativel*, 1982) alors que des datations ^{14}C sur bois carbonisés dans des dépôts pyroclastiques révèlent une activité explosive jusqu'à environ 20 ka (*Deniel et al.*, 1992). L'âge à 12,5 ± 3,0 ka obtenu avec la méthode de datation U-Th (*Deniel et al.*, 1992) reste incertain (e.g. *Salvany et al*., (2012)).

2.1. Activité magmatique et laves associées

De nombreuses études géologiques couplées à la datation de roches volcaniques (e.g, McDougall, 1971) ont permis de subdiviser la vie du Piton des Neiges en deux grandes périodes (Fig. 4). La première période, dite "série des océanites" (*Upton & Wadsworth*, 1966) correspond au *shield building stage* de Peterson et Moore (1983). La seconde période, dite "série différenciée" (*Upton & Wadsworth*, 1966) est caractérisée par l'émission de magmas basaltiques à différenciés. Selon *McDougall* (1971), *Upton & Wadsworth* (1972) et *Billard & Vincent* (1974), chacune de ces périodes est elle-même constituée de deux phases :

- La phase I de la "série des océanites" correspond à l'édification d'un volcan plus ancien que 2,1 Ma. Elle est également appelée **série des océanites anciennes**. Durant cette période, la partie émergée de l'édifice volcanique se construit. Les lithologies résultantes de cette période sont principalement des basaltes à olivines et des océanites. Elles sont majoritairement observables dans le fond des rivières et des cirques.
- Ensuite, de 2,1 Ma à 430 ka, la majeure partie de l'édifice volcanique basique se construit. Cette phase II est appelée **série des océanites récentes**. Le volume émis est important avec par endroit des massifs atteignant plusieurs centaines de mètres. Selon Chevallier (1979), le volume de lave émis représenterait 65% du volume total de l'édifice.

Ce stade basique est suivi d'une période de quiescence d'environ 80 ka durant laquelle l'érosion domine. L'activité volcanique reprend vers 350 ka avec un important

changement dans l'histoire géologique du Piton des Neiges: l'apparition de magmas différenciés. Cette évolution chimique des magmas depuis la phase basaltique vers la phase différenciée traduit un changement dans le processus d'alimentation du volcan.

- La phase III (350-230 ka) du **stade différencié** est caractérisée par l'émission de laves de la série alcaline, de composition basaltique à mugéaritique.
- La phase IV (230-20 ka) du stade différencié est marquée par des éruptions explosives et par l'émission de basaltes et d'hawaiites à macrocristaux de plagioclases et de mugéarites. Cette période est également riche en formations pyroclastiques, observables dans le cirque de Salazie et sur les flancs nord, ouest, nord-est et sud (*Page*, 1994)

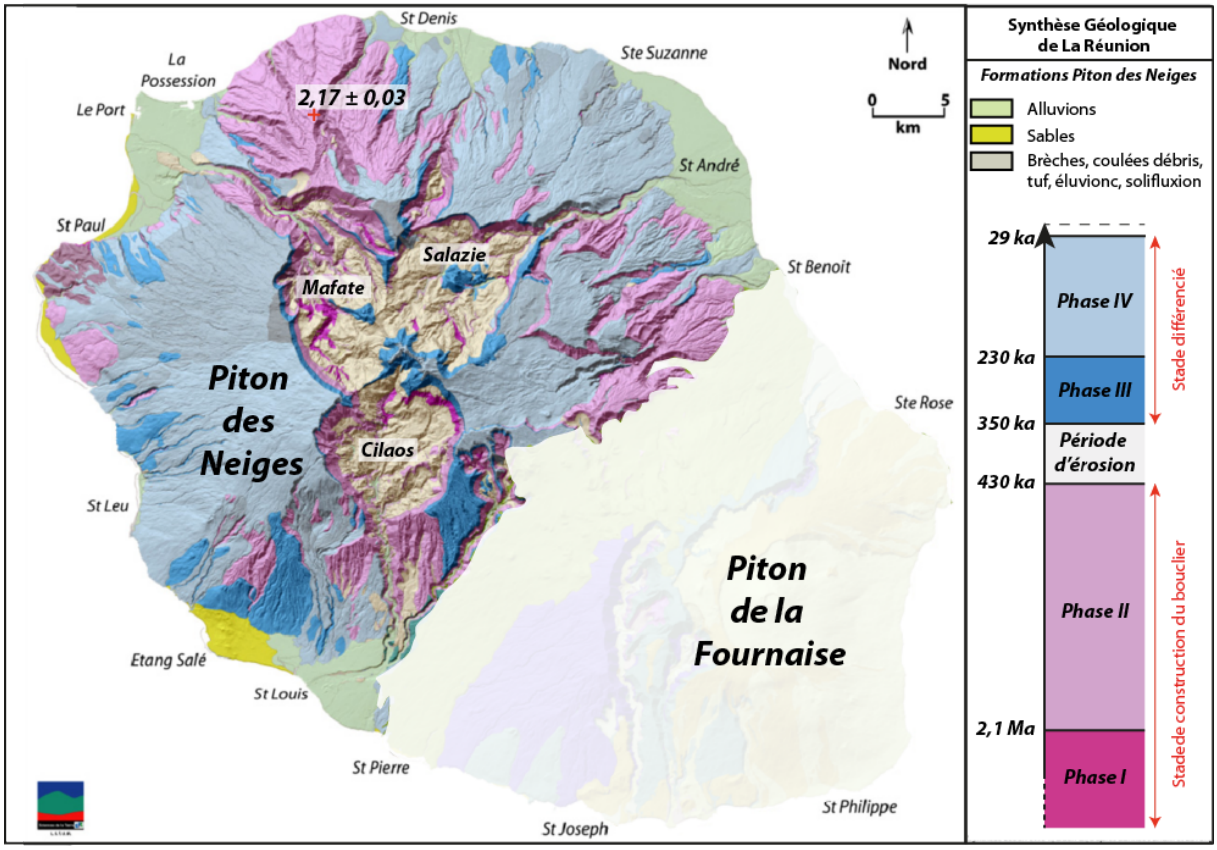


Figure 4 : Carte géologique au 1/100000e du Piton des Neiges (Fèvre, 2005). *Synthèse géochronologique du Piton des Neiges.*

Tout au long de sa vie, le climat tropical de l'île et de multiples déstabilisations ont profondément entaillé le Piton des Neiges formant ainsi de larges vallées. Le relief est aussi marqué par trois cirques (dépressions sub-circulaires) : les cirques de Salazie, de Mafate et de Cilaos. Un quatrième cirque, des Marsouins, est actuellement comblé (*Kieffer*, (1990) ; *Deniel et al.,* (1992)). Ces cirques ont été interprétés comme des

cicatrices de déstabilisations (*Bret et al.*, 2003a; *Oehler et al.*, 2004, 2007), comme le résultats d'une subsidence du complexe intrusif postérieur à l'arrêt de l'activité du volcan (Gailler and Lénat, 2010), ou comme des structures d'érosion (*Salvany et al.*, 2012). Ils nous permettent d'accéder à la structure interne du Piton des Neiges et de l'étudier.

2.2. Présentation du système magmatique du Piton des Neiges

2.2.1. Organisation des rift zones

L'ensemble des formations du Piton des Neiges est recoupé par de nombreuses intrusions magmatiques basiques et différenciées. Les intrusions magmatiques basiques associées au stade basaltique du volcan, représentent 79% des intrusions. Elles sont majoritairement composées d'océanites, de basaltes aphyriques, de basaltes à olivines et rarement de gabbros, pour les plus épaisses (Chaput, 2013). Les intrusions différenciées sont quant à elles associées au stade de dégénérescence du volcan et sont formées de roches différenciés, d'hawaiites, de mugéarites, de benmoréites, de trachytes et de syénites.

La cartographie du volcan a révélé une organisation spatiale des intrusions magmatiques et a permis d'identifier plusieurs rift zones (*Chevallier*, 1979; *Chevallier & Vatin-Perignon*, 1982; *Maillot*, 1999; *Chaput*, 2013). Les intrusions magmatiques observées dans les cirques présentent des directions N120-160 et N30 (Fig. 5). La répartition de ces intrusions subverticales est hétérogène avec une densité plus importante dans les cirques de Salazie et de Cilaos. La direction N120 est dominante dans les cirques de Salazie et Mafate, alors que la direction N30 prédomine dans le cirque de Cilaos (Chaput 2013, Chevallier and Perignon 1982). A cela s'ajoute un troisième groupe d'intrusions subhorizontales ou sills, perpendiculaires aux deux autres directions. Ces sills s'organisent majoritairement en sill zones, c'est à dire en empilement de plusieurs dizaines d'intrusions contigües (Fig. 5).

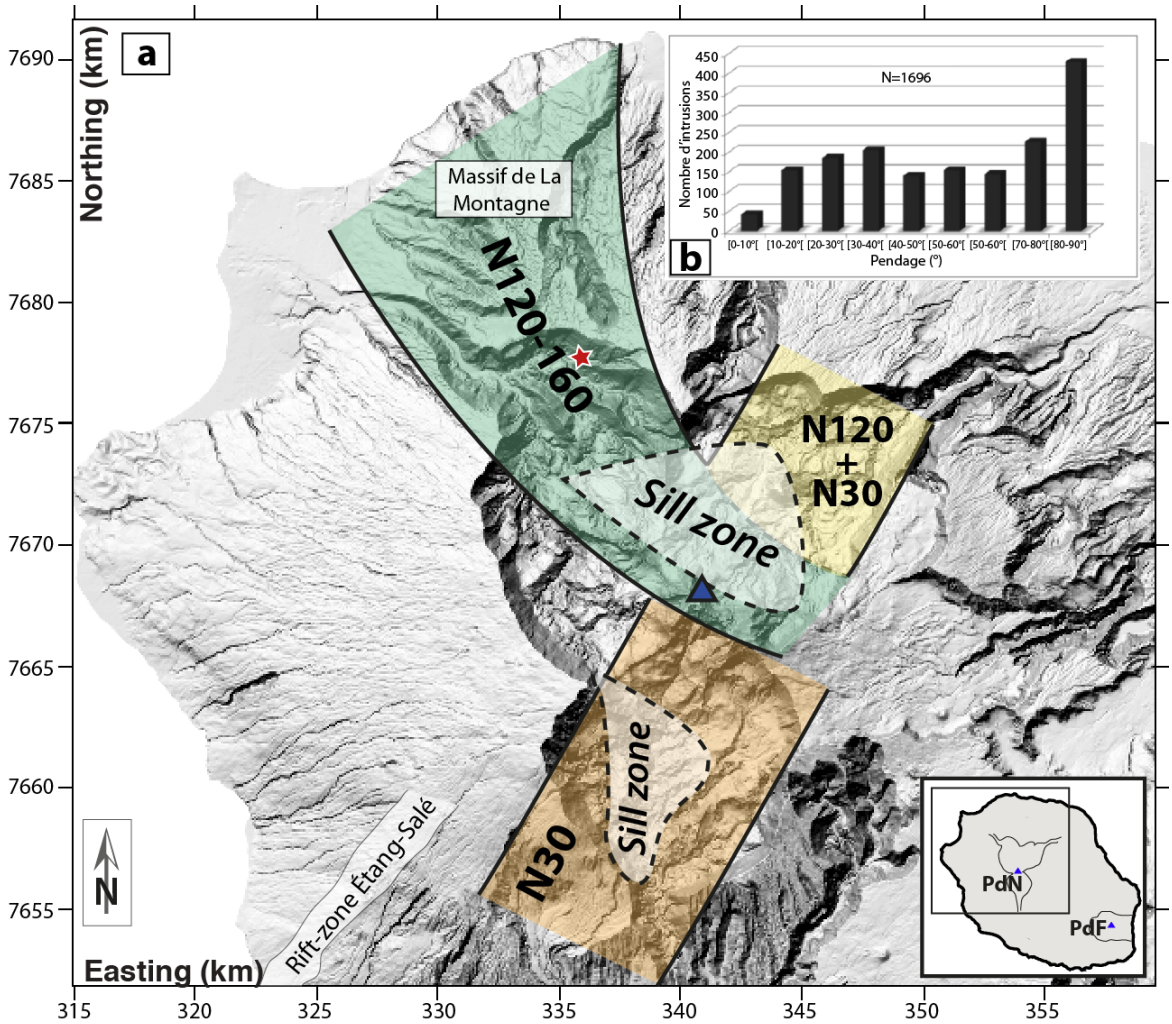


Figure 5: a) Directions préférentielles des intrusions mesurées au Piton des Neiges. Trois directions principales perpendiculaires sont observées : des intrusions subhorizontales coexistent avec deux groupes de dykes perpendiculaires de direction N30 et N120. b) Histogramme des pendages des intrusions du Piton des Neiges d'après Chaput (2013). Les intrusions subhorizontales étant prédominantes dans les cirques de Salazie et de Cilaos. Dans le cirque de Mafate et hors des cirques, les intrusions mesurées sont majoritairement subverticales. PdN : Piton des Neiges ; PdF : Piton de la Fournaise. L'étoile rouge localise le Bras de Sainte Suzanne.

D'autres directions d'intrusions de moindre importance, radiales au sommet du volcan, N10, N45, N55-65, N70 et N160, ont été observées (*Chevallier*, 1979; *Chevallier & Vatin-Perignon*, 1982). Ces directions sont majoritairement observées localement dans le cirque de Cilaos (N10, N55, N70 et N160 ; *Maillot,* 1999), dans le cirque de Salazie (N45 et N70, *Chevallier,* 1979; *Maillot* 1999), sur la route du littoral et à la Grande Chaloupe (N160). *Chevallier* (1979), propose que ces intrusions soient liées à des sources magmatiques ponctuelles au sein de l'édifice lors du stade bouclier.

Cependant, les directions N70 et N45-55 sont cohérentes avec l'orientation d'une structure crustale située à l'Est de La Réunion et de rides volcaniques au Sud de l'île, respectivement (*Michon et al.*, 2007b). Il n'y a donc pas de consensus général sur leur interprétation.

Des rift zones ont également été identifiées dans les parties distales du volcan. Ainsi, au Nord du Piton des Neiges, au niveau des localités appelées respectivement la Montagne et le Bras de Sainte-Suzanne, une rift zone de forme diffuse, en éventail et de direction N120-160 (*Chevallier*, 1979; *Chevallier & Vatin-Perignon*, 1982; *Chaput*, 2013) (Fig. 5), a probablement été active entre 2,2 et 1,2 Ma (*McDougall*, 1971). Une seconde rift zone plus étroite et de direction N30 a été mise en évidence au Sud-Sud-Ouest du Piton des Neiges (Fig. 5). Celle-ci, appelée rift zone de l'Etang Salé et datée à 2,48 ± 0,05 Ma a été active tout au long de l'évolution du Piton des Neiges.

A noter que les rift zones perpendiculaires, N120-160 et N30, sont parallèles aux structures crustales proches de La Réunion telles que des paléo-rides et les failles transformantes (section 1.1 ; Fig. 1). Ce parallélisme a été interprété comme le reflet de l'influence des structures crustales sur la mise en place du magma dans l'édifice volcanique (*Chevallier & Vatin-Perignon*, 1982; *Michon et al.*, 2007b; *Chaput et al.*, 2014).

2.2.2. Localisation des complexes intrusifs

Au Sud du cirque de Salazie, un corps gabbroïque est observé ponctuellement dans la rivière du Mât. Les affleurements peuvent atteindre plus de 200 m de long et sont caractérisés par des gabbros finement lités (*Upton & Wadsworth*, 1972; *Famin & Michon*, 2010). Les litages sont des litages de proportion et de taille de grains (*Upton & Wadsworth*, 1972). Ils sont parallèles, continus et ont une épaisseur variant entre 1 cm et 1 m. Quelques structures dynamiques telles que des contacts irréguliers ou des structures de glissement sont ponctuellement observées. Ces indices reflètent la présence d'écoulement magmatique lors de la formation des litages et de courant convectif dans la chambre magmatique (*Upton & Wadsworth*, 1972; *Chevallier*, 1979; *Chevallier & Vatin-Perignon*, 1982). A partir de l'observation de déformation et des fractures ainsi que de l'absence de contact, *Upton & Wadsworth* (1972) proposent que ce corps plutonique soit allochtone.

Lacroix (1923) fournit une première description des différentes lithologies des roches plutoniques rencontrées dans la rivière du Mât. Les gabbros présentent une grande variation du pourcentage en minéraux tels que les augites, les plagioclases et les olivines de taille millimétrique (de 1 à 2 mm; *Lacroix*, 1923; *Upton & Wadsworth* (1972)). Des roches à plagioclases très basiques et riches en olivines noires ainsi que des péridotites avec une structure et une composition similaire à l'harrisite de l'île de Rum (*Donaldson*, 1982) sont également observées. Les péridotites observées sont essentiellement des dunites et des wehrlites constituées de clinopyroxène et d'olivine. En lame mince, les olivines apparaissent très fracturées et remplies par de la magnétite (*Lacroix*, 1923).

Le Nord de la partie affleurante de ce corps gabbroïque est affecté par un cisaillement simple vers le Nord associé à un grand détachement (i.e. faille normale à faible pendage; (*Famin & Michon*, 2010).

Dans le cadre d'une campagne d'exploitation géothermique en 1980-1985, un forage profond a été réalisé dans le Nord du cirque de Salazie entre Mare à Citron et Mare à Vieille Place à 795 m d'altitude (SLZ1; Fig. 6a). De 1145 à 1570 m de profondeur à (-350 à -775 m sous le niveau de la mer), ce forage a rencontré des formations gabbroïques sous forme de monzonites. Ces monzonites ont une texture grenue à microgrenue avec une teneur en MgO comprise entre 6 et 10 pds%. De 1570 à 2109 m de profondeur (soit de -775 à -1314 m sous le niveau de la mer), la partie la plus profonde du forage montre une composition plus basique avec des gabbros à olivine avec une teneur en MgO plus élevée 27,7 et 30,1 pds%. (Fig. 6b; *Chovelon*, 1986).

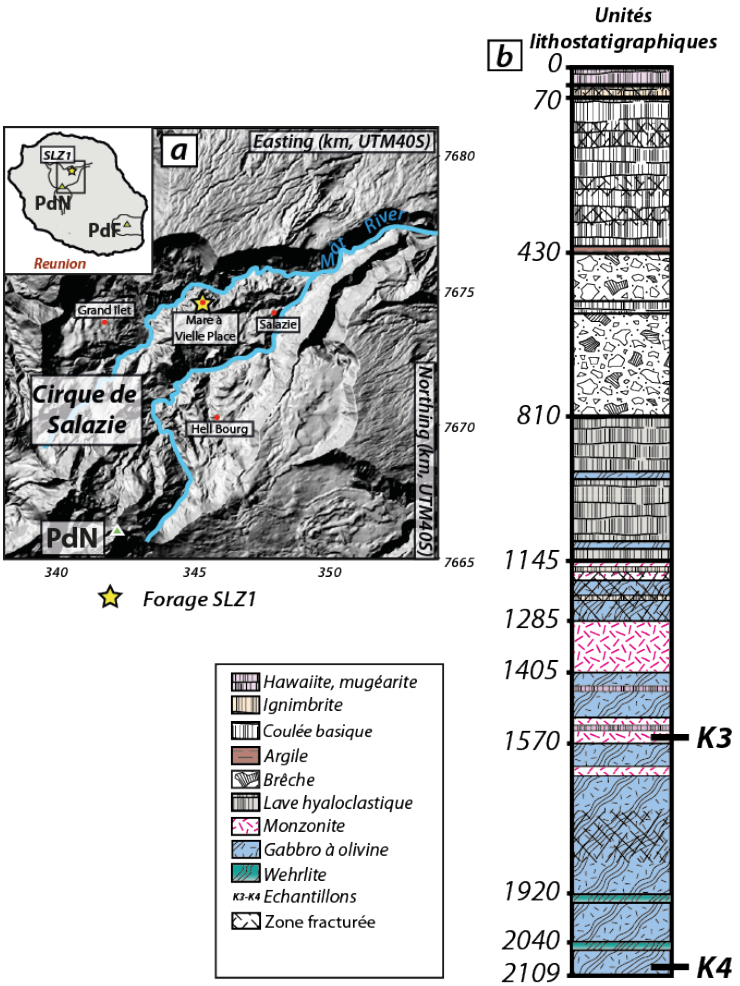


Figure 6: a) Localisation du forage SLZ1 dans le cirque de Salazie. b) Colonne lithostratigraphique du forage, d'après Chovelon (1986). *Un complexe plutonique est échantillonné à partir de 1145 m de profondeur. La partie supérieure est majoritairement constituée de monzonite avec une teneur en MgO compris entre 6 et 10 pds%* (*Demange et al.*, 1989). *Le gabbro à olivine est la paragenèse la plus fréquemment collectée à la base du forage (27 < MgO < 32 vol%).*

Forage SLZ1

P(m)	Samples	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	Total
1500	K31	46,7	13,61	12,34	9,96	12,65	1,83	0,41	2,17	99,67
	K32	47,4	14,71	12,49	6,35	10,76	2,66	0,96	2,6	97,93
	K33	53,2	14,84	6,67	5,97	7,57	3,61	1,3	1,15	94,31
	K34	46,5	12,56	12,82	8,93	12,65	2,01	0,37	2,53	98,37
	K35	50	13	10,34	7,86	11,31	2,64	0,52	2,01	97,68
	K36	47,2	14,56	12,42	6,08	10,81	2,61	1,14	2,75	97,57
2000	K41	41,9	5,7	17,77	30,1	5,24	0,65	0,28	1,12	102,76
	K42	43,9	4,98	14,95	27,7	7,29	0,63	0,35	0,71	100,51

Table 1 : Analyses d'éléments majeurs sur roche totale obtenues sur les 8 échantillons des 2 carottes du forage SLZ1. Localisation des échantillons analysés Fig. 6b.

Au cours de ces dernières années, la structure interne de l'île de La Réunion a été étudiée à l'aide de plusieurs études géophysique telles que la gravimétrie, le magnétisme ou encore l'électromagnétisme (*Rousset et al.*, 1989; *de Voogd et al.*, 1999; *Malengreau et al.*, 1999; *Lénat et al.*, 2000; *Gailler et al.*, 2009; *Gailler & Lénat*, 2010, 2012). Les méthodes géophysiques fournissent des images de la distribution spatiale de paramètres physiques pouvant être interprétée en terme de structures géologiques. Au Piton des Neiges, les premières études gravimétriques ont ainsi permis de mettre en évidence une anomalie majeure de densité positive centrée sous le Piton des Neiges (Fig. 7a et b) (*Lesquer*, 1990; *Malengreau et al.*, 1999; *Levieux*, 2004; *Gailler & Lénat*, 2010). Au cours de ces dernières années la densification du réseau a permis de préciser l'extension et l'intensité des anomalies gravimétriques. Par ailleurs, ces récentes études proposent une anomalie centrée plus au Nord du Piton des Neiges, sous le cirque de Salazie, Fig. 7c (*Gailler & Lénat*, 2010). Les modèles réalisés pour interpréter la gravimétrie suggèrent que cette anomalie est associée à la présence d'un important complexe intrusif profondément enraciné.

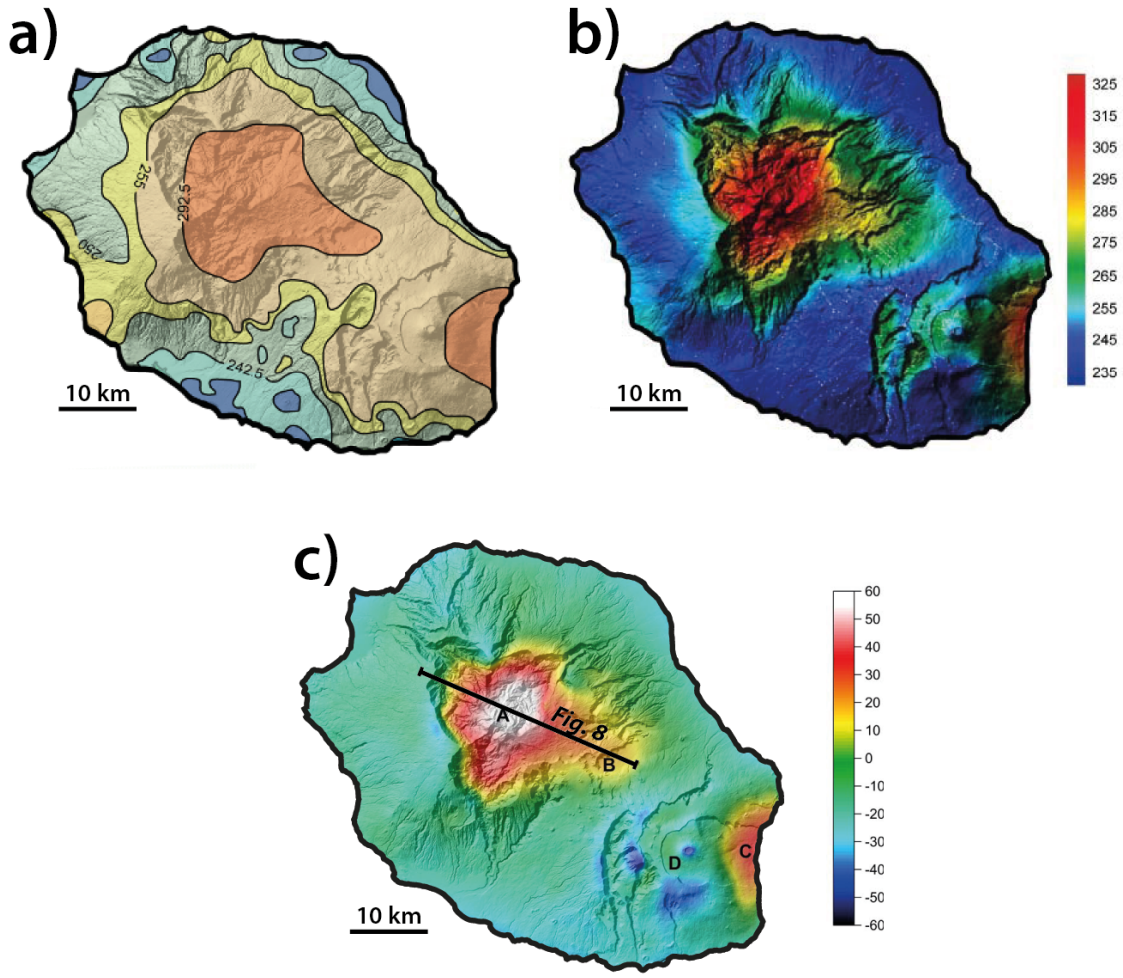


Figure 7 : Au cours de ces dernières années, la densification du réseau gravimétrique a permis de préciser l'extension et l'intensité des anomalies gravimétriques. a) Carte d'anomalies de Bouguer de La Réunion construites pour une densité de 2,67.10^{-3} kg.m^{-3} simplifiée d'après Malengreau et al., (1999), b) d'après Levieux (2004) et c) d'après Gailler (2010). Une importante anomalie positive est centrée sous le cirque de Salazie (A). Cette anomalie présente une continuité apparente sous le cirque des Marsouins (B). Une seconde anomalie positive est localisée sous le Grand Brulé à l'Est du Piton de la Fournaise. Enfin, une anomalie négative est localisée un peu au Sud de l'Enclos Fouqué.

Ce corps dense serait enraciné à la base de l'édifice volcanique (-4000 m). Latéralement, les limites coïncident avec les bords des cirques (*Gailler & Lénat*, 2012). Le corps dense sous le Piton des Neiges atteint donc une épaisseur de 5-6 km et s'étant sur plus de 25 km sur l'axe NW-SE (Fig. 8).

Nous retiendrons également des études de *Gailler* (2010) et de *Gailler et Lénat* (2012) que le maximum des anomalies est décalé vers le Nord Est sous le cirque de Salazie (*Demange et al.*, 1989; *Malengreau et al.*, 1999; *Gailler*, 2010).

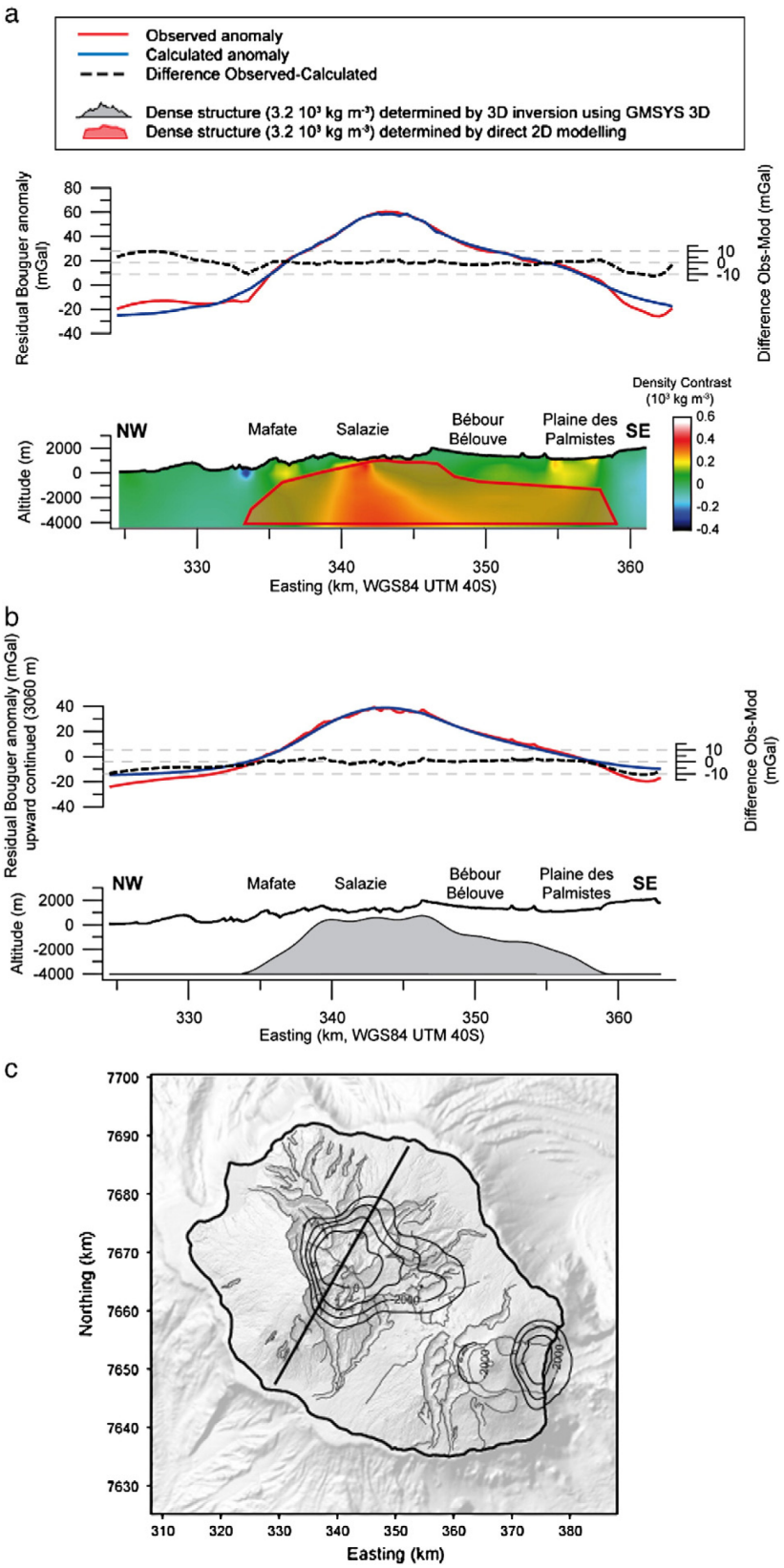


Figure 8 : Interprétation des données de gravimétrie d'après Gaillet et Lénat (2012) *: Modèles obtenus en utilisant a) le logiciel GRAV3D, b) un modèle 2D, c) et en utilisant le logiciel GMSYS-3D.*

2.3. Identification des déstabilisations du Piton des Neiges

Depuis les années 1960, de nombreuses études ont été menées dans les cirques dans le but d'étudier les formations les plus anciennes et les plus profondes du Piton des Neiges (*Bussière*, 1959; *Billard & Vincent*, 1974; *Chevallier*, 1979; *Chevallier & Vatin-Perignon*, 1982; *Maillot*, 1999; *Bret et al.*, 2003a; *Arnaud*, 2005; *Oehler et al.*, 2005; *Salvany*, 2009; *Salvany et al.*, 2012; *Chaput*, 2013). De nombreuses brèches ont ainsi été identifiées au fond des cirques de Mafate, de Salazie et de Cilaos. Elles sont traditionnellement divisées en deux ensembles distincts et discordants :

- Les brèches anciennes, essentiellement observées dans les rivières et les ravines profondes des cirques, sont associées au stade d'émersion du Piton des Neiges (*Upton & Wadsworth*, 1969; *Chevallier*, 1979; *Chevallier & Vatin-Perignon*, 1982). Elles sont également connues sous les appellations « océanites anciennes » (*Upton & Wadsworth*, 1969; *McDougall*, 1971; *Gillot & Nativel*, 1982), « brèches primitives » (*Chevallier*, 1979; *Chevallier & Vatin-Perignon*, 1982) ou formations de la phase I d'évolution du volcan (*Billard & Vincent*, 1974). Cette unité est présentée comme un ensemble d'agglomérats et de brèches fortement altérés et zéolitisés.
- Les brèches modernes décrites comme des produits superficiels de remaniement associé à l'érosion tardive des cirques (*Bussière*, 1959; *Billard & Vincent*, 1974; *Chevallier*, 1979; *Rocher & Westercamp*, 1989; *Maillot*, 1999; *Bret et al.*, 2003a; *Arnaud*, 2005). Elles constituent la majeure partie des brèches de fond de cirque.

Plusieurs unités de brèches ont également été reconnues hors des cirques (Fig. 9a), dans les principales rivières du massif (*Fèvre et al.*, 2001; *Bret et al.*, 2003b; *Oehler et al.*, 2005), et sur le littoral nord et ouest de l'île à proximité de Sainte-Suzanne et Saint-Gilles, respectivement (*Billard & Vincent*, 1974; *Chevallier*, 1979; *Bachelery et al.*, 1996; *Bachèlery et al.*, 2003; *Bret et al.*, 2003a; *Oehler et al.*, 2005).

Enfin, associées aux observations géologiques de la partie émergée de l'édifice, les études sismiques et géophysiques réalisées sur les flancs immergés de La Réunion permettent de compléter la cartographie du Piton des Neiges (*Lénat & Labazuy*, 1990; *Labazuy*, 1991; *de Voogd et al.*, 1999; *Oehler et al.*, 2005; *Le Friant et al.*, 2011; *Saint-Ange et al.*, 2011). Ces études mettent en évidence des nombreux dépôts détritiques (Fig.

9b) associés à une trentaine d'évènements de déstabilisation dont certains sont dans le prolongement immédiat de brèches d'avalanche de débris observées sur Terre.

D'abord interprété comme des produits associés à l'émersion du Piton des Neiges et des produits de remaniements résultants de l'érosion du volcan (*Bussière*, 1959; *Upton & Wadsworth*, 1969; *Billard & Vincent*, 1974; *Chevallier*, 1979), la reconnaissance de matériaux d'instabilité au large de La Réunion puis des descriptions successives des faciès bréchiques subaériens ont permis de reconsidérer la nature et l'origine des brèches de fond de cirques (*Maillot*, 1999; *Bachèlery et al.*, 2003; *Bret et al.*, 2003a; *Arnaud*, 2005; *Oehler*, 2005). Cependant, le mode de formation de ces brèches reste largement débattu et différentes interprétations sont proposées. Du fait de leur similitude avec les dépôts d'avalanches de débris définis par *Ui* (1983) et *Siebert* (1984) les brèches observées sur le Piton des Neiges sont interprétées comme des brèches d'avalanches de débris (*Bachèlery et al.*, 2003; *Arnaud*, 2005; *Oehler*, 2005). Cependant, certains auteurs interprètent les brèches de fonds de cirques comme le résultat d'une forte érosion des reliefs dû au climat tropical de l'île (*Salvany*, 2009; *Salvany et al.*, 2012). Ces derniers auteurs proposent un modèle dans lequel le Piton des Neiges n'aurait pas subi de déstabilisation après 1,8 Ma. Les dépôts chaotiques des flancs immergés du volcan résulteraient quant à eux d'instabilités secondaires sous-marines associées à un processus de déformation lent de type « slump » accompagnant l'étalement gravitaire de l'édifice (*Le Friant et al.*, 2011).

La cartographie des cirques réalisée par *Chaput* (2013) a mis en évidence 9 évènements de déstabilisation dont 5 majeurs au cours de l'évolution du Piton des Neiges, lors des stades basique (Fig. 9a) et différencié. *Chaput* (2013) propose que certaines des brèches soient associées à des évènements mineurs récents (<350 ka) qui impliquent de plus petits volumes tel que les brèches de Grand Ilet et de Marla (Fig. 9a).

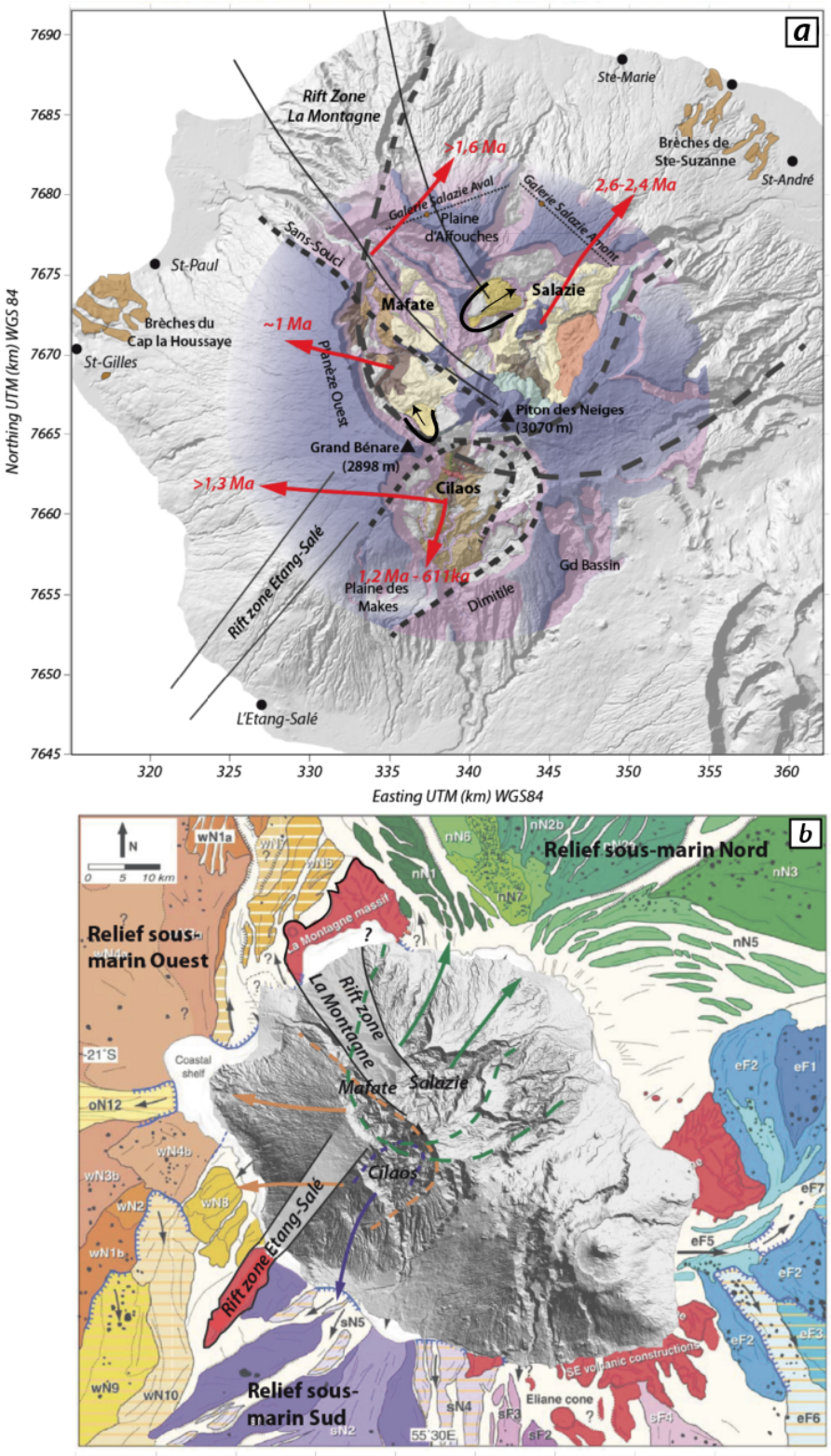


Figure 9: *Cartes interprétatives des déstabilisations du Piton des Neiges montrant les cicatrices et les directions des avalanches de débris déterminées à partir de a) la cartographie des cirques du Piton des Neiges, d'après Chaput* (2013) *et b) la cartographie des flancs sous-marins du Piton des Neiges* (*Oehler et al.*, 2005, 2007),. *Les flèches rouges indiquent la direction des 5 déstabilisations majeures ayant affectées le volcan. Les flèches noires indiquent la direction d'évènements mineurs récents (<350 ka) : brèches de Grand Ilet et de Marla.*

Jusqu'alors, à La Réunion, les glissements ont été identifiés en association avec des zones de décollement et/ou des zones d'altération hydrothermale(*Oehler*, 2005). De telles zones à faible cohésion, dont l'extension est généralisée à une large portion du Piton des Neiges (*Nativel*, 1978; *Rançon*, 1982; *Bachèlery et al.*, 2003) peuvent constituer une zone de rupture potentielle. Récemment, à partir de la cartographie des cirques, *Chaput* (2013) montre également que plusieurs brèches d'avalanche de débris sont associées à la présence de zone de sills sous jacentes. Couplée à une étude des déformations sur le Piton des Neiges et d'une modélisation numérique, l'étude de *Chaput* (2013) met l'accent sur le rôle des sills et des plans de faiblesse internes dans la déformation du Piton des Neiges, en proposant un modèle de cycles de permutation de contraintes permettant de compenser l'augmentation des contraintes associée à l'intrusion de magma dans l'édifice volcanique (cf. chapitre 2, section 2.2).

3. Le Piton de la Fournaise : volcan actif de La Réunion

Culminant à 2632 mètres d'altitude, le Piton de La Fournaise est le volcan actif de l'île de La Réunion. Ce volcan, édifié sur le flanc sud-est du Piton des Neiges (Fig. 10), est actif depuis au moins 530 ka (*Gillot & Nativel*, 1989). L'activité volcanique de ces deux volcans a donc été contemporaine pendant plus de 500 ka.

3.1. Activité magmatique et laves associées

Le Piton de la Fournaise est l'un des volcans les plus actifs au monde. De manière identique au Piton des Neiges, l'étude des formations présentes dans les reliefs escarpés du Piton de la Fournaise et plus précisément dans la Rivière des Remparts, a permis de retracer l'évolution du volcan actif (*Bachèlery & Mairine*, 1990). Ainsi, l'édification du Piton de la Fournaise est caractérisée par la formation de quatre calderas délimitant son évolution en cinq phases, avec une migration de son activité magmatique vers l'Est (Fig. 10b). La construction de l'édifice volcanique est scindée en deux grandes périodes :

- La première période correspond à la phase dite du « Bouclier Ancien ». Cette période est elle-même divisée en 2 phases :

- *La Série Ancienne* (530-290 ka)
- *La Série du volcan de Mahavel* (290-150 ka)

Les formations de la Série Ancienne du Piton de la Fournaise sont des laves alcalines, observées au fond de la rivière de l'Est, de la Rivière des Remparts ainsi qu'au fond de la Rivière Langevin. Elles ont été datées à environ 530 ka (Gillot and Nativel, 1989). D'après la répartition des intrusions magmatiques recoupant ces formations, le centre éruptif du volcan était alors localisé sous la Plaine des Sables (*Bachèlery & Mairine*, 1990). Ces roches de composition plus alcaline (basaltes riches en plagioclases, hawaiites et mugéarites) seraient donc associées soit à une première phase alcaline du Piton de la Fournaise (*Albaréde et al.*, 1997) soit au volcan des Alizés qui est aujourd'hui démantelé (*Merle et al.*, 2010; *Smietana*, 2011).
Les formations sus-jacentes, formées de basaltes riches en olivine et plus récentes (400 à 290 ka, (*Gillot & Nativel*, 1989; *Albaréde et al.*, 1997; *Luais*, 2004; *Merle et al.*, 2010), complètent la Série Ancienne du Piton de la Fournaise. De la même manière que pour la série alcaline, les intrusions magmatiques indiquent un centre éruptif situé sous la Plaine des Sables actuelle avec un édifice atteignant une altitude de 2700 m (*Bachèlery & Mairine*, 1990; *Gayer et al.*, 2014). Après la formation de la caldera de la rivière des Remparts, le volcan de Mahavel, formé de basaltes riches en olivine se construit entre 290-150 ka.

- Le second stade d'édification du Piton de la Fournaise est celui du « Bouclier Récent » qui débute avec la formation de la caldera de Morne Langevin. Cette période est divisée en 3 phases :
  - *La série de la Plaine des Remparts* (150-65 ka)
  - *La série de la Plaine des Sables* (65-5 ka)
  - *La série actuelle* (5 ka à aujourd'hui)

L'ensemble de ces séries est caractérisé par l'émission de basaltes aphyriques, de basaltes à olivine et d'océanites, une migration de l'activité magmatique vers l'Est, ainsi que par plusieurs événements volcano-tectoniques majeurs (cf. section 3.3). Lors de cette période, le centre éruptif a migré depuis sa position sous la Plaine des Sables vers le sommet actuel. L'âge de cette migration serait de 150 ka et cette dernière serait lié à la formation de la caldera du Morne Langevin (Bachèlery et Mairine, 1990) ou de

65 à 40 ka avec une migration associée à l'effondrement de la caldera de la Plaine des Sables (Staudacher and Allègre, 1993; Merle et al., 2010).

A l'heure actuelle, l'activité magmatique du Piton de la Fournaise se concentre principalement dans l'Enclos Fouqué autour du cône central (Fig. 11a). Exceptionnellement, la migration du magma se poursuit hors de l'Enclos pour alimenter des éruptions sur les flancs nord-est et sud-est du volcan (*Bachèlery*, 1981; *Villeneuve & Bachèlery*, 2006).

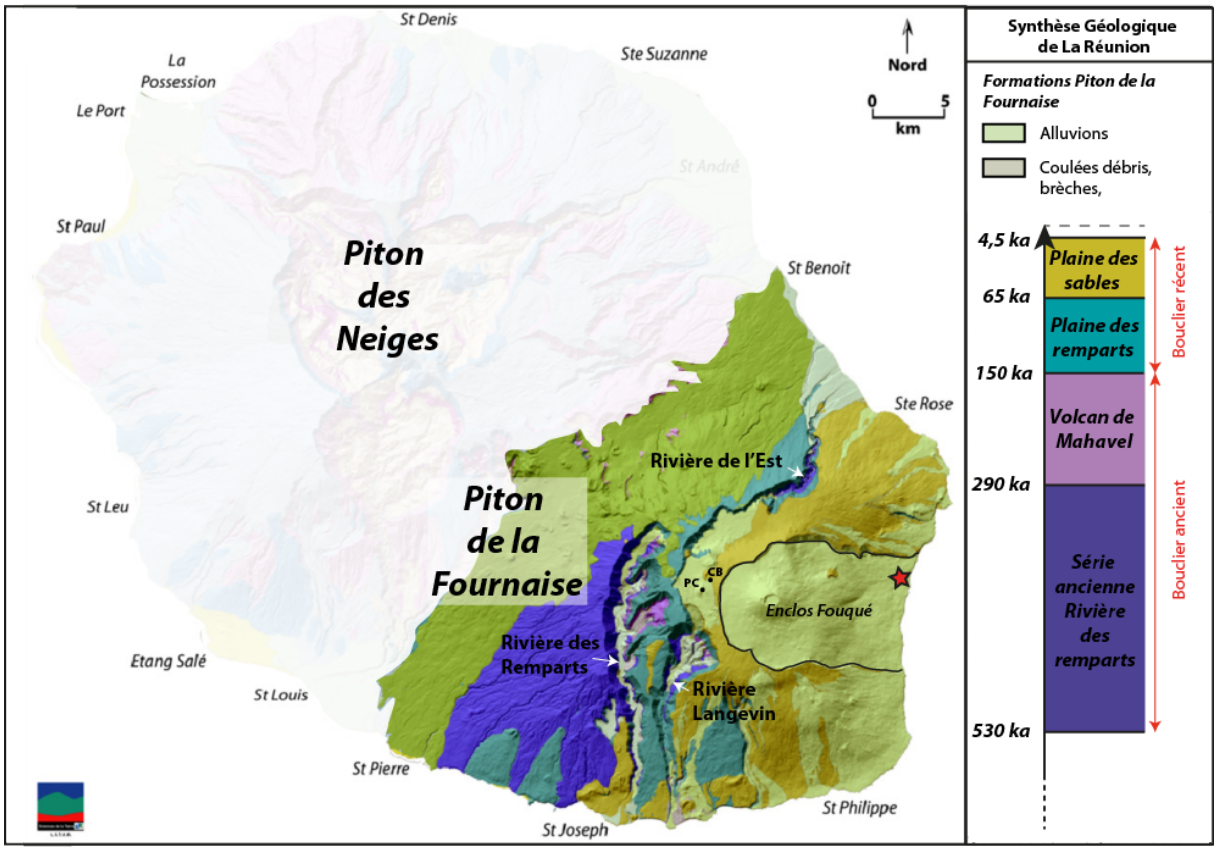


Figure 10: a) Carte géologique du Piton de la Fournaise; d'après (2005)*et b) Synthèse géochronologique du Piton de la Fournaise. Voir le texte pour la description. L'étoile rouge localise le forage du Grand Brulé. PC: Piton Chisny, CB: cendre de Bellecombe.*

3.2. Présentation du système magmatique du Piton de la Fournaise

3.2.1. Organisation des rift zones

Sur l'ensemble de l'édifice volcanique, la répartition des intrusions magmatiques, des fissures éruptives et des cônes volcaniques a été utilisée pour définir le système de rift zones (*Bachèlery*, 1981; *Villeneuve & Bachèlery*, 2006; *Michon et al.*, 2007b, 2009, 2015; *Bonali et al.*, 2011).

- Entre le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise de nombreux cônes volcaniques présentent un large alignement N120 et définissent la rift zone NO-SE (Fig. 11b et c).
- Dans la zone sommitale, les intrusions magmatiques se propagent le long de courtes rift zones perpendiculaires de directions N25-30 et N120.
- A l'est du sommet, un système de rift zones arquées se prolonge depuis l'Enclos vers les flancs sud-est et nord-est du volcan. Ces structures délimitent les zones de glissement du flanc est. (Fig. 11b et c).

A l'ensemble de ces rift zones s'ajoutent deux zones à forte densité de fissures éruptives et de cônes volcaniques : la zone volcanique sud et l'alignement des Puys Ramond (Fig. 11b et c).

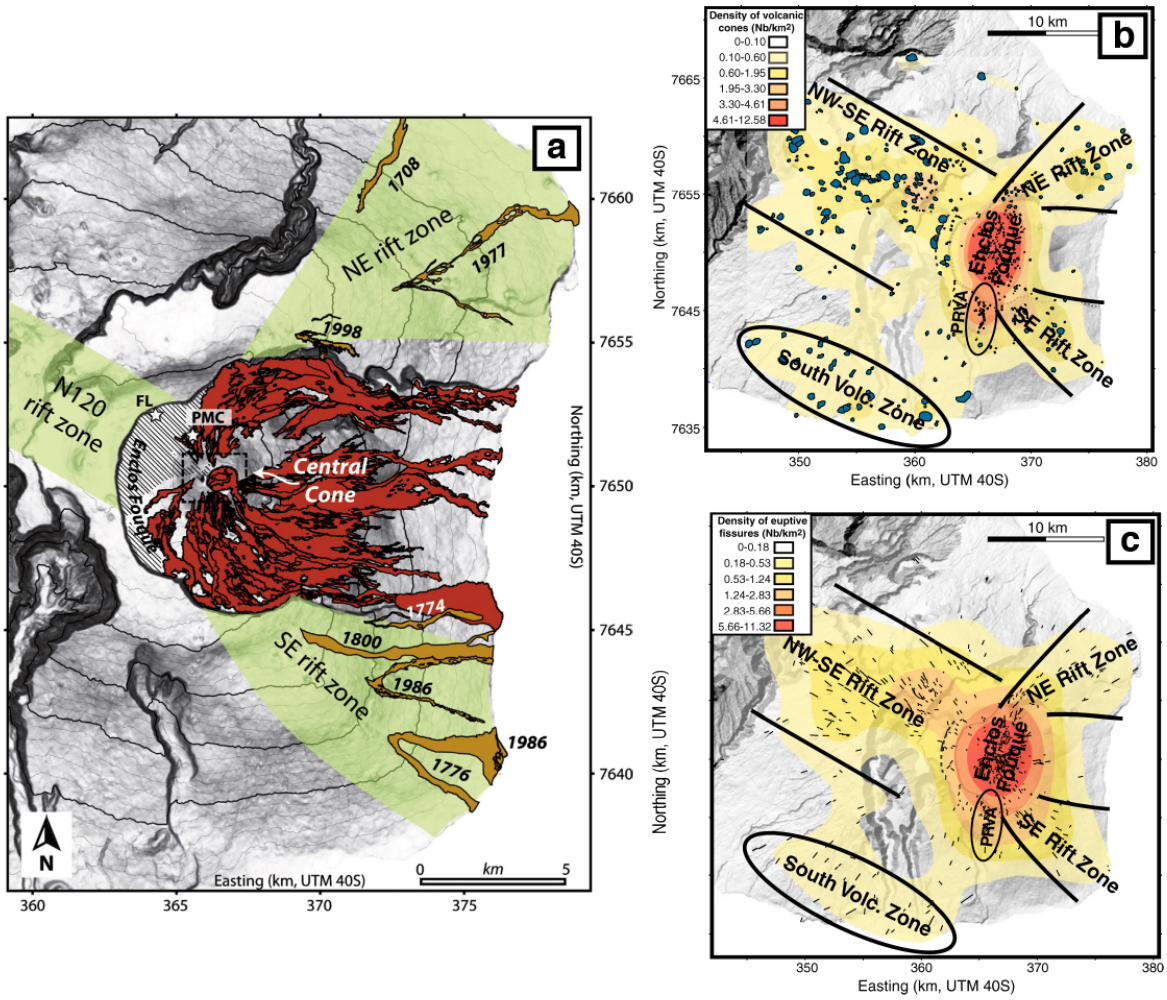


Figure 11: Cartographie des coulées émises dans l'Enclos Fouqué entre 1972 et 2010 (en rouge) et des coulées historiques en dehors de l'Enclos (en orange). FL : Formica Leo, PMC : Puy Mi-côte. Répartition de l'activité magmatique du Piton de la Fournaise. b) Rift zones déterminées à partir de la répartition des cônes éruptifs et c) des fissures éruptives (*Michon et al.*, 2015). *PRVA : Alignement volcanique des Puys Ramond.*

3.2.2. Localisation des zones de stockage magmatique

Les études géophysiques réalisées sur le Piton de la Fournaise mettent en évidence plusieurs zones de stockages à différentes profondeurs :

- *Lénat et Bachèlery* (1990) propose la présence de nombreuses poches magmatiques superficielles associées aux éruptions sommitales (Fig. 12a).
- Un second réservoir un peu plus en profondeur (Fig. 12a) a été suggéré à partir de données géodésiques (*Peltier et al.*, 2008).

- Deux zones de faible vélocité ont été mises en évidence entre 1 et 2 km de profondeur (*Nercessian et al.*, 1996; *Prôno et al.*, 2009). Celles-ci peuvent être chacune une partie d'une unique chambre magmatique de plus grande taille (Fig. 12b).
- Un système magmatique est situé à environ 7 km de profondeur (*Battaglia & Bachèlery*, 2003; *Fukushima et al.*, 2005; *Famin et al.*, 2009).
- Enfin, un réservoir plus profond est proposé pour expliquer la présence de cumulat de pyroxènes (*Albaréde et al.*, 1997). Des analyses sur des inclusions magmatiques sont en accord avec cette hypothèse (*Bureau et al.*, 1998).

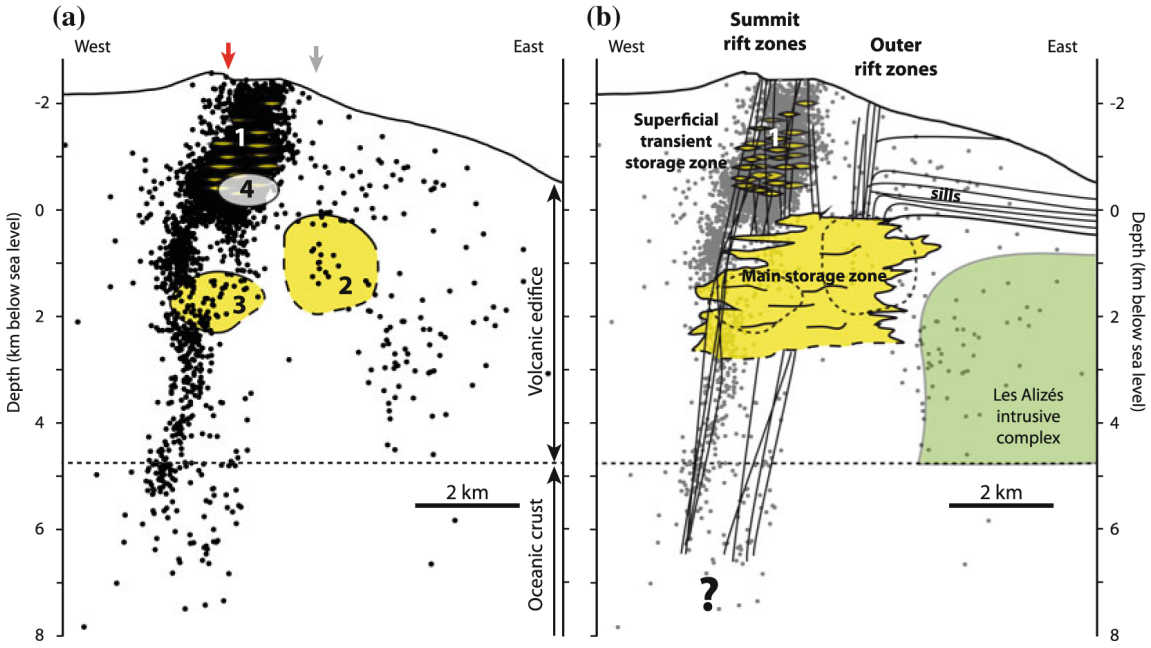


Figure 12 : Coupes schématiques Est-Ouest de la zone sommitale duPiton de la Fournaise (*Michon et al.*, 2016) *compilant a) les essaims sismiques enregistrés entre les éruptions de 1998 et 2010* (*Lénat & Bachèlery*, 1990) *et les différentes position des poches magmatiques liées aux éruptions sommitales déterminer à partir de données géophysiques, d'après Lénat et Bachelery, 1990 (1); Nercessian et al., 1996 (2); Prôno et al., 2009 (3) et Peltier et al., 2009 (4). Les flèches rouge et grise représentent le lieu de l'inflation pré-éruptive associée aux éruptions sommitales et distales. b) Plomberie magmatique superficiel du Piton de la Fournaise proposée à partir des données géophysiques. La présence d'une chambre magmatique fossile à l'est du Piton de la Fournaise est confirmée par un forage échantillonnant des formations gabbroïques et péridotitiques* (*Augé et al.*, 1989; *Lerebour et al.*, 1989; *Rançon et al.*, 1989).

Des fragments de roches intrusives sont retrouvés en enclaves dans les produits d'éruption du Piton Chisny et dans les cendres de Bellecombe (*Ludden*, 1978; *Albaréde et al.*, 1997; *Upton et al.*, 2000). Ces cumulats wehrlitiques et gabbroïques présentent une large gamme de compositions. Elles sont constituées d'une quantité variable d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase, de spinelle et de magnétite et possèdent une teneur en MgO comprise entre 7,2 et 43,3 pds % (*Upton et al.*, 2000). Les olivines ont une teneur en forstérite (Fo) comprise entre 69 et 89% (*Upton & Wadsworth*, 1972; *Albaréde et al.*, 1997; *Upton et al.*, 2000). La composition des clinopyroxènes s'étale entre $En_{47}Fs_{8}Wo_{44}$ et $En_{41}Fs_{16}Wo_{43}$ et ces minéraux présentent des zonations. Enfin, la composition des plagioclases varie entre $An_{54}Ab_{45}Or_{1,4}$ et $An_{82}Ab_{17}Or_{0,4}$.

Au niveau du flanc est du Piton de la Fournaise, les données gravimétriques et magnétiques de la campagne de 1984, décrivent une anomalie positive avec une anomalie magnétique inverse sur le bord est du volcan (i.e. à l'aplomb du Grand Brûlé, Fig. 12b, *Demange, et al.,* (1984)). Ces résultats ont été associés à la présence d'un complexe cumulatif, interprété comme un centre hypovolcanique du volcan des Alizés.

Les travaux de *Gailler et al.* (2009) ont permis d'établir une carte définissant la géométrie du corps dense et montrent ainsi un complexe intrusif de forme allongée selon une orientation Nord-Sud avec une extension de 10 x 18 km et un enracinement à 5-6 km de profondeur sous la surface.

La nature du complexe hypovolcanique a été reconnue à partir d'un forage profond (*Rançon et al.*, 1988, 1989; *Augé et al.*, 1989; *Lerebour et al.*, 1989). Les 1000 premiers mètres du forage sont constitués de roches volcaniques (basaltes aphyriques, basaltes à feldspath, basaltes à olivine et océanites, Fig. 13b). La partie inférieure du forage, représentant près de 2000 m d'épaisseur, recoupe un complexe intrusif lité interprété comme une chambre magmatique fossile (*Rançon et al.*, 1988; *Augé et al.*, 1989). Celle-ci est majoritairement constituée de gabbro à olivine et de péridotite (*Augé et al.*, 1989; *Lerebour et al.*, 1989; *Rançon et al.*, 1989).

- Les gabbros à olivine sont composés d'olivine en phase cumulus, de clinopyroxène et de plagioclase, tous deux en position interstitielle et ont une teneur en MgO comprise entre 18 et 44 pds %. Cette lithologie est rencontrée

sur environ 1330 m d'épaisseur soit entre 1129 m et 2468 m de profondeur. Des wehrlites à plagioclase ont également été collectées. Les olivines ont une teneur en forstérite variant entre 76,9 et 85,6 %. La teneur en anorthite des plagioclases est comprise entre 53 et 81 %.

- A partir de 2468 m de profondeur, les lithologies rencontrées sont principalement des wehrlites et des dunites. Ces roches contiennent majoritairement des olivines en phase cumulus pouvant composer jusqu'à 98% de l'échantillon dans les dunites. Les rares clinopyroxènes sont en phase postcumulus. Les spinelles chromifères sont observés en inclusions et en position interstitielle. Aucun plagioclase n'est présent dans ces roches. Les olivines analysées dans les dunites montrent une gamme de composition plus restreinte avec une teneur en forstérite comprise entre 84,5 et 87,3 %.

Les olivines observées dans l'ensemble des échantillons sont déformées. *Rançon et al*., (1989) note en effet la présence de « kink bands ».

Les résultats des études pétrologiques et géochimiques du complexe du Grand-Brûlé sont cohérents avec une formation par cristallisation fractionnée et accumulation dans une chambre magmatique en système ouvert de surcroit constamment réalimentée (*Rançon et al.*, 1988, 1989).

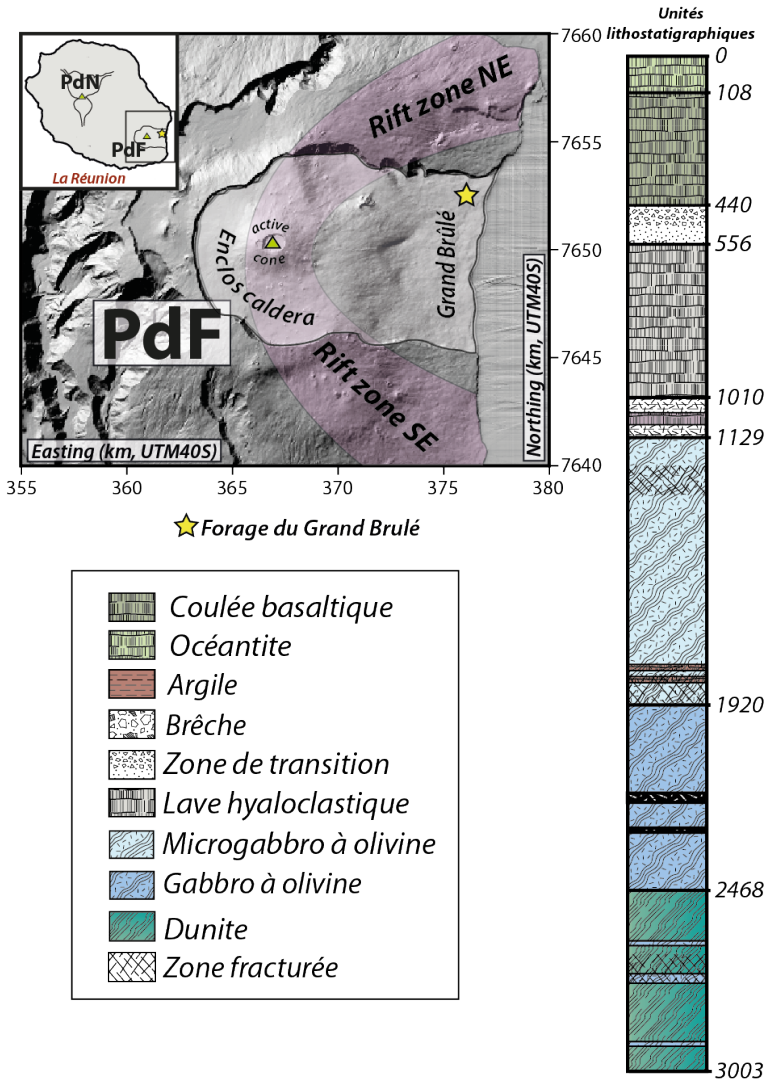


Figure 13: a) Localisation du forage du Grand Brulé sur le Piton de la Fournaise. b) Colonne lithostratigraphique du forage, d'après Rançon et al., 1988. Un complexe plutonique est échantillonné à partir de 1129 m de profondeur. La partie supérieure est majoritairement constituée de gabbro à olivine avec une teneur en MgO comprise entre 18 et 44 pds *%. La péridotite est la paragènese la plus fréquemment collectée à la base du forage (MgO ≥ 43* pds *%; Rançon et al., 1988, 1989).*

A noter qu'aucune formation géologique ne peut être associée à ce complexe hypovolcanique et que les études géophysiques gravimétriques et magnétiques couplées à la faible température mesurée lors du forage montrent que le corps du Grand Brûlé n'est pas connecté au Piton de la Fournaise et appuient l'hypothèse d'un troisième volcan : le volcan des Alizés (Lénat and Malengreau, 2001; Malengreau et al., 1999).

3.3. Identification des déstabilisations sur le Piton de la Fournaise

L'évolution du Piton de la Fournaise est caractérisée par la formation de vastes calderas de 8 à 12 kilomètres de diamètre et par des structures de glissements de flanc qui ont profondément modifiés sa morphologie (*Bachèlery*, 1981; *Lénat et al.*, 1989; *Lénat & Labazuy*, 1990; *Labazuy*, 1996; *Merle & Lénat*, 2003; *Oehler et al.*, 2004, 2008; *Michon & Saint-Ange*, 2008). Le plus ancien événement volcano-tectonique identifié, daté à environ 290 ka, correspond vraisemblablement à un important glissement de flanc vers l'Est (*Merle et al.*, 2010). L'édifice est ensuite affecté par un voire deux effondrements caldériques (la caldera des Remparts dont l'existence reste incertaine et la caldera du Morne Langevin) avant 150 ka. La déstabilisation du Piton de la Fournaise pendant la période 530-150 ka est confirmée par le volume important de produit d'avalanches de débris le long des pentes sous-marines est du volcan et sur la plaine abyssale jusqu'à la faille transformante de Maurice (*Le Friant et al.*, 2011; *Lebas*, 2012).

La deuxième phase d'édification du Piton de la Fournaise, le Bouclier Récent, a été ponctuée de deux épisodes volcano-tectoniques. Le premier est la formation de la caldera de la Plaine des Sables, datée à 40-65 ka (*Merle et al.*, 2010). Enfin, la caldera la plus récente est la caldera de l'Enclos Fouqué, datée à moins de 5 ka (*Staudacher & Allègre*, 1993; *Mohamed-Abchir*, 1996; *Morandi et al.*, 2016; *Ort et al.*, 2016).

La formation de ces calderas fait l'objet de nombreuses hypothèses. Elles sont, en effet, interprétées comme des effondrements caldériques (Bachèlery and Mairine, 1990), de larges glissements de flanc vers l'Est (*Gillot et al.*, 1994; *Oehler et al.*, 2004, 2008), ou encore d'un processus, couplant les deux premiers mécanismes, associés à une déformation latérale du système hydrothermal (*Merle & Lénat*, 2003; *Michon & Saint - Ange*, 2008; *Ort et al.*, 2016).

Chapitre 4 :

Etude du complexe plutonique du Piton des Neiges

Présentation de l'article

Objectifs

La signature géochimique des produits éruptifs du Piton de la Fournaise ainsi que son dynamisme témoignent de zones de stockage à différentes profondeurs (*Kornprobst et al.*, 1979; *Albaréde et al.*, 1997; *Bureau et al.*, 1998; *Famin et al.*, 2009). Tout comme la majorité des volcans, le Piton de la Fournaise est approvisionné par du magma provenant de plusieurs zones de stockage, superficielles et profondes. L'activité d'un édifice volcanique, incluant la fréquence d'éruptions, leur durée, le volume de magma émis, ou encore le débit à l'évent va en partie dépendre de ces lieux de stockage dans lesquels le magma a séjourné. La compréhension des systèmes volcaniques passe donc par l'identification et l'étude du fonctionnement de ces chambres magmatiques. Ceci nécessite une connaissance des réservoirs magmatiques des volcans tel que leur géométrie, leur composition géochimique, ainsi que les processus chimiques et physiques se produisant dans cette zone de stockage.

De manière similaire à d'autres volcans boucliers, les études géophysiques ont mis en évidence la présence de corps denses aux seins des massifs du Piton de la Fournaise et du Piton des Neiges (cf. chapitre 3; *Gailler & Lénat*, 2010, 2012; *Gailler et al.*, 2009; *Lénat et al.,* 2000; *Malengreau et al.*, 1999). Suivant ces relevés gravimétriques, les forages géothermiques ont fourni une quantité exceptionnelle d'information sur l'architecture de l'île, montrant en particulier que certains de ces corps denses étaient en fait des anciens niveaux de stockage magmatiques (*Chovelon*, 1986; *Rançon et al.*, 1988; *Augé et al.*, 1989; *Rousset et al.*, 1989; *Demange et al.*, 1989; *Lerebour et al.*, 1989; *de Voogd et al.*, 1999; *Malengreau et al.*, 1999; *Lénat et al.*, 2000; *Gailler et al.*, 2009; *Gailler & Lénat*, 2010, 2012). Ces chambres fossiles étant enfouies en profondeur et donc inaccessibles à l'observation, les informations sur leur structure interne restent à ce jour peu nombreuses. L'originalité de notre étude est de recueillir et d'exploiter les informations accessibles aux rares affleurements de roches plutoniques au niveau du Cirque de Salazie. Un affleurement gabbroïque a été découvert dans la Rivière du Mât, et interprété comme une chambre magmatique fossile du Piton des Neiges (*Upton & Wadsworth*, 1972; *Chevallier & Vatin-Perignon*, 1982; *Famin & Michon*, 2010). Notre étude vise à préciser son extension, à contraindre sa composition chimique et sa structure, à déterminer son âge et à

comprendre si cette structure est effectivement un réservoir magmatique unique ou si les différents affleurements correspondent à des poches magmatiques indépendantes. Ce faisant, il sera ainsi possible de sonder la dynamique magmatique du Piton des Neiges et de relier ces processus internes aux produits émis en surface lors de la construction de cet édifice volcanique.

Méthodes

Pour atteindre ces objectifs, nous avons réalisé une approche multidisciplinaire. Notre étude structurale a eu pour objectif de présenter les différentes structures de chaque affleurement telles que la linéation et la foliation magmatique, et les litages. Sur certains affleurements, la linéation et la foliation magmatique n'étant pas visibles à l'œil nu, nous avons complété l'étude structurale par une étude d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) dans le but d'obtenir ces paramètres manquants. L'analyse des processus chimiques a été réalisée à partir d'une étude pétrologique et d'analyses géochimiques sur minéraux et roches totales. Enfin, des datations isotopiques ainsi qu'une étude paléomagnétique ont permis d'établir l'âge des complexes plutoniques et de déterminer si les affleurements sont en place ou ont été déplacés.

Principaux résultats et interprétations

Notre étude de terrain a permis d'identifier au total 3 sites d'affleurement de roches plutoniques le long de la Rivière du Mât, en amont de l'affleurement préalablement décrit dans la littérature. Ces 3 sites présentent des affleurements de quelques centaines de mètres qui sont spatialement déconnectés.

Notre étude met en évidence deux unités distinctes parmi les 4 sites d'affleurement:

- Une unité ultramafique (MgO > 30 pds%), constituée de dunites et wehrlites ayant des textures d'adcumulat et d'hétéradcumulat. Cette unité constituée des deux sites les plus en amont, semble stratifiée, mais aucune structure dynamique n'y est observée. Ces caractéristiques chimiques et structurales sont compatibles avec une unité de nature primitive et ayant cristallisée à proximité d'une paroi froide de réservoir magmatique.

- Une unité gabbroïque différenciée (MgO < 25 pds%), constituée de gabbro à olivine, de ferrogabbro et de gabbro avec des textures de mésocumulat (liquide interstitiel important). Les affleurements visibles sur les deux sites les plus en aval présentent une foliation magmatique fortement inclinée vers le Sud et de nombreuses structures d'écoulements dynamiques. Les caractéristiques de cette unité suggèrent qu'elle correspond à une bordure inclinée d'une chambre magmatique. De plus, la cohérence de la foliation magnétique entre l'unité ultramafique et l'unité gabbroïque indique que l'unité gabbroïque est structuralement recouverte par l'unité ultramafique.

L'analyse paléomagnétique révèle des directions d'aimantation de polarité normale. Les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur un échantillon du même affleurement donne un âge tardi-magmatique à 2,11 ± 0,09 Ma. L'ensemble de ces résultats est cohérent avec les données paléomagnétiques du massif de La Montagne daté à 2,17 ± 0,03 Ma (*Quidelleur et al.*, 2010). La foliation magnétique étant similaire sur l'ensemble des affleurements étudiés, le corps gabbroïque n'a subi ni rotation autour d'un axe vertical ni rotation autour d'un axe horizontal avant 2,02 Ma. Ce corps gabbroïque et par extension l'ensemble de la chambre magmatique sont donc probablement en place dans l'édifice depuis plus de 2 Ma.

Malgré leurs différences, ces deux unités présentent un faisceau de caractéristiques suggérant qu'elles appartiennent à un réservoir magmatique commun :

- Les foliations magnétiques concordent avec les foliations magmatiques mesurées sur chaque affleurement.
- La succession des roches observées suit une séquence de cristallisation du type dunite > wehrlite > gabbro à olivine > gabbro > ferrogabbro progressant du Sud-Est vers le Nord-Ouest, et de 1000 à 700 m d'altitude.
- La composition des minéraux majeurs (olivine, clinopyroxene et plagioclase) évolue vers les termes différenciés depuis les affleurements amont au Sud-Est en direction des affleurements situés en contrebas au Nord-Ouest.
- Enfin, nous observons une évolution des données paléomagnétiques allant d'une polarité inverse au Sud pour les sites amont à une polarité normale au

Nord pour le site aval, avec des polarités normales et inverses pour le site intermédiaires.

=> A partir de l'ensemble de ces résultats, nous proposons l'existence d'une chambre magmatique unique dont le cœur serait localisé au Nord du sommet actuel du Piton des Neiges. Cette chambre serait ainsi située à l'aplomb du Cirque de Salazie.

Ces résultats nous permettent de dresser une nouvelle liste de caractéristiques de la chambre magmatique du Piton des Neiges. En particulier, la taille pluri-kilométrique du corps plutonique et la présence de marqueurs d'écoulements magmatiques et d'instabilités suggèrent que les transferts de magma vers cette chambre magmatique étaient soit très fréquents, soit impliquaient de très grands volumes de magma. La composition ultramafique de certaines couches litées (teneur en MgO jusqu'à 42.58 pds%) et celle des minéraux (jusqu'à $Fo_{89.5}$ pour les olivines) indique que la chambre s'est formée à partir d'un liquide très primitif. Si ce liquide a pu conserver une signature mantellique, il est donc possible que les transferts de magma depuis le manteau étaient particulièrement rapides lors de la construction de cette chambre.

Nous estimons que cette chambre magmatique était située à environ 2800-3000 m mètres de profondeur, e.g. à des niveaux de flottabilité neutre des magmas basiques (2-4 km, *Ryan* (1987)). Cette zone contrôle l'évolution et la dynamique dans la chambre magmatique. Il est donc normal d'obtenir des compositions de roches similaires aux autres volcans de l'île et de différents points chauds, où l'on retrouve des chambres magmatiques localisées entre 2 et 4 km.

Article n°1:

*En preparation pour la revue « **G3** »*

An integrated study of the plutonic system of Piton des Neiges volcano, La Réunion Island

C. Berthod[1], L. Michon[1], V. Famin[1], P. Bachèlery[3], J. Bascou[2], J.P. Cogné[4], P. Monié[5], and B. Welsch[6]

[1]Laboratoire GéoSciences, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, UMR 7154, Sorbonne Paris Cité, CNRS, Paris, France.

[2]Laboratoire Magmas et Volcans, CNRS UMR 6524, Université Jean Monnet, 23 rue du Dr Michelon 42023 Saint Etienne, France.

[3]Laboratoire Magmas et Volcans, UMR 6524, Université Blaise Pascal, CNRS, Clermont Ferrand, France.

[4]Equipe de Paléomagnétisme, Institut de Physique du Globe, Sorbonne Paris Cité, Université Paris Diderot, CNRS UMR 7154, F-75005 Paris, Franc

[5]Geosciences Montpellier, CNRS UMR 5243, Université de Montpellier, Place Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France.

[6]Department of Geology and Geophysics, University of Hawaii–Manoa, 1680 East-West Road, Honolulu, Hawaii 96822, USA

Corresponding author: carole.berthod@univ-reunion.fr

ABSTRACT

We performed a multidisciplinary study of the layered series outcropping in the cirque of Salazie, combining field investigations, geochemistry, petrography, mineralogy, palaeomagnetism, anisotropy of magnetic susceptibility, and $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating to constrain the magmatic evolution of Piton des Neiges volcano. Three new outcrops are reported here (sites S1, S2 and S3) in addition to the gabbroic series (hereafter named site S4) first described by *Upton & Wadsworth* (1972). The sites S1 and S2 are located in the upper parts of Mât River and shows dunite and wehrlite units with no apparent foliation, lineation or dynamic structures. The sites S3 and site S4 are located in the lower parts of the river and are essentially made of olivine-gabbro, gabbro and ferrogabbro units showing marked foliation and lineation, and abundant dynamic structures. The mean composition of primary phases evolves from the upper to the lower parts from Fo85 to Fo75 in olivine, from Mg#87 to Mg#78 in clinopyroxene, and from Mg#26 to Mg#3 in magnetite and titanomagnetite. Given that trend of differentiation and the fact that the foliation and lineation of minerals tend to be consistent from one site to another, we suggest that the layered series exposed at the four sites are spatially connected under the surface, and belong to a unique magma chamber. The upper, peridotitic series correspond to the roof of the magma chamber while the lower, gabbroic series belong to a most inner part. Together, these series form a reverse sequence built by progressive, downward magmatic differentiation in the order S1 => S2 => S4 => S3. The youngest rocks were dated at 2.11 ± 0.09 Ma, which predate any volcanic unit of the subaerial building stage of Piton des Neiges. Based on previous gravimetric studies and a geothermal drill hole, the magma chamber would be 5-8 km in diameter, more than 2 km thick, and centered underneath the cirque of Salazie. Considering the high volume of erupted materials in the NE quadrant of the edifice, and the fact that the magmatic flow is directed towards the South in the layered series, it is likely that the main vent of Piton des Neiges was initially culminating above the cirque of Salazie. The landscape probably changed drastically after the roof the magma chamber solidified completely and after the edifice experienced a flank destabilization between 2.33 and 2.92 Ma.

Keywords: shield volcano, La Réunion Island, magma chamber, layered intrusion

1. Introduction

Magma reservoirs play a fundamental role in every active volcano on Earth. Characteristics of magma storage system such as intern processes, geometry and size influence the eruption dynamics and in the volcano-tectonic activities of the volcanic edifices. Thus, a thorough understanding of mechanical and chemical process in the magmatic systems brings information on the size-distributions, the volumetric flow rates, the duration of each eruptions or the deformation of the associated volcano.

Last decades were a period of quickly advancing knowledge and understanding of these magmatic systems with studies of plutonic intrusions (*Wager & Deer*, 1939; *Hess*, 1960; *Jackson*, 1961; *Von Gruenewaldt et al.*, 1985; *Nicolas et al.*, 1988; *Ferré et al.*, 1999) and with the development of geophysical techniques.

With edifice's height reaching 7000 to 9000 m high, hotspot volcanoes, such as Hawaii or La Réunion, represent the most impressive volcanic edifices on Earth. This size of volcanoes implies an important magmatic activity and therefore imply the presence of magma storage system in the volcanic edifice. However, on these volcanoes, outcrops of plutonic rocks are rare. Therefore, current knowledge about magma system is only available from geophysics and xenoliths geochemical studies (*Upton & Wadsworth*, 1972; *Fisk et al.*, 1988; *Fodor et al.*, 1993; *Fodor & Galar*, 1997; *Upton et al.*, 2000b; *Famin et al.*, 2009; *Welsch et al.*, 2009, 2013; *Baker & Amelung*, 2012) and remains elusive.

On La Réunion Island, gabbroic rocks have been described by *Upton & Wadsworth* (1972) in the stream of Mât River (cirque of Salazie) and interpreted as a magma chamber. Geophysical studies (*Malengreau et al.*, 1999; *Gailler & Lénat*, 2010, 2012; *Lénat et al.*, 2012b) and a geothermal drill hole (Demange et a., 1989) later confirm the presence of a dense body in the cirque of Salazie.

Our paper focuses on four outcrops of plutonic rocks located in the Mât River in which the history of the magmatic system is preserved. Firstly, we performed a palaeomagnetic study coupled with $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating to determine the tectonic emplacement of plutonic intrusions. Secondly, we combine petrographic, mineralogical, geochemical studies and field data to describe, for the first time, the magma reservoir of the Piton des Neiges and constrain physical and chemical processes occurring in the magma storage system. The lack of visible magmatic layering or any internal fabric is a major limitation of field data. Therefore, in order

to overcome this difficulty, we coupled the structural study with an anisotropic of magnetic susceptibility investigation. Finally, we discuss the implication of our results for magmatic activity and the stability of the Piton des Neiges volcano.

2. Geological setting

La Réunion is a volcanic island located in the western Indian Ocean, 700 km east of Madagascar (Fig. 1a). Its building is related to the mantle plume that generated the Deccan traps at the Cretaceous-Tertiary boundary (*Courtillot et al.*, 1986). The island is about 210 km in diameter and 7.5 km atop the ocean floor. The emerged part of La Réunion Island is composed of two volcanoes: Piton de la Fournaise, currently active, and Piton des Neiges, dormant.

The presence of a plutonic body has long been recognized in the cirque of Salazie of Piton des Neiges, where the deepest structural units crop out in the Mât River (Fig. 1b and 1c; *Lacroix,* 1923; *Upton & Wadsworth,* 1972, *Chevallier & Vatin-Perignon*, 1982). Accordingly, gravimetric studies have reported the presence of a large, dense body underneath the volcano (*Malengreau et al.*, 1999; *Gailler & Lénat*, 2012). At the outcrop, the plutonic body consists of fine layers of gabbro and peridotite dipping toward the volcano summit with an average MgO content of 12.8 wt% (*Upton & Wadsworth*, 1972; *Famin & Michon*, 2010). The intense deformation and the 45° dip of the plutonic rocks was first interpreted as indicative of a tectonic emplacement into volcanic series (*Upton & Wadsworth*, 1972) then as a tilt of the complex around a N120 axis (*Chevallier & Vatin-Perignon*, 1982). More recently, it has been shown that the upper parts of the gabbro was intruded by about 50 subhorizontal intrusions and surmounted by a mafic breccia. Hence, the upper contact of the gabbroic body was reinterpreted as a detachment surface during a volcano destabilization that led to a large breccic, debris avalanche deposit in the cirque of Salazie (*Famin & Michon*, 2010). Importantly, another instance of plutonic rocks was reported at ~ 3 km North of the plutonic rocks outcropping in the river. These plutonic rocks have been encountered during the SLZ1 geothermal drill hole, at 350 m below seal level (bsl), extending down to the bottom of the drill hole at 1314 m bsl (*Chovelon*, 1986). These rocks consist in monzogabbro and gabbro (6 – 9 wt% MgO in bulk) between 350 m and 775 m bsl, and olivine gabbro (27 – 30 wt% MgO in bulk) below that depth. According to gravimetric and magnetotelluric data (*Gailler*, 2010; *Gailler & Lénat*, 2012), the plutonic body of Salazie would extend down to 4000 m bsl.

A plutonic body has been also reported at Piton de la Fournaise, as revealed by gravimetric studies and confirmed by a geothermal exploratory drilling (*Lenat & Aubert*, 1982; *Rançon et al.*, 1988, 1989; *Augé et al.*, 1989; *Lerebour et al.*, 1989). These plutonic rocks have been interpreted as the remnants of an older volcano named Les Alizés, now vanished and covered by the volcanic formations of Piton de la Fournaise (*Gailler & Lénat*, 2010; *Smietana et al.*, 2010; *Smietana*, 2011; *Lénat et al.*, 2012a). At least two units have been distinguished: a gabbroic series, from 957 to 1748 m below sea level (bsl), dominated by olivine gabbro layers (19 – 36 wt% MgO in bulk), and a peridotitic series, from 2296 to 2831 m bsl, made of dunite and werhlite layers (43 – 44 wt% MgO in bulk; (*Rançon et al.*, 1988, 1989; *Augé et al.*, 1989; *Lerebour et al.*, 1989). According to gravimetric studies (*Gailler & Lénat*, 2012), the plutonic body of Les Alizés would extend down to the oceanic floor at 4000 m bsl.

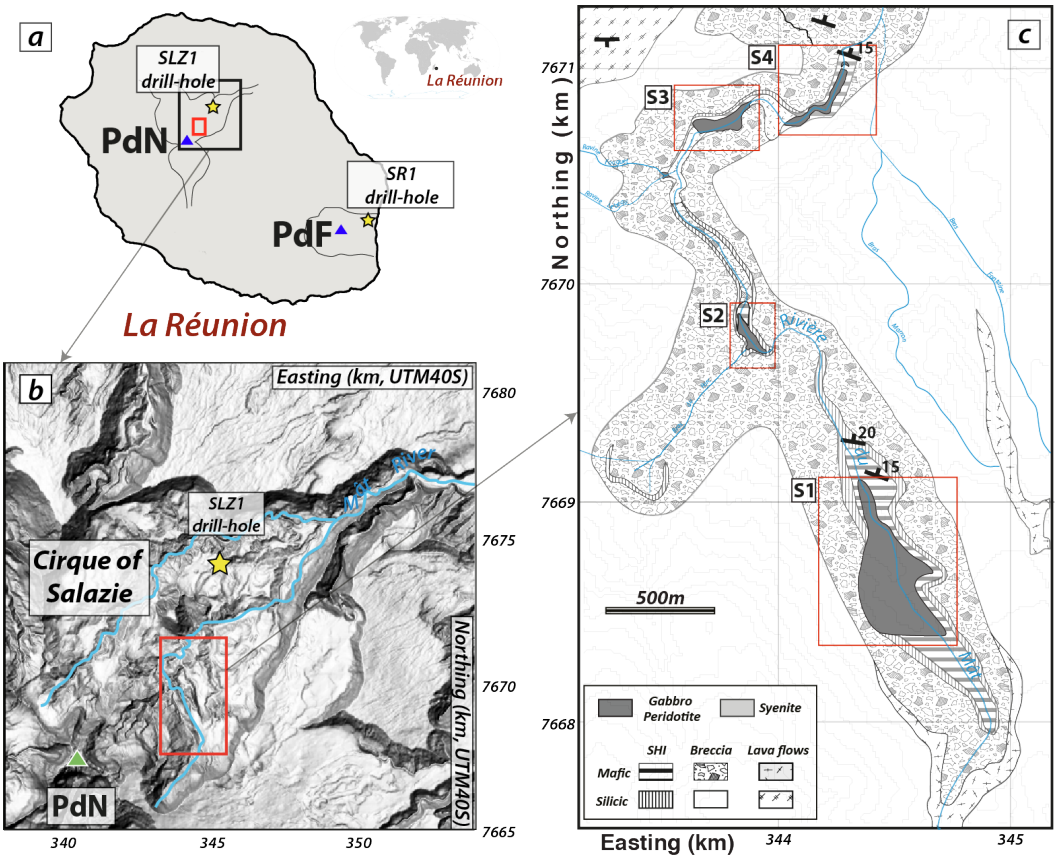


Figure 1: Location maps. (a) La Réunion Island with the massifs of Piton des Neiges (PdN) and Piton de la Fournaise (PdF). The drill holes SLZ1 (in Salazie) and SR1 (in the Grand Brûlé) are indicated with yellow stars. (b) Digital elevation model of the cirque of Salazie. Red rectangle represents the studied area. (c) Geological map of the studied area showing the locations of the four plutonic outcrops (labeled S1 to S4) in the Mât River; SHI: sub-horizontal intrusion.

3. Field observations

Our field investigations revealed the presence of three additional outcrops of plutonic rocks, labeled S1 to S3, upstream of the gabbroic series described by *Upton & Wadsworth* (1972), and referred hereafter as S4 (Fig. 1c). These four outcrops are within an area of 2.5 x 1.0 km, and all present upper contacts with a pile of sills surmounted by a mafic breccia and are cross cut by mafic dykes (Figs 2a, d and 3f). Mafic sub-horizontal magmatic intrusions consist in 0.5-1.5-m-thick olivine-rich basalts and oceanites dipping 15-30° toward the North. Note that the density of mafic intrusions increases towards the top of the sequence until building a pile of mafic sills (Figs 2a et d et 3f).

S1

S1 is located in southernmost part of the study area and at higher grounds than the other plutonic outcrops (Fig. 1c). The plutonic rocks are exposed 950 – 1200 m in altitude, over an area of 600 m North-South by 200 m East-West for a maximum thickness of 300 m. It is composed of massive lenses of peridotite with no apparent foliation or lineation (Fig. 2a). They are affected by a network of N70 45N and N-S trending faults, and cut by vertical 2-2.5-cm-thick clinopyroxene- and plagioclase-rich veinlets oriented in the direction N-S. Peridotites are characterized by centimeter- to plurimeter-scale lenses shape separated by mafic intrusions (Fig. 2b).

S2

S2 outcrops about 700 m downstream of S1, 850 – 900 m altitude. Its dimensions are over 200 m North-South by 50 m East-West, with a thickness of 15 – 20 m. Similarly to S1, S2 presents layers of peridotite with no apparent foliation or lineation. Peridotites in S2 also display metric lenses shapes (Fig. 2a) and are injected by gabbroic veinlets and mafic intrusions (Fig. 2c and d). The peridotites are progressively stratiform towards the upper contact with the pile of sills, and consist in distinctive curved layers with a thickness ranging from 0.3 to 2 m (Fig. 2d).

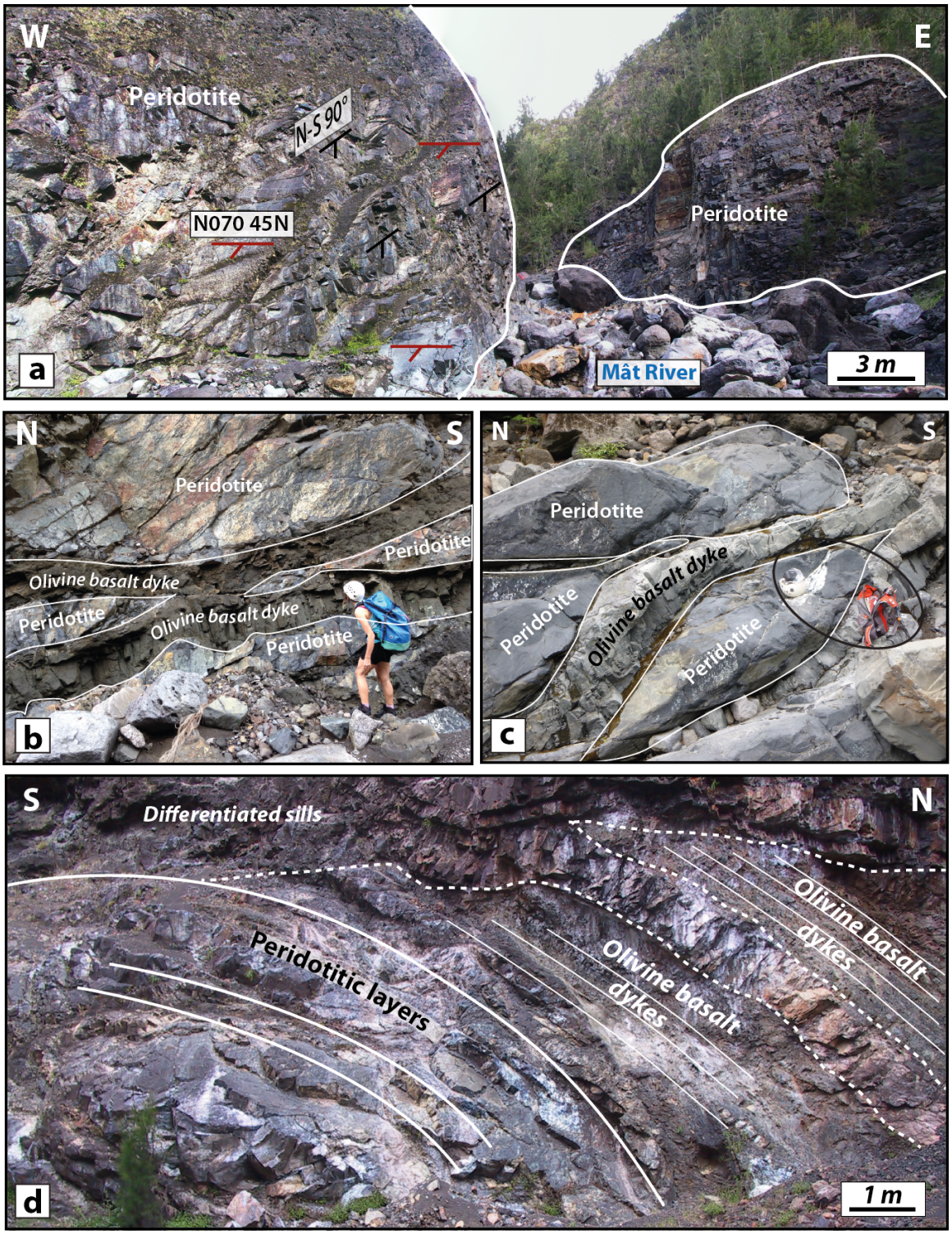


Figure 2: *Field characteristics observed in S1 and S2 (Fig.1c). a) General view of the peridotitic outcrop in S1. b) and c) Lenses of peridotites separated by mafic intrusions in S1 and S2, respectively. d) Overview of the outcrop in S2, which is cross cut and surmounted by mafic and differentiated intrusions. Distinctive curve layers are observed in the peridotitic outcrop in S2.*

S3

S3 is exposed 790 – 800 m altitude, over an area of 300 m North-South by 30-40 m East-West for a thickness of about 20 m. It consists in a massive layered gabbro (Fig. 3a and b) with a N60 45S magmatic foliation defined by variations in modal proportion and/or grain-size of olivine, clinopyroxene and plagioclase. The gabbroic layers also show a magmatic lineation with an average plunge of 48° toward the South (N188, Fig. 4a) outlined by pluri-millimetric to centimetric elongated crystals of clinopyroxene and plagioclase. The gabbroic layering is affected by SE-NW trending inverse syn-magmatic faults (Fig. 3b). S3 also abounds with dynamics structures including eastern-verging overturned folds (Fig. 3a), turbulent S-R cells (Fig. 3c), centimetric lenticular schlierens, discontinuous layering and rare mafic autholiths. Layering is ductilely deformed with structures that share similarities to slump structures in sedimentary rocks. The schlierens are generally made of plagioclase crystals and are mostly parallel to the layering.

S4

S4 has been previously described in *Upton & Wadsworth* (1972). It is exposed at 700 – 750 m altitude, over an area of 300 m North-South by 30-40 m East-West for a thickness of 20 m. S4 is composed of massive fine-layered gabbroic rocks with a deep inclination of the foliation toward the South (N92 44S on average; Figs 3d and 4b), similar to the series at S3. The layering at S4 tends to be thicker and laminar, ranging from the millimetric to metric scale (Fig. 3d). Similarly to S3, the magmatic lineation of S4 is defined by the fabrics of elongated crystals of plagioclase and clinopyroxene, although it is scarcer and more dispersed with an average direction of N212 43° (Fig. 4b). Several E-W trending inverse faults affect the layered gabbro (Fig. 3b), which are probably syn-magmatic. Moreover, dynamic structures such as slumps structures and cross beddings are sometime observed (Fig. 3c). Coarse-grained gabbroic pluricentimetric irregular veins are injected within the gabbroic intrusion (Fig. 3e).

The complex is affected by a detachment, which is intruded by mafic magmatic intrusions (Figs 1c, 3f, *Famin & Michon* 2010). Layering of the gabbroic rock progressively rotates close to the detachment zone, where layering tends to tangent this main tectonic structure dipping toward the North.

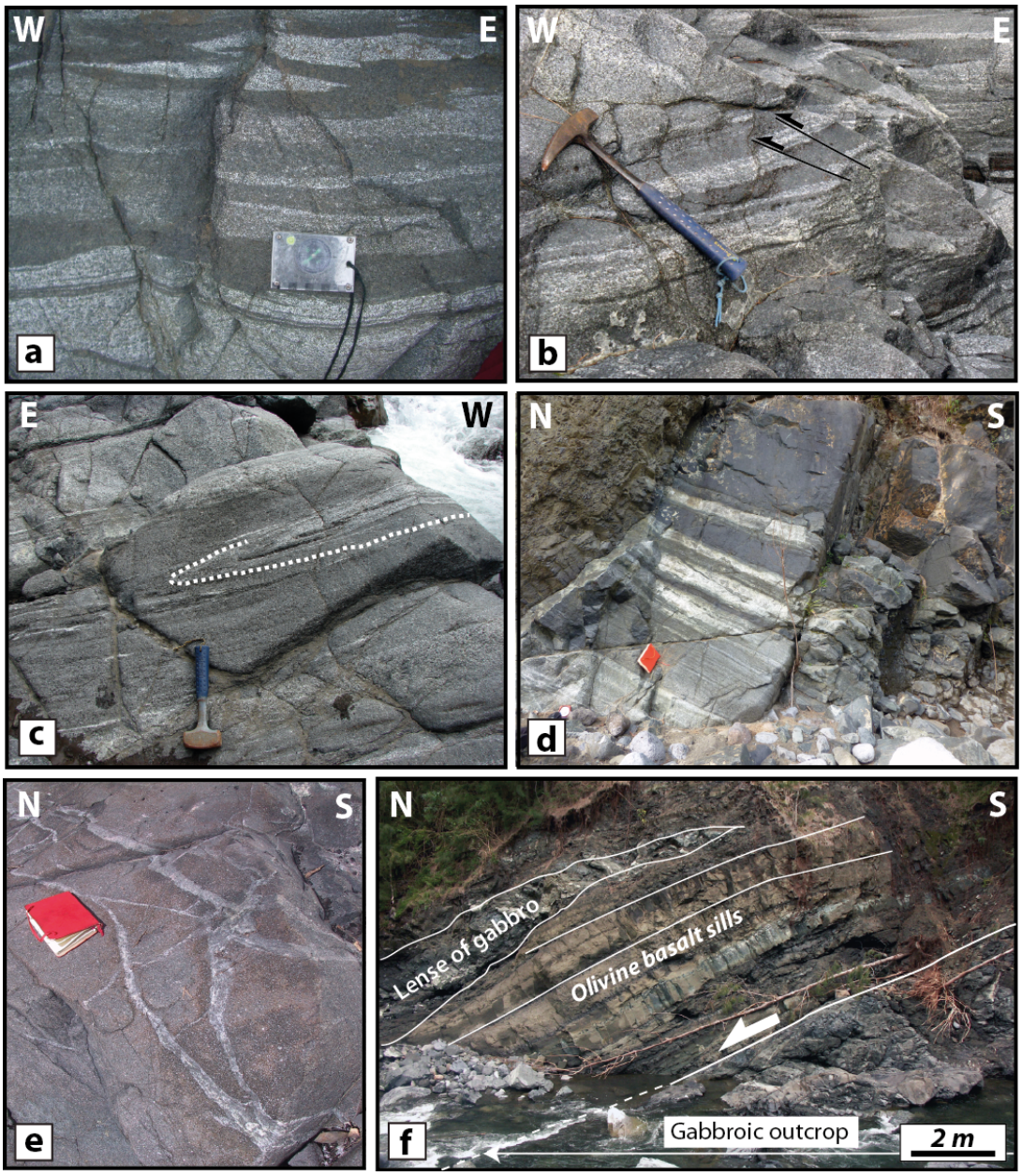


Figure 3: *Fields characteristic of S3 and S4. a) Deformed layering observed in S3. b) Example of E-W trending syn-magmatic thrust faults in the gabbroic intrusion developed in S3 and S4. c) Example of S-R cell observed in S3 and S4. d) Layering in S4. e) Centimetric gabbroic veins injected in an olivine gabbro of S4. f) General view of the gabbroic intrusion surmounted by mafic and differentiated intrusions and lenses of gabbro in S4.*

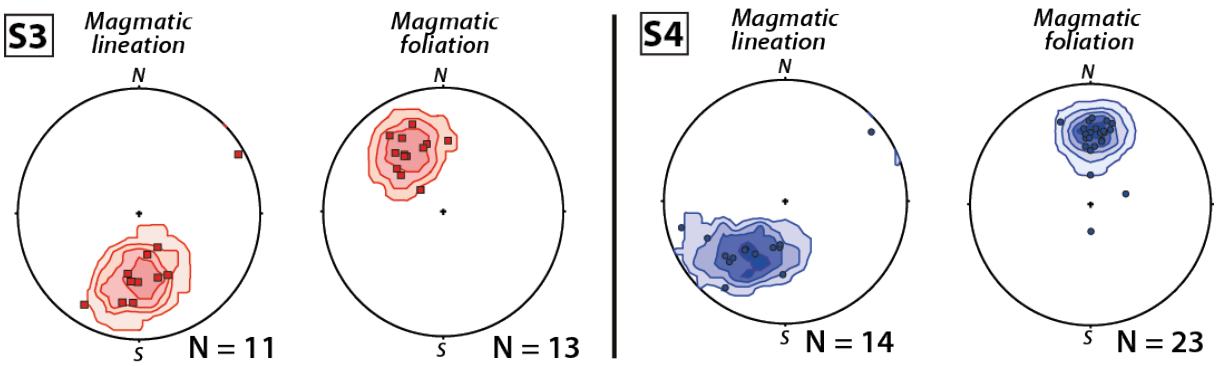


Figure 4: *Stereographic diagrams of the magmatic lineation and foliation measured in S3 and S4. There is no apparent foliation or lineation at S1 and S2.*

Syenite

Importantly, the layered series of S3 and S4 encase a discordant unit made of syenite intrusion at 750 – 850 m altitude (Fig. 1c). It exposed over an area of 200 m North-South by 300 m East-West in the Mât River. It is made of massive syenite emplaced during the degenerative stage of Piton de Neiges.

4. Samples & analytical methods

A first set of 19 samples was collected at the 4 sites for whole-rock analyses with inductively coupled plasma optical emission spectrometry (ICP-OES). A second set of 36 samples was gathered for thin section preparation, petrographic observations and electron probe microanalyses (EPMA). A third set of 201 samples was collected to measure the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) at the 4 sites. These samples include 10 cubes at site S1 (20 x 20 mm) and 191 drilled cores at sites S2, S3 and S4 (25 mm diameter x 22 mm long), each oriented with a magnetic compass. Finally, a fourth set of 4 samples referenced SAL102, SAL48, SAL111 and SAL1 was collected for $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating. SAL102 was taken from a mafic intrusion in the detachment zone near S4. SAL48 comes from another mafic intrusion that crosscuts a breccia located between S2 and S3. SAL111 and SAL1 are both gabbroic samples from late-magmatic position at S3 and S4, respectively.

ICP-OES

Whole-rock analyses were performed at the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) in the *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques* (Nancy, France). Samples were fused with $LiBO_2$ then dissolved with HNO_3. Chemical compositions in major were determined with a Thermo Fischer ICap 6500 ICP-OES. Uncertainties for each element can be found at http://www.crpg.cnrs-nancy.fr/SARM/index.html. Detection limits were at 0.05 wt% for SiO_2, 0.01 wt% for Fe_2O_3 and K_2O, 0.02 wt% for MgO and Al_2O_3, 0.03 wt% for Na_2O, 0.035 wt% for CaO, 0.05 wt% for P_2O_5, 0.001 wt% for Ti_2O, and 0.0005 wt% for MnO. The total uncertainty on concentration measurements is better than 2% on highly concentrated oxides (> 5 wt%), and better than 5% on minor oxides (>0,1 wt%).

EPMA

In situ chemical analyses were performed using the CAMECA SX-100 electron probe of the Laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand, France). Analyses were performed using an accelerating potential of 15 kV and a probe current of 15 nA for major, minor and trace elements (Na, Al, Si, Ca, Fe, Mg, Ti, Mn, K, and P), with 10 s counting times for each element and 20 µm beam diameter. The CAMECA set of standards (natural and synthetic minerals and oxides) was used for routine calibration.

AMS

The anisotropy of magnetic susceptibility was measured with the MKFI/CS-4/CS-L multifunction Kappabridge magnetic susceptibility meter of the Université de Saint-Etienne (France). The AMS of all the samples was analyzed at room temperature. To identify the mineral carriers of magnetic susceptibility, we also performed a study of temperature variations of magnetic susceptibility in one sample per site. These 4 samples were powdered, heated at a rate of about 10°C/min up to 700°C, and then cooled to room temperature. The measurements were executed every 10°C step of heating and the K-T° curves were processed using the Cureval 8.0 software.

Then, for the total set of samples, the AMS was analyzed with the Kappabridge magnetic susceptibility meter at room temperature. Data were treated with the Anisoft 4.2 software, which calculates the mean tensor of magnetic susceptibility using the statistical method of *Jelinnek & Kropàcek* (1978). The anisotropy of magnetic susceptibility is expressed as a triaxial magnitude ellipsoid with principal axes and magnitude $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ (*Hrouda*, 1982). The orientations of principal magnetic axes were corrected according to the magnetic

declination for La Réunion Island (19.6°W). From K_1, K_2, K_3, the following parameters are computed (*Jelinek*, 1981; *Hrouda*, 1982; *Borradaile*, 1988; *Tarling & Hrouda*, 1993): the bulk or mean magnetic susceptibility, $K_m = (K_1+K_2+K_3)/3$, is used to define the magnetic mineralogy of the sample and is correlated to the magnetic crystals in the rock. The shape parameter, $T= 2\ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_2) - 1$, characterizes the shape of the AMS ellipsoid and varies from -1 (prolate/rod magnetic fabric) to +1 (oblate/disc magnetic fabric). Finally, the anisotropy degree $P_j = \exp[[2(\ln K_1/K_m)^2 + (\ln K_2/K_m)^2 + (\ln K_3/K_m)^2]^{1/2}]$ describes the strength of the magnetic fabric. P_j varies from 1 for an isotropic fabric to infinity.

Palaeomagnetism

Magnetization measurements were realized on 62 samples among the 201 AMS samples to determine if some of the plutonic rocks at S2, S3 and S4 were tilted as suggested by *Chevallier & Vatin-Perignon* (1982). The samples were thermally demagnetized in about 20 steps in the magnetically shielded room of the Institut de Physique du Globe de Paris. At each step, magnetization measurements were performed using a JR5 spinner magnetometer. The characteristic directions of magnetization (ChRM) were processed with the PaleoMac software package (*Cogné*, 2003), using Zijderveld projections (*Zijderveld*, 1967) and a principal component analysis (*Kirschvink*, 1980).

Geochronology

$^{40}Ar/^{39}Ar$ dating has been carried out using a step heating procedure on samples SAL102, SAL48, SAL111 and SAL1. The mesostasis of samples SAL102 and SAL48 were prepared to produce 3 and 2 aliquots, respectively. The samples SAL111 and SAL1 were crushed to separate single crystals of phlogopite. After purification by a Frantz magnetic barrier separator, the single grains of phlogopite were hand-picked from the 50-200 µm fraction using a binocular microscope. Both the single grains of phlogopite and the mesostasis of SAL102 and SAL48 were ultrasonically cleaned in acetone and distilled water. Then, these samples were enveloped in aluminium foils packets and irradiated in the core of the Triga Mark II nuclear reactor of Pavia (Italia) together with several aliquots of the Fisch Canyon sanidine standard dated at 28.03 ± 0.08 Ma (*Jourdan & Renne*, 2007), as flux monitor. KF and CaF salts were also irradiated to correct all argon isotopic measurements for interferences reactions involving Ca and K in the samples (*Brereton*, 1970; *Dalrymple & Lanphere*, 1971; *Tetley et al.*, 1980). These correction factors are $(^{36}Ar/^{37}Ar) = 0.000288 \pm 0.000016$;

($^{40}Ar/^{39}Ar$) = 0.00969 ± 0.00036; ($^{38}Ar/^{39}Ar$) = 0.1297 ± 0.00045; ($^{39}Ar/^{37}Ar$) = 0.000727 ± 0.000041.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ analyses were realized at Géosciences Montpellier geochronology Laboratory (France). The gases were extracted by incremental heating with an IR-CO_2 laser, purified with AP 10N getters, and analyzed with an Argus VI gas mass multifunction spectrometer. A self-made software was used to control the laser intensity, the timing of extraction/purification and the data acquisition. A blank analysis was done every three analyses to evaluate the argon background within the whole analytical system. The ArArCalc software© v2.5.2 was used for data reduction and plotting. The uncertainty on the J-factor was propagated in the calculation of the error on the total age of each sample, equivalent to K-Ar age. Atmospheric ^{40}Ar was estimated using a value of the initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ of 295.5 (*Mcdougall & Harrison*, 1999). The term ‘‘plateau age’’ was defined as the segment of a spectrum, made of three consecutive steps, containing more than 70% of the total ^{39}Ar released and whose ages overlap within two sigma errors (*Mcdougall & Harrison*, 1999).

5. Results

5.1. Whole-rock geochemistry

The whole-rock composition of samples is reported in Table 1 and plotted in Figure 5. The plutonic rocks of S1 and S2 are defined by the primitive compositions of their wehrlitic and dunitic layers. They show high MgO contents (34.26 – 42.58 wt% and 32.96 – 38.99 wt%, respectively) and low SiO_2 contents (37.57 – 39.92 wt% and 36.11 – 39.49 wt%, respectively; Fig. 5). S3 and S4 show differentiated compositions with gabbroic layers ranging at low MgO contents (6.75 – 11.96 wt% and 9.22 to 22.06 wt%, respectively) and high SiO_2 contents (39.98 – 48.31 and 40.36 – 48 wt%, respectively). The FeO vs. MgO and TiO2 vs. MgO space allows identifying gabbros (6.03 – 8.38 wt% FeO; 7.66 – 10.49 wt% MgO), ferrogabbros (15.88 – 18.9 wt% FeO; 6.75 – 11.96 wt% MgO) and olivine gabbro (9.18 – 18.02 wt% FeO; 7.66 – 22.06 wt% MgO). It is however important to note that the most primitive compositions of all outcrops are found at S1 (sample SAL205) while the most evolved compositions are found at S3 (sample CB16290513), which show the most enrichment in incompatible elements (NaO, CaO and K_2O). Hence, the sites can be organized according to a differentiation index as follow: S1 => S2 => S4 => S3.

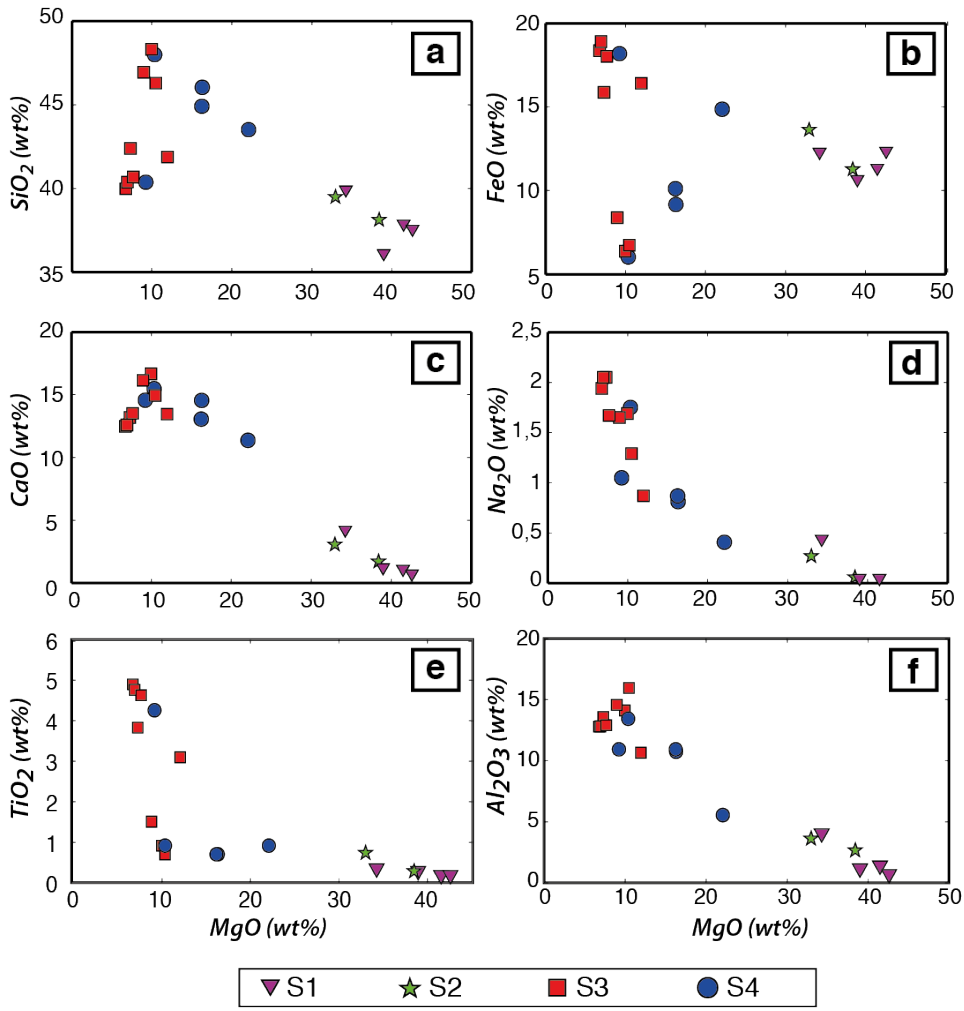


Figure 5: Whole-rock compositions of samples collected at sites S1, S2, S3 and S4.

5.2. Textures

The texture of plutonic rocks is displayed in Figs 6, 7 and 8 and their modal composition is given in Fig. 9 and Table 2. The samples include peridotitic rocks majoritary from S1 and S2, and gabbroic rocks mostly from S3 and S4. The peridotitic layers include dunite, wehrlite and clinopyroxenite containing less than 10 vol.% modal plagioclase. The gabbroic layers include olivine gabbro, gabbro, ferrogabbro and anorthosite containing more than 10 vol.% modal plagioclase. We also differentiated ferrogabbro and gabbro from their cumulus and modal proportions of Fe-Ti oxides minerals.

Dunite

The dunite samples of S1 and S2 present an adcumulate texture made of olivine (≥ 95 vol.%), clinopyroxene (< 5 vol.%) and minor oxides (Fig. 6a and b). The olivine crystals

are euhedral to subhedral in shape and 0.5 – 1 cm in diameter and rest against each other to form a cumulus framework. Clinopyroxene crystals are 0.1 – 1 cm in diameter and interstitial in the olivine fabric. The oxides crystals are 10 – 50 µm Cr-spinel inclusions in olivine and small magnetite crystals in olivine fractures.

Wehrlite

The wehrlite samples of S1 and S2 present a heteradcumulate texture built on interlocking, poikilitic grains of clinopyroxene (15 – 40 vol.%) enclosing crystals of olivine (56 - 80 vol.%), plagioclase (< 10 vol.%) and oxides (< 5 vol.%; Fig. 6c and d). The clinopyroxene crystals show a grain size of 0.1 – 1 cm. The olivine crystals are 0.2 – 5 mm in diameter with a subhedral to rounded shape. Some clinopyroxene crystal and plagioclase crystals are 200 – 500 µm and anhedral in shape and in postcumulus position. Oxides consist in euhedral 10 – 50 µm Cr-spinel inclusions in olivine and 5 – 200 µm magnetite crystals enclosed in postcumulus position. The wehrlite sample in S4 (Fig. 9) presents an adcumulate texture. Olivines and clinopyroxenes are 1 – 3 mm in diameter with a subhedral to euhedral shape. Plagioclases are 0.3 – 3 mm in diameter with a subhedral to anhedral shape and in cumulus and interstitial position. Intergranular magnetite intergrown with ilmenite are 20 – 300 µm in diameter and are heterogeneously dispersed in the rock.

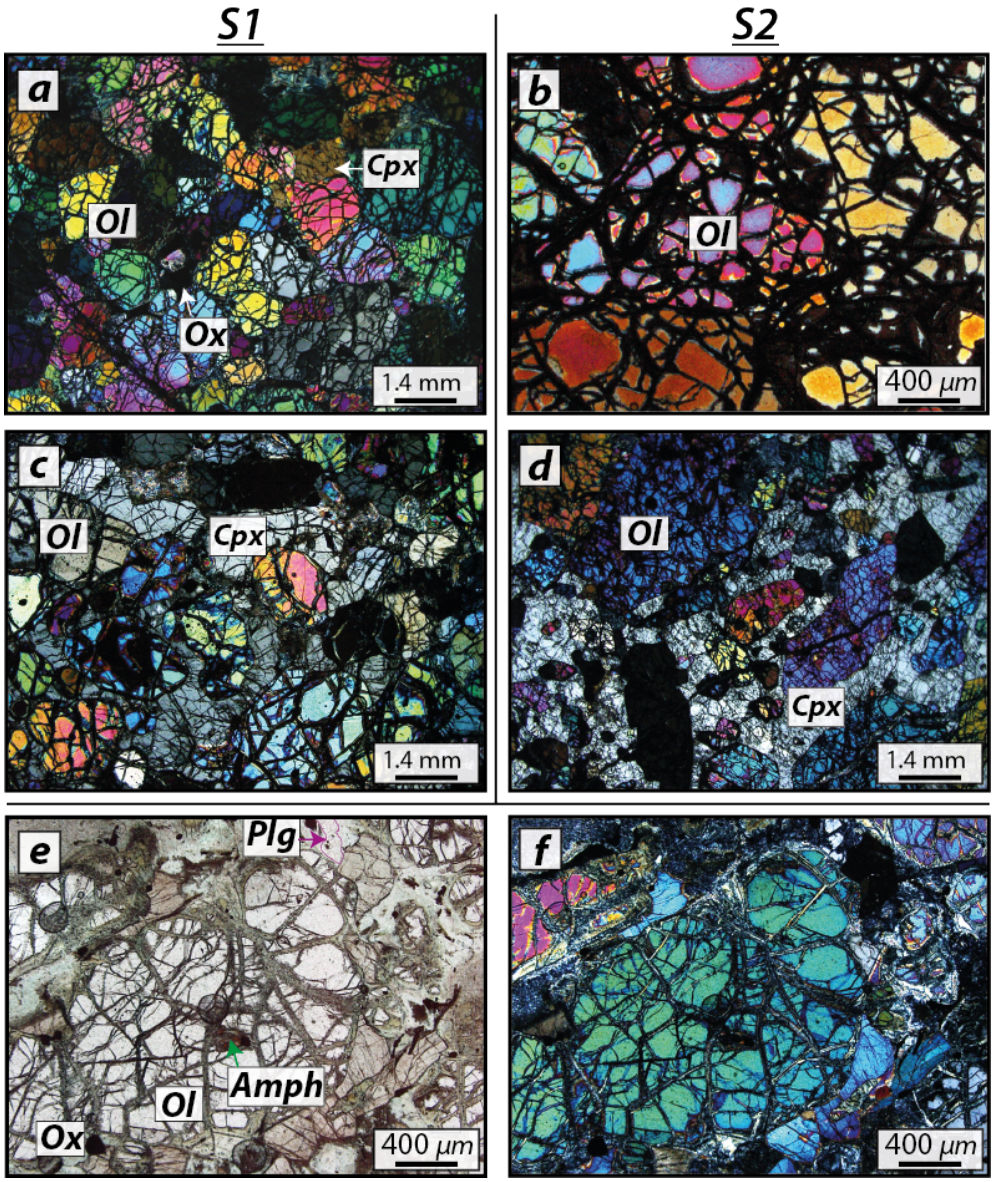


Figure 6: Representative parageneses and textures in samples from S1 and S2 (crossed polars microphotographs). (a) and (b) Dunite samples CB1010414 and GABAMONT2 from S1 and S2 respectively showing olivine as the dominant mineral with clinopyroxene and oxides in interstitial position. (c) and (d) Wehrlite samples CB4010414 and GABAMONT3 from S1 and S2 respectively in which clinopyroxene is abundant and poikilitic. Olivines are euhedral and in cumulus. e) and f) Some wehrlites (CB1230513, CB2230513 and CB4230513 in S2) display a mesocumulate texture with clinopyroxene and plagioclase in interstitial position. Olivine crystals in these samples are ronded. Ol: olivine, Cpx: clinopyroxene, Plg: plagioclase and Ox: oxide.

Olivine gabbro

The olivine gabbro samples of S4 are mesoscumulates (*Irvine*, 1982) made of olivine (10 – 55 vol.%) and clinopyroxene (33 – 50 vol.%) crystals embedded by interstitial plagioclase (5- 55 vol.%) and oxides (Fig. 7a and b). The crystals of olivine and clinopyroxene are subhedral to euhedral and > 1 mm in diameter in the samples. The plagioclase crystals present different habits from small anhedral to large euhedral crystals (0.4 to 1 mm). Interstitial phase are mostly plagioclase and oxides. The oxides crystals in intergranular magnetite intergrown with ilmenite are homogeneously dispersed in the rock. Minor phlogopite (< 1 vol.%) occurs as small anhedral crystals (< 100 μm) in association with clinopyroxene and plagioclase (Fig. 8).

Gabbro

The gabbro samples of S3 and S4 display an adcumulate texture characterized by fine-grained crystals of plagioclase (40 – 55 vol.%) and clinopyroxene (40 – 60 vol.%, Figs 7c, d and 9). The plagioclase crystals are subhedral to euhedral tablets with a grain size ranging from 200 μm to 1 mm; they often define a strong fabric (Fig. 7c and d). The clinopyroxene crystals in cumulus position have a stubby shape and a grain size in the range 50 – 300 μm. The samples contain also minor oxides (1 – 2 vol.%) consisting in intergrown crystals of magnetite and ilmenite.

Ferrogabbro

The ferrogabbro samples of S3 (5 samples) and S4 (2 samples) are similar to the gabbro samples, excepted that they contain up to 10 vol.% of Fe-Ti oxides crystals in cumulus position and a lower abundance of plagioclase and clinopyroxene in cumulus and postcumulus position (30 - 45 vol.%; Figs 7e, f and 9). Several samples display a slightly greater range of grain sizes but are not distinctly porphyritic in appearance. Clinopyroxene presents a stubby shape in the size range 50-300 μm and are partly uralitized. Plagioclase shows a tabular shape (0.2 - 1 mm) that defines, in some cases, a strong fabric (Fig. 7e and f).

Anorthosite

The anorthosite sample of S3 comes from a vein that cross cut the gabbroic outcrop. It is made of plagioclase (~ 80 vol.%) with cumulus clinopyroxene (~ 20 vol.%) and sparse Fe-Ti oxides (< 1 vol.%) forming an adcumulate texture (Fig. 9). The plagioclase and clinopyroxene crystals show euhedral to subhedral shapes with a

grain size ranging from 0.1 to 1.5 mm. Fe-Ti oxides are commonly present but they are extremely sparse.

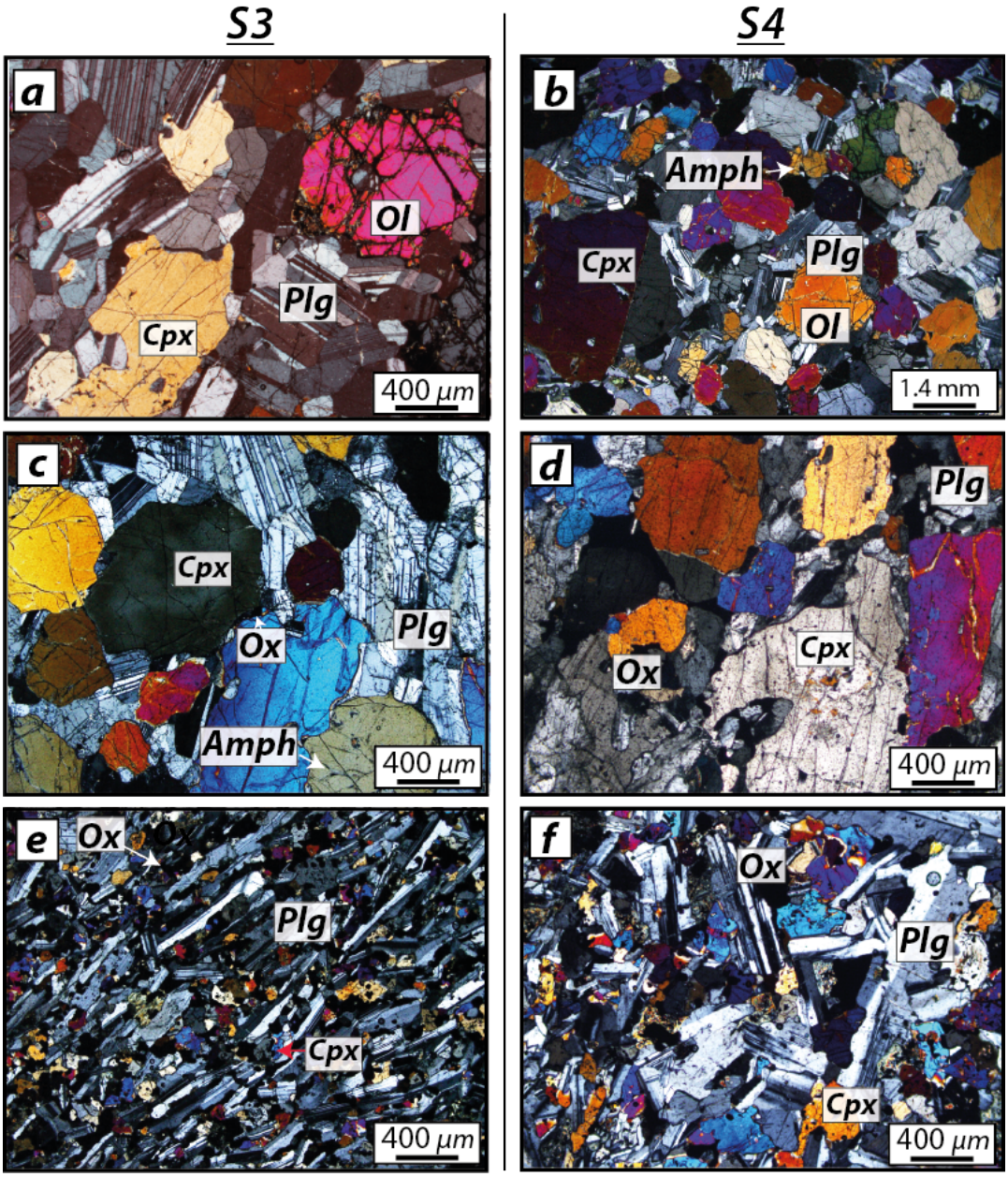


Figure 7: Representative parageneses and textures in samples of S3 and S4 (crossed polars microphotographs). (a) and (b) Olivine gabbro samples SAL111 and CB12260513 from S3 and S4 respectively in which euhedral olivine, clinopyroxene and plagioclase show intergrowth textures. Plagioclases present different habits from small anhedral to large euhedral crystals and seem thus to have crystallization spreads over time. (c) and (d) Euhedral crystals of plagioclase and clinopyroxene in SAL110 and CB2260513 gabbro samples. (e) and (f) Strong magmatic fabric, marked by elongated plagioclases in CB16260513 and CB2290513 ferrogabbro samples.

Alteration products

Various degrees of hydrothermal alteration are observed in the samples (Fig. 8). Olivine is often partly or entirely altered into serpentine, and clinopyroxene can be partly or entirely replaced by uralitic amphibole and chlorite. Plagioclase is occasionally altered into sericite. The fissures and vesicles of samples are often filled with successive mineralization of prehnite, zeolite and calcite.

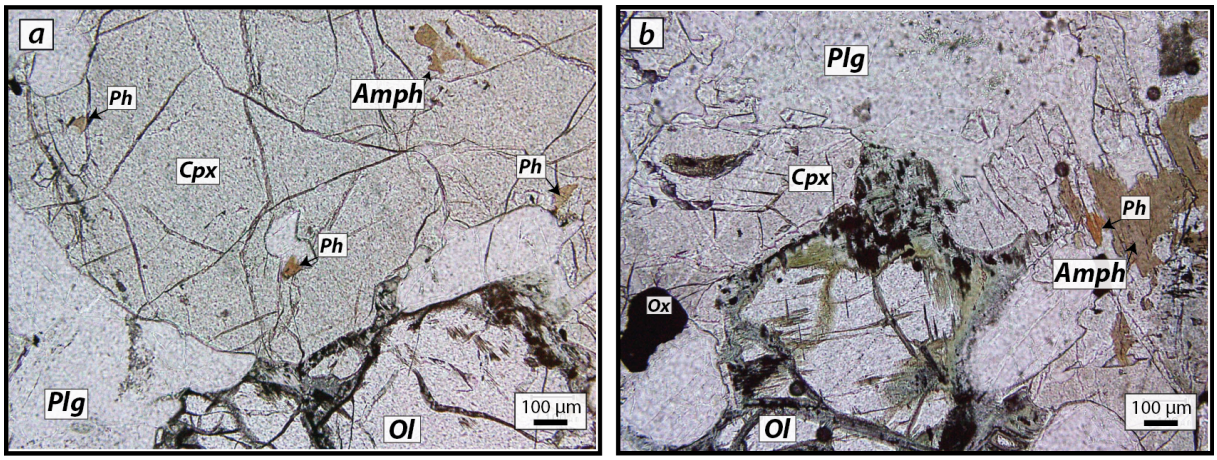


Figure 8: Amphiboles (Amph) and late-magmatic phlogopites (Ph) observed in olivine gabbro in S3 and S4. a) Samples SAL111 and b) CB12260513 respectively.

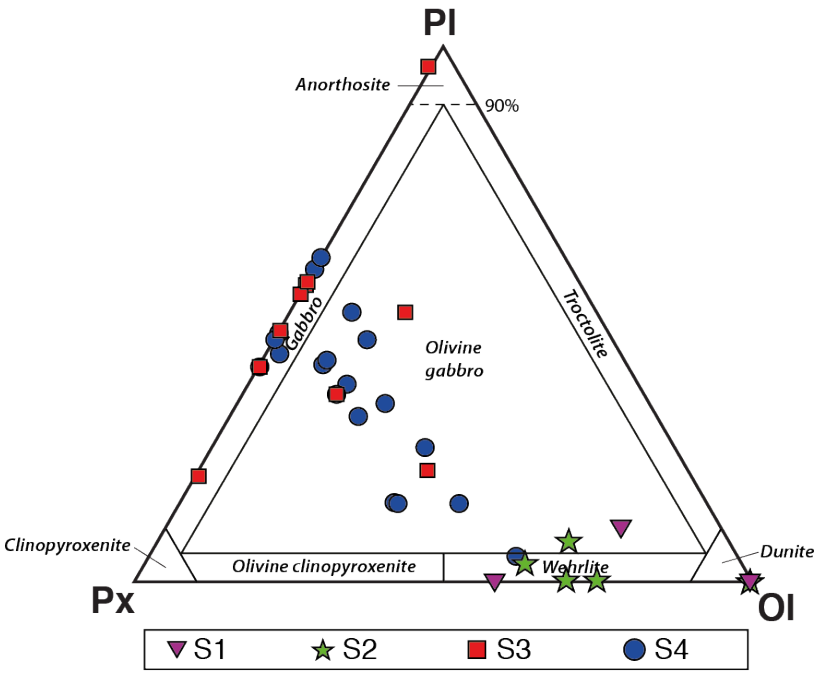


Figure 9: Modal composition of S1, S2, S3 and S4 samples plotted in the Clinopyroxene (Px)–Plagioclase (Pl)–Olivine (Ol) diagram.

5.3. Chemical composition of minerals

The chemical composition of olivine, clinopyroxene, plagioclase and oxide is given in Tables 3 – 6 and plotted in Figure 10. The crystallization temperature of the rocks is given in Table 7 following the olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer of Loucks (1996). Compositional zoning is weak or absent in the samples, hence only representative compositions were reported for each mineral.

Olivine

Olivine is in the range $Fo_{84–88}$ at S1, $Fo_{81–89}$ at S2, $Fo_{75–76}$ at S3 and $Fo_{70–Fo79}$ at S4 (Fig. 10a, Table 3). Two groups of olivine can be distinguished: primitive olivine at Fo > 80 in the peridotitic samples of S1 and S2, and differentiated olivine at Fo < 80 in the gabbroic samples of S3 and S4. It is worth noting that the cumulus olivine and interstitial olivine of S3 and S4 have similar composition.

Clinopyroxene

Clinopyroxene analyses define a narrow domain of composition in the EnFsWo diagram for the four sites (Fig. 10b, Table 4). Clinopyroxene of S1 consist in diopside at ~En_{48} Fs_7Wo_{45} with a Mg# ranging 86 – 96. Clinopyroxene of S2 present the most scattered composition at $En_{38–49}Fs_{5–17}Wo_{39–48}$, spread over the fields of diopside and augite, with a Mg# varying largely between 69 and 90. Clinopyroxene of S3 is also diopside / augite ranging $En_{40–46}Fs_{8–16}Wo_{40–47}$ and 73 – 86 in Mg#. Clinopyroxene of S4 is diopside / augite at $En_{40.5-46.1}$ $Fs_{7.1-15}Wo_{42-48.6}$ with Mg# varying between 73 and 84. It is important to note that the clinopyroxene has high Mg# in the dunite samples ($Fo_{87–90}$), and low Mg# in the ferrogabbro samples.

Plagioclase

Plagioclase in the anorthosite sample of S1 has a composition at $An_{77-82}Ab_{18-22}Or_{0.4-0.9}$. Plagioclases of S2 have more dispersed compositions with three analyses in the range An_{47} to An_{57}. Plagioclase is labradorite / bytownite at $An_{51–82}$ in S3 and $An_{47–86}$ in S4. It can be noticed that plagioclase has high An content in the olivine gabbro samples (An > 70), and low An content in the gabbro and ferrogabbro samples (50 – 65%, Fig. 10c,

Table 5).

Oxides

The oxides include Cr-spinel, magnetite, titanomagnetite, goethite and maghemite. Their composition and calculated oxygen fugacity is given in Tables 6 and 8. In S1 and S2, Cr-spinel are characterized by high Cr_2O_3, Al_2O_3 and MgO contents (26.3 – 45.3 mol%, 8.8 – 16.5 mol% and 5 – 10.6 mol%, respectively). In S2, TiO_2 and MgO in spinels varies between 47.3 – 66.9 mol% and 1.7 – 9.7 %. In S3 and S4, oxides are spinels and magnetites. TiO_2 and MgO contents of spinel are in the range of 43.6- 54.9 mol% and 0.05 and 4.83 mol%, respectively. Magnetite crystals contains 45.7 – 88.7 mol% of FeO and 0 – 26.4 mol%. The oxygen fugacities fO_2 and crystallization temperatures of oxides were calculated from the chemical composition of oxides using the method of *Stormer* (1983). The results are given in Table 8. The fO_2 range from -12.17 to -19.33 and the temperatures vary from 698 to 857°C. The highest fO_2 at -12.17 correspond to ferrogabbro sample CB18290513 with ~25% of Fe-Ti oxides, and the lowest fO_2 at -19.33 was obtained in olivine gabbro sample CB3290513 with ~1% Fe-Ti oxides.

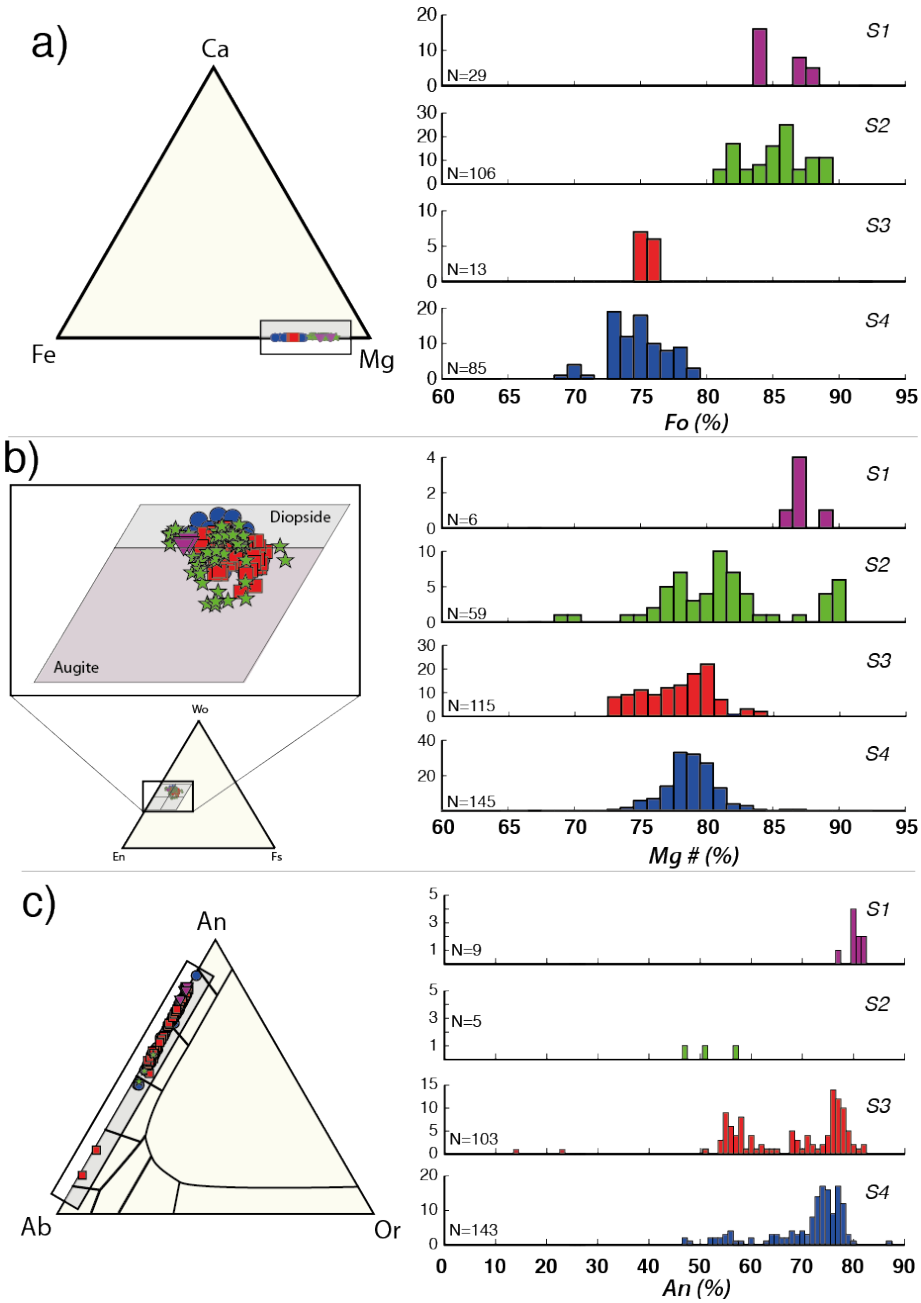


Figure 10: Mineral geochemistry of (a) olivine, (b) clinopyroxene and (c) plagioclase.

5.4. AMS results

Results of thermal demagnetization are given in Figure 11. The experiments on the two samples from S1 and S2 show an abrupt decrease in susceptibility between 550 and 575 °C (Fig. 11a – b), which indicates the occurrence of magnetite with minor Ti substitution ($T_{C(\text{pure magnetite})}$ = 580°C; *Clark,* 1997). The two samples from S3 and S4 show a slightly different curve with two dips between 500 and 575 °C (Fig. 11c – d), which

indicates the coexistence of magnetite and titanomagnetite with a low Ti content. The rough superimposition of the cooling and heating curves in samples from S2, S3 and S4 suggests that no magnetic phase has been either created or destroyed. In contrast, the shift in the heating and cooling curves in samples from S1 reflect new magnetic minerals generated by heating from less magnetic phases (*Hrouda*, 2003).

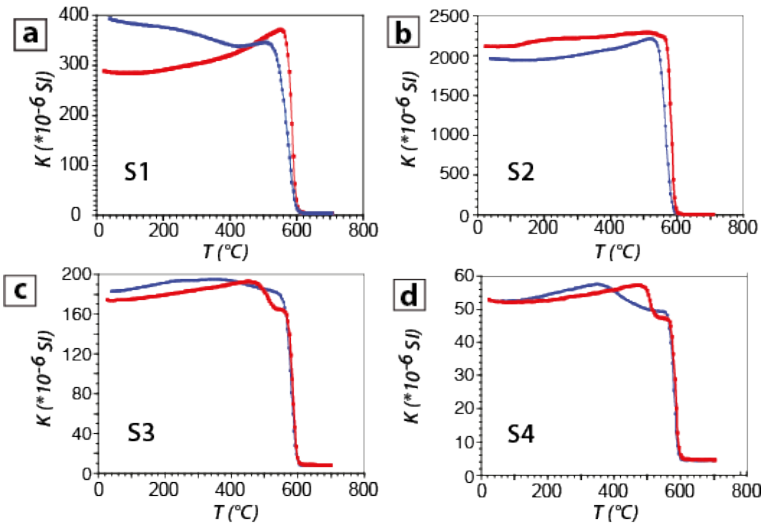


Figure 11: Representative thermomagnetic curves for (a) sample SAL206 from S1, (b) sample CB22 from S2, (c) sample CB53 from S3 and (d) sample CB97 from S4. The red and blue lines represent the heating and cooling paths, respectively.

The measurements of ellipsoid parameters K_1, K_2 and K_3 in the samples were used to compute their mean magnetic susceptibility K_m, shape parameter T and degree of P_j (Tab. 9). Variation of the degree of magnetic anisotropy P_j is plotted versus the mean susceptibility K_m and the shape parameter in Figure 12. Because of the important dispersion of analyses we also use the median to characterize the AMS ellipsoid. The mean magnetic susceptibility K_m in S1 is well defined with a median at $1.8.10^{-2}$ SI. In the samples from S2, S3 and S4, K_m is more scattered but we observe a decrease of the K_m medians from S2 toward S4 and then the S3 (Fig. 12a). P_j measured for the total sample set ranges from 1.008 to 1.18 (Fig. 12). It is therefore generally of moderate strength, with 75% of samples in the range 1.03 to 1.18. S1 is characterized by dispersed degree of anisotropy in the range of 1.09 to 1.18 and a median at 1.15. Values for P_j for S2, S3, and S4 display similar dispersions but the median gradually decrease from 1.06, 1.05 to 1.04. Magnetic ellipsoid is

predominately oblate with 69% of samples in the range of 0-1 (Fig. 12b). Note that the T parameter's median for each site decreases from S1 to S2, S4 and S3.

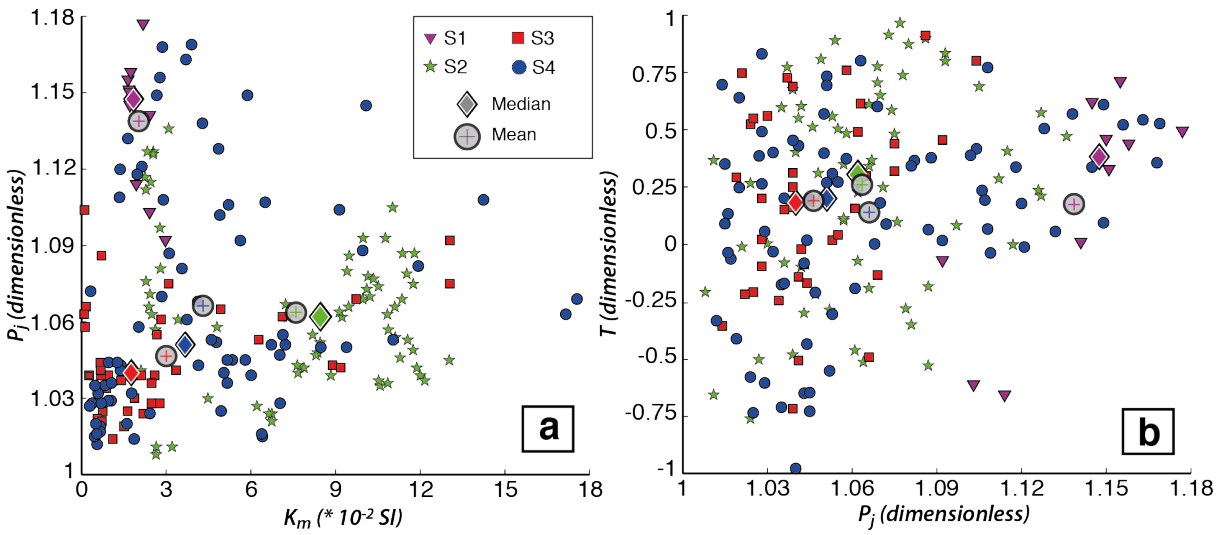


Figure 12: AMS data: (a) Degree of magnetic anisotropy (P_j) versus mean susceptibility (K_m) and (b) Shape parameter (T) versus degree of magnetic anisotropy (P_j)

Magnetic foliation and lineation

AMS fabrics measured on S1, S2, S3 and S4 are presented on stereo diagrams in Figure 13. The magnetic foliation and lineation are defined as the plane perpendicular to K_3 and by K_1 axis, respectively. In S1 and S2, magnetic foliation and the magnetic lineation present the same dispersion. On the contrary, in S3 and S4, the magnetic foliation tends to be more clustered than the magnetic lineation. In these sites, K_1 tends to be dispersed on the foliation plane.

In S1, K_1 axes and K_3 axes are well grouped and display a close strikes and dips. Magnetic lineation and foliation have an average at N067 41N and N009 35N respectively. AMS axes in S2 are more scattered. K3 are oriented dominantly NW-SE with an average of N306 33N. K_1 axes have an average direction of N087 42N. Thus, in this site, magnetic foliation is inclined dominantly toward the SE with a moderate dip. K_3 axes measured in S3 present a similar orientation than in S2 with an average direction of N309 39N, which means a dominantly SSE-dipping magnetic foliation. K_1 axes are scattered in the foliation plane and are dominantly inclined toward the SSW. S4 present a similar dispersion of K_1 in the foliation plan and do not define a clear magnetic lineation. In contrary, the K_3 axes display a relatively more organized pattern with a trend in the direction N-S.

It is important to note that the magnetic foliation is consistent with the magmatic fabrics (yellow rods in figure 4, obtained from the field work). In S3 and S4 samples, the magnetic foliations have a maximum density of the poles at about N60 45S and N92 44S, respectively, which are consistent with field observations (Figs 2, 3 and 4). However, magnetic lineations, which tend to scatter within the foliation plane, differ from the magmatic lineation (Fig. 13). This difference may be due to several factors such as K_1-K_2 permutations (*Khan*, 1962; *Ellwood*, 1978; *Knight & Walker*, 1988; *Dragoni et al.*, 1997; *Geoffroy et al.*, 2002; *Philpotts & Philpotts*, 2007), or a late crystallization along mafic-rich layers with a lower magmatic flow. Positive T parameter (Fig. 12), which indicates a planar fabric, is consistent with both hypotheses.

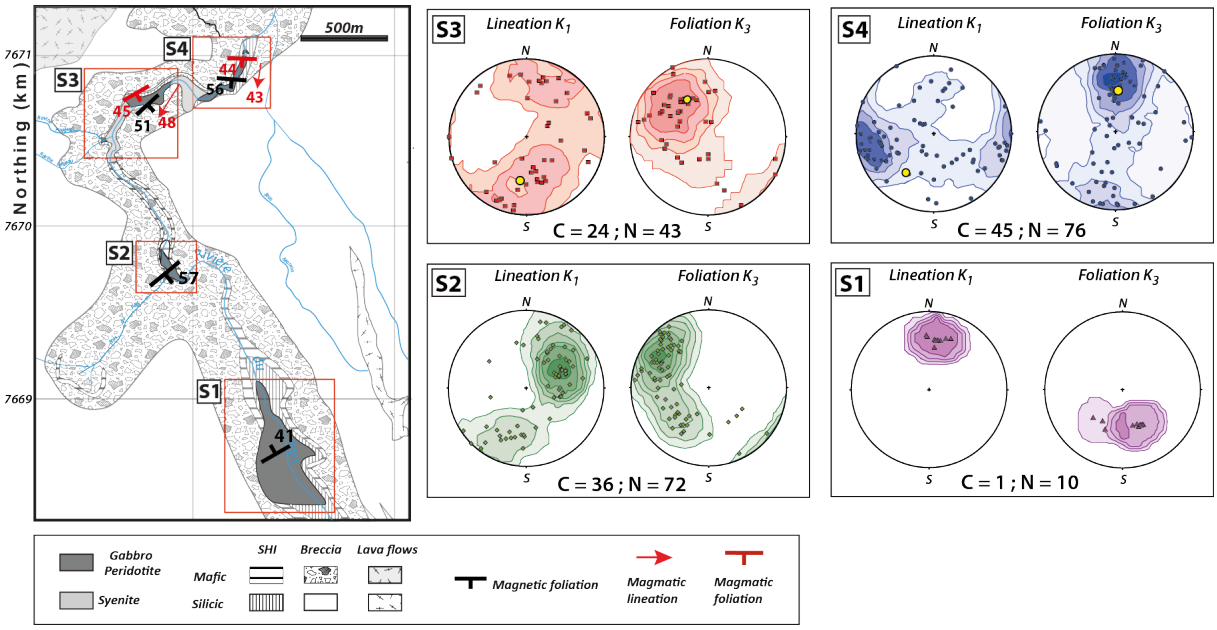


Figure 13: Stereographic diagrams of the magnetic lineation and foliation measured in S1, S2, S3 and S4. Yellow circles in the stereographic diagrams represent the average direction of the magmatic lineation and foliation as measured on the field (Fig. 4). C and N account for the numbers of cores and analyses made for each site, respectively.

Significance of AMS data

AMS in plutonic intrusion is mostly attributed to the preferred orientation of titanomagnetite and magnetite crystallized preferentially along the mafic-rich layers (*O'Driscoll et al.*, 2007; *Archanjo et al.*, 2012) and appears as an attractive tool to constrain the dynamic of the magmatic flow. However, according to Hrouda (1992), P_j values in the range 1.15 – 2 such as those for S1 (1.09 – 1.18; Fig. 12) are relevant to deformational fabrics.

Hence, the AMS results for S1 provide information on post-crystallization deformation only and not the magmatic flow. A possibility is that the signal emanates from magnetite crystals crystallized as secondary phases in the olivine fractures of S1 layers, as observed in thin sections and in K-t curves, Figs 6 and 11a (*Yaouancq & MacLeod*, 2000). This is supported with the fact that the average magnetic foliation of S1 series at N067 41N matches the orientation N070 45N of trending faults (Fig. 2a). In contrast, Pj values near 1 such as those for S2, S3 and S4 (Fig. 12) are considered reliable indicator of the magmatic flow (Hrouda, 1992). The results show that the plutonic rocks at S2, S3 and S4 have similar foliations and lineations (Fig. 13). Hence, it is likely that these rocks recorded a same magmatic flow directed toward the SSE with a slight rotation from S2 to S4 and a steep inclination of 45 – 51° (Fig. 13).

5.5. Palaeomagnetic measurements

Results of our palaeomagnetism study are given in Figures 14 and 15, and Table 10.

Natural remanent magnetization (NRM) and magnetic mineralogy

Magnetization measurements performed in S2 reveal the presence of two distinct magnetic components (Fig. 14a and b). We focused our attention on the high temperature components (HTC), which are the principal components observed up to 540-580 °C depending on the samples. Thus, thermal demagnetization characteristics indicate that the magnetization is dominantly carried by magnetite (Fig. 14a). Samples of S3 and S4 lose more than 50% of their magnetization before 300 °C, which is attributed to goethite. Two abrupt decreases are also observed at about 300 °C and 500 °C indicating the presence of maghematite and titanomagnetite, respectively (Fig. 14d and g). Thus, in these sites, a relatively large overlap between the low temperature component (LTC) and HTC occur in the moderate to high temperature range (Fig. 14d, e, g and h). However, overlaps do not prevent the determination of paleomagnetic directions of HTC components.

Palaeomagnetic directions and sites mean directions

In S2, the LTC components (down to 300-350 °C) display strongly dispersed directions (not shown here) and are interpreted as secondary. The second component up to 350-400 °C is considered to be acquired early, during the cooling of the plutonic intrusion and thus is interpreted as the primary HTC component. Thus, HTC components are all

directed toward the South-South-West with a mean cone angle (MCA) of 23.8° and give a well defined reversed mean direction of N198.8 36.8° (k = 12.3 and a95 = 10.9, Fig 14c and 15a). Because of the overlap between components, in S3 and S4, the mean direction was more difficult to obtain. According to K-T° curves, normalized intensity decay curves and petrology, which indicate the presence of ilmenite and titanomagnetite in interstitial position, we isolated the primary HTC component up to 480°C. Palaeomagnetic directions obtained in S3 are more dispersed with a mean cone angle (MCA) of 30.1° and give a normal mean direction of N07.9-47.5° (k = 4.6 and α95 = 22.7, Figs 14f and 15). Finally, mixed palaeomagnetic directions were obtained with both reversal and normal polarities in S4 (Figs 14i and 15c).

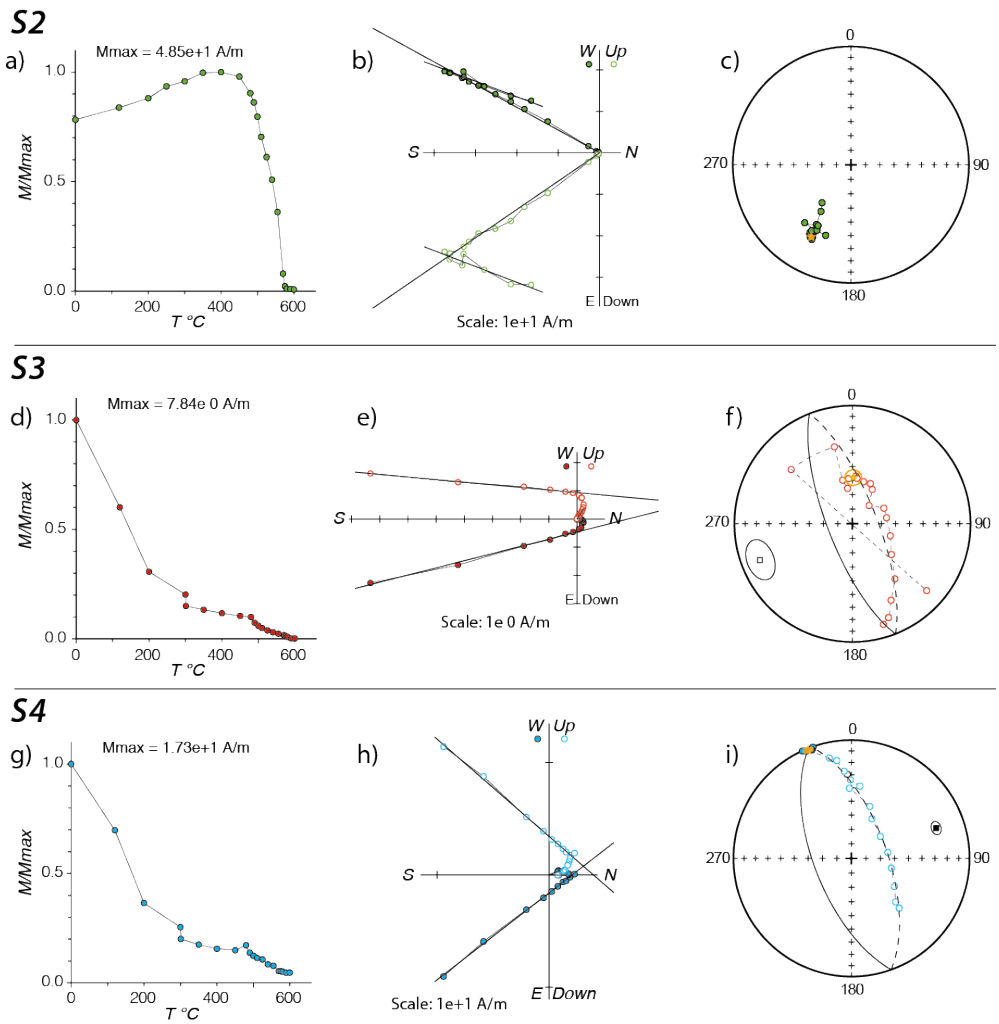


Figure 14: Representatives normalized intensity decay curves (a, d, g), Zijderveld diagrams (b, e, h) and equal-area projection of directions (c, f, i) for S2, S3 and S4, respectively. Solid circles are the component in the horizontal (N–S versus W–E) plane; open circles are the component in the N–S vertical plane.

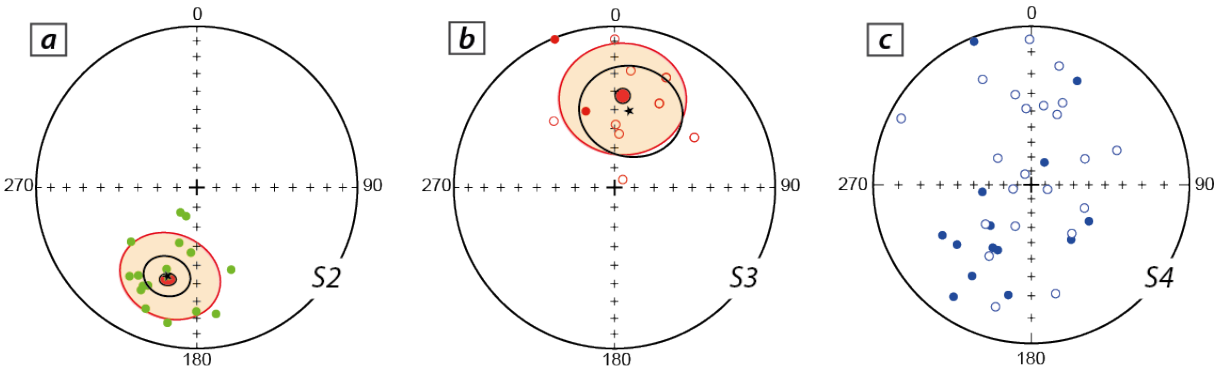


Figure 15: (a), (b) and (c) Equal-area projection of directions obtained for S2, S3 and S4, respectively. Note that S2 and S3 are characterized by a reversal and normal polarities respectively and that the S4 exhibits mixed polarity directions. Black stars and ellipses represent mean directions with their 95% confidence interval, respectively (Fisher, 1953). Red circles and ellipses represent mean cone angle and their 95% confidence interval.

5.6. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating

$^{40}Ar/^{39}Ar$ ages are presented in Figure 16 and Table 11. Tardi-magmatic phlogopites separated from the olivine gabbro located in S3 (sample SAL111; Fig. 8) yield a plateau age of 2.21 ± 0.03 Ma related to 94.46% of ^{39}Ar released (Fig.16a). This sample has an intercept age of 2.11 ± 0.09 (MSWD = 1.15) younger than its pseudo-plateau age and its initial argon ratio above 295.5 suggests the presence of a minor amount of excess argon. The phlogopites from the microgabbro located in S4 show a plateau age of 3.31 ± 0.81 Ma (more than 80 % of ^{39}Ar released; Fig. 16b). The isochron displays an age of 2.49 ± 0.95 and a initial $^{36}Ar/^{40}Ar$ ratio of 319.5 ± 23.4 which indicate that small amounts of excess argon are present in phlogopites.

It is important to note that a phlogopite age usually will reflect t the time elapsed since the rock cooled below 300-450°C (*Mcdougall & Harrison*, 1999), the approximate closure temperature for argon at moderate cooling rates. Therefore, phlogopite ages measured in S3 (SAL111) and S4 (SAL1) do will not provide a measure of the cooling age of the plutonic rock and they correspond to minimum ages of the rocks.

The three aliquots of SAL102 yielded plateau ages at 2.19 ± 0.44 (100 % ^{39}Ar released), 2.55 ± 0.36 Ma (100 % ^{39}Ar released) and 2.39 ± 0.55 Ma (95 % of the ^{39}Ar) for materials encased in the breccia (Fig. 16c). We combined the three aliquots to obtained an

intercept age of 2.07 ± 0.85 Ma for the sample SAL102 (MSWD = 0,14). The $^{36}Ar/^{40}Ar$ ratio of 299.7 is concordant with the atmospheric argon. Therefore, SAL102 samples have not been thermally distrubed. SAL48 sample presents high $^{36}Ar/^{40}Ar$ values up to 295.5, which indicates argon excess. Thus, after recalculation with a high $^{36}Ar/^{40}Ar$ (355 and 357), more than 75% of the total ^{39}Ar released gives a plateau age of 2.15 ± 0.09 and 1.99 ± 0.13 Ma (Fig. 16d). The first aliquot has an intercept age of 2.85 ± 0.52 (MSWD = 1.91).

Our ages, although coherent, have poor precision due to their small amounts potassium. This suggests that previous could be slightly overestimated and that ages based on the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method must be handled with care.

6. Discussion

6.1. Origin of the plutonic outcrops

Our field work reveals four distinct and distant plutonic outcrops S1, S2, S3 and S4 in the Mât River. No continuity between each outcrop was observed. Moreover, each outcrop display different dynamics, petrology and whole rock geochemistry. Thus, the four plutonic outcrorps S1, S2, S3 and S4 can be interpreted as multiple distinct injections. However, our petrological study have shown that, combined together, the four outcrops form a remarkable sequence of crystallization, evolving from the peridotitic series at S1 and S2 to the gabbroic series at S3 and S4. This observation is supported by their whole rock geochemistry, showing a decrease in MgO and an increase in SiO_2, CaO, Na_2O, K_2O and FeO in the order S1 => S2 => S4 => S3 (Table 2, Figs 5 and 17). Accordingly, the Forsterite content of olivine, Mg number of clinopyroxene and oxides, and Anorthite content of plagioclase decrease from one site to another according to the same sequence (Tables 3 – 6, Figs 10 and 17). Hence, these results evidence that the four sites are not separate plutonic bodies but portions of a single magma body. It is important to note that the small gaps in whole rock and phase compositions in the sequence (Figs 5 and 10) can be due to a lack of lithology exposed at the surface. It may seem paradoxal that the peridotitic layers of S1 and S2 occur at higher altitudes than the gabbroic layers of S3 and S4 (Figs 17 and 18b), since gabbroic layers are usually placed above peridotitic layers at the bottom of magma chambers (*Cawthorn & Walraven*, 1998; *Cawthorn*, 2007; *Tegner et al.*, 2009; *Salmonsen & Tegner*, 2013).

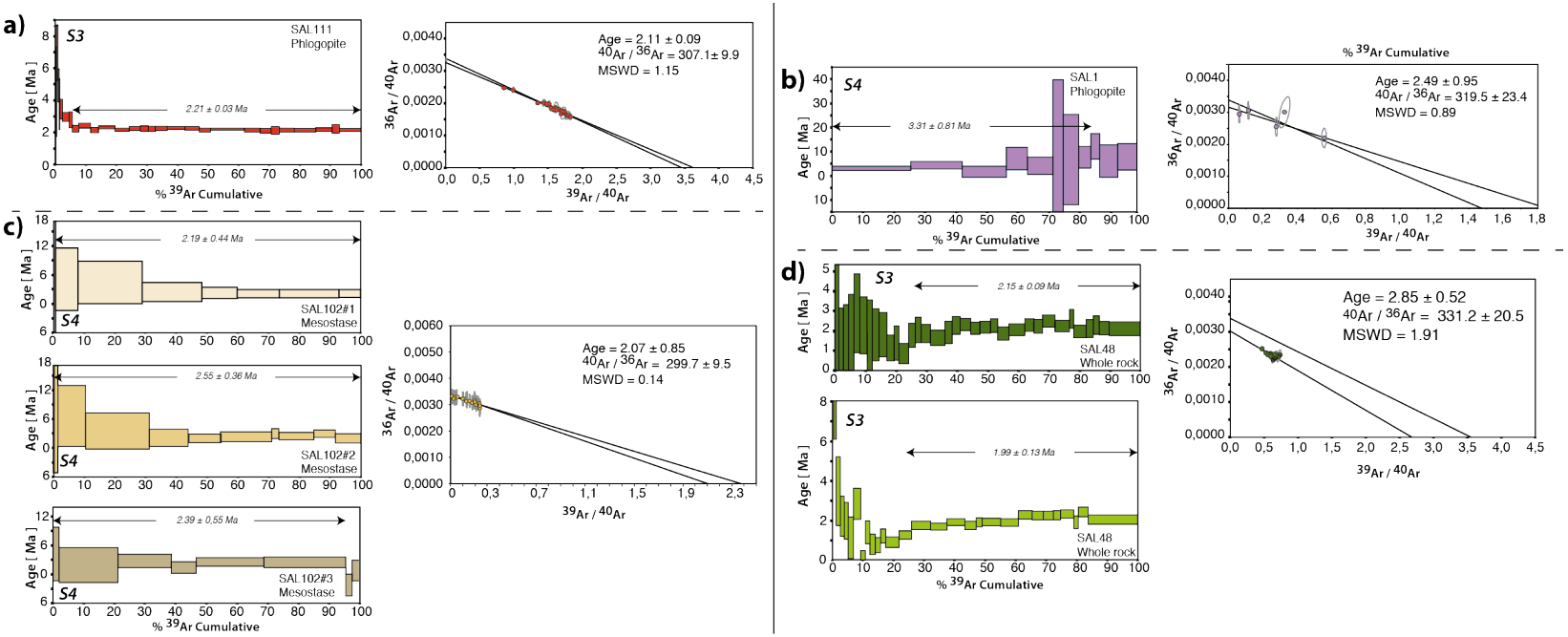


Figure 16: $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra and $^{36}Ar/^{40}Ar$ versus $^{39}Ar/^{40}Ar$ isochron diagrams: (a) SAL111 sample of S3; (b) SAL1 sample of S4; (c) SAL102 sample in the sill zone atop S4; (d) SAL48 sample of a dike intruding the mafic breccia between S2 and S3.

This observation is however not incompatible with our interpretations if considered that magma chambers have also reverse sequences at their roof since magma crystallization progresses inward from the cold margins towards the hot interior (*Mcbirney & Noyes*, 1979; *Marsh*, 1989). It is therefore likely that the plutonic rocks dug by the river at S1, S2, S3 and S4 correspond to portions of a magma chamber's roof at the root of Piton des Neiges volcano (Fig. 18b and c).

A — A'

Characteristics	Site 1		Site 2		Site 4		Site 3
Structurale							
Structural characteristics	Lenses and stratifications, no dynamic structure			----	Layered, some dynamic structures	----	Layered, numerous dynamic structures
AMS							
Foliation (AMS and structural)	?		N36 57S		N92 44S		N60 45S
Median K_m (10^{-6})	18440#	/	83387	----	36690	----	16381
Median P_j (dimensionless)	1.15#	/	1.06	----	1.05	----	1.04
Petrology							
Dominante Paragenese	Dunite and werhlite			----	Olivine gabbro	----	Gabbro, ferrogabbro
Geochemistry							
MgO (wt%)	42.3	----	38.7	----	15.1	----	8.9
Na_2O (wt%)	0.14	----	0.16	----	0.98	----	1.65
Minerals composition							
Ol fo (%)	85.6	----	85.2	/	74.8	----	75.5
Cpx Mg# (%)	87.3	----	81.4	----	78.9	----	77.8
Plg An (%)	80.5	?	33.6*	?	71.0	----	67.8
Ox Mg# (%)	24.9	----	26.4	/	4.7	----	2.9
Palaeomagnetism							
Magnetic polarity	?		R	----	R and N	----	N
$^{40}Ar/^{39}Ar$ dating							
Ages	?		?		> 1.54 Ma		> 2.02 Ma

→ ***Differentiation***

---- = Continuum
/ = Significant difference
= Deformation
* = Post cumulus plagioclases

Figure 17: Summary table showing the mean characteristics of each site. Location of the cross section AA' is Fig. 18a.

6.2. Structure of the magma chamber

The fact that the four plutonic outcrops culminate at ~1000 m alt. implies that the magma was stored at least ~2 km underneath the current summit. This depth is consistent with the physical model of Ryan (1987) suggesting that magmas are preferentially stored at levels of neutral buoyancy, usually within a depth interval of 2 – 4 km below volcanic edifices (*Ryan*, 1988; *Albaréde et al*., 1997; *Fodor & Galar*, 1997; *Bureau et al*., 1998; *Aki & Ferrazzini*, 2000; *Battaglia et al*., 2005; *Scoates et al*., 2008; *Peltier et al*., 2009; *Welsch et al*., 2009; *Famin et al*., 2009; *Allibon et al*., 2011; *Baker & Amelung*, 2012; *Lénat et al*., 2012b; *Larrea et al*., 2013). Combined together, the four plutonic outcrops are exposed on about 2.5*1.0 km area and represent a minimum thickness of 500 m. According to the layering inclination and the distance between outcrops, the minimum of the real thickness of the magma chamber is estimated at 1800 m. Given the 1000-m-thick and 2000-m-thick bodies dug out by the SLZ1 and Grand-Brulé drill holes (*Demange et al.*, 1989; *Rançon et al.*, 1989), this thickness is conceivable. The position of S1, S2, S3 and S4 plutonic outcrops are also consistent with the extensions of a large dense body underneath Piton des Neiges as constrained by magnetic and gravimetric studies (*Lenat & Aubert*, 1982; *Malengreau et al*., 1999; *Gailler*, 2010; *Gailler & Lénat*, 2012). According to these studies, the magma chamber would be as wide as the cirque of Salazie (~10 km in diameter), with a possible height of 4 km (Fig. 18c). These large dimensions suggest that the outcrops at S1, S2, S3 and S4 are connected under the surface to the layered series dug by the drill hole SLZ1, 3 km North from the outcrops (Fig. 18c). While the drill hole did not fully constrain the vertical extension of the magma chamber, it showed that these layered series are at least 964 m thick and display similar composition to our plutonic outcrops (from 350 to 1314 m bsl; Fig. 20a and b, (*Demange et al.*, 1989; *Rançon et al.*, 1989). However, it is important to note that the drill recovered a normal sequence of differentiation (with monzogabbro layers topping olivine gabbro layers), which contrasts with the reverse sequence observed at S1, S2, S3 and S4. This indicates that the drill went deep enough to sample the layered series formed in the lower parts of the magma chamber. Because of these processes of inward crystallization are mirrored at the roof, floor and walls of the magma chamber (e.g. *Marsh*, 1989; *Irvine et al*., 1998), the outcrops of the roof at S1, S2, S3 and S4 hence offer a unique opportunity to scrutinize *in situ* the frozen dynamics of magma flowing and cooling within the magma system of a dormant shield volcano.

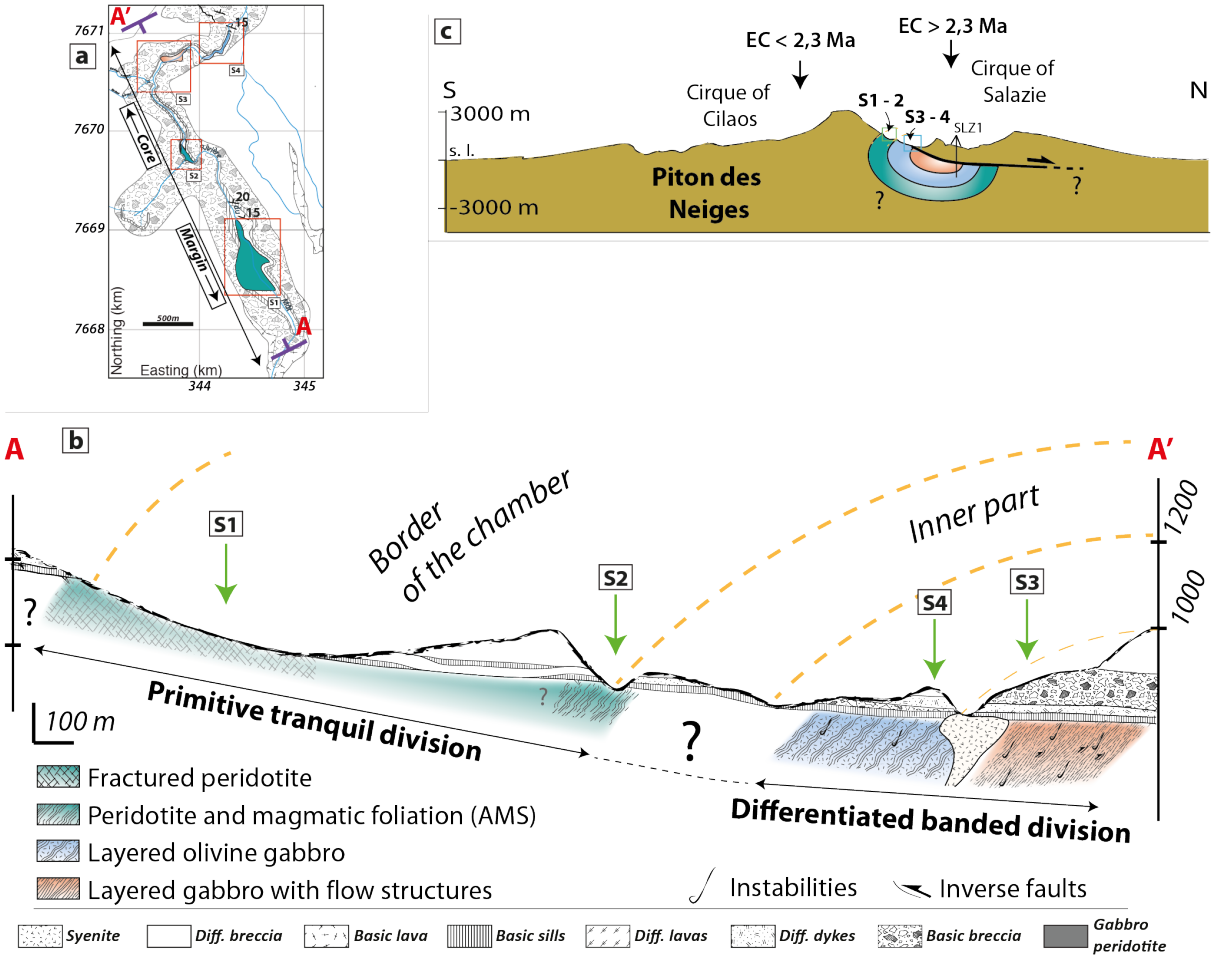


Figure 18: (a) Crossed section AA' in the studied area. (b) AA' – NE-SW crossed section of the studied area gathering the characteristics of the each outcrop of plutonic rocks. (c) Sketch of the structure of the magma chamber with vertical exaggeration to display the plutonic structures. EC : eruptive center.

The outer borders: A primitive tranquil division

Being located at the highest altitudes amongst the plutonic outcrops and with the most primitive compositions, the peridotite layers at S1 and S2 may correspond to the first magmas crystallized near the outer border of the magma chamber. The fact that these layers are devoid of apparent foliation and lineation suggests that these rocks formed from non-convective magmas by *in situ* crystallization (*Mcbirney & Noyes*, 1979; *Pallister & Hopson*, 1981; *Irvine*, 1982; *Nicolas et al.*, 2009). This agrees with the fact that magma stagnation and slow cooling enhance the development of large crystals and further adcumulate textures as observed in the peridotite layers of S1 and S2 (Fig. 6). Crystal accumulation (*Meurer & Boudreau*, 1998) was

probably minimal since density inversions at the roof promote the gravitational settling of solids towards the bottom of the reservoir. It is likelier that the crystals were captured at the roof in the cold, viscous melts formed behind the solidification front (*Marsh*, 1989, 2000). According to the olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer of Loucks (1996), the crystallization of peridotite layers happened below 1279 °C (Table 8). Given the presence of curved layers at S2 (Fig. 2d), it is possible that the crystals and layers were locally plated by laminar currents onto the magma chamber's roof, as suggested elsewhere (*Mcbirney & Noyes*, 1979; *Pallister & Hopson*, 1981; *Irvine*, 1982; *Nicolas et al.*, 2009). Hence, these observations suggest that the peridotite layers of S1 and S2 are consistent with the "tranquil division" of magma chambers as defined by Hoover (1989).

The inner parts: A differentiated banded division

Underneath the peridotite layers of S1 and S2 occur the gabbro layers of S3 and S4. Phase and whole-rock compositions indicate that these gabbro layers crystallized from differentiated melts, either residual of the crystallization of S1 and S2 peridodite, or originated from deeper magmas in the edifice. Accordingly, the estimated crystallization temperatures from (*Loucks*, 1996) suggest that the gabbro layers of S3 and S4 crystallized below 1118°C (Table 7), i.e. at temperatures lower than S1 and S2's peridotite. The magmatic flow was locally very turbulent and unstable at S3, considering the thin layering, pronounced lineation, and the abundance of discontinuous layering, cross bedding, schlierens and S-R cells, Fig. 3 (*Wager & Brown*, 1967; *Mcbirney & Noyes*, 1979; *Hunter & Sparks*, 1987; *Hoover*, 1989; *McBirney & Nicolas*, 1997; *Irvine et al.*, 1998; *McBirney*, 2009). The magmatic flow at S4 appears relatively more regular and laminar, with scarce dynamic structures, possibly due to a proximity to the tranquil division zone of S1 and S2 (Fig. 3d).

It is also important to note that that the grain size of minerals decreases from S1 to S3, which suggests that crystallization was first dominated by crystal growth in the stagnant, primitive magmas, and then by nucleation in the turbulent, differentiated magmas. Because of these similarities with the layered series of Skaergaard (*Irvine et al.*, 1998), we suggest the crystal layers observed at S3 and S4 were sorted and deposited by magmatic crystal-liquid suspension currents, sometimes coupled to convective boundary-layer currents. Hence, the gabbro layers of S3 and S4 may correspond to the "banded division" of magma chambers as defined by Hoover (1989).

6.3. Implications for Piton des Neiges volcano

Age of the layered series

Our geochronological study indicates that the cooling of the gabbroic unit below 300-350 °C was dated at 2.11 ± 0.09 Ma with late-magmatic phlogopites (S3, Figs 8, 16c and 19). Therefore, gabbroic rocks in S3 are older than 2.02 Ma (Figs 17 and 19) In S4, SAL1 gabbro intrusion crosscutting the olivine gabbro yields an intercept age of 2.49 ± 0.95 Ma (Figs 16b and 19). Therefore, gabbroic rocks in S4 are older than 1.54 Ma (Figs 17 and 19). However, a mafic intrusion that crosscuts a breccia located between S2 and S3 was dated at 2.85 ± 0.52 Ma. The presence of plutonic clasts observed in this breccia suggests that plutonic rocks were affected by the destabilization. Therefore, we suggest that plutonic rocks are older than the breccia, i.e. older than 2.33 Ma. Ultramafic units in site S1 and S2 being interpreted as borders of the magma chamber, we suppose that they are older than gabbroic units (i.e. older than S3 and S4). This is consistent with the differentiation sequence deduced from our petrological and geochemical study indicating that the dunite layers of S1 crystallized first and that the ferrogabbro layers of S3 crystallized last.

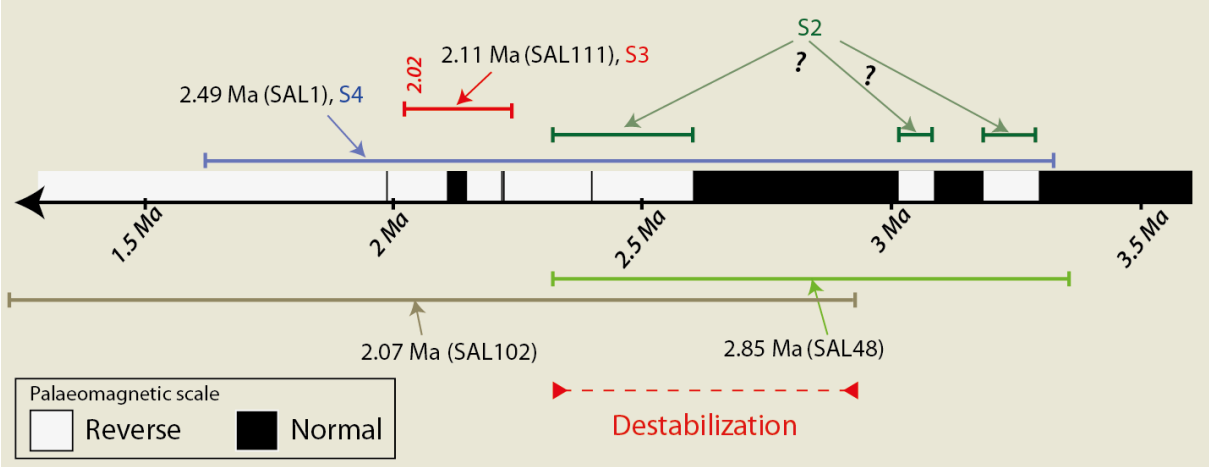


Figure 19: *Ages of the cooling temperatures of the plutonic outcrops and the debris avalanche deposits estimated from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating and palaeomagnetic results. SAL48 in the breccia and SAL102 in the detachment give a minimum and a maximum age of the destabilization, respectively. Late-magmatic phlogopites have been dated at 2.11 ± 0.09 Ma; thus gabbroic rocks in the S3 are older than 2.02 Ma. SAL1 intrusion in the olivine gabbro (S4) yields an age of 2.49 ± 0.95 Ma; thus gabbroic rocks in S4 are older than 1.54 Ma. S2 interpreted as border of the magma chamber which have a reverse polarity is older than S3 and S4. See text for details.*

Magma dynamics at hotspot volcanoes

The fact that the peridotites series of S1 and S2 show fractures and lenses delimited by mafic dykes suggests that the magma was pressurized against the roof between each eruption (*Tait et al.*, 1989). The thickness of the peridotite series located at the roof (350 m or more at S1; Fig. 2) indicates that the magma chamber contained large volumes of primitive magmas. We suggest that the magma chamber acted as an open system, being frequently or continuously filled with primitive magmas. The further crystallization and differentiation of the primitive magma into large series of gabbro layers suggest that the magma chamber operated later as a closed system. Our calculations of the oxygen fugacity in the samples (Table 9) indicate that the gabbro layers crystallized at NNO buffer, which is similar with those estimated for Piton de la Fournaise's products (*Boivin & Bachèlery*, 2009). The crystallization sequence dunite > wehrlite > olivine gabbro > gabbro > ferrogabbro implies a gradual decrease in olivine components (MgO) and an increase in plagioclase (CaO, Al_2O_3) and magnetite components (FeO, Fe_2O_3, TiO_2) in the magma as the system progressed towards differentiated terms. Continuous reservoir-magma crystallization (*Marsh*, 1995) here contrasts with the Hawaiian model of post-shield evolution that considers a significant deepening of the magma activity during post-shield volcanism (*Wolfe et al.*, 1997). The whole rock composition of S1, S2, S3 and S4 samples is plotted in Figure 20 with xenoliths from Piton des Neiges, Piton de la Fournaise (*Upton & Wadsworth*, 1972; *Nativel*, 1978; *Fisk et al.*, 1988; *Rançon et al.*, 1988; *Demange et al.*, 1989; *Upton et al.*, 2000a) and other hotspot volcanoes (*Fodor & Galar*, 1997; *Scoates et al.*, 2008; *Allibon et al.*, 2011; *Larrea et al.*, 2013). An important feature of these systems is that all the compositions follow a similar trend of magma differentiation trend regardless of their difference in chemical composition, crystallization sequence or depth of storage.

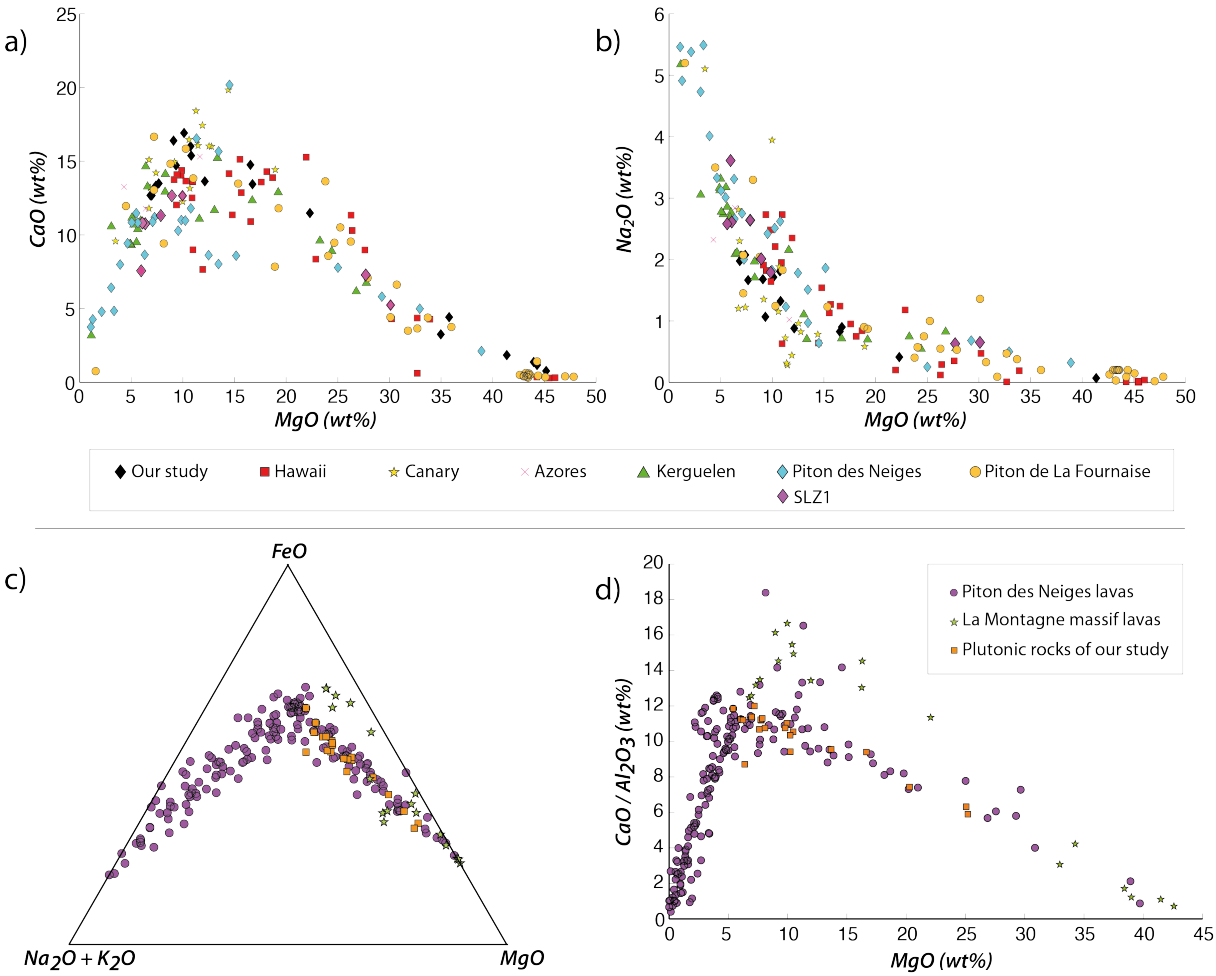


Figure 20: a) and b) Major element composition of plutonic rocks in the Rivière du Mât compared with xenoliths of Piton des Neiges, Piton de la Fournaise, Hawaii, Canary, Azores and Kerguelen. c) and d) FeO-MgO-(Na_2O+K_2O) and CaO/Al_2O_3 vs MgO diagrams of plutonic rocks in the Rivière du Mât compared with Piton des Neiges and La Montagne massif lavas.

The Piton des Neiges before 2.33 Ma

It is important to note that the layered series of Mât River are positioned at the foot of the actual summit of Piton des Neiges. However, our structural study of the plutonic rocks has shown that both the magmatic flow and the trending reverse faults are oriented along a NNW – SSE axis (Figs 3, 4, 13 and 18). The general dipping of the foliations towards the SSE (foliations at N36 57S (AMS) for S2, N60 45S for S3 and N92 44S for S4) may indicate that the magma was actually drained towards the North-Northwestern of the actual summit. Hence, it is possible that the main eruptive vent of Piton des Neiges was located at the NNW before 2.33 Ma. This hypothesis is supported with the fact that the NNE quadrant of Piton des Neiges's massif was the most active part of the edifice considering the high volume of volcanic materials accumulated in these submarine slopes (*Lebas*, 2012). The shape of the

edifice pre-destabilizations can be estimated by prolonging the slopes of ancient lava units (La Montagne massif; Grand Bénare, *Gailler et al*., (2014)). The model yields to an original, bigger edifice with a vent culminating at 3800 m alt. above the Cirque of Salazie, and placed slightly off center of the magma chamber as outlined by gravimetric and magnetic studies (*Malengreau et al.*, 1999; *Gailler & Lénat*, 2012). Our geochronological study indicates that the youngest plutonic rocks exposed in Mât River (older than the SAL48 intrusion at 2.85 ± 0.52 Ma; Fig. 16) predate the oldest subaerial lavas of Piton des Neiges (2.17 ± 0.03 Ma; *Quidelleur et al.,* (2010). Hence, it is likely that the roof series of S1, S2, S3 and S4 represent plutonic residues of the lavas forming the slopes of an older edifice. On the other hand, the emerged parts of Piton des Neiges volcano are necessarily issued from a deeper other chamber.

Age of the flank destabilization in Salazie

The presence of a detachment zone near S4 suggests that the top of the magma chamber was at the root of a large flank destabilization (*Famin & Michon,* (2010); *Chaput et al.,* 2014; *Berthod et al.*, (2016). The pile of 50 – 70 sills topping the plutonic rocks (Fig. 3f) have led to the conclusion that the destabilization resulted from repeated transfers of magma departing laterally from the roof of the reservoir. Numerical simulations have confirmed that each new sill activates a small slip movement of the edifice, which incrementally increases the instability of its flank until failure and collapse as a debris avalanche (Cayol et al., 2014; Chaput et al., 2014a). The discordant contacts between the plutonic series and the debris avalanche deposits (Figs 2d and 3f) indicates that the flank did not only collapse but also decapitated the top of the magma chamber (*Berthod et al.*, 2016). This collapse occurred after the roof of the reservoir was already solidified since the plutonic rocks at S1, S2, S3 and S4 show brittle deformation, and not ductile deformation (*Famin et al.*, 2016). Our results suggest that the flank destabilization took place between 2.33 and 2.92 Ma, i.e. during the shield-building stage, considering that the mafic intrusion in the detachement younger that 2.92 Ma (SAL102; *Berthod et al.*, 2016, Figs 16c and 19) and are cross-cut by an intrusion older that 2.33 Ma (SAL48, Figs 16d and 19).

Is the magma chamber tilted?

Considering the strong inclination of their layering and the presence of debris avalanche deposits at their top (Fig. 2 and 3; *Famin & Michon*, 2010), the plutonic rocks at S1, S2, S3 and S4 can be interpreted as transported and/or tilted materials (*Chevallier & Vatin-Perignon*, 1982). In that way, to determine if these plutonic intrusions have been displaced or tilted, we use the palaeomagnetic study and dating.

This is also unlikely since the plutonic rocks at S3 have a palaeomagnetic signature and absolute ages that are consistent with the ancient volcanic units of Piton des Neiges: their polarity is normal, the mean direction is N07.9 – 47.5° for S3 and N010 – 46° for La Montagne, and the ages are 2.11 ± 0.09 Ma for S3 and 2.17 ± 0.06 Ma for La Montagne (Figs 15b and 16; sample 00RU12 in *Quidelleur et al*., 2010).

However, it is pertinent to recall that the palaeomagnetic signature is acquired at 500-580°C (titanomagnetite and magnetite, Fig. 11). In addition, age of 2,11 ± 0.09 Ma are the time elapsed since the rock cooled below 350°C. Hence, any tilting or tanslation couldn't be recorded for a magma chamber temperature up to 580 °C or before 2,11 ± 0.09 Ma in case of sudden cooling of the magmatic chamber, induce by an important destabilisation for example. Moreover, in case of horizontal displacement without tilting, the plaeomagntic signature of S3 will be inchanged. Thus, from these results we cannot determine if these plutonic intrusions have been transposed .

Therefore, based on these results, we propose that the plutonic rocks outcropping at S3 were not tectonically tilted since 2 Ma. We suggest that the three other outcrops (S1, S2 and S4) are also unmoved since their magmatic structures are consistent with those observed at S3.

7. Conclusion

Our multidisciplinary study of the plutonic rocks outcropping in the Mât River brings new insights on the magma system of Piton des Neiges volcano. Combined together, the four outcrops show a reverse sequence of crystallization, with series of dunite and wehrlite layers topping series of olivine gabbro, gabbro and ferrogabbro. We suggest that this sequence correspond to the roof series of a unique, large magma chamber. The dunite and wehrlite layers formed through *in situ* crystallization of stagnant, primitive magmas, as evidenced by the large grain size of their crystals and the absence of foliation and lineation. We suggest that

they represent a tranquil division zone in the reservoir. In contrast, the olivine gabbro, gabbro and ferrogabbro layers define a banded division zone formed from turbulent, differentiated magmas, as evidenced by the presence of overturned folds, turbulent S-R cells, schlierens, and discontinuous layering. The magma activity was concentrated along a NNW-SSE axis preserved in the magmatic and magnetic foliations and reverse faults, suggesting a former vent located at the North of the current summit of Piton des Neiges. Our Ar/Ar dating indicates that the emplacement of the magma chamber is older than 2.33 Ma and the top of the reservoir was partially decapitated by a flank destabilization between 2.33 and 2.92 Ma.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Pierre Belle and Genevieve Lebeau for his participation in the fieldwork and for making thin section, respectively. The Ph.D. fellowship of C. Berthod is funded by Fonds Social Europeen and Region Reunion. This is IPGP contribution XXXX.

TABLES

	Dunite		Wehrlite		Olivine gabbro		Gabbro		Ferrogabbro	
Site	***S1***	***S2***	***S1***	***S2***	***S3***	***S4***	***S3***	***S4***	***S3***	***S4***
Sample	*CB4010414*	*CB2150914*	*SAL206*	*CB1150914*	*CB5230513*	*CB12260513*	*SAL110*	*CB9260513*	*CB16290513*	*CB2260513*
SiO2	36,11	39,49	37,88	38,13	40,67	46,04	46,94	48,00	39,98	40,36
Al2O3	1,14	3,64	1,38	2,67	12,91	10,72	14,57	13,45	12,80	10,93
Fe2O3	10,67	13,64	11,35	11,28	18,02	9,18	8,38	6,03	18,36	18,18
MnO	0,14	0,18	0,15	0,15	0,24	0,14	0,12	0,10	0,25	0,18
MgO	38,99	32,96	41,47	38,41	7,66	16,30	8,96	10,37	6,75	9,22
CaO	1,23	3,07	1,11	1,72	13,50	14,54	16,14	15,47	12,48	14,55
Na2O	0,05	0,27	0,05	0,06	1,67	0,81	1,65	1,75	1,94	1,05
K2O	0,04	0,15	0,04	0,07	0,10	0,11	0,20	0,51	0,11	0,09
TiO2	0,28	0,74	0,18	0,34	4,65	0,70	1,51	0,89	4,93	4,28
P2O5	0,05	0,10	0,04	0,04	0,61	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,80	< L.D.
PF	9,84	4,68	5,19	6,52	0,63	1,17	1,28	2,25	0,37	0,53
Total	98,54	98,91	98,84	99,39	100,64	99,71	99,75	98,82	98,77	99,36

Table 1: Representative whole-rock compositions of samples collected at S1, S2, S3 and S4.

Sample name	Cpx (%)	Plg (%)	Ol (%)	Ox (%)	Amph (%)
Site 1					
CB1010414	40	0	56	4	< 1
CB2010414	15	10	70	5	< 1
CB4010414	5	0	94	1	< 1
Site 2					
gabamont2	0	0	100	0	< 1
gabamont1	30	0	70	0	< 1
CB1230513	25	8	65	2	< 1
CB2230513	34	4	60	2	< 1
CB4230513	25	0	75	1	< 1
CB1	5	0	80	5	10
CB26	0	0	98	2	< 1
CB36	0	0	99	2	< 1
Site 3					
CB15290513	80	20	0	0	< 1
CB16290513	40	35	0	25	< 1
CB17290513	45	35	0	20	< 1
CB18290513	35	40	0	25	< 1
CB61	40	20	35	5	< 1
CB57	20	79	0	1	< 1
SAL110	45	55	0	2	< 1
SAL111	50	35	15	0	< 1
CB5230513	25	40	15	20	< 1
CB6230513	40	50	0	10	< 1
CB7230513	60	40	0	< 1	< 1
Site 4					
CB1290513	33	5	55	7	< 1
CB2290513	50	43	0	7	< 1
CB3290513	50	15	34	1	< 1
CB14260513	45	35	15	1	< 1
CB13260513	49	40	10	1	< 1
CB12260513	50	35	15	0	< 1
CB11260513	55	42	2	3	< 1
CB10260513	50	15	35	0,5	< 1
CB9260513	60	40	0	1	< 1
CB8260513	40	25	34	1	< 1
CB5260513	40	50	10	1	< 1
CB4260513	40	45	15	0	< 1
CB3b260513	40	15	45	1	< 1
CB3a260513	45	35	25	0	< 1
CB2260513	40	55	0	5	< 1
CB1260513	30	45	0	25	< 1
CB105	55	45	0	1	< 1
CB100	47	40	10	0	< 1
CB99	47	30	20	0	< 1

Table 2: Modal composition of S1, S2, S3 and S4 samples

	Dunite		Wehrlite			Olivine gabbro	
Site	***S1***	***S2***	***S1***	***S2***	***S4***	***S3***	***S4***
Sample	*CB4010414*	*Gabamont2*	*CB1010414*	*CB1230513*	*CB3B260513*	*CB55*	*CB1290513*
SiO2	40,04	40,48	39,46	39,55	38,97	38,31	39,12
TiO2	0,01	0,06	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,04	0,03	0,01	0,04	0,02	0,04	0,03
Cr2O3	0,04	0,00	0,04	0,04	0,03	0,01	0,04
Fe2O3							
FeO	11,48	11,13	14,43	14,82	19,50	22,11	20,70
MnO	0,26	0,16	0,18	0,25	0,33	0,34	0,29
MgO	47,72	46,90	44,80	43,95	40,71	38,51	39,37
CaO	0,15	0,22	0,08	0,27	0,04	0,06	0,04
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	-	0,41	-	0,33	0,23	-	0,20
Total	99,74	99,38	99,07	99,28	99,84	99,38	99,80
Fo (%)	87,94	87,96	84,60	83,78	78,76	75,57	77,10

Table 3: Representative compositions for olivine

	Wehrlite		Olivine gabbro		Gabbro		Ferrogabbro		Anorthosite
Site	***S1***	***S2***	***S3***	***S4***	***S3***	***S4***	***S3***	***S4***	***S3***
Sample	*CB1010414*	*CB1230513*	*SAL111*	*CB12260513*	*SAL110*	*CB1290513*	*CB55*	*CB1290513*	*CB57*
SiO2	51,19	51,80	50,84	50,32	50,69	51,73	51,87	51,38	50,73
TiO2	1,12	0,90	1,40	1,32	1,42	0,92	0,68	0,59	1,49
Al2O3	3,58	2,55	3,28	3,77	2,76	2,39	1,78	2,03	3,27
Cr2O3	1,05	0,57	0,24	0,48	0,08	0,09	0,00	0,04	0,37
Fe2O3									
FeO	4,26	5,93	6,79	6,80	7,29	7,76	9,36	9,11	7,00
MnO	0,14	0,14	0,15	0,12	0,19	0,23	0,34	0,30	0,12
MgO	16,34	16,25	15,25	14,98	14,64	14,96	14,55	15,12	14,99
CaO	21,88	21,12	21,58	21,57	21,74	21,49	20,91	20,55	22,08
Na2O	0,29	0,21	0,30	0,37	0,38	0,35	0,36	0,34	0,38
K2O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00
NiO		0,04	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00	0,02	
Total	99,85	99,51	99,85	99,79	99,23	99,93	99,87	99,51	100,42
Xwo (%)	45,53	43,58	44,76	45,10	45,34	44,27	42,91	41,99	45,53
Xen (%)	47,32	46,64	44,01	43,59	42,48	42,87	41,55	43,00	43,01
XFs (%)	6,92	9,55	10,99	11,10	11,86	12,47	14,99	14,53	11,26
Mg # (%)	87,24	83,01	80,02	79,70	78,17	77,46	73,49	74,74	79,25

Table 4: Representative compositions for clinopyroxene

	Wehrlite		Olivine gabbro		Gabbro		Ferrogabbro		Anorthosite
Site	***S1***	***S2***	***S3***	***S4***	***S3***	***S4***	***S3***	***S4***	***S3***
Sample	*CB1010414*	*CB1230513*	*SAL111*	*CB12260513*	*SAL110*	*CB2290513*	*CB16290513*	*CB1260513*	*CB57*
SiO2	48,41	54,04	48,88	48,17	50,57	51,87	54,40	54,08	48,28
TiO2	0,05	0,11	0,08	0,08	0,00	0,05	0,02	0,09	0,12
Al2O3	31,90	27,73	32,17	32,43	30,51	30,09	28,67	28,34	32,22
Cr2O3	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00
Fe2O3									
FeO	0,37	0,73	0,43	0,38	0,43	0,35	0,33	0,54	0,46
MnO	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
MgO	0,06	0,12	0,04	0,05	0,04	0,01	0,02	0,03	0,03
CaO	15,52	11,62	15,54	16,12	14,14	13,39	11,27	11,64	16,40
BaO									
Na2O	2,48	4,68	2,61	2,35	3,43	3,80	4,90	5,00	2,29
K2O	0,13	0,29	0,11	0,13	0,15	0,17	0,26	0,22	0,12
Total	98,95	99,83	99,87	99,79	99,27	99,79	99,92	99,96	99,96
An (%)	76,99	56,84	76,22	78,52	68,88	65,41	55,15	55,55	79,25

Table 5: Representative compositions for plagioclase

	Dunite		Wehrlite		Olivine gabbro			
Site	***S1***	***S2***	***S1***	***S2***	***S3***	***S3***	***S4***	***S4***
Sample	*CB4010414*	*CB36*	*CB1010414*	*CB1230513*	*SAL111*	*SAL111*	*CB13260513*	*CB13260513*
SiO2	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,00
TiO2	6,27	1,09	1,88	2,46	7,18	48,14	7,26	50,23
Al2O3	8,77	16,35	11,51	13,21	4,23	0,06	3,64	0,09
Cr2O3	39,30	45,24	35,23	41,98	8,17	0,65	4,50	0,19
FeO	34,11	24,64	41,70	30,51	69,88	42,72	76,64	45,49
MnO	0,33	0,25	0,40	0,24	0,25	0,56	0,29	0,91
MgO	8,79	10,61	5,73	10,10	2,84	4,83	1,53	1,41
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00
Na2O	0,00	0,06	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
K2O	0,03	-	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
NiO	-	-	-	0,23	0,11	0,10	0,13	0,07
Total	97,60	98,25	96,49	98,77	92,72	97,50	94,03	98,39
Mg # (%)	31,46	43,42	19,66	37,12	6,76	16,79	3,44	5,20

	Gabbro				Ferrogabbro				Anorthosite	
Site	S3	S3	S4	S4	S3	S3	S4	S4	S3	S3
Sample	*SAL110*	*SAL110*	*CB2290513*	*CB2290513*	*CB16290513*	*CB16290513*	*CB1260513*	*CB1260513*	*CB57*	*CB57*
SiO2	0,04	0,04	0,09	0,00	0,07	0,01	0,05	0,00	0,0	0,05
TiO2	9,90	46,68	8,49	48,64	13,99	47,48	11,71	48,05	12,3	48,43
Al2O3	4,00	0,14	3,12	0,09	2,27	0,13	2,26	0,30	2,6	0,03
Cr2O3	2,31	0,26	0,45	0,10	0,06	0,06	0,10	0,00	1,8	0,10
FeO	75,57	48,86	78,50	47,50	76,40	49,58	75,94	48,10	76,9	48,42
MnO	0,32	1,22	0,39	0,88	0,50	1,09	0,50	1,42	0,4	1,59
MgO	0,80	0,34	0,28	0,96	0,30	0,24	0,17	0,16	0,2	0,15
CaO	0,08	0,28	0,19	0,04	0,16	0,04	0,11	0,06	0,1	0,21
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,0	0,02
K2O	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,0	0,02
NiO	0,15	0,01	0,03	0,00	0,00	0,04	0,10	0,00	-	-
Total	93,19	97,83	91,55	98,23	93,76	98,70	90,95	98,09	94,4	99,02
Mg # (%)	1,85	1,22	0,62	3,47	0,70	0,87	0,40	0,59	0,39	0,55

Table 6: Representative compositions for oxides

Sample	$(Fe/Mg)_{cpx}$	$(Fe/Mg)_{ol}$	$K_D^{(ol/Aug)}$	T (°C)
Site 1				
cb1010414	0,129	0,177	1,371	1165
cb4010414	0,060	0,134	2,230	965
Site 2				
CB4230513	0,178	0,171	0,960	1275
CB2230513	0,182	0,160	0,880	1278
CB1230513	0,203	0,175	0,861	1279
cb1	0,103	0,157	1,526	1130
Site 3				
SAL111	0,199	0,315	1,584	1118
cb55	0,192	0,320	1,665	1100
Site 4				
CB1290513	0,185	0,304	1,646	1105
CB3290513	0,185	0,299	1,615	1110
CB12260513	0,180	0,305	1,693	1095
CB13260513	0,214	0,360	1,684	1093
CB8260513	0,170	0,328	1,926	1039
CB6260513	0,196	0,358	1,824	1062
CB5260513	0,221	0,353	1,596	1116
CB4260513	0,222	0,361	1,624	1109
CB3B260513	0,163	0,272	1,671	1098
CB3A260513	0,209	0,335	1,602	1113
CB100	0,223	0,370	1,661	1115
cb99	0,227	0,396	1,741	1081

Table 7: Crystallization temperatures of magma calculated with the olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer of Loucks (1996).

	CB18290513	*CB18290513*	*CB18290513*	*CB18290513*	*CB18290513*	*CB18290513*	*CB530513*	*CB530513*	*CB3290513*	*CB3290513*
	pt3	*pt4*	*pt8*	*pt9*	*pt11*	*pt12*	*pt2*	*pt3*	*pt25*	*pt26*
	Magnetite	**Ilmenite**	**Magnetite**	**Ilmenite**	**Magnetite**	**Ilmenite**	**Magnetite**	**Ilmenite**	**Magnetite**	**Ilmenite**
SiO2	0.33	0.176366	0.04	0.02	0.05	0.004	0.2	0.02	0.01	0.01
TiO2	10.02	45.85	8.37	45.07	10.36	45.51	11.4	49.66	6.32	51.45
Al2O3	2.06	0.01319	4.55	0.1	2.65	0.11	3.6	0.11	4.66	0.05
FeO(T)	79.61	50.87	77.15	49.06	79.55	49.91	78.07	47.71	71.99	44.81
MnO	0.45	1.27	0.3	0.7	0.4	1.01	0.3	1.4	0.25	0.74
MgO	0.26	0.13	1.96	3.2	0.52	0.377	0.28	0.16	2.39	2.5
CaO	0.008478	0.13	0.2	0.1	0.08	0.06	0.01	0.18	0,00	0.01
Cr2O3	0.06	0,00	0.1	0,00	0.01	0,00	0.05	0.06	8.9	0.33
ZnO	0,00	0.035481	0,00	0.035481	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V2O3	0.025361	0.047725	0,00	0.047725	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0.00753	0.004845	0,00	0.004845	0,00	0,00	0.02	0.03	0.29	0.02
log10 fO2	-13.0288830185217		-12.1722738548048		-13.0642394077842		-16.9807575412403		-19.3291548026888	
T (°C)	830.054424423161		847.207804361043		830.761013656757		722.490984163903		651.957275796054	

Table 8: Representative compositions of magnetite and ilmenite in gabbro samples of S3 and S4, and related fO2 and T °C calculated.

Sample name	Km	Pj (dimensionless)	T (dimensionless)	K1 (Dip direction/Dip)	K3 (Dip direction/Dip)
Site 1					
1	21820,4136	1,177	0,493	188,7 / 35,2	152,1 / 48,7
2	24104,371	1,141	0,008	178,5 / 32,7	213 / 51,9
3	17184,1463	1,145	0,618	198,3 / 31	157,9 / 51,7
4	16885,139	1,151	0,326	193,1 / 35,3	164,9 / 51,2
5	16500,7409	1,155	0,710	203,7 / 29	153,6 / 49,2
6	19410,5793	1,114	-0,659	187,8 / 44,2	204,6 / 44,6
7	24105,6745	1,103	-0,614	186,7 / 35,8	150,2 / 48,1
8	17468,7356	1,158	0,437	190,2 / 35,2	149,6 / 47,1
9	29745,0993	1,092	-0,072	177 / 30,4	227,6 / 47
10	17138,7975	1,150	0,457	189,5 / 36,3	156,1 / 48,6
Site 2					
CB1A	24325,53	1,071	0,250	360 / 42,4	209,8 / 43,6
CB1B	26189,76	1,057	0,105	12,8 / 32,4	243,1 / 45,2
CB2A	25441,87	1,127	0,212	348,8 / 40,1	150,6 / 48,5
CB2B	24524,9	1,115	0,407	32,6 / 35,3	215,3 / 54,7
CB1B	26170,3	1,057	0,114	14 / 35,7	229,7 / 48,5
CB2A	25425,92	1,126	0,237	32,9 / 40,3	216,5 / 49,6
CB2C	23373,5	1,127	0,575	43,6 / 28	204,7 / 60,7
CB3A	28022,67	1,081	-0,350	61,8 / 47,1	217,9 / 40,4
CB3B	27832,48	1,097	0,083	65,2 / 43,8	215,8 / 42,2
CB3C	30915,87	1,136	0,472	71,8 / 45,6	210,7 / 36,4
CB4A	23930,69	1,066	-0,191	38,3 / 52,2	232,9 / 36,9
CB4B	22894,9	1,076	0,098	67,7 / 44	231,8 / 44,9
CB4C	24924,41	1,063	0,304	70,4 / 45,7	229,8 / 42,4
CB5A	62153,07	1,027	-0,502	31 / 46,7	128,4 / 6,9
CB5B	67466,18	1,024	-0,761	30,6 / 45	179 / 40,4
CB6A	44840,52	1,030	0,004	63,3 / 48,3	304,3 / 23,4
CB7A	66407,98	1,024	0,267	85,2 / 43,9	285,8 / 44,2
CB7B	67435,25	1,021	-0,010	80,1 / 27,5	277,4 / 61,4
CB8	34235,45	1,061	-0,462	306,8 / 41,7	135,5 / 48
CB9A	94118,77	1,080	0,874	84,5 / 67	318,8 / 13,9
CB9B	94856,84	1,086	0,899	58,9 / 35,2	321,4 / 10,5
CB10A	83674,92	1,048	0,311	61,4 / 56,8	294,8 / 21,3
CB10B	81931,24	1,055	0,505	69,8 / 57,3	295,3 / 24,3
CB11A	76754,25	1,040	0,403	57,7 / 47	298,7 / 24,3
CB11B	78859,3	1,042	0,604	71 / 53,1	296,8 / 27,7
CB12	48034,97	1,058	0,485	206 / 27,9	310 / 24,6
CB13	117522,3	1,049	0,809	236,6 / 3,1	327 / 7,4
CB14A	22551,26	1,117	-0,001	35,7 / 57,7	211,4 / 32,3
CB14B	22865,16	1,112	0,287	46,1 / 40,9	232,4 / 48,9
CB15A	105784,1	1,035	0,598	183,8 / 24,6	297,2 / 41
CB15B	105301,8	1,037	0,164	166,7 / 47,1	284 / 23,1
CB15C	112909,8	1,046	0,513	97,6 / 51,7	309,2 / 34
CB16	117553,1	1,075	0,482	215,7 / 35,1	322,2 / 22
CB17	130328,1	1,045	0,181	193,7 / 49,7	330,7 / 31,8
CB18	113570,3	1,069	0,777	66,9 / 44,2	299,3 / 32,1
CB19B	108409,6	1,063	0,291	92,6 / 55,8	292,1 / 32,7
CB19A	108728,4	1,057	0,350	89,5 / 54,6	297 / 32,2
CB19C	111029,9	1,066	0,612	104,3 / 53,2	291,3 / 36,6
CB20A	94680,46	1,066	0,342	21 / 57	222,2 / 31,2
CB20B	83099,41	1,047	-0,217	55 / 37,3	243,1 / 52,4
CB20C	84588,56	1,052	-0,285	65,6 / 34,3	268,8 / 53,4

Sample name	Km	Pj (dimensionless)	T (dimensionless)	K1 (Dip direction/Dip)	K3 (Dip direction/Dip)
Site 2					
CB21A	92354,73	1,062	-0,072	63,9 / 48,6	315,6 / 15,5
CB21B	91395,68	1,064	-0,513	67,6 / 52,7	270,1 / 35,1
CB21C	99679,62	1,069	0,706	70,4 / 53,6	246,4 / 36,3
CB22A	101115,2	1,073	0,915	142,8 / 49,5	278,9 / 31,6
CB22B	99789,34	1,093	0,835	103,5 / 52,9	279,8 / 37
CB23A	110256,6	1,105	0,689	182,4 / 38,9	276,5 / 5
CB23B	107699,6	1,093	0,800	12,5 / 14,6	280,4 / 8
CB23C	105235,2	1,074	0,586	17,8 / 13,5	284,6 / 12,9
CB24A	101553,8	1,078	0,739	38,4 / 6,4	306,1 / 20,1
CB24B	103500	1,077	0,967	69,3 / 53,4	312,6 / 18,5
CB24C	102193,6	1,070	0,651	217,7 / 14,3	315,4 / 27,6
CB25	21155,93	1,041	0,551	108,7 / 59,5	280,5 / 30,2
CB26A	117996,2	1,087	-0,184	202,3 / 31,9	315,8 / 32,7
CB26B	113801,9	1,087	-0,529	201,8 / 40,9	321,7 / 30
CB26C	115261,8	1,079	-0,280	209,7 / 31,7	318,9 / 28,1
CB27	118808,2	1,042	-0,098	225,7 / 0,3	315,8 / 13,9
CB28	235,1324	1,008	-0,179	217,5 / 4,7	122,4 / 48
CB29	176,82	1,016	-0,154	51,8 / 23,5	318,1 / 8,4
CB30	265,8869	1,010	-0,490	256,8 / 51,5	155,9 / 8,6
CB31A	26465,32	1,008	-0,208	226,3 / 30,6	319,3 / 5
CB31B	26530,44	1,011	0,367	64,7 / 14,1	324,7 / 34,7
CB31C	32155,85	1,011	-0,656	30,1 / 10,8	288,5 / 46,5
CB32A	88393,19	1,039	-0,481	65,8 / 55,6	260,1 / 33,5
CB32B	108558,7	1,036	-0,080	63,7 / 47,4	255,2 / 42
CB33A	111175,5	1,054	0,891	160,2 / 69,4	322,1 / 19,7
CB33B	115556,6	1,053	0,559	189,7 / 67,8	323,6 / 15,8
CB34A	120086,6	1,039	0,677	186,2 / 40,8	286,5 / 11,7
CB34B	121626,5	1,037	0,774	31,7 / 6,5	299,6 / 17,8
CB35A	72376,41	1,067	0,368	193,6 / 36,2	321,4 / 40
CB35B	73265,65	1,062	0,227	197,7 / 34,5	321,8 / 39,3
CB36	76511,84	1,043	-0,299	183,9 / 40,4	322,2 / 41,3
Site 3					
CB37	24812,29	1,028	0,201	165,9 / 45,5	322,1 / 41,9
CB38A	27697,67	1,028	-0,096	180,9 / 39,2	324,2 / 44,5
CB38B	21176,91	1,039	0,689	189,9 / 32,9	329 / 49,4
CB39A	30907,25	1,075	0,319	164,2 / 52,2	306,4 / 31,5
CB39B	49283,32	1,065	0,298	142,1 / 59,1	316,5 / 30,8
CB40	33474,84	1,041	-0,507	190,9 / 5,7	289,6 / 56,4
CB41A	6646,592	1,015	0,172	16,2 / 29,2	255,3 / 42,6
CB41B	6309,824	1,016	0,009	16,1 / 22,8	260,6 / 45,8
CB41C	6109,242	1,015	-0,438	20,9 / 25,9	266,1 / 40,8
CB42A	45591,67	1,066	0,321	254 / 0,7	163,7 / 29
CB42B	40294,03	1,042	0,203	2,8 / 49,6	169,6 / 39,7
CB43A	130488,2	1,075	0,439	312,7 / 16,1	179,5 / 67,2
CB43B	130514,4	1,092	0,455	318,1 / 13,8	179 / 72
CB44A	71194,17	1,062	0,490	43,1 / 24,4	296,1 / 32,8
CB44B	97289,93	1,069	-0,135	29,3 / 15,6	119,7 / 1,7
CB45A	2699,831	1,039	0,250	205,2 / 11,7	309,3 / 49,7
CB45B	11141,56	1,014	-0,357	13,1 / 27,2	108,5 / 10,2

Sample name	Km	Pj (dimensionless)	T (dimensionless)	K1 (Dip direction/Dip)	K3 (Dip direction/Dip)
CB45C	15115,01	1,019	0,292	190,2 / 12,9	282,4 / 9,6
CB46	1613,44	1,066	-0,493	197,6 / 8	299,9 / 56,5
CB47A	88903,86	1,043	-0,088	355,3 / 21,3	236,5 / 51,1
CB47B	91839,07	1,042	-0,021	3,9 / 30,5	226,8 / 51,2
CB48	62827,81	1,053	0,018	345,4 / 20	201,6 / 65,7
CB49A	14066,41	1,037	0,727	96,3 / 53,9	299,1 / 33,9
CB49B	21901,49	1,024	0,524	40,8 / 40,5	290,9 / 21,8
CB50	7051,142	1,086	0,911	202,3 / 16,8	313,7 / 50,4
CB51A	7542,327	1,025	-0,209	216,5 / 14,7	13,6 / 74,1
CB51B	7505,289	1,028	0,021	203,4 / 13,3	352,9 / 74,7
CB52A	16380,6	1,025	0,549	69,5 / 17,2	324,3 / 40,2
CB52B	18803,32	1,030	0,560	74,2 / 15,9	328,9 / 42,8
CB53A	8719,411	1,034	-0,246	172,3 / 52,7	285,6 / 16,8
CB53B	9478,655	1,039	0,162	167,7 / 57	318,7 / 29,6
CB54A	6962,783	1,039	-0,718	166,6 / 40,6	343,5 / 49,3
CB54B	5689,949	1,022	-0,218	156,6 / 43,9	339,9 / 46
CB55A	6654,45	1,044	-0,169	161,1 / 38	299,9 / 44
CB55B	6830,727	1,041	-0,143	156,3 / 38,2	311,3 / 49,1
CB56	1087,653	1,104	0,801	103,9 / 24,9	357,8 / 30,8
CB57A	1295,919	1,058	0,760	270,2 / 1,8	1,9 / 42,9
CB57B	884,8185	1,063	0,614	112,6 / 15,2	9 / 40,8
CB58	25914,49	1,039	0,312	231,4 / 47,8	331,7 / 9,2
CB59	24865,19	1,036	0,152	191,1 / 67,5	309,3 / 11,1
CB60	7225,956	1,021	0,747	132,6 / 53,6	308,4 / 36,4
CB61A	26777,56	1,055	0,041	63,6 / 65,2	333,2 / 0,2
CB61B	28154,54	1,061	0,157	58,4 / 62	154,1 / 3
Site 4					
CB74A	51610,91	1,036	0,201	256,3 / 1,5	346,8 / 17,8
CB74B	47838,84	1,052	-0,552	256,4 / 16,9	350,9 / 14,6
CB75A	91382,55	1,104	0,416	281,3 / 23,8	182,3 / 19,6
CB75B	100824,7	1,145	0,336	278,2 / 43	179,2 / 9,6
CB76A	28971,94	1,108	0,067	331 / 1,5	240,6 / 14,4
CB76B	21361,52	1,121	-0,012	150,9 / 5	242,3 / 15
CB77A	64091,9	1,015	0,350	294,3 / 0,5	204,1 / 17,8
CB77B	63860,82	1,016	0,133	309 / 42,5	39,7 / 0,8
CB78A	93893,83	1,050	0,569	123,1 / 39,3	9,7 / 25,9
CB78B	70352,53	1,028	0,491	125 / 52,9	21,4 / 10,1
CB79A	50461,3	1,040	-0,979	222,4 / 73,9	82,5 / 12,4
CB79B	41426,05	1,043	-0,650	200,1 / 67,1	43,4 / 21,2
CB80	51615,74	1,045	-0,729	215,1 / 68,9	350,5 / 15,4
CB81A	142479	1,108	0,771	343 / 38,3	199,5 / 45,5
CB81B	175551,3	1,069	0,601	276,6 / 1,4	185 / 47,7
CB82A	26673	1,149	0,094	260,8 / 31,1	1,3 / 16,8
CB82B	16410,36	1,132	0,055	267,9 / 36,3	7,2 / 12,5
CB83	42881,75	1,138	0,569	357,7 / 33,9	215,6 / 49,6
CB84	36316,39	1,051	0,269	310,8 / 75	190,3 / 7,8
CB86A	13717,97	1,120	0,178	257,5 / 10,9	359,7 / 47,8
CB86B	13491,26	1,109	-0,038	252,5 / 12,3	353,5 / 41,3
CB87A	110386,2	1,053	-0,305	111 / 7,2	319,1 / 81,8
CB87B	99649,83	1,088	0,378	103,5 / 5,7	350,5 / 75,6

Sample name	Km	Pj (dimensionless)	T (dimensionless)	K1 (Dip direction/Dip)	K3 (Dip direction/Dip)
CB88	70304,45	1,047	-0,210	243,4 / 46	16,3 / 33,3
CB89A	49053,43	1,102	0,388	126,2 / 38,1	6,1 / 32,6
CB89B	46088,51	1,053	0,308	138,1 / 54,8	7,7 / 24,6
CB90A	38993,41	1,169	0,527	90,7 / 1,8	358,5 / 49,8
CB90B	37063,29	1,163	0,543	257,8 / 3,3	351,8 / 50,2
CB91A	35627,52	1,081	0,342	163,9 / 54,5	358,8 / 34,6
CB91B	31103,24	1,087	0,064	172,4 / 67,7	0,5 / 22,1
CB92A	67313,64	1,051	0,694	124,6 / 22,4	359,5 / 54,4
CB92B	71357,38	1,055	0,272	130,1 / 27,3	2,4 / 49,9
CB93A	41225,04	1,068	0,001	262,8 / 29,7	2,4 / 16,3
CB93B	37359,54	1,061	-0,193	257,3 / 32,8	8 / 28,6
CB94A	6614,12	1,019	-0,412	12,4 / 43,8	278,6 / 3,9
CB94B	3847,192	1,028	0,831	178,9 / 12,6	271,5 / 11,2
CB94C	2944,653	1,027	0,386	185,6 / 17,9	94,9 / 2,3
CB95A	27745,22	1,156	0,521	249,8 / 10,7	357,3 / 57,9
CB95B	28649,92	1,168	0,356	262,4 / 7,9	6,3 / 60
CB96A	6709,343	1,017	-0,063	247,4 / 18	342,5 / 15,3
CB96B	5610,407	1,012	-0,334	266,4 / 18,4	49 / 67,3
CB97A	4673,054	1,015	0,089	252,4 / 42,1	23,8 / 36,2
CB97B	5116,397	1,020	0,247	241 / 47,2	64,4 / 42,7
CB73B	72263,62	1,051	0,733	148,4 / 54,7	357,3 / 31,8
CB73A	84737,05	1,050	0,398	102,8 / 16,5	357,2 / 42,3
CB72B	10673,85	1,036	-0,171	243,3 / 25,7	68,6 / 64,2
CB72A	9588,164	1,029	-0,605	240 / 30,1	74,8 / 59,1
CB71B	49399,77	1,025	-0,736	97,2 / 9	192,4 / 30,1
CB71A	53408,45	1,045	0,198	267 / 20,3	359,8 / 7,6
CB70B	52111,16	1,106	0,235	99,7 / 5,7	6 / 33,4
CB70A	56341,76	1,092	0,016	270,4 / 7	6,4 / 40,7
CB69B	16192,37	1,020	0,639	261,2 / 50,5	165 / 5
CB69A	17738,53	1,032	0,401	272,8 / 30,4	178,3 / 7,5
CB68B	9643,627	1,044	-0,436	239 / 15,9	116 / 62,4
CB68A	8354,85	1,035	-0,176	14,5 / 40,6	129,4 / 26,1
CB67	24262,67	1,024	-0,580	101,8 / 15,1	201,7 / 32,7
CB66	48523,06	1,128	0,505	108 / 12,3	326,2 / 74,5
CB65	20272,03	1,058	0,373	35,7 / 55,9	181,5 / 29,2
CB64	58808,96	1,149	0,609	32,2 / 31,5	195,8 / 57,4
CB63B	13921,88	1,043	-0,083	251,1 / 9,6	129,3 / 72,2
CB63A	10534,78	1,029	0,055	69 / 2,4	168,7 / 76,1
CB62A	171531,7	1,063	0,801	16,4 / 31,7	232 / 52,8
CB62B	119304	1,082	0,366	99,9 / 21,8	277,9 / 68,2
CB98	5416,017	1,016	-0,037	15,8 / 16,6	184,7 / 73,1
CB99A	28450,83	1,070	0,181	244,3 / 37,7	150 / 5,5
CB99B	6992,065	1,028	0,263	317,5 / 76,6	97,1 / 10,3
CB100A	13816,2	1,041	0,431	307,7 / 72,3	192,9 / 7,6
CB100B	12707,16	1,044	0,018	305,3 / 65,1	198,5 / 7,6
CB101	58014,97	1,045	-0,647	329,1 / 49,6	220,8 / 15
CB102	19741,16	1,118	0,336	225,3 / 15	334,2 / 50,4
CB103	65034,57	1,107	0,193	111,8 / 6,9	245,1 / 80
CB104	3244,495	1,072	0,088	212,4 / 39,5	356,7 / 44,6
CB105A	5890,437	1,032	-0,033	180,6 / 41,5	7 / 48,3
CB105B	4806,688	1,035	-0,711	198,3 / 46,5	39,1 / 41,5
CB106	60110,57	1,039	0,454	7,3 / 55,9	191,9 / 34
CB107	18651,57	1,014	0,696	114 / 48,4	21 / 2,7

Table 9: AMS data / parameters

Sample	N	Dec (°)	Inc (°)	α95	Polarity
Site 2					
CB2C	14	197.6	60.4	2.0	R
CB3C	14	230.6	46.0	2.2	R
CB4C	11	213.2	74.9	5.2	R
CB5B	17	180.2	24.0	1.5	R
CB8A	12	200.4	45.1	3.4	R
CB9A	12	208.6	28.3	2.8	R
CB9B	12	208.7	31.0	1.4	R
CB10B	12	171.3	21.6	1.0	R
CB11B	15	192.2	15.1	3.5	R
CB22B	13	213.6	34.7	1.5	R
CB23C	9	157.2	43.9	2.4	R
CB24C	6	200.4	74.6	2.5	R
CB31C	7	202.9	19.4	.7	R
CB32B	15	185.1	56.6	1.4	R
CB33B	6	217.2	31.4	3.6	R
CB34B	9	206.5	32.5	1.8	R
Site 3					
CB49B	6	338.0	1.0	4.7	N
CB51B	5	4.8	-62.7	.6	N
CB52B	7	1.0	-57.9	5.5	N
CB53B	4	45.8	-84.3	3.6	N
CB54B	6	317.5	-43.4	.5	N
CB55B	6	25.2	-25.6	3.9	N
CB57B	11	28.1	-40.5	1.8	N
CB58A	8	.1	-8.7	1.9	N
CB59A	9	58.0	-41.1	3.0	N
CB60A	4	339.3	48.1	4.2	R
CB61A	20	7.9	-27.7	2.0	N
Site 4					
CB62B	11	207.3	30.5	1.3	R
CB63B	11	17.5	-25.9	2.9	N

Sample	N	Dec (°)	Inc (°)	α95	Polarity
Site 4					
CB64A	11	157.5	-23.4	1.7	R
CB65A	3	211.4	1.8	8.7	R
CB66A	8	313.7	-44.2	3.4	N
CB69B	8	3.6	-8.6	5.2	N
CB70B	7	26.0	-31.8	6.8	N
CB71A	10	209.7	31.3	1.6	R
CB72B	20	153.0	-64.3	2.2	N
CB68B	19	11.8	-27.2	2.1	N
CB99B	3	261.8	55.3	3.1	R
CB101A	7	105.8	-77.8	2.1	N
CB102A	4	143.9	43.7	3.1	R
CB103A	6	335.2	-17.5	7.2	N
CB104A	5	231.3	27.9	3.5	R
CB105B	18	297.1	-4.5	2.3	N
CB106A	8	257.3	-76.5	2.3	N
CB107A	7	8.9	-36.3	2.4	N
CB74B	5	240.5	24.3	2.4	R
CB75B	7	211.6	40.1	1.4	R
CB77B	6	196.4	-12.6	1.7	R
CB79B	3	338.2	1.5	2.4	N
CB80B	4	349.9	-29.9	1.2	N
CB82B	9	225.1	49.9	2.1	R
CB86B	4	329.4	-81.0	2.4	N
CB87B	7	207.2	40.3	4.3	R
CB92A	3	122.2	43.4	2.8	R
CB93	5	191.8	19.3	2.2	R
CB94B	9	201.3	-58.8	3.5	N
CB95B	3	167.4	-19.8	6.7	R
CB96B	3	64.1	-48.7	4.5	N
CB97B	5	68.1	-29.5	1.9	N
CB106-6B	20	213.1	21.1	2.9	R
CB106-8B	5	20.9	-32.0	3.5	N
CB106-11	3	356.1	-38.5	3.1	N

Table 10: Palaeomagnetic directions. n: number of samples measured; Dec: declination, in degrees; Inc: inclination, in degrees; α95: radius of the 95 confidence cone from Fisher's statistics (Fisher 1953). Polarity: N=normal, R=reverse.

									Age plateau				Age isochron				Preferred age	Remark
	Sample	*Rock type*	*Site*	*N coord.*	*E coord.*	*J value*	*N*	*K/Ca*	*^{39}Ar (%)*	*Age*	*Error (2σ)*	*MSWD*	*Age*	*Error (2σ)*	*MSWD*	*$^{40}Ar/^{36}Ar$*	*Age (Ma)*	
SAL48	Aliquot 1	Basalt	2-3	343567	7670290	0,0042317 ± 0,00000762	22	0,28	75,85	2,15	0,09	1,33	2,85	0,52	1,91	331,2 ± 20,5	2,85 ± 0,52	2,33 Ma Minimum age of the destabilization
	Aliquot 2						15	0,26	74,46	1,99	0,13	5,30	-	-	-	-		
SAL102	Aliquot 1	Basalt	4	344290	767144	0,00271300 ± 0,00002713	8	0,25	100,00	2,19	0,44	0,09						
	Aliquot 2						9	0,25	100,00	2,55	0,36	0,22	2,07	0,85	0,14	299, 7 ± 9,5	2,07 ± 0,85	2,92 Ma Maximum age of the destabilization
	Aliquot 3						8	0	95,59	2,39	0,55	0,18						
SAL111	Aliquot 1	Olivine gabbro	3	343621	7670791	0,0042317 ± 0,00000762	21	1,52	94,46	2,21	0,03	1,36	2,11	0,09	1,15	307,1 ± 9,9	2,11 ± 0,09	Minimum age of S3
SAL1	Aliquot 1	Microgabbro	4	344105	7670824	0,00271300 ± 0,00002713	8	0,63	83,50	3,31	0,81	1,48	2,49	0,95	0,89	319,5 ± 23,4	2,49 ± 0,95	Minimum age of S4

Table 11: Results for $^{40}Ar/^{39}Ar$ age dating.

Chapitre 5 *:*

Injections magmatiques, altération hydrothermale et déformation localisées dans un détachement volcanique (Piton des Neiges, La Réunion)

Ce chapitre, écrit sous la forme d'un article publié dans la revue «Journal of Geodynamics», présente une étude portant sur le rôle de l'altération hydrothermale sur la stabilité d'un volcan bouclier, le Piton des Neiges.

Présentation de l'article

Objectifs

Le corps plutonique le plus au Nord de notre zone d'étude est affecté par un détachement injecté d'intrusions magmatiques et caractérisé par une altération hydrothermale dans le faciès schiste vert. Lors de l'étude de ce détachement, *Famin & Michon* (2010) ont proposé la coexistence d'une déformation co-intrusive lors de la mise en place des sills et une déformation inter-intrusive liée à l'altération hydrothermale des roches. Ces deux processus contribuent au fluage du Piton des Neiges vers le Nord. L'altération hydrothermale et la déformation ductile induite seraient donc des processus clefs dans la déstabilisation de l'édifice.

Ce chapitre est consacré à l'étude plus détaillée de ce détachement et des formations à proximité de cette zone afin d'établir les liens éventuels entre l'activité magmatique, l'altération hydrothermale et la déformation. Dans ce travail, une étude pétrologique a été réalisée dans le but d'obtenir la chronologie relative entre la déformation et l'altération hydrothermale dans le détachement. Elle a été complétée par une étude géochimique afin de comparer les compositions des roches altérées avec leur protolithes sains et pour réaliser une estimation de la température de déformation en utilisant comme géothermomètre les substitutions Al – Si dans les chlorites.

Principaux résultats et interprétations

1) De par l'absence de déformation plastique et notamment la présence d'une déformation fragile des minéraux primaires à proximité et dans le détachement, notre étude pétrologique indique une déformation à basse température du corps plutonique. Les intrusions magmatiques se sont donc

mises en place dans une zone de rupture fragile localisée soit entre un corps plutonique refroidi et un encaissant aujourd'hui remobilisé, soit au sein du corps plutonique.

2) Une déformation ductile postérieure est observée à proximité et dans le détachement. Elle est caractérisée par un cisaillement vers le Nord et une cristallisation syn-déformation de chlorite, pumpellyite, prehnite, zéolite et de calcite. Le géothermomètre de la chlorite nous donne des températures de déformation comprises entre 150 et 250°C avec des températures plus élevées de 75°C au sein du détachement.

3) Des plans de cisaillement et des veines remplis de pumpellyite et de calcite témoignent d'une fracturation épisodiquement assistée par pression de fluide. Ce processus pourrait se produire lors de l'injection des sills.

4) L'étude géochimique montre un excédent en éléments volatils dans les roches prélevées dans le détachement. Cet excédent est interprété comme le résultat d'un lessivage des roches adjacentes au détachement par des fluides hydrothermaux.

5) L'ensemble de ces résultats suggère que l'interface entre un corps plutonique refroidi et un encaissant aujourd'hui remobilisé a agi comme une zone de rupture fragile dans laquelle de nombreuses intrusions magmatiques se sont ensuite injectées. Ces dernières auraient favorisé une altération hydrothermale localisée ainsi qu'un fluage à faible température dans et à proximité du détachement. Ce modèle conceptuel impliquant un processus localisé est en opposition avec les modèles analogiques envisageant un large système hydrothermal ductile au sein de l'édifice.

6) Notons que ce mécanisme de déformation, localisé et à basse température, diffère du modèle Hawaïen dans lequel le fluage des volcans boucliers est attribué à la présence d'une importante zone à faible viscosité telle qu'une semelle de cumulats d'olivine à haute température.

Journal of Geodynamics 101 (2016) 155–169

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Geodynamics

journal homepage: http://www.elsevier.com/locate/jog

Localization of magma injections, hydrothermal alteration, and deformation in a volcanic detachment (Piton des Neiges, La Réunion)

Vincent Famin[a,*], Carole Berthod[a], Laurent Michon[a], Julia Eychenne[b], Elodie Brothelande[c], Marie-Myriam Mahabot[d], Marie Chaput[a,e]

[a] *Laboratoire GéoSciences, Université de la Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, UMR 7154, Sorbonne Paris Cité, CNRS, Paris, France*
[b] *School of Earth Sciences, University of Bristol, United Kingdom*
[c] *GEOPS, Université Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, Rue du Belvédère, Bât. 504-509, 91405 Orsay, France*
[d] *UMR 228 ESPACE DEV, Université de La Réunion, 97744 Saint-Denis, France*
[e] *Bureau d'études Stratagem 974, 62 Boulevard du Chaudron, 97490 Sainte-Clotilde, La Réunion, France*

ARTICLE INFO

Article history:
Received 10 November 2015
Received in revised form 1 April 2016
Accepted 25 May 2016
Available online 26 May 2016

Keywords:
Detachment fault
Sill zone
Ductile deformation
Hydrothermal alteration
Chlorite geothermometer
Piton des Neiges

ABSTRACT

This contribution aims at understanding how magmatism, hydrothermal alteration, and deformation may have interacted to localize a detachment (a low-angle normal fault) in a basaltic volcano. Piton des Neiges, an inactive volcano of La Réunion Island, has been deeply cut by erosion, allowing its inner structure to be investigated. The deepest unit observed in the edifice is a kilometer-scale plutonic complex, the top of which is intruded by multiple sills. This zone of repeated sill intrusions has been interpreted as a detachment because it displays evidence of hydrothermal alteration in the greenschist facies linked to a brittle-ductile shear deformation. Deformation begins with cataclasis and is followed by mylonitization and chlorite crystallization, then by hydrofracturing and pumpellyite crystallization. Subsequent and post-deformation calcite crystallization occurs in voids such as fractures and vacuoles. Aluminium substitutions in chlorite suggest that the syn-deformation hydrothermal alteration did not exceed 250 °C and peaked in the deformation zone. Comparison of bulk-rock major element analyses of fresh, altered and deformed rocks shows that the zone of sill intrusion and deformation localized increased concentrations of P and K otherwise depleted in the footwall and hangingwall rocks, suggesting that the detachment acted as a trap for fluids.

In contradiction with proposed models of volcano spreading, it is apparent that the portion of Piton des Neiges accessible to observation did not deform by creep of a large hydrothermal system or a plutonic complex below its solidus. Instead, the interface between the already cooled plutonic complex and the host rock acted as a brittle failure zone and was repeatedly intruded by magma injections. This localized heat source promoted hydrothermal alteration and low temperature creep in and around the discontinuity. The same process of magmatism-related weakening might occur on active volcanoes; it may, for instance, explain the slow post-eruptive deformation of the eastern flank of Piton de La Fournaise (the active volcano of La Réunion) observed since the April 2007 eruption.

© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Volcano slope stability has gained much attention since the discovery of extensive landslides deposits offshore of the ocean volcanoes of the Canary, Cape Verde and Hawaiian islands (Elsworth and Day, 1999; Moore et al., 1989). Such basaltic volcanoes are gently dipping edifices with slopes below 10°, which should remain stable according to laboratory-derived estimates of basaltic rock mass strength (e.g. Schultz, 1995). Yet many of those volcanoes undergo some spreading by deformation under their own weight. This is the case for instance of the SE flanks of Mauna Loa and Kilauea in Hawai'i, of Mount Etna in Italy or of Piton de la Fournaise in La Réunion.

Proposed explanations to the deformation of basaltic volcanoes may be classified into two categories. The first category of deformation processes is related to magmatic activity. In this category, it was initially proposed that the SE flanks of Mauna Loa and Kilauea were spreading as a result of the push force of dyke intrusions into rift zones (Swanson et al., 1976). Mechanical studies, however, show that this proposed mechanism alone is not sufficient to gen-

* Corresponding author.
E-mail address: vfamin@univ-reunion.fr (V. Famin).

http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2016.05.007
0264-3707/© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.

erate flank deformation (Iverson, 1995). Alternatively, the SE flank of Mauna Loa and Kilauea has been proposed to deform due to the creep of a plutonic complex made of olivine cumulates at the base of the edifice, based on the observation of crystal plastic deformation in olivine xenoliths (Clague and Denlinger, 1994). The deformation of Mount Etna may also result from pressure variations in a magma reservoir (Walter et al., 2005). A second category of processes is related to the weakening of basaltic volcanoes by the action of their hydrothermal system, due to the alteration of magmatic products into weak phyllosilicates, and/or to the pressurization of pore fluids. This model was for instance proposed to explain the bulges of the east flank of Piton de la Fournaise in La Réunion, and its creep toward the sea (Merle and Lénat, 2003; Michon and Saint-Ange, 2008).

The objective of this article is to explore the relative contributions of magmatic activity and hydrothermal alteration in the deformation of a basaltic volcano, by direct observation of its altered and deformed magmatic products. The selected target is Piton des Neiges, the inactive volcano of La Réunion Island. Piton des Neiges has undergone an internal deformation, dominated by extension, from its shield building stage (i.e. emersion and rapid growth) to its degenerative final stage (Chaput et al., 2014a). Piton des Neiges' rocks are also altered in the zeolite to lower greenschist facies (Rançon, 1985). Erosion has exposed a kilometer-scale plutonic complex interpreted as a magma reservoir (Chevallier and Vatin-Perignon, 1982). Following structural studies of the deformation of Piton des Neiges (Chaput et al., 2014a; Famin and Michon, 2010), we performed a petrographic and geochemical study of the mineralogical and chemical changes associated with hydrothermal alteration and deformation. Our results allow us to assess whether the observed deformation of a basaltic volcano is related to the creep of a plutonic complex, as proposed for Hawai'i, to the general deformation of an edifice-scale hydrothermal system, as suggested for Piton de la Fournaise, or to other structures yet to be identified.

2. Architecture of Piton des Neiges

Piton des Neiges' activity is classically divided into four phases (Billard and Vincent, 1974). Rapid submarine growth from 5 to 7 Ma to 2.2 Ma (Phase I) and subaerial shield building from 2.2 Ma to 430 ka (Phase II) produced large volumes of basic effusive magmas. After a 90 ka rest and erosion, volcano entered in a degenerative stage from 340 to 230 ka (Phase III) and a terminal explosive activity from 230 to 29 ka (Phase IV). The two later phases resulted in the emission of dominantly alkaline and differentiated magmas. The end of Piton des Neiges activity has been dated at 29 ± 3.0 ka by K/Ar dating (Gillot and Nativel, 1982) or to12.5 ± 3.0 ka by U-series dating (Deniel et al., 1992).

The morphology of Piton des Neiges is characterized by three major depressions, the cirques of Cilaos, Mafate and Salazie. These depressions have been successively interpreted as scars of massive destabilizations (Bret et al., 2003; Oehler et al., 2004, 2008), as the subsidence of intrusive complexes after the end of volcanic activity (Gailler and Lénat, 2012), or as erosional structures (Salvany et al., 2012). Whatever the mechanism involved in their formation, the cirques have been preferentially incised by erosion, which enables the observation of the internal structure of the volcano. Taking advantage of this morphology, Famin and Michon (2010) reported the presence of a major seaward dipping detachment in the cirque of Salazie (Fig. 1a). The footwall of this detachment is the kilometer-scale plutonic complex observed in the Mât river, detected by gravimetry, and drilled down to 1314 m below sea level at site SLZ1 (Fig. 1b). This plutonic complex is made of gabbro, pyroxenite and peridotite. The top of the pluton is a ~10 to 100–m-thick zone of intense deformation and alteration observed in the field (Figs. 1 c and 2 a) as well as in drilling cores (Chovelon, 1986; Demange and Puvilland, 1986). Deformation consists in abundant brittle faults in the pluton, spatially evolving into ductile shear bands toward the top of the complex (Fig. 2a).

The deformed and altered gabbroic footwall is separated from the hangingwall by a 50-m-thick sill zone (Figs. 1 c and 2 b). Chaput et al. (2014a) explained the occurrence of sills in an edifice under extension by recurrent permutations of principal stresses due to magma injections. Sills are made of olivine-rich basalt and are thus basic in composition, suggesting that they emplaced during shield building stages of Piton des Neiges (Phases I or II). Lenses of sheared and altered gabbro and olivine basalt are pinched between the sills (Figs. 1 c, 2 a and 3). Some sills in the pile are so heavily sheared and altered that they cannot be followed on the outcrops, whereas others are less altered and only cut by faults, and some barely altered and undeformed sills even crosscut faults (Fig. 2b). This relative chronology, described in more details in Berthod et al. (2016), implies that the build up of the sill zone is globally synchronous with deformation and alteration.

The hangingwall of the detachment is an undated unit of breccia (Breccia I in Fig. 1) interpreted as a debris avalanche deposit (Famin and Michon, 2010). This breccia is necessary older than the beginning of the degenerative stage (340 ka) because it is made of basic elements and is also intruded by basic dykes. Pieces of crushed sills are disseminated in the breccia, which suggests that the debris avalanche slid on the already existing sill zone (Berthod et al., 2016). Sills thus emplaced between the gabbroic footwall and a hangingwall that has been subsequently removed by the debris avalanche. The breccia is itself sheared and hydrothermally altered (Fig. 2c), indicating that deformation persisted after deposition.

The joint analysis of fault-slip data and intrusion orientations at regional scale revealed that Piton des Neiges' brittle tectonics was and is still dominated by a SSW-NNE extension (Chaput et al., 2014a). Ductile kinematic markers in the gabbroic footwall, in the sill zone and in the breccia hangingwall all indicate a top to the NNE sense of slip (Famin and Michon, 2010) consistent with this regional tectonics (Figs. 2 and 3). The magnetic fabric of sills also reveals that magma injections in the sill zone resulted in a top to the NNE shear displacement of the hangingwall relative to the footwall (Berthod et al., 2016).

By prolonging the slopes of the oldest parts of the edifice, the depth of this detachment has been estimated to range between 1.25 and 3.5 km at the shield building stage and before erosion (Chaput et al., 2014b). Famin and Michon (2010) proposed that the detachment may have been activated by two processes: 1°) rapid, co-intrusive slip due to the injection of pressurized magma in the slip plane, and 2°) slow inter-intrusion creep due to weakening by hydrothermal alteration. The first process has been evidenced and studied in detail by Berthod et al. (2016). In this paper, we investigate the temperature and fluid conditions that led to the second process.

3. Methods and results

3.1. Deformation microstructures

Standard polished thin sections (30 μm thick) were prepared for optical microscope observations of deformation microstructures. Examples of such microstructures are presented in Fig. 4. Deformation mechanisms include cataclasis, pressure solution and solution transport, and crystal plastic deformation. Cataclasis is the only deformation mechanism observed in primary magmatic minerals (i.e. no crystal plastic deformation). Cataclasites are found in faults within the gabbro (Fig. 4a and b), in the sheared remnants of gabbro and olivine basalt pinched between the intrusions of

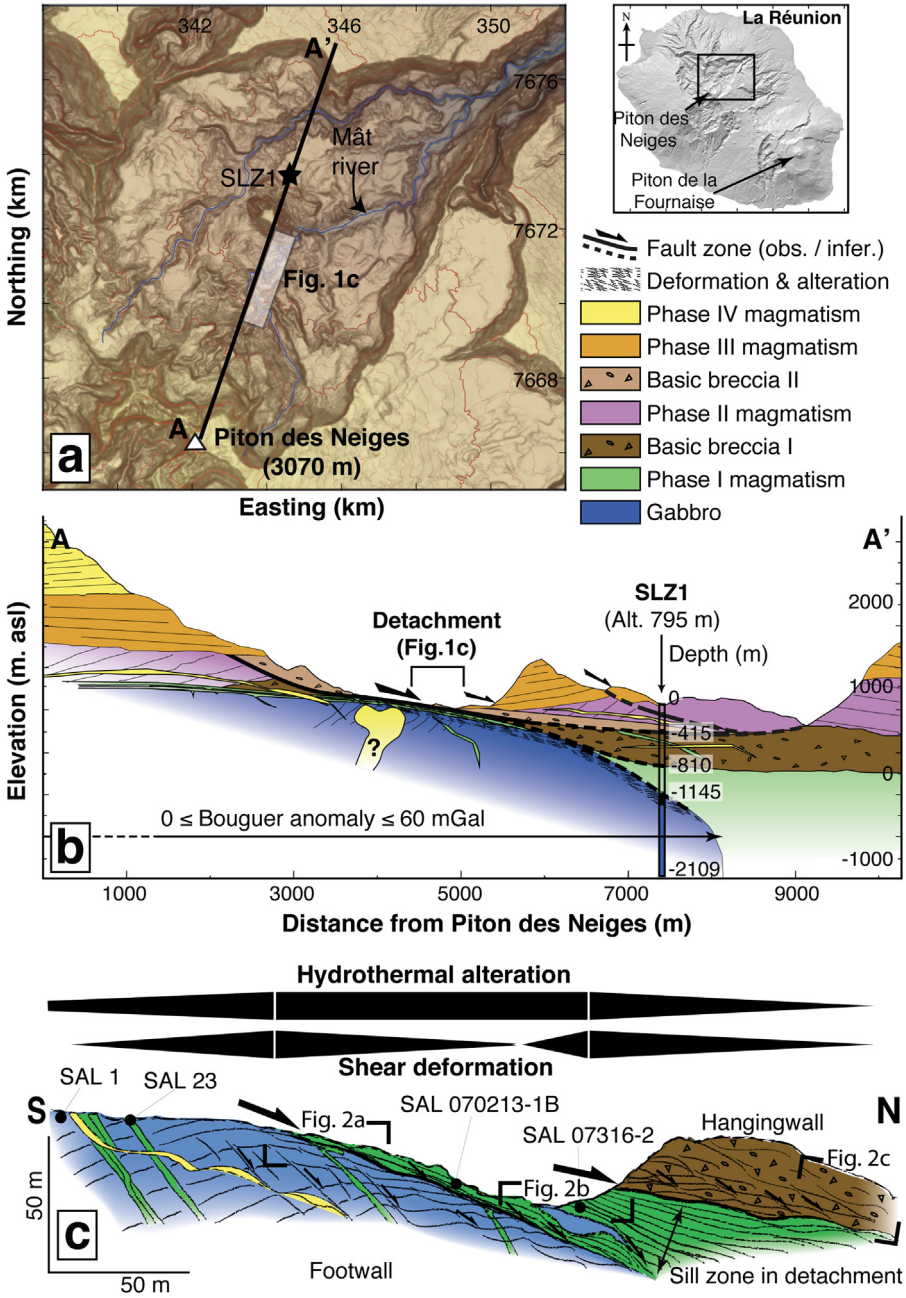


Fig. 1. (a) Location map of the study area in the cirque of Salazie (UTM coordinates, zone 40 K). (b) Interpretative cross section of the cirque of Salazie according to field investigations (Famin and Michon, 2010), gravimetry (Gailler and Lénat, 2012), and scientific drilling at site SLZ1 (Chovelon, 1986; Demange and Puvilland, 1986). (c) Detailed cross section of the detachment outcrop with deformation and alteration gradients, together with the location of samples used for chlorite geothermometry (modified from Famin and Michon, 2010).

the sill zone (3 a and 4 c and d), and also constitute the bulk of the debris avalanche breccia. Secondary minerals found in deformation microstructures include chlorite, pumpellyite, prehnite, zeolites, and calcite. Amphiboles and epidotes are absent from the paragenetic sequence of deformation structures. Chlorite, locally associated with clays occurs in the core zone of faults or in veinlets, in both cases crosscutting the cataclasites. Chlorite is also found in sheared gabbro lenses within the sill zone, forming a mylonitic fabric with pressure shadows around porphyroclasts and as S-C' type shear band cleavages (Figs. 3 b and 4 c and d). In this mylonite, ductile deformation proceeds by plastic deformation of chlorite. Pumpellyite coexists with prehnite and zeolites, and essentially crystallizes in veins as wall-perpendicular fibers indicating crystal growth in a free fluid. Some of these veins are opened C' planes in the gabbro mylonite, which may themselves be curved and folded (Fig. 4g and h). Pumpellyite + zeolites veins also occur as fracture arrays containing angular fragments of rock, among which chlorite is observed (Fig. 4e and f). Pumpellyite veins systematically crosscut chlorite-filled microstructures. Whenever present, calcite always occurs as large mono-crystals occupying the core of the veins (Fig. 4h). Crystal plastic deformation is observed in pumpellyite-filled C' veins. Calcite is devoid of crystal plastic deformation, except in one observed occurrence (sample SAL 6, Table 2).

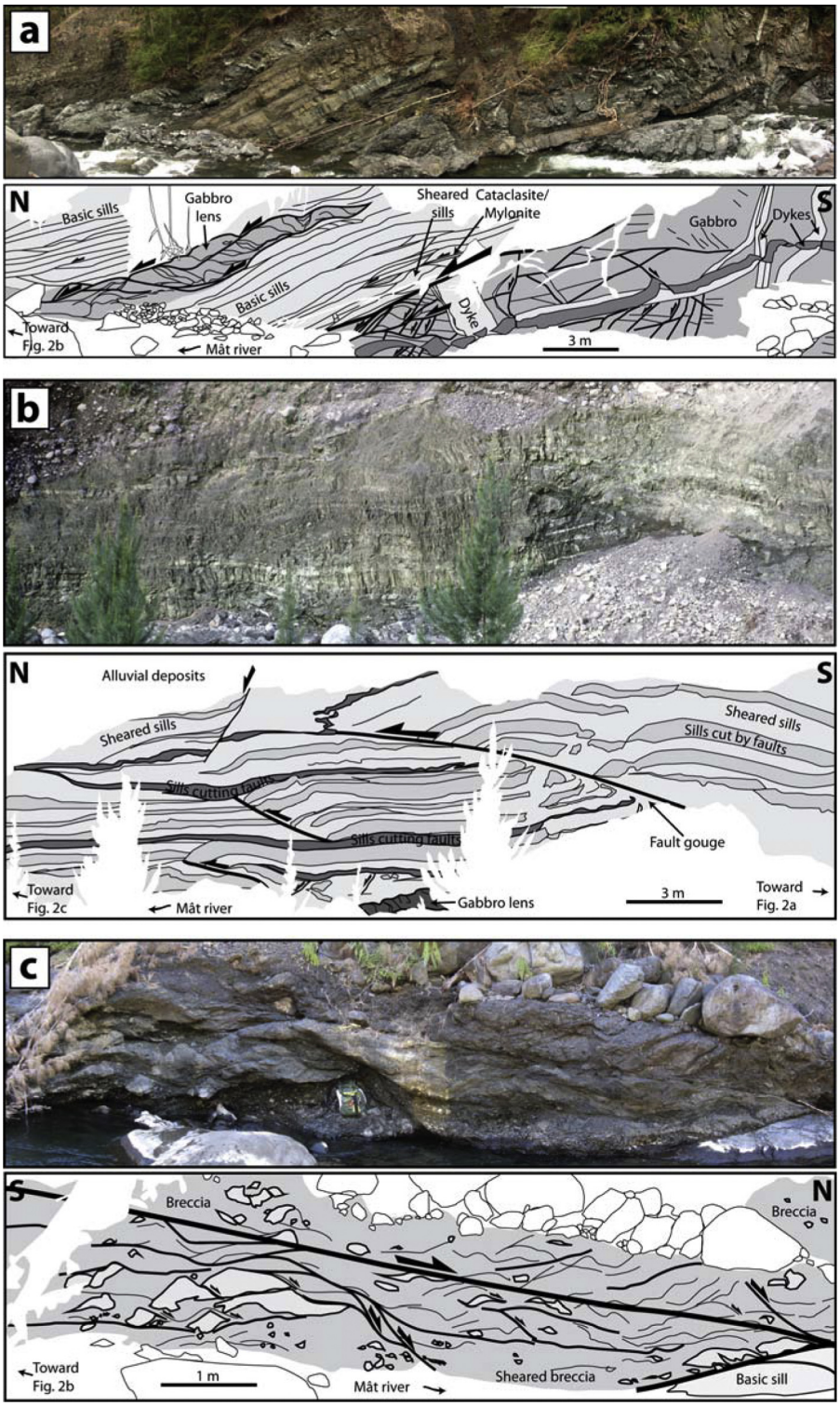


Fig. 2. Macroscopic deformation within Piton des Neiges' detachment. (a) Localized faulting and ductile simple shear at the top of the plutonic complex and in the pile of sill intrusions. Note the lens of sheared gabbro embedded in the sills (location 40 K 344248 S 7670968E). (b) Mutual crosscutting relationships between faults (thrusts and normal) and sill injections. Sheared sills that cannot be traced on the outcrop are colored in light grey; sills cut by faults are in medium grey, and sills cutting faults appear in dark grey. Crosscutting relationships indicate that extension, compression and thickening of the sill zone alternated within the same time lapse (photo courtesy of B. Upton, location 40 K 344303 S 7671076E). (c) Ductile simple shear deformation with 10-m-scale normal shear bands in the basic breccia that covers the sill zone (Breccia I in Fig. 1; location 40 K 344304 S 7671148E).

Precipitation of secondary minerals is not restricted to deformation microstructures and is observed in all rocks from Piton des Neiges' Phase I. Chlorite also occurs in association with talc, serpentine and oxides on the rims of olivine crystals in olivine basalts and dunites. Zeolites, and later calcite, are also found filling magmatic vacuoles in the intrusions.

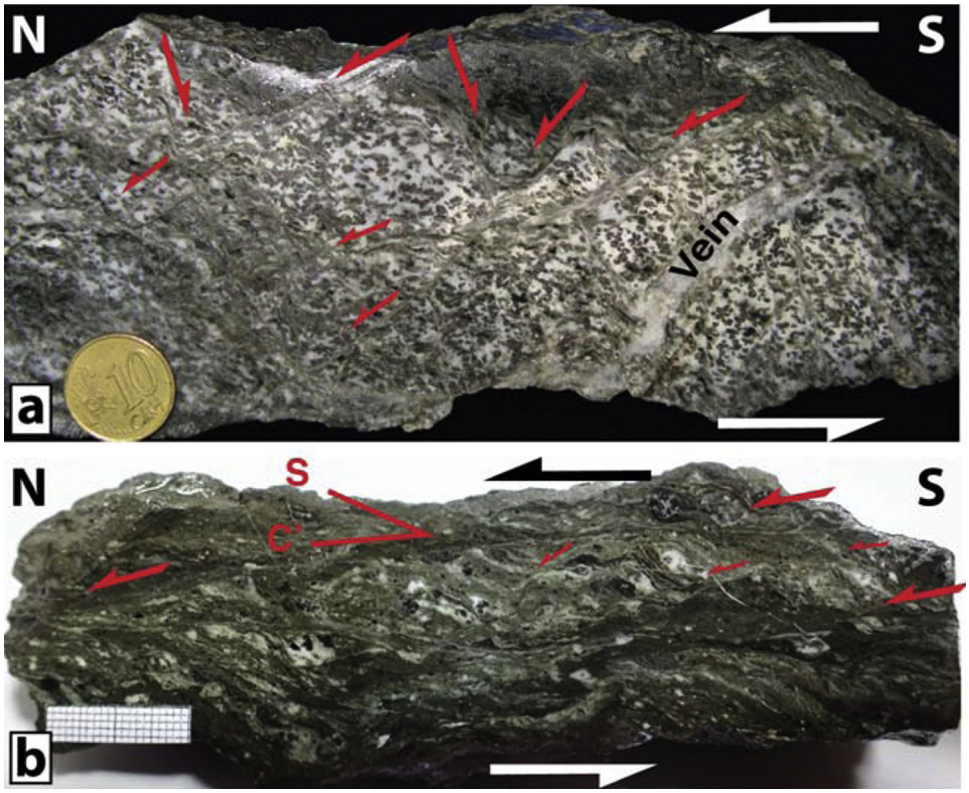


Fig. 3. Mesoscopic deformation in the detachment. (a) Sample taken in gabbro at the top of the pluton, showing a top to the north ductile shear crosscut by a pumpellyite vein (sample SAL070313-1A). (b) Greenschist facies cataclasite/mylonite of gabbro collected between sills of the sill zone, with a S-C' fabric indicating a top to the NNE ductile shear deformation (sample SAL070313-1B). See Table 2 for sample location.

3.2. Chlorite geothermometer

The composition of chlorites was analyzed in four samples (Table 1). The first sample (SAL 1) was taken in the footwall gabbro at ~140 m from the sill zone in the Mât river. In this sample, chlorite occurs as brittle veins cutting across clinopyroxene and plagioclase grains as in Fig. 4a. The second sample (SAL 23) comes from a deformed and altered sill of olivine-rich basalt crosscutting the gabbro at ~80 m below the sill zone. It contains chlorite in brittle veins or at the rim of olivine phenocrysts in association with serpentine. The third sample (sample SAL 070313-1B) was taken in the gabbro mylonite, 1 m above the pluton/sill zone contact. In this sample, chlorite is associated with mylonitisation as it occurs in S-C' structures and in pressure shadows around porphyroclasts (Fig. 4c, d). The fourth sample (SAL 07316-2) comes from an altered olivine-rich basalt sill from the sill zone, 10 m above the pluton/sill zone contact. In this sample, chlorite occurs essentially in replacement of olivine.

High-resolution analyses of 11 major element concentrations in minerals were performed on thin sections using a CAMECA SX100 electron probe micro analyser (EPMA) at Paris VI University. The EPMA was tuned at 15 kV and 10 nA, with a beam focused at 3 μm, a 5 s counting time for Na (measured first), Si, and K, and a 10 s counting time for other elements. The CAMECA set of standards (synthetic and natural minerals or oxides) was used for calibration. The correction methods of Bence and Albee (1968) were used to convert the raw intensity data to weight per cent oxides. Analytical uncertainty is 1–2% for Si, Al, Fe, and K, 5–15% for Na, Mg, Ca, and Ti, and 50–100% for Cr, Mn, and Ni.

Paleotemperatures were calculated from chlorite compositions using the Cathelineau and Nieva empirical geothermometer based on the Al_{IV} occupancy (Cathelineau and Nieva, 1985). This thermometer only provides rough temperature estimates, yet it has the advantage over more recent ones of dealing with high Si-content chlorites ($2.9 < Si < 3.6$ atom per function unit, or apfu) in the low pressure and low temperature range (0–0.5 GPa; 100–300 °C) and in basic host rocks. Structural formulae were calculated on a basis of 14 oxygens (half formula). All iron was assumed to be divalent. In order to reduce the risk of analyzing clay-chlorite intergrowths instead of pure chlorite, analyses showing more than 0.5 wt% Na_2O, K_2O or CaO were rejected. This resulted in the removal of 1 datum (14% of the analyses), 2 data (22%), 3 data (13%) and 15 data (38%) on samples SAL 1, SAL 23, SAL 070313-1B, and SAL 07316-2, respectively.

Averaged chlorite compositions and temperature estimates are reported in Table 1 and presented in Fig. 5. All the chlorite analyses fall in the range of high-Si chlorites close to the sudoite pole. In the two samples taken in the footwall (SAL 1 and SAL 23), chlorites display a high Si content ranging from 3.24 to 3.43 apfu. Comparatively, chlorites from the sill zone (SAL 070313–1 B and SAL 07316-2) display a lower Si content in the range 3.01–3.26 apfu. Used as geothermometers (Fig. 5a), averaged Si contents yield temperatures of 157 ± 11 °C and 150 ± 27 °C for footwall samples (SAL 1 and SAL 23, respectively), and temperatures of 223 ± 22 °C and 246 ± 11 °C for sill zone samples (SAL 070313–1 B and SAL 07316-2, respectively). Interestingly, a profile of chlorite analyses in the pressure shadow of a clinopyroxene porphyroclast from the gabbro mylonite (SAL 070313-1B) displays increasing Si contents toward the blast, corresponding to decreasing temperatures from 252 °C to 177 °C toward the younger parts of the pressure shadow (Fig. 5b).

3.3. Bulk major element concentrations

Major element concentration analyses were performed on 99 bulk rock samples to compare the compositions of unaltered rocks from Piton des Neiges and their hydrothermally altered and

V. Famin et al. / Journal of Geodynamics 101 (2016) 155–169

Table 1
Major element analyses of chlorites and their use as geothermometers. See Table 2 for sample locations.

Sample	SAL1 (N = 6 + 1 rejected datum)					
# analysis	1\56	1\58	1\59	1\60	1\61	1\62
SiO_2	31,24	31,89	32,82	31,77	31,14	31,03
Al_2O_3	14,78	14,35	14,28	13,84	13,65	14,03
MgO	18,31	18,20	19,27	18,89	18,21	18,60
CaO	0,33	0,32	0,37	0,28	0,29	0,28
FeO	20,08	19,25	19,80	20,35	20,05	20,18
MnO	0,15	0,27	0,17	0,22	0,10	0,42
Na_2O	0,00	0,01	0,04	0,03	0,00	0,06
K_2O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
TiO_2	0,11	0,12	0,02	0,02	0,00	0,01
Cr_2O_3	0,03	0,02	0,00	0,03	0,00	0,09
NiO	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,09
Total (wt%)	85,15	84,42	86,77	85,43	83,45	84,80
Si	3,276	3,352	3,359	3,325	3,335	3,281
Al	1,828	1,779	1,723	1,708	1,723	1,749
Mg	2,863	2,852	2,941	2,947	2,907	2,933
Ca	0,037	0,036	0,040	0,031	0,033	0,032
Fe	1,762	1,693	1,694	1,781	1,796	1,785
Mn	0,014	0,024	0,015	0,019	0,009	0,038
Na	0,000	0,002	0,008	0,006	0,000	0,012
K	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001
Ti	0,009	0,010	0,001	0,002	0,000	0,001
Cr	0,003	0,001	0,000	0,003	0,000	0,008
Ni	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007
Total (apfu)	9,802	9,749	9,782	9,822	9,805	9,846
Al_{IV}	0,724	0,648	0,641	0,675	0,665	0,719
Al_{VI}	1,104	1,131	1,082	1,033	1,057	1,030
T° Al_{IV} (°C)	**172**	**147**	**145**	**156**	**153**	**170**
Average T° ± RMS	157 ± 11					

Sample	SAL23 (N = 7 + 2 rejected data)						
# analysis	2\10	2\11	2\12	2\15	2\2	2\4	2\9
SiO_2	35,41	34,04	31,99	33,30	31,85	31,44	33,47
Al_2O_3	12,12	12,11	13,27	12,80	14,06	14,16	11,00
MgO	29,98	25,84	23,00	23,72	24,34	23,93	27,05
CaO	0,22	0,31	0,08	0,16	0,31	0,49	0,11
FeO	9,00	12,93	17,70	15,40	13,22	13,78	11,10
MnO	0,08	0,18	0,27	0,23	0,34	0,18	0,17
Na_2O	0,07	0,02	0,03	0,15	0,08	0,01	0,04
K_2O	0,04	0,01	0,10	0,12	0,12	0,00	0,13
TiO_2	0,07	0,06	0,00	0,02	0,05	0,03	0,04
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,03
Total (wt%)	86,99	85,49	86,44	85,93	84,45	84,07	83,15
Si	3,420	3,418	3,270	3,375	3,259	3,239	3,434
Al	1,380	1,433	1,599	1,530	1,696	1,720	1,331
Mg	4,316	3,868	3,506	3,584	3,713	3,676	4,136
Ca	0,022	0,033	0,008	0,018	0,034	0,054	0,012
Fe	0,727	1,086	1,513	1,305	1,131	1,187	0,952
Mn	0,006	0,016	0,024	0,020	0,029	0,016	0,015
Na	0,012	0,003	0,006	0,030	0,016	0,001	0,009
K	0,005	0,002	0,012	0,015	0,016	0,000	0,017
Ti	0,005	0,004	0,000	0,001	0,004	0,003	0,003
Cr	0,000	0,000	0,000	0,002	0,005	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,005	0,003
Total (apfu)	9,894	9,863	9,939	9,880	9,903	9,899	9,911
Al_{IV}	0,580	0,582	0,730	0,625	0,741	0,761	0,566
Al_{VI}	0,799	0,852	0,870	0,905	0,954	0,959	0,764
T° Al_{IV} (°C)	**126**	**126**	**173**	**140**	**177**	**183**	**121**
Average T° ± RMS	150 ± 27						

Sample	SAL0703131B (N = 24 + 15 rejected data)										SAL0703131B, profile in pressure shadow with increasing distance to blast (N = 14 + 7 rejected data)													
# analysis	1\26	1\28	1\29	1\30	1\31	1\32	1\33	1\34	1\35	1\38	1\44	1\45	1\46	1\47	2\79	2\81	2\84	2\87	2\88	2\90	2\91	2\92	2\93	2\94
SiO_2	31,14	30,62	31,66	31,15	30,25	32,78	31,02	32,09	31,63	31,19	32,67	31,66	32,32	31,31	31,71	31,30	30,95	30,07	31,38	30,50	30,61	30,48	31,60	31,20
Al_2O_3	18,25	17,97	15,94	16,95	18,46	15,77	16,68	16,42	17,22	17,32	15,99	16,16	16,43	16,84	18,76	18,89	18,76	18,80	19,02	18,50	18,56	18,22	19,36	19,27
MgO	25,37	25,91	24,74	25,73	25,67	25,69	22,92	24,04	23,78	25,60	23,01	22,45	23,67	23,48	23,47	24,29	24,60	24,16	25,04	25,01	22,63	24,17	25,79	24,83
CaO	0,48	0,41	0,50	0,49	0,31	0,47	0,54	0,45	0,43	0,42	0,38	0,31	0,35	0,36	0,33	0,43	0,41	0,38	0,30	0,31	0,35	0,41	0,44	0,42
FeO	10,21	9,78	11,69	10,04	9,77	11,51	13,78	13,02	11,76	10,68	13,84	13,92	13,82	12,85	12,03	10,72	10,79	10,57	9,16	9,50	12,00	10,17	9,85	10,37
MnO	0,17	0,12	0,15	0,28	0,04	0,16	0,14	0,29	0,22	0,12	0,05	0,16	0,14	0,12	0,00	0,00	0,17	0,11	0,00	0,05	0,24	0,20	0,09	0,11
Na_2O	0,02	0,06	0,09	0,08	0,10	0,02	0,05	0,04	0,04	0,07	0,02	0,08	0,03	0,03	0,06	0,20	0,19	0,19	0,23	0,26	0,15	0,20	0,21	0,22
K_2O	0,01	0,01	0,06	0,03	0,01	0,05	0,08	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,15	0,09	0,13	0,23	0,13	0,18	0,21	0,17	0,20	0,21	0,23
TiO_2	0,00	0,09	0,13	0,02	0,03	0,08	0,18	0,24	0,15	0,09	0,14	0,07	0,15	0,13	0,00	0,07	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00
Cr_2O_3	0,02	0,00	0,05	0,03	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	0,05	0,01	0,03	0,00	0,05	0,02	0,04	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,08
NiO	0,03	0,01	0,08	0,13	0,08	0,12	0,22	0,14	0,15	0,13	0,19	0,06	0,13	0,16	0,13	0,11	0,05	0,11	0,08	0,13	0,08	0,24	0,18	0,14
Total (wt%)	85,70	84,96	85,07	84,92	84,72	86,69	85,61	86,83	85,39	85,61	86,34	84,88	87,14	85,42	86,62	86,16	86,23	84,58	85,39	84,49	84,84	84,33	87,76	86,85
Si	3,078	3,050	3,183	3,114	3,022	3,224	3,136	3,179	3,162	3,097	3,258	3,219	3,198	3,152	3,120	3,083	3,055	3,024	3,091	3,054	3,087	3,072	3,047	3,049
Al	2,127	2,110	1,889	1,997	2,174	1,829	1,988	1,919	2,029	2,028	1,881	1,937	1,917	1,999	2,177	2,193	2,183	2,230	2,209	2,184	2,207	2,166	2,201	2,221
Mg	3,738	3,847	3,708	3,835	3,822	3,767	3,454	3,552	3,544	3,791	3,421	3,401	3,492	3,523	3,443	3,566	3,620	3,623	3,678	3,732	3,404	3,632	3,707	3,617
Ca	0,051	0,043	0,053	0,052	0,033	0,050	0,058	0,048	0,046	0,044	0,040	0,034	0,037	0,039	0,034	0,045	0,043	0,041	0,031	0,034	0,038	0,044	0,045	0,044
Fe	0,844	0,814	0,983	0,839	0,816	0,947	1,165	1,079	0,984	0,887	1,155	1,183	1,143	1,082	0,990	0,883	0,890	0,889	0,755	0,795	1,013	0,857	0,794	0,847
Mn	0,014	0,010	0,012	0,023	0,003	0,013	0,012	0,024	0,019	0,010	0,004	0,013	0,012	0,010	0,000	0,000	0,014	0,009	0,000	0,004	0,020	0,017	0,008	0,009
Na	0,004	0,012	0,017	0,015	0,019	0,004	0,010	0,007	0,008	0,013	0,004	0,016	0,007	0,005	0,011	0,039	0,036	0,036	0,043	0,049	0,029	0,039	0,038	0,041
K	0,001	0,001	0,008	0,004	0,002	0,007	0,011	0,006	0,000	0,000	0,001	0,001	0,008	0,020	0,012	0,016	0,029	0,017	0,023	0,026	0,022	0,026	0,026	0,029
Ti	0,000	0,007	0,010	0,002	0,002	0,006	0,014	0,018	0,011	0,007	0,010	0,006	0,011	0,010	0,000	0,005	0,004	0,003	0,001	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000
Cr	0,002	0,000	0,004	0,003	0,000	0,003	0,000	0,005	0,000	0,000	0,004	0,001	0,003	0,000	0,004	0,002	0,003	0,003	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,006
Ni	0,002	0,000	0,006	0,011	0,006	0,009	0,018	0,011	0,012	0,010	0,015	0,004	0,010	0,013	0,010	0,009	0,004	0,009	0,006	0,010	0,007	0,019	0,014	0,011
Total (apfu)	9,860	9,895	9,874	9,894	9,899	9,859	9,866	9,848	9,816	9,888	9,792	9,815	9,838	9,852	9,801	9,841	9,881	9,883	9,836	9,891	9,831	9,875	9,883	9,873
Al_{IV}	0,922	0,950	0,817	0,886	0,978	0,776	0,864	0,821	0,838	0,903	0,742	0,781	0,802	0,848	0,880	0,917	0,945	0,976	0,909	0,946	0,913	0,928	0,953	0,951
Al_{VI}	1,205	1,160	1,072	1,111	1,196	1,053	1,124	1,098	1,191	1,126	1,138	1,156	1,115	1,151	1,297	1,277	1,238	1,254	1,300	1,237	1,295	1,238	1,248	1,269
T° Al_{IV} (°C)	**235**	**244**	**201**	**223**	**253**	**188**	**216**	**202**	**208**	**229**	**177**	**190**	**196**	**211**	**221**	**233**	**242**	**252**	**231**	**243**	**232**	**237**	**245**	**244**
Average T° ± RMS	223 ± 22																							

Sample	SAL070316-2 (N = 20 + 3 rejected data)																			
# analysis	2\17	2\18	2\19	2\20	2\21	2\22	2\23	2\24	2\25	2\26	2\27	2\28	2\36	2\39	2\40	2\41	2\43	2\44	2\45	2\46
SiO_2	28,40	28,80	27,47	28,42	28,28	27,20	27,73	27,74	27,70	28,00	27,56	28,01	28,60	27,60	27,56	27,29	28,18	28,40	28,01	28,06
Al_2O_3	16,84	16,51	16,31	16,43	16,66	15,79	16,81	16,16	15,87	16,05	16,05	16,97	16,70	16,70	16,57	16,12	16,92	16,26	16,78	17,15
MgO	13,35	13,62	13,00	13,04	13,21	13,04	13,01	13,16	13,61	13,79	13,60	13,65	14,03	13,68	13,58	13,58	13,49	13,43	13,79	13,77
CaO	0,34	0,30	0,23	0,19	0,21	0,17	0,19	0,18	0,18	0,20	0,23	0,17	0,21	0,30	0,26	0,11	0,19	0,26	0,18	0,20
FeO	26,88	27,81	27,16	26,55	26,88	28,23	27,86	27,41	26,87	26,78	27,05	27,38	27,10	27,13	26,55	27,55	27,46	26,97	26,68	27,02
MnO	0,28	0,27	0,39	0,43	0,16	0,30	0,27	0,49	0,33	0,42	0,35	0,37	0,53	0,16	0,36	0,47	0,34	0,36	0,36	0,46
Na_2O	0,01	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,12	0,01	0,05	0,02	0,01	0,07	0,06
K_2O	0,02	0,01	0,03	0,33	0,04	0,03	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,04	0,01	0,04	0,02	0,03	0,05	0,00
TiO_2	0,30	0,24	0,13	0,09	0,09	0,03	0,00	0,01	0,07	0,01	0,00	0,01	0,10	0,02	0,00	0,04	0,03	0,21	0,05	0,00
Cr_2O_3	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02
NiO	0,02	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,07	0,00	0,05	0,00	0,00	0,11	0,07	0,17	0,01	0,05	0,03	0,01	0,00	0,09
Total (wt%)	86,47	87,57	84,71	85,61	85,57	84,89	85,96	85,17	84,70	85,35	84,87	86,67	87,40	85,97	84,90	85,30	86,70	85,94	85,95	86,83
Si	3,056	3,071	3,036	3,095	3,075	3,022	3,024	3,052	3,057	3,062	3,039	3,019	3,051	3,004	3,027	3,007	3,035	3,080	3,034	3,014
Al	2,136	2,076	2,125	2,110	2,136	2,068	2,161	2,096	2,065	2,069	2,087	2,156	2,100	2,143	2,145	2,094	2,148	2,080	2,144	2,173
Mg	2,143	2,166	2,142	2,117	2,142	2,161	2,114	2,158	2,239	2,248	2,236	2,194	2,230	2,220	2,223	2,231	2,166	2,171	2,227	2,204
Ca	0,040	0,034	0,027	0,022	0,024	0,020	0,022	0,021	0,021	0,024	0,028	0,019	0,024	0,035	0,031	0,013	0,022	0,031	0,020	0,023
Fe	2,419	2,480	2,511	2,417	2,444	2,624	2,540	2,522	2,480	2,449	2,494	2,468	2,417	2,470	2,439	2,539	2,473	2,446	2,417	2,427
Mn	0,025	0,024	0,037	0,040	0,015	0,028	0,024	0,046	0,031	0,039	0,033	0,034	0,048	0,015	0,033	0,044	0,031	0,033	0,033	0,041
Na	0,002	0,000	0,000	0,008	0,007	0,000	0,004	0,005	0,000	0,007	0,000	0,002	0,000	0,025	0,001	0,011	0,003	0,002	0,014	0,013
K	0,003	0,001	0,004	0,046	0,005	0,004	0,002	0,001	0,003	0,002	0,003	0,000	0,002	0,006	0,002	0,006	0,002	0,004	0,006	0,000
Ti	0,024	0,020	0,011	0,007	0,008	0,002	0,000	0,001	0,006	0,001	0,000	0,001	0,008	0,001	0,000	0,003	0,002	0,017	0,004	0,000
Cr	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002
Ni	0,002	0,001	0,000	0,007	0,000	0,000	0,006	0,000	0,004	0,000	0,000	0,009	0,006	0,015	0,001	0,004	0,002	0,001	0,000	0,008
Total (apfu)	9,853	9,872	9,892	9,870	9,856	9,939	9,898	9,901	9,906	9,905	9,920	9,903	9,891	9,937	9,902	9,951	9,890	9,866	9,900	9,905
Al_{IV}	0,944	0,929	0,964	0,905	0,925	0,978	0,976	0,948	0,943	0,938	0,961	0,981	0,949	0,996	0,973	0,993	0,965	0,920	0,966	0,986
Al_{VI}	1,193	1,147	1,162	1,205	1,211	1,090	1,185	1,148	1,122	1,131	1,126	1,176	1,150	1,147	1,172	1,101	1,183	1,160	1,178	1,187
T° Al_{IV} (°C)	**242**	**237**	**248**	**229**	**236**	**253**	**252**	**243**	**241**	**240**	**247**	**253**	**244**	**258**	**251**	**258**	**248**	**234**	**249**	**255**
Average T° ± RMS	246 ± 8																			

Table 2
Major element analyses of bulk rock samples from Piton des Neiges volcano.

Sample ID	X (UTM, 40 K)	Y (UTM, 40 K)	Locality	Structural description	Petrography	Alteration/deformation	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Fe_2O_3	MnO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	LOI	Sum (wt%)	Laboratory
CB12260513	344226	7670928	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Unaltered	46.04	10.72	16.30	14.54	9.18	0.14	0.81	0.11	0.70	0.00	1.17	99.71	SARM-CRPG
CB1230914	343681	7670774	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Unaltered	42.39	13.56	7.30	13.18	15.88	0.20	2.05	0.16	3.85	0.34	0.86	99.78	SARM-CRPG
CB15290513	343727	7670802	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Weakly altered	48.31	14.12	9.97	16.66	6.38	0.11	1.69	0.37	0.94	0.00	1.76	100.31	SARM-CRPG
CB16290513	343698	7670796	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Unaltered	39.98	12.80	6.75	12.48	18.36	0.25	1.94	0.11	4.93	0.80	0.37	98.76	SARM-CRPG
CB18290513	343649	7670780	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Unaltered	40.38	12.81	6.94	12.58	18.90	0.24	2.05	0.11	4.83	0.47	0.85	100.15	SARM-CRPG
CB2260513	344106	7670815	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Unaltered	40.36	10.93	9.22	14.55	18.18	0.18	1.05	0.09	4.28	0.00	0.53	99.36	SARM-CRPG
CB3A260513	344120	7670828	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Unaltered	44.90	10.92	16.25	13.04	10.12	0.15	0.87	0.09	0.72	0.00	1.47	98.53	SARM-CRPG
CB5230513	343407	7670515	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Unaltered	40.67	12.91	7.66	13.50	18.02	0.24	1.67	0.10	4.65	0.61	0.63	100.65	SARM-CRPG
CB6230513	343394	7670501	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Weakly altered	41.88	10.66	11.96	13.44	16.41	0.20	0.87	0.06	3.14	0.00	2.06	100.67	SARM-CRPG
CB7230513	343446	7670547	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Altered	46.30	15.96	10.49	14.94	6.73	0.10	1.29	0.60	0.74	0.00	2.73	99.88	SARM-CRPG
CB9260513	344187	7670853	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Altered	48.00	13.45	10.37	15.47	6.03	0.10	1.75	0.51	0.89	0.00	2.25	98.82	SARM-CRPG
CIL 6	339144	7661900	Bras Rouge Chapelle (Cilaos)	Dyke in breccia	Gabbro	Weakly altered	49.10	14.58	7.14	12.77	9.16	0.13	2.58	0.55	2.18	0.23	1.62	100.05	SARM-CRPG
SAL 070312-1	344259	7670988	Mât river, passerelle (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Altered	45.04	9.80	14.75	14.82	8.11	0.13	0.83	0.14	0.79	0.00	4.29	98.70	Univ. Réunion
SAL 1	344105	7670824	Mât river, passerelle (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Weakly altered	44.42	14.41	7.01	10.78	14.30	0.21	2.85	0.43	3.28	0.69	1.27	99.65	Univ. Réunion
SAL 106	344194	7670885	Mât river, passerelle (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Unaltered	50.22	23.00	3.82	14.36	2.85	0.05	2.98	0.51	0.53	< L.D.	1.15	99.47	SARM-CRPG
SAL 110	343667	7670778	Mât river, échappatoire (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Unaltered	46.94	14.57	8.96	16.14	8.38	0.12	1.65	0.20	1.51	0.00	1.28	99.75	SARM-CRPG
SAL 18	344180	7670872	Mât river, passerelle (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Unaltered	47.21	17.43	11.2	14.18	7.06	0.1	1.49	0.16	0.57	0	1.33	100.73	Univ. Réunion
SAL 2	344105	7670824	Mât river, passerelle (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Altered	46.19	8	13.4	17.34	10.60	0.16	0.67	0.22	1.54	0.01	2.31	100.44	Univ. Réunion
SAL 26	344195	76670907	Mât river, passerelle (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Unaltered	47.73	12.04	14.08	16.34	7.71	0.12	0.85	0.11	0.78	0	0.91	100.67	Univ. Réunion
SAL 28	344200	7670909	Mât river, passerelle (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Unaltered	46.5	15.1	12.53	14.56	7.588	0.1	1.11	0.08	0.66	0.01	1.2	99.44	Univ. Réunion
SAL 6	344105	7670824	Mât river, passerelle (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Altered	44.88	10.57	13.6	17.8	8.483	0.14	0.4	0.06	0.83	0	3.75	100.51	Univ. Réunion
SAL 82	343383	7670586	Mât river, passerelle (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Altered	44.93	11.82	12.07	9.23	11.383	0.14	1.73	0.92	2.06	0.16	3.48	97.92	Univ. Réunion
SAL 89	343699	7663739	Mât river, échappatoire (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Altered	44.34	28.42	1.55	12.38	0.85	0.02	1.10	4.49	0.12	< L.D.	6.69	99.95	SARM-CRPG
SAL 93	344223	7670967	Mât river, échappatoire (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Unaltered	47.26	16.29	10.6	15.83	6.93	0.19	1.16	0.12	0.75	0.02	1.06	100.21	Univ. Réunion
SAL 94	344223	7670967	Mât river, échappatoire (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Altered	40.27	13.03	11.84	15.25	9.29	0.26	0.28	0.27	1.74	0.19	4.33	96.75	Univ. Réunion
SAL 95	344223	7670967	Mât river, échappatoire (Salazie)	Plutonic	Gabbro	Weakly altered	44.27	13.65	9.19	12.37	10.35	0.24	1.78	0.63	2.38	0.24	1.45	96.55	Univ. Réunion
SAL 070313-1A	344254	7670983	Mât river, passerelle (Salazie)	Shear band in detachment	Sheared gabbro	Altered/deformed	44.14	10.99	13.35	15.94	7.64	0.14	0.74	0.33	0.79	0.04	5.16	99.25	Univ. Réunion
SAL 070313-1B	344254	7670983	Mât river, passerelle (Salazie)	Mylonite in detachment	Mylonitized gabbro	Altered/deformed	42.88	16.03	8.13	19.60	3.88	0.08	0.82	0.54	0.57	0.03	6.29	98.84	Univ. Réunion
110914S1	363338	7668862	Ravenale forest (Plaine des Palmistes)	Lava flow	Olivine basalt	Unaltered	46.61	14.15	9.55	9.40	13.27	0.18	2.61	0.63	2.54	0.30	0.05	99.30	SARM-CRPG
110914S10	356814	7663220	Ilet Patience track (Plaine des Palmistes)	Lava flow	Olivine basalt	Unaltered	45.36	13.17	11.53	8.63	13.18	0.18	2.36	0.75	2.49	0.33	0.88	98.86	SARM-CRPG
110914S3	363032	7668771	Ravenale forest (Plaine des Palmistes)	Lava flow	Olivine basalt	Unaltered	42.98	8.04	24.33	5.53	13.83	0.18	1.17	0.22	1.35	0.16	0.97	98.75	SARM-CRPG
110914S4	358436	767415	Grand Etang (Plaine des Palmistes)	Lava flow	Olivine basalt	Unaltered	46.45	12.42	12.59	9.59	12.42	0.17	2.06	0.48	2.08	0.25	0.24	98.76	SARM-CRPG
110914S8	357214	7663925	Biberon waterfall (Plaine des Palmistes)	Lava flow	Olivine basalt	Unaltered	47.02	13.24	10.30	9.99	12.97	0.19	2.34	0.47	2.49	0.29	−0.25	99.05	SARM-CRPG
BSP 1	337115	7658708	Bras St Paul (Cilaos)	Lava flow	Olivine basalt	Weakly altered	45.45	10.40	16.53	8.78	12.47	0.17	1.78	0.26	1.72	0.20	1.05	98.82	SARM-CRPG
BSUZ 1	337845	7676141	Bras Ste Suzanne (Mafate)	Sill in lava flows	Olivine basalt	Weakly altered	41.78	5.21	30.68	4.50	14.15	0.19	0.77	0.26	0.89	0.12	1.51	100.06	SARM-CRPG
BSUZ 2	336215	7676836	Bras Ste Suzanne (Mafate)	Lava flow	Olivine basalt	Altered	45.48	14.79	6.46	12.34	11.19	0.21	2.55	0.71	2.49	0.29	2.40	98.91	SARM-CRPG
BSUZ 3	333572	7677403	Bras Ste Suzanne (Mafate)	Lava flow	Olivine basalt	Weakly altered	46.13	14.11	7.00	11.20	12.33	0.17	2.44	0.64	2.52	0.30	1.92	98.76	SARM-CRPG
CIL 4	339197	7661976	Bras Rouge Chapelle (Cilaos)	Dyke in breccia	Olivine basalt	Altered	45.88	11.78	12.73	9.61	12.44	0.19	1.91	0.24	1.87	0.23	1.95	98.81	SARM-CRPG
CIL 5	339144	7661900	Bras Rouge Chapelle (Cilaos)	Dyke in breccia	Olivine basalt	Altered	45.56	11.49	12.32	10.19	11.62	0.16	1.62	0.43	2.21	0.25	4.97	100.83	SARM-CRPG
FJE 2	343491	7673593	Fleurs Jaune river (Salazie)	Sill in lava flows	Olivine basalt	Unaltered	45.5	12.2	12.5	9.31	12.988	0.14	2.44	0.78	2.43	0.23	0.53	99.05	Univ. Réunion
FJE 4	343491	7673593	Fleurs Jaune river (Salazie)	Lava flow	Olivine basalt	Unaltered	44.09	8.96	20.54	6.93	13.256	0.18	1.63	0.57	1.82	0.17	0.69	98.84	Univ. Réunion
FJE 5	343491	7673593	Fleurs Jaune river (Salazie)	Dyke in lava	Olivine basalt	Unaltered	45.4	9.86	18.19	7.85	13.957	0.18	1.65	0.49	1.9	0.21	−0.25	99.44	Univ. Réunion
FJE 7	343491	7673593	Fleurs Jaune river (Salazie)	Dyke in lava	Olivine basalt	Unaltered	45.24	10.68	14.47	9.22	12.811	0.17	1.83	0.41	2.06	0.21	0.87	97.97	Univ. Réunion
MAF 20	335475	7674248	Aurère crest (Mafate)	Lava flow	Olivine basalt	Weakly altered	45.78	13.26	9.58	9.64	12.32	0.17	2.37	0.76	2.53	0.34	1.96	98.72	SARM-CRPG
MAF 21	334898	7674500	Aurère crest (Mafate)	Lava flow	Olivine basalt	Unaltered	47.35	13.73	9.50	11.10	12.69	0.18	2.51	0.63	2.54	0.31	−0.40	100.13	SARM-CRPG
PdN 26	342988	7668901	Below PdN summit at 1560m	Dyke in breccia	Olivine basalt	Altered	47.95	13.06	8.04	9.09	10.34	0.15	2.66	1.61	1.96	0.28	4.60	99.72	SARM-CRPG
PdN 28	343203	7669237	Below PdN summit at 1200m	Dylke in breccia	Olivine basalt	Altered	46.20	13.25	4.72	8.68	15.07	0.15	3.74	0.93	3.74	0.39	2.40	99.27	SARM-CRPG

Table 2 (*Continued*)

Sample ID	X (UTM, 40 K)	Y (UTM, 40 K)	Locality	Structural description	Petrography	Alteration/deformation	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Fe_2O_3	MnO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	LOI	Sum (wt%)	Laboratory
SAL 070313-3	344270	7671002	Mât river, passerelle (Salazie)	Sill in detachment	Olivine basalt	Altered	41.91	7.19	23.2	5.81	12.467	0.16	0.53	0.17	1.33	0.14	6.28	99.19	Univ. Réunion
SAL 070314-1	344338	7671157	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in breccia	Olivine basalt	Altered	47.41	13.05	5.32	8.51	15.76	0.14	2.58	1.61	3.34	0.27	1.75	99.74	Univ. Réunion
SAL 070427-2	344335	7671411	Mât river, passerelle (Salazie)	Sill in detachment	Olivine basalt	Altered/deformed	45.14	13.04	5.83	7.36	14.15	0.24	3.13	2.06	3.18	0.41	5.29	99.83	SARM-CRPG
SAL 07316-2	343420	7670520	Ravine Lebeau (Salazie)	Sill in detachment	Olivine basalt	Altered	46.5	13.01	7.11	9.97	11.695	0.16	3.09	1.12	2.48	0.27	3.94	99.35	Univ. Réunion
SAL 07316-3	343420	7670520	Ravine Lebeau (Salazie)	Sill in detachment	Olivine basalt	Unaltered	42.72	12.91	6.49	12.25	17.557	0.23	2.24	0.18	4.53	0.5	0.56	100.17	Univ. Réunion
SAL 102	344238	7670893	Mât river, passerelle (Salazie)	Sill in detachment	Olivine basalt	Unaltered	46.77	13.48	8.31	10.89	12.11	0.16	2.86	1.12	2.97	0.46	0.79	99.91	SARM-CRPG
SAL 112	343432	7673219	Fleurs Jaune river (Salazie)	Lava flow	Olivine basalt	Altered	46.48	11.08	14.50	8.74	12.41	0.17	1.87	0.26	2.02	0.20	2.74	100.47	SARM-CRPG
SAL 12	344124	7670848	Mât river, passerelle (Salazie)	Sill in detachment	Olivine basalt	Altered	43.89	8.28	21.71	7.08	12.894	0.17	1.16	0.28	1.48	0.17	2.99	100.10	Univ. Réunion
SAL 13	344124	7670848	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in gabbro	Olivine basalt	Altered	46.86	13.72	7.37	9.1	12.11	0.14	4.11	0.2	2.65	0.32	3.26	99.84	Univ. Réunion
SAL 14	344124	7670848	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in gabbro	Olivine basalt	Altered	47.85	13.26	7.72	9.34	11.31	0.14	2.91	1.59	2.32	0.27	2.88	99.59	Univ. Réunion
SAL 15	344124	7670848	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in gabbro	Olivine basalt	Altered	46.34	14.09	6.6	9.27	12.46	0.17	4.41	0.05	2.68	0.37	3.63	100.07	Univ. Réunion
SAL 153	342913	7674274	Ravine Roche à Jacquot (Salazie)	Lava flow	Olivine basalt	Weakly altered	44.47	10.07	17.15	8.15	12.35	0.16	1.65	0.74	1.92	0.20	1.85	98.71	SARM-CRPG
SAL 17	344196	7670843	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in gabbro	Olivine basalt	Altered	44.03	12.13	13.07	8.78	12.42	0.16	2.1	0.53	2.23	0.27	4.47	100.19	Univ. Réunion
SAL 19	344180	7670872	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in gabbro	Olivine basalt	Unaltered	43.61	14.32	5.77	12.1	16.109	0.23	2.78	0.29	4.34	0.6	0.03	100.18	Univ. Réunion
SAL 23	344195	76670907	Mât river, passerelle (Salazie)	Sill in detachment	Olivine basalt	Altered/deformed	39.58	4.39	34.3	2.57	11.974	0.16	0.32	0.07	0.66	0.07	5.34	99.43	Univ. Réunion
SAL 24	344195	76670907	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in gabbro	Olivine basalt	Altered	43.83	11.51	14.03	9.22	12.03	0.14	1.55	0.57	2.34	0.29	4.55	100.06	Univ. Réunion
SAL 25	344195	76670907	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in gabbro	Olivine basalt	Unaltered	39.74	11.83	8.19	13.8	19.933	0.2	1.21	0.18	5.01	0.01	0.71	100.81	Univ. Réunion
SAL 3	344105	7670824	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in gabbro	Olivine basalt	Altered	46.53	13.94	6.93	9.49	12.33	0.17	3.95	0.37	2.68	0.32	3.2	99.91	Univ. Réunion
SAL 47	343567	7670290	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in breccia	Olivine basalt	Altered	46.69	13.79	6.81	11.54	12.382	0.16	2.29	0.91	2.6	0.32	1.84	99.33	Univ. Réunion
SAL 48	343567	7670290	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in breccia	Olivine basalt	Altered	48.21	13.55	8.16	9.2	10.646	0.17	2.7	2.02	2.42	0.29	2.68	100.05	Univ. Réunion
SAL 49	343567	7670290	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in breccia	Olivine basalt	Altered/deformed	41.74	6.55	27.32	5.03	12.544	0.16	0.68	0.28	1.19	0.11	3.6	99.20	Univ. Réunion
SAL 51	343482	7670368	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in breccia	Olivine basalt	Altered	46.67	13.6	6.66	9.03	12.85	0.17	3.55	1.4	2.72	0.32	2.44	99.41	Univ. Réunion
SAL 52	343482	7670368	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in breccia	Olivine basalt	Altered	47.09	13.69	6.32	8.76	12.341	0.16	3.66	1.18	2.71	0.33	3.3	99.54	Univ. Réunion
SAL 57	343627	7669950	Mât river, passerelle (Salazie)	Sill in detachment	Olivine basalt	Altered	45.05	11.86	11.07	10.04	13.289	0.19	1.63	0.79	2.4	0.31	2.89	99.52	Univ. Réunion
SAL 58	343627	7669950	Mât river, passerelle (Salazie)	Sill in detachment	Olivine basalt	Unaltered	43.72	9.21	19.43	7.7	14.08	0.19	1.49	0.29	1.61	0.21	1.73	99.66	Univ. Réunion
SAL 59	343627	7669950	Mât river, passerelle (Salazie)	Sill in detachment	Olivine basalt	Altered	45.8	11.52	11.75	9.15	12.454	0.19	1.8	0.44	2.37	0.34	3.3	99.11	Univ. Réunion
SAL 60	343627	7669950	Mât river, passerelle (Salazie)	Sill in detachment	Olivine basalt	Altered	46.35	11.42	13.22	9.37	12.614	0.18	1.74	0.43	1.91	0.19	2.12	99.54	Univ. Réunion
SAL 61	343627	7669950	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in breccia	Olivine basalt	Altered	48.19	13.95	6.43	10.22	11.492	0.16	4.02	0.18	2.66	0.31	2.05	99.66	Univ. Réunion
SAL 62	343627	7669950	Mât river, passerelle (Salazie)	Sill in detachment	Olivine basalt	Altered	46.32	12.91	9.27	11.24	12.78	0.19	1.91	0.27	2.31	0.27	2.1	99.57	Univ. Réunion
SAL 67	344214	7670936	Mât river, passerelle (Salazie)	Sill in detachment	Olivine basalt	Unaltered	46.4	10.39	17.19	8.51	13.183	0.18	1.74	0.43	1.8	0.19	0.04	100.05	Univ. Réunion
SAL 68	344214	7670936	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in gabbro	Olivine basalt	Altered	48.26	13.58	7.03	8.55	12.476	0.17	4	0.54	2.75	0.27	2.73	100.36	Univ. Réunion
SAL 7	344143	7670836	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in gabbro	Olivine basalt	Weakly altered	44.28	14.57	6.79	11.8	14.46	0.21	2.66	0.33	3.25	0.66	1.14	100.15	Univ. Réunion
SAL 70	344214	7670936	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in breccia	Olivine basalt	Altered	43.89	10.27	14.55	8.71	12.223	0.14	1.37	0.28	1.85	0.13	4.84	98.25	Univ. Réunion
SAL 71	344214	7670936	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in breccia	Olivine basalt	Unaltered	48.38	13.32	9.19	10.66	12.635	0.17	2.25	0.48	2.37	0.25	0.37	100.08	Univ. Réunion
SAL 8	344143	7670836	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in gabbro	Olivine basalt	Altered	45.38	12.77	9.21	10.74	11.36	0.14	2.53	0.46	2.62	0.27	3.93	99.41	Univ. Réunion
SAL 81	343383	7670586	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in breccia	Olivine basalt	Weakly altered	49.24	13.21	7.03	10.06	11.237	0.16	3.54	0.71	2.37	0.27	1.67	99.50	Univ. Réunion
SAL 9	344124	7670848	Mât river, passerelle (Salazie)	Dyke in gabbro	Olivine basalt	Altered	46.05	13.34	8.88	9.69	11.18	0.15	3.38	0.21	2.27	0.25	4.83	100.23	Univ. Réunion
SAL070404-3	344325	7671457	Mât river, passerelle (Salazie)	Sill in detachment	Olivine basalt	Altered	40.89	10.45	15.14	8.32	11.94	0.16	0.95	0.26	1.69	0.23	9.04	99.07	Univ. Réunion
CB1010414	344518	7668658	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Peridotite	Altered	39.92	4.02	34.26	4.23	12.30	0.16	0.44	0.04	0.33	0.04	4.60	100.35	SARM-CRPG
CB1150914	343845	7669762	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Peridotite	Altered	38.13	2.67	38.41	1.72	11.28	0.15	0.06	0.07	0.34	0.04	6.52	99.39	SARM-CRPG
CB2150914	343808	7669712	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Peridotite	Altered	39.49	3.64	32.96	3.07	13.64	0.18	0.27	0.15	0.74	0.10	4.68	98.91	SARM-CRPG
CB4010414	344518	7668658	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Peridotite	Altered/deformed	36.11	1.14	38.99	1.23	10.67	0.14	0.05	0.04	0.28	0.05	9.84	98.54	SARM-CRPG
Ju-Sal-08-01	343762	7669799	Mât river uphill Trou Blanc (Salazie)	Plutonic	Peridotite	Altered/deformed	35.46	0.64	40.14	0.65	12.64	0.15	0.08	0.01	0.10	0.03	10.46	100.36	Univ. Réunion
Ju-Sal-08-02	343762	7669799	Mât river uphill Trou Blanc (Salazie)	Plutonic	Peridotite	Altered/deformed	34.05	0.89	39.07	0.63	10.075	0.14	0.06	0.02	0.19	0.02	13.28	98.43	Univ. Réunion
Ju-Sal-08-03	343762	7669799	Mât river uphill Trou Blanc (Salazie)	Plutonic	Peridotite	Altered	39.52	3.44	32.88	2.92	13.754	0.13	0.15	0.13	0.66	0.08	4.91	98.57	Univ. Réunion
SAL 205	344484	7668642	Eden spring, Mât river (Salazie)	Plutonic	Peridotite	Altered	37.57	0.68	42.58	0.72	12.36	0.16	0.01	0.01	0.16	0.04	4.50	98.79	SARM-CRPG
SAL 206	344492	7668744	Eden spring, Mât river (Salazie)	Plutonic	Peridotite	Altered	37.88	1.38	41.47	1.11	11.35	0.15	0.05	0.04	0.18	0.04	5.19	98.84	SARM-CRPG
CB8260513	344187	7670853	Mât river uphill GRR1 (Salazie)	Plutonic	Pyroxenite	Weakly altered	43.52	5.54	22.06	11.36	14.87	0.20	0.41	0.03	0.93	0.00	1.29	100.20	SARM-CRPG
SAL 070316-1	343420	7670520	Mât river, passerelle (Salazie)	Plutonic	Pyroxenite	Weakly altered	43.16	7.81	19.39	9.85	15.577	0.2	0.73	0.05	1.58	0.01	1.358	99.72	Univ. Réunion
SAL 29	344200	7670909	Mât river, passerelle (Salazie)	Plutonic	Pyroxenite	Unaltered	43.56	5.42	23.53	11.16	14.301	0.14	0.42	0.02	0.86	0.01	0.06	99.48	Univ. Réunion

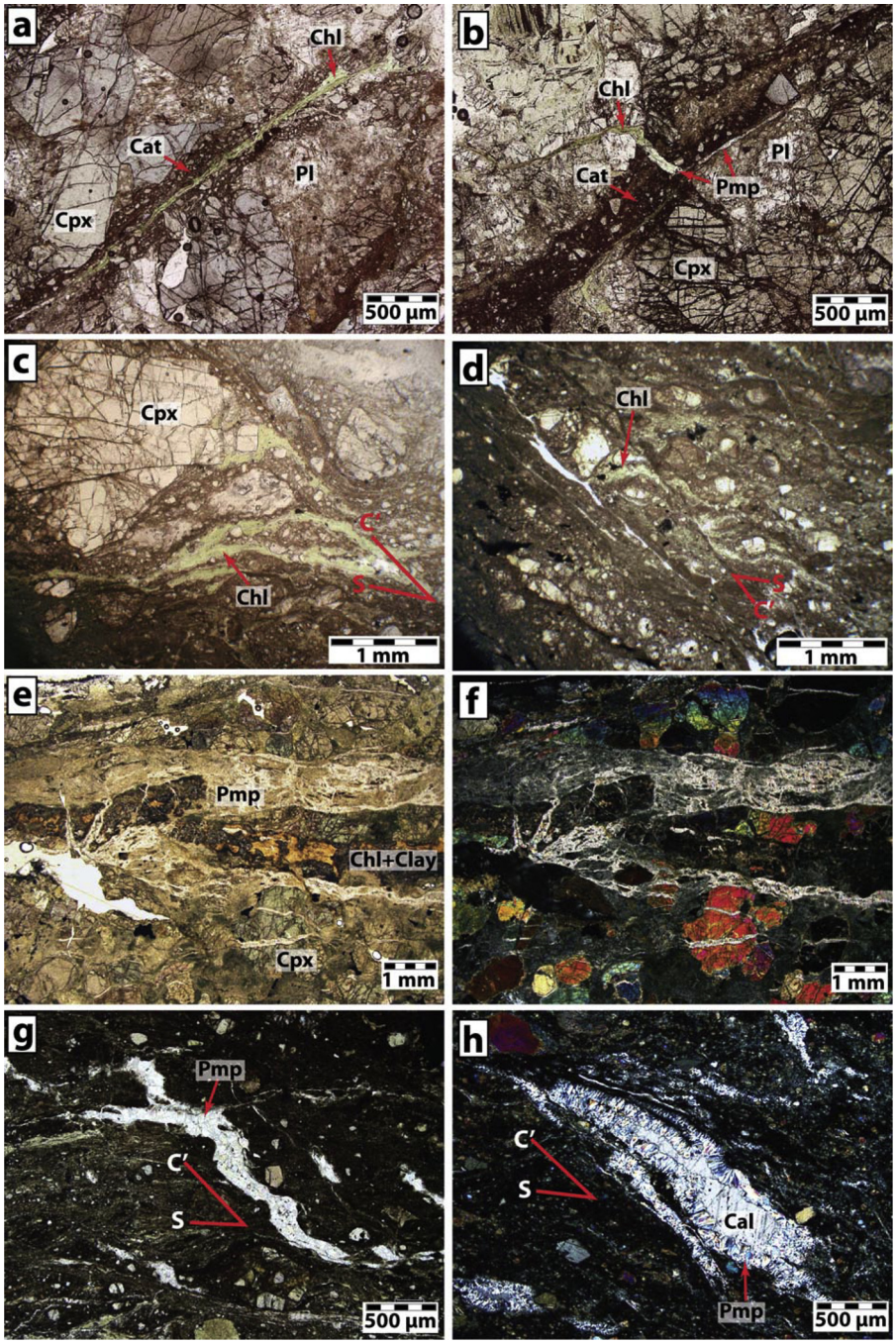


Fig. 4. Microscopic deformation in the pluton. (a) Micro-fault cutting across clinopyroxene (Cpx) and plagioclase (Pl) in gabbro, displaying a cataclasite outer zone (Cat) and a core zone filled with chlorite (Chl). Sample LGAB 14. (b) Cataclasite in micro-fault crosscut by a chlorite + pumpellyite (Pmp) vein (sample LGAB 14). (c) Sheared of gabbro in the sill zone, showing a clinopyroxene porphyroclast with a chlorite-filled pressure shadow surrounded by a matrix of ultra-cataclasite and chlorite (sample SAL070313-1B). North is on the right-hand side of the picture. (d) S-C' cleavages in sheared gabbro from the sill zone, defining a mylonitic fabric with a top to the North sense of shear (sample SAL070313-1B). North is on the right-hand side of the picture. (e) Chlorite + clay vein truncating clinopyroxene in gabbro. The vein is then reactivated as a pumpellyite-filled vein (sample SAL 6). (f) Same as in (e), but with cross-polarized light to show the truncated clinopyroxene, and the array pattern of the pumpellyite infill typical of hydrofracturing. (g) Pumpellyite-filled shear bands in sheared gabbro at the pluton/sill zone contact (sample SAL070313-1A). (h) Shear band filled with pumpellyite then calcite (Cal) in cross-polarized view (sample SAL070313-1B). Note the orientation of pumpellyite fibers indicating antitaxial *syn*-opening crystal growth. Note also the absence of subgrain boundaries in calcite indicating post-opening crystal growth or static recrystallization. See Table 2 for sample locations, except for LGAB14 (location 40 K 344304 S 76711149E).

deformed analogues. Analyses were made in two laboratories, at the SARM-CRPG of Nancy with a Thermo Fischer ICap 6500 ICP-OES, and at La Réunion University with a Panalytical AXIOS XRF. In both cases, rock samples were grinded and melted into glass beads. The spectrometers were calibrated using a set of international basic rock standards (NCS standards DC71301, DC72301, DC72302, DC71304, DC73303; CRPG-CNRS standard BE-N and USGS standards BCR-2 and BIR-1). The total error on analyses was then checked against the BHVO-2 USGS basalt standard and found to lie within the uncertainty of the standard. The total uncertainty on concentration measurements is therefore better than 2% on highly concentrated oxides (>5 wt.%), and better than 5% on minor oxides (>0.1 wt.%).

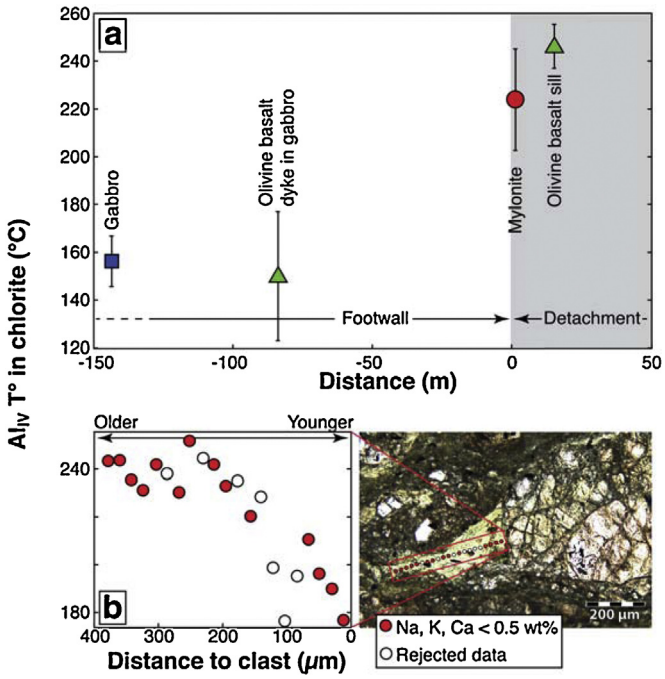


Fig. 5. (a) Averaged temperatures deduced from Al-Si substitution in chlorites as a function of the distance to the gabbro/sill zone contact. (b) Profile of chlorite analyses converted to temperatures in a pressure shadow of a clinopyroxene porphyroclast in the gabbro mylonite (SAL 070313-1B). Also represented are chlorites analyses rejected (i.e. not used in the averages) because of potential chlorite-mica intergrowth (Na_2O, K_2O or CaO ≥ 0.5 wt%). See Table 2 for sample locations.

Major element analyses of Piton des Neiges rocks are provided in Table 2 and represented on Fig. 6. In a total alkali vs. silica diagram (Fig. 6a), the analyses fall in the range of picro-basalts and basalts and are transitional between the tholeitic and the alkalic compositional fields. Together with literature data for Piton des Neiges, our new analyses plot on the trachyte differentiation trend. In the CaO/Al_2O_3 vs. MgO space (Fig. 6b), olivine-rich rocks plot on a subhorizontal line corresponding to olivine fractionation, whereas gabbros, pyroxenites, and differentiated rocks from the literature define a line corresponding to the fractionation of plagioclase + clinopyroxene. These data are very consistent with rock analyses from Piton de la Fournaise and highlight the exceptional homogeneity of major element compositions on both volcanoes from La Réunion Island. In olivine-rich rocks such as olivine basalts and dunites, the loss on ignition (LOI) correlates positively with the MgO and negatively with $Al_2O_3 + CaO + Na_2O$ (Fig. 6c–d), supporting the petrological observation that olivine is the primarily altered mineral in these rocks. In plagioclase- and/or clinopyroxene-rich rocks, the highest LOIs are observed for the lowest MgO and the highest $Al_2O_3 + CaO + Na_2O$ concentrations. This indicates that plagioclase is the most altered mineral in these rocks, in agreement with petrological observations.

4. Discussion

4.1. Chronology of deformation and secondary mineralization

Microscopic observation allows us to reconstruct the relative chronology of deformation and hydrothermal alteration in the detachment. The oldest deformation microstructure is cataclasis in the gabbro as well as in the detachment. This cataclasis is then overprinted by the *syn*-deformation crystallization of chlorite, as a core zone in faults within the gabbro or as a mylonite within the sill zone. Pumpellyite crystallizes after chlorite, in fracture arrays within the gabbro and during the last increment of ductile deformation within the mylonites. In both cases, the wall-perpendicular orientation of pumpellyite fibers indicates that precipitation occurred by continuous growth into open veins. The opening of veins and C' planes, together with the occurrence of vein arrays in the gabbro typical of hydraulic fractures, implies that the fluid pressure was greater than the minimum principal stress at the time of pumpellyite crystallization. Calcite is the last mineralization and occurs in free voids essentially after deformation.

This succession of deformation and mineralization processes suggests that the detachment at the top of the pluton initiated as a brittle deformation zone. Cataclasis likely increased the permeability of gabbro and basalt, and favored fluid infiltration and chlorite-producing reactions. This replacement of primary strong primary minerals by weak chlorite provides an explanation to the evolution of brittle deformation into ductile simple shear. In turns, ductile deformation may have induced a negative feedback on fluid infiltration, as it likely resulted in the disconnection of pores in the detachment. The end of ductile deformation appears to have coincided with an elevated fluid pressure, possibly caused by the permeability loss. The elevated fluid pressure resulted in the reactivation of C' planes as opening veins and the formation of hydraulic fractures both filled with pumpellyite. Opened veins and voids were then sealed with calcite precipitation.

4.2. Temperature of deformation in the detachment

According to the above observations, chlorite crystallization appears to be synchronous with deformation. Hence, the chlorite geothermometer may provide an estimate of the temperature of deformation. The four analyzed samples yield temperatures in the range 150–250 °C (Fig. 5a), suggesting that both brittle and ductile deformation microstructures represent a low-temperature deformation. This low temperature range is confirmed by the absence of crystal plastic deformation of primary minerals, and by the absence of high-grade metamorphic minerals such as amphibole in deformation structures. These results considerably narrows the 100–325 °C temperature range of hydrothermal alteration estimated based on natrolite, laumontite, and pumpellyite occurrences in the cirque of Salazie (Rançon, 1985), as well as the 122–316 °C range obtained by considering the overburden (1.25–3.5 km, Chaput et al., 2014b) and the present-day temperature gradient measured at borehole SLZ1 (86 °C/km, Demange and Puvilland, 1986).

An interesting result is the significant Si enrichment of chlorites from the two footwall samples compared to chlorites from the two samples collected in the sill zone, which implies lower temperatures in the footwall (~150 °C) than in the sill zone (220–250 °C). This ≥70 °C temperature difference is independent of the host rock composition since it is found in the gabbro, in the gabbro mylonite as well as in olivine-rich basalt dykes and sills. The highest temperatures being found in replacement textures as well as in deformation structures, the temperature difference does not seem either to be specific to deformation. We therefore conclude that this temperature difference is not due to compositional or textural bias, and reflects true spatial and/or temporal temperature variations between the footwall and the detachment.

The ~75 °C temperature decrease recorded in chlorites from the pressure shadow of a porphyroclast in the gabbro mylonite (Fig. 5b) also suggests that the detachment progressively cooled down in the course of ductile deformation. This temperature decrease is supported by the paragenesis pumpellyite ± prehnite ± zeolites that overprints chlorite in dilatant veins at the end of ductile deformation. Indeed, pumpellyite crystallizes above 125 °C (Bevins et al., 1991), and the absence of epidotes in the paragenesis suggests that it crystallized below ~200 °C (Bird et al., 1984). We there-

fore propose that the change from chlorite-filled S-C' structures to pumpellyite-filled dilatant veins resulted not only from a pore pressure rise, but also from a return of the detachment to the ~150 °C ambient temperature of the footwall.

4.3. Major element changes associated with alteration and deformation

We compared the major element composition of deformed and hydrothermally altered rocks with that of their unaltered protoliths within, below and above the detachment. Because of the variable nature of magmatic products, we had to determine the likeliest protoliths matching the different kinds of deformed and altered rocks. The most representative protoliths were chosen as those having (1) the same magmatic minerals as the altered rocks, (2) similar concentrations of low-mobility elements likes Al, Ti, Fe, and (3) the lowest possible LOI values. We then compared altered/deformed rocks and their average protolith with mass balance calculation using the isocon method (Grant, 1986; Gresens, 1967). To do so, we considered Ti as the less mobile element and used TiO_2 as a reference frame. Indeed, Ti-rich phases are essentially magmatic oxides (ilmenite and titanomagnetite) displaying only a faint alteration into rutile, which suggests that Ti was not significantly leached during alteration. We did not consider Al and Fe as immobile due to the strong alteration of plagioclase in feldspar-rich rocks (Fig. 6c), and of olivine in olivine-rich rocks (Fig. 6d).

Averaged major element compositions of intact and deformed/altered rocks, and corresponding mass balance calculations, are provided in Table 3, Fig. 7. All the altered rocks have in common a strong enrichment in volatile species, the highest values being reached in sills of the detachment (up to 928%). Deformed rocks display strong gains in P_2O_5 and to a lesser extent in K_2O (up to 774% and 249%, respectively), whereas these species are depleted or not enriched in gabbros and in footwall or hanging wall basalts. SiO_2, Al_2O_3 and CaO are correlated to each other and enriched in the gabbro mylonite, but depleted in other rocks, except for a SiO_2 enrichment in hanging wall basalts. Na_2O is depleted by up to −60% in gabbros and in deformed rocks, but do not show significant variations in footwall and hanging wall basalts. We interpret these variations as due to the alteration of feldspar and the re-precipitation of these elements as calcsilicate minerals (pumpellyite ± prehnite ± zeolites) and calcite in deformations structures from the detachment. MgO, Fe_2O_3 and MnO and total mass changes are not significant given the compositional variability of the protoliths.

These comparisons suggest that the hydrothermal alteration of rocks resulted in a volatile gain at the regional scale. The patterns of concentration changes in basalts from the footwall and the hanging wall suggests that the two sides of the detachment experienced similar alterations. Phosphorus and to a lesser extent K, Si, Al, and Ca seem to have been leached from the country rocks, but redistributed at the 10–100 m scale by deformation and precipitation of secondary minerals in the detachment. Na was also leached from gabbros and deformed rocks at the 10–100 m scale, but not redistributed in any of the observed rocks.

4.4. Scenario of detachment initiation and evolution

The chronology of microstructures indicates that the deformation at the top of the plutonic complex initiated as a brittle failure, and evolved as a localized ductile shear toward the north in the detachment. Ductile deformation occurred in low greenschist facies at a maximum temperature of ~250 °C, and lasted down to the pumpellyite facies. The noteworthy absence of plastic deformation in primary minerals, and of minerals of the amphibolite facies in deformation microstructures, implies that the plutonic complex of Piton des Neiges did not undergo any deformation between the solidus and the greenschist facies.

We also showed that hydrothermal alteration resulted in chemical changes. This hydrothermal alteration occurred at the regional scale, but the detachment appears to have focused fluid input. Sodium seems to have been the most mobile element, as it was leached from the gabbros and the detachment and not re-deposited nearby. Increased concentrations in P, K, Si, Al, and Ca in deformed rocks and their corresponding depletion in the footwall and/or hangingwall suggest that these species migrated from the country rocks to the detachment. Because P and K are mobile elements, they would be depleted if the fluid solutions had escaped the detachment. Therefore, the P and K enrichment, and the relatively low mobility of other elements like Si and Ca, suggest that the detachment was not a zone of massive fluid circulation as crustal detachments (e.g. Morrison and Anderson, 1998), but rather acted as a trap for fluid solutions leaching of footwall and hangingwall rocks. Most of the fluids were consumed by mineral reactions.

The observed paragenetic sequence of hydrothermal alteration indicates that the fluids responsible for the regional metamorphism, as well as the fluids in presence during cataclasis and ductile deformation, were essentially aqueous solutions. These aqueous solutions may have been either supplied by a downward infiltration of meteoric fluids or by the degassing of cooling magma reservoirs. Because degassing basaltic magmas usually emit S and CO_2 in addition to H_2O, the absence of sulfur-bearing species and carbonates among minerals of the greenchist and pumpellyite facies supports a meteoric origin for the reactive fluids. The subsequent appearance of calcite points to an evolution of the fluid solution into a CO_2-rich mixture, possibly of magmatic contribution, only at the very end of deformation and alteration or after these events.

Compared to data in the gabbro, the ≥70 °C greater temperature record of alteration chlorites in the sill and the gabbro mylonite suggests that the temperature in the detachment was higher than in the footwall. This may be interpreted either by cooling of the footwall, or by heating of the detachment zone. Footwall cooling by fluid circulation has been reported in crustal detachments (e.g. Morrison and Anderson, 1998), but the lack of silica or carbonates transport does not plead in favor of this scenario. We therefore privilege the latter interpretation of a heated detachment, and propose that sill injections were the heat source. It is likely that the heat provided by these cooling sills favored weakening mineral reactions, among which in particular the alteration of olivine, clinopyroxene and feldspar into chlorite, thus progressively modifying the deformation from cataclasis to ductile creep at the top of the pluton. Deformation in the detachment seems to have episodically occurred at an elevated fluid pressure (greater than the minimum principal stress) especially at the end of ductile flow, as evidenced by the open C' planes and the hydrofractures filled with pumpellyite then calcite. It is possible that pore pressure rises may also come from the pressurization of hydrothermal fluids by sill injections in the detachment. Because some undeformed sills are observed in the detachment, it is likely that ductile deformation vanished in the sills before the last sill injection. Some deformation and alteration persisted in the breccia after the deposition of the debris avalanche.

4.5. Implications for the deformation of basaltic volcanoes

An important implication of our study is that the observed or drilled portions of Piton des Neiges' plutonic complex did not undergo any significant deformation from the solidus to 250 °C, as opposed to the proposed creep of an olivine cumulate at the origin of spreading in Hawai'i (Clague and Denlinger, 1994). This does not rule out deformation of the pluton above the solidus of gabbroic rocks, in a still molten magma reservoir, or deformation below the solidus but at depth beyond reach of observation.

Table 3
Averaged compositions of rocks used for mass balance calculation, and mass changes of oxides in altered and deformed rocks relative to their pristine protolith. Raw data are provided in Table 2.

Rock type	Intact gabbro	Altered gabbro	Sheared gabbro	Gabbro mylonite	Intact sill	Altered sill	Intact basalt	Altered basalt (Footwall)	Altered basalt (Hanging wall)
Samples used for average	CB12260513; CB15290513; CB3A260513; SAL 18; SAL 26; SAL 28; SAL106; SAL93	SAL 070312-1; SAL 6	SAL 070313-1A	SAL 070313-1B	SAL 58; SAL 67	SAL070404-3; SAL 070313-3	FJE2; SAL 71	SAL 17; SAL 24; SAL 8; SAL 9	PdN26; SAL 52; SAL 70; SAL 153; SAL 112
Averaged compositions (wt%)									
SiO_2	47.27 ± 1.59	44.96 ± 1.59	44.14	42.88	45.06 ± 1.9	41.4	46.88 ± 1.44	44.82 ± 1.07	45.98 ± 1.73
Al_2O_3	14.95 ± 4.07	10.18 ± 4.07	10.993	16.03	9.8 ± 0.83	8.8215	13 ± 0.7	12.44 ± 0.79	11.63 ± 1.65
MgO	11.84 ± 4.05	14.18 ± 4.05	13.347	8.126	18.31 ± 1.58	19.17	10 ± 2.21	11.3 ± 2.63	12.11 ± 4.67
CaO	14.94 ± 1.23	16.31 ± 1.23	15.943	19.6	8.11 ± 0.57	7.0645	10.29 ± 0.85	9.61 ± 0.84	8.69 ± 0.34
Fe_2O_3	7.23 ± 2.16	8.3 ± 2.16	7.638	3.882	13.63 ± 0.63	12.2035	12.58 ± 0.44	11.75 ± 0.58	11.93 ± 0.89
MnO	0.12 ± 0.04	0.13 ± 0.04	0.1363	0.075	0.19 ± 0.01	0.1581	0.16 ± 0.02	0.15 ± 0.01	0.16 ± 0.01
Na_2O	1.37 ± 0.72	0.62 ± 0.72	0.737	0.823	1.62 ± 0.18	0.7405	2.52 ± 0.31	2.39 ± 0.77	2.24 ± 0.93
K_2O	0.19 ± 0.16	0.1 ± 0.16	0.329	0.54	0.36 ± 0.1	0.213	0.79 ± 0.32	0.44 ± 0.16	0.81 ± 0.58
TiO_2	0.71 ± 0.13	0.81 ± 0.13	0.791	0.565	1.71 ± 0.13	1.512	2.59 ± 0.33	2.37 ± 0.18	2.09 ± 0.35
P_2O_5	0 ± 0.01	0 ± 0.01	0.04	0.03	0.2 ± 0.01	0.185	0.31 ± 0.13	0.27 ± 0.02	0.23 ± 0.08
LOI	1.26 ± 0.26	4.02 ± 0.26	5.16	6.29	0.89 ± 1.2	7.66	0.56 ± 0.21	4.45 ± 0.38	3.47 ± 1.26
Sum	99.88 ± 0.74	99.61 ± 0.74	99.2543	98.841	99.86 ± 0.28	99.1281	99.68 ± 0.55	99.97 ± 0.38	99.34 ± 0.87
Relative gains/losses (%)									
SiO_2		−17 ± 3.4	−16.7 ± 3.4	13.3 ± 3.4		3.6 ± 4.5		4.7 ± 3.8	21.5 ± 4.8
Al_2O_3		−40.6 ± 27.2	−34.4 ± 27.2	33.9 ± 27.2		1.5 ± 25		4.8 ± 8.1	10.9 ± 13.8
MgO		4.5 ± 34.2	0.5 ± 34.2	−14.3 ± 34.2		18.1 ± 32.3		23.8 ± 34.4	50.1 ± 51.7
CaO		−4.7 ± 8.2	−4.8 ± 8.2	63.9 ± 8.2		−1.7 ± 23		2.3 ± 11.6	4.6 ± 8.9
Fe_2O_3		0.2 ± 29.8	−5.7 ± 29.8	−32.9 ± 29.8		1 ± 5.4		2.3 ± 5.8	17.5 ± 7.9
MnO		−2.4 ± 35.1	2.1 ± 35.1	−21.3 ± 35.1		−3.6 ± 4.1		3.1 ± 11.5	23.7 ± 12.6
Na_2O		−60.7 ± 52.7	−52 ± 52.7	−25 ± 52.7		−48.3 ± 21.4		4 ± 33.1	10.3 ± 38.8
K_2O		−55.3 ± 81.6	52 ± 81.6	249.2 ± 81.6		−33.3 ± 6.5		−38.8 ± 45	13.7 ± 41.9
TiO_2		0 ± 18.4	0 ± 18.4	0 ± 18.4		0 ± 17		0 ± 14.5	0 ± 18.6
P_2O_5		−100 ± 184	733 ± 184	774 ± 184		4 ± 33		−6 ± 42	−1 ± 4.8
LOI		179 ± 21	266 ± 21	525 ± 21		876 ± 259		766 ± 77	66.4 ± 22.7
Mass change		−12.7 ± 16.1	−10.8 ± 16.4	24.9 ± 23		12.8 ± 8.9		9.5 ± 19.2	−23.9 ± 23.1

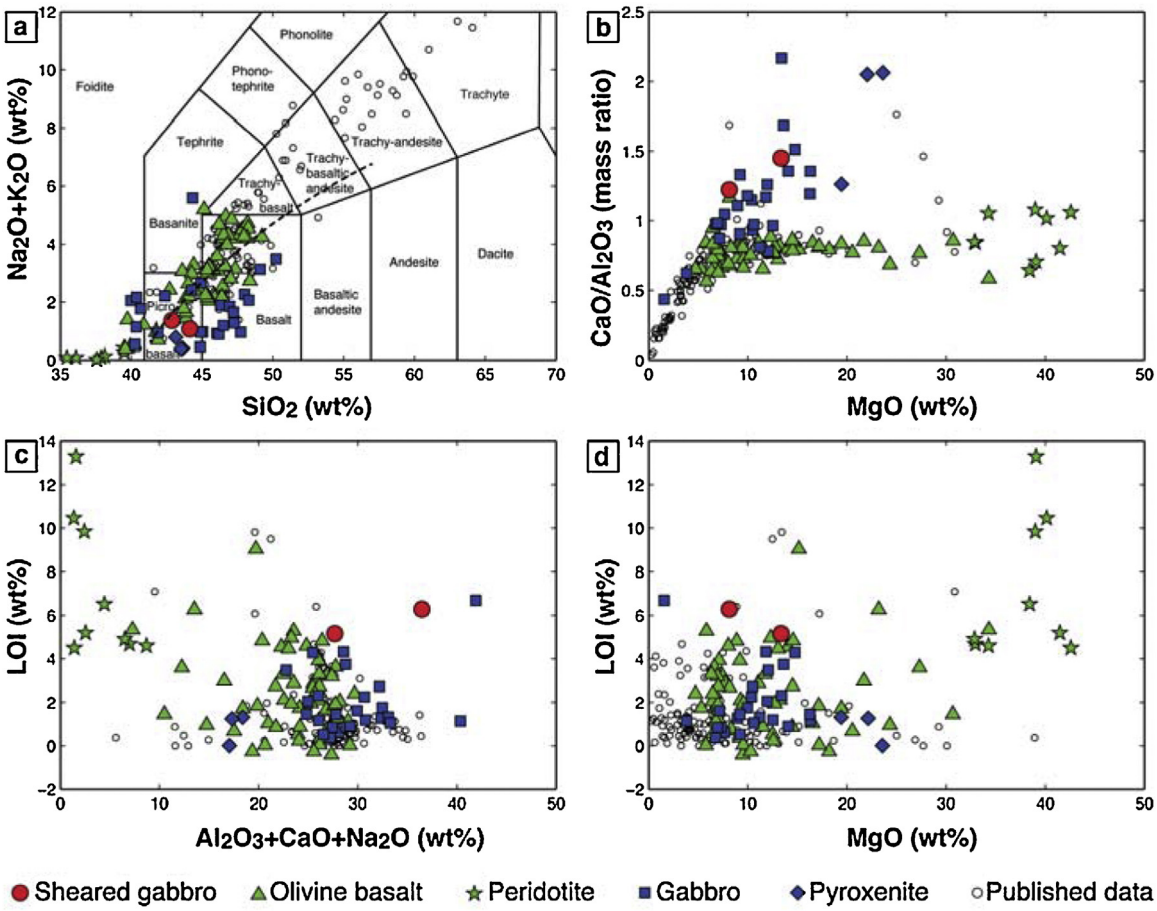


Fig. 6. Major element composition of basic rocks from Piton des Neiges (colored symbols) compared with literature data (open symbols) from (Chovelon, 1986; Fisk et al., 1988; Oversby, 1972; Upton and Wadsworth, 1967, 1972a,b). (a) Total alkali vs. silica diagram. The dashed line represents the transition from tholeitic to alkaline magmas. (b) CaO/Al_2O_3 vs. MgO diagram. The horizontal trend reflects variable olivine content. The 10/1 sloping trend reflects variable clinopyroxene ± plagioclase content. (c) and (d) Loss on ignition (LOI) vs. $Al_2O_3 + CaO + Na_2O$ and MgO, respectively. New data are provided in Table 2.

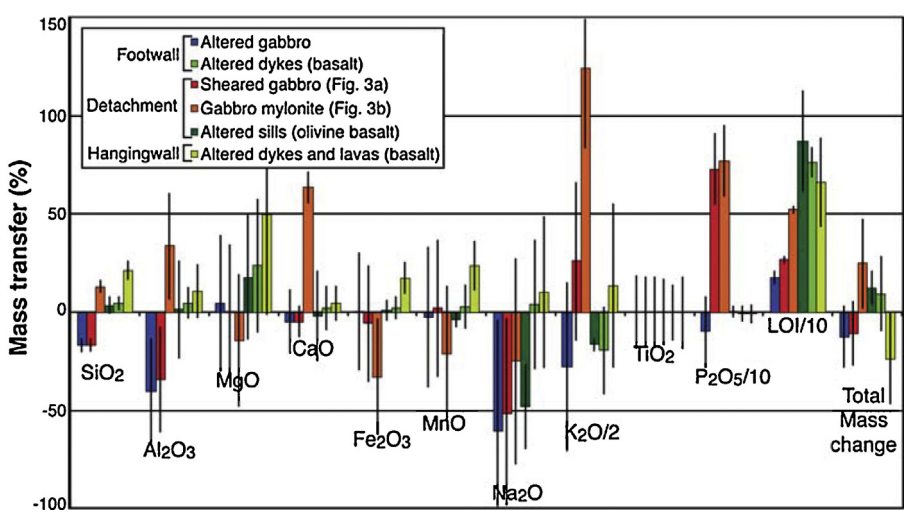


Fig. 7. Element mass transfers in hydrothermally altered and deformed rocks relative to their unaltered protolith (Table 3). Black vertical bars represent uncertainties due to the compositional heterogeneity of unaltered protolihs. For graphical convenience, the relative proportions of K_2O, P_2O_5 and LOI have been divided by 2, 10 and 10, respectively.

Instead, the interface between the plutonic complex and the host rocks localized deformation in the lower greenschist facies below 250 °C. Piton des Neiges has thus undergone a low-temperature localized ductile deformation due to the weakening action of hydrothermal alteration. As proposed above, this hydrothermal alteration was likely sustained by the heat of cooling sills. Outside the heat source of sills in the detachment, the hydrothermal alteration occurred at a 70–100 °C lower temperature, and did not cause any weakening. This conclusion is somewhat in contradiction with previous studies that attributed the spreading

of basaltic volcanoes to the existence of a large creeping hydrothermal system (Delcamp et al., 2011; Duffield et al., 1982; Merle and Lénat, 2003; Michon and Saint-Ange, 2008). In analogic models of basaltic volcano spreading, hydrothermal systems are generally considered as thick ductile bodies represented by viscous materials such as plasticine or golden syrup (Delcamp et al., 2011; Merle and Lénat, 2003; Michon and Saint-Ange, 2008). The inspection of Piton des Neiges emerged edifice, however, suggests that hydrothermal alteration induced a ductile deformation only in the immediate vicinity of preferential intrusion zones, like the Salazie sill zone localized at the top of the plutonic complex. Accordingly, we favor a conceptual model in which volcano spreading occurs by local hydrothermal alteration and weakening at discontinuities reactivated by magma injections, rather than by the weakening action of a large ductile hydrothermal system in the edifice. Such a large creeping hydrothermal system may still exist, but only deeper than observations.

The internal deformation at Piton des Neiges may be used to draw inferences on the behavior of active volcanoes like Piton de la Fournaise, the other volcano of La Réunion Island. Recent studies evidenced up to 1.4 m seaward surface displacements of the eastern flank of Piton de la Fournaise during eruptions such as in April 2007 (March, 30 to May, 1), followed by a decaying deformation in the years after this eruption (Froger et al., 2015). Numerical modeling showed that the co-eruptive flank deformation in April 2007 could be the result of a sheared sill injection or a detachment fault (Cayol et al., 2014; Chaput et al., 2014b). The magmas emitted at the tip of this structure were made of olivine basalts. A kilometer-scale plutonic complex of gabbro and dunite were also evidenced by gravimetry (Gailler et al., 2009; Rousset et al., 1989) and reached by exploration drilling from 838 to 2831 m below sea level (Rançon et al., 1989) underneath the moving eastern flank. Reports of core and cutting inspections describe an abundant hydrothermal alteration at the top of the plutonic complex coeval with deformation microstructures, and no significant deformation underneath (Lerebour et al., 1989). Following the analogy with Piton des Neiges, the structure at the origin Piton de la Fournaise' East flank deformation might be a slip surface at the top of the plutonic complex. This slip surface would be activated by the hydrothermal alteration and fluid pressurization caused by repeated sill injections.

5. Conclusion

Our study of an exposed plutonic complex at Piton des Neiges volcano shows that the top of this pluton acted as a detachment, by localizing repeated injections of sills, hydrothermal alteration, and shear deformation toward the sea in the discontinuity. Deformation in this detachment initiated as a cataclasis, evolved into a ductile flow, and ended up as vein opening due to fluid overpressure. The temperature of hydrothermal alteration and deformation in the detachment (~250 °C), was ≥70 °C hotter than the temperature of alteration in the undeformed footwall. Localized alteration resulted in the deposition of mobile elements (K, P) in the detachment, probably leached from the surrounding rocks by hydrothermal fluids.

Our results suggest that the localization of ductile deformation was a low-temperature process, possibly resulting from the transformation of magmatic minerals into weak phyllosilicates such as chlorite. We propose that these localized reactions of hydrothermal alteration were activated and sustained by the heat of cooling sills repeatedly injected at the top of the plutonic complex. Episodic pressurization of heated fluids around the sills may have also participated to the localization of deformation.

This study implies that the upper ~4000 m of Piton des Neiges accessible to observation and drilling neither experienced any crystal plastic deformation of a magma reservoir between the solidus and 250 °C, nor any weakening by a large hydrothermal system at the scale of the edifice. Creeping cumulates or hydrothermal systems, proposed as potential causes of spreading on basaltic volcanoes, lack observational support at Piton des Neiges. Rather, deformation appears to have focused in narrow zones at pre-existing discontinuities, as a consequence of preferential injections of magma during eruptions. This alternative mechanism of volcano spreading may possibly explain the present day co-eruptive and inter-eruptive deformation of Piton de la Fournaise, the active volcano of La Réunion Island.

Acknowledgments

This research was funded by grants from INSU, CNRS ("Sill'nslip" and "Runrise" projects) and from the Conseil Régional de La Réunion. Valérie Cayol and an anonymous reviewer are thanked for their comments that improved the quality of the manuscript. We also thank the Parc National de La Réunion who approved the access to remote protected areas of Piton des Neiges, and Ricaric who made this access possible. This is IPGP contribution 3750.

References

Bence, A.E., Albee, A.L., 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. J. Geol. 76, 382–403.
Berthod, C., Famin, V., Bascou, J., Michon, L., Ildefonse, B., Monié, P., 2016. Evidence of sheared sills related to flank destabilization in a basaltic volcano. Tectonophysics 674, 195–209.
Bevins, R.E., Rowbotham, G., Robinson, D., 1991. Zeolite to prehnite-pumpellyite facies metamorphism of the late Proterozoic Zig-Zag Dal Basalt Formation, eastern North Greenland. Lithos 27 (3), 155–165.
Billard, G., Vincent, P.M., 1974. Cartes géologiques de la France—La Réunion 1/50000. In: E.d. BRGM (Ed.), France, pp. 4 feuilles et notice.
Bird, D.K., Schiffman, P., Elders, W.A., Williams, A.E., McDowell, S.D., 1984. Calc-silicate mineralization in active geothermal systems. Econ. Geol. 79 (4), 671–695.
Bret, L., Fevre, Y., Join, J.-L., Robineau, B., Bachèlery, P., 2003. Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges volcano (Reunion Island): overview and geological hazard. J. Volcanol. Geotherm. Res. 123, 25–41.
Cathelineau, M., Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothemometer: the Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contrib. Mineral. Petrol. 91, 235–244.
Cayol, V., Catry, T., Michon, L., Chaput, M., Famin, V., Bodart, O., Froger, J.L., Romagnoli, C., 2014. Sheared sheet intrusions as mechanism for lateral flank displacement on basaltic volcanoes: applications to Réunion Island volcanoes. J. Geophys. Res.: Solid Earth 119, 7607–7635.
Chaput, M., Famin, V., Michon, L., 2014a. Deformation of basaltic shield volcanoes under cointrusive stress permutations. J. Geophys. Res.: Solid Earth 119 (1), 274–301.
Chaput, M., Pinel, V., Famin, V., Michon, L., Froger, J.-L., 2014b. Cointrusive shear displacement by sill intrusion in a detachment: a numerical approach. Geophys. Res. Lett. 41 (6), 1937–1943.
Chevallier, L., Vatin-Perignon, N., 1982. Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean. Bull. Volcanol. 45 (4), 285–298.
Chovelon, P., 1986. Forage géothermique de Salazie (SLZ1): étude géologique du forage, Rapport CFG (groupe BRGM) no. 86 CFG 018.
Clague, D.A., Denlinger, R.P., 1994. Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes. Bull. Volcanol. 56 (6), 425–434.
Delcamp, A., Wyk de Vries, B., James, M.R., Gailler, L.S., Lebas, E., 2011. Relationships between volcano gravitational spreading and magma intrusion. Bull. Volcanol. 74 (3), 743–765.
Demange, J. Puvilland, P., 1986. Bilan de l'exploration géothermique de l'île de la Réunion au vu des résultats des forages SR1 et SLZ1. Rapport CFG (groupe BRGM) no. 86 CFG 019.
Deniel, C., Kieffer, G., Lecointre, J., 1992. New 230Th–238U and 14C age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion: a revised chronology for the differentiated series. J. Volcanol. Geotherm. Res. 51, 253–267.
Duffield, W.A., Stieltjes, L., Varet, J., 1982. Huge landslide blocks in the growth of piton de la fournaise, La Réunion, and Kilauea volcano Hawaii. J. Volcanol. Geotherm. Res. 12 (1–2), 147–160.
Elsworth, D., Day, S.J., 1999. Flank collapse triggered by intrusion: the Canarian and Cape Verde Archipelagoes. J. Volcanol. Geotherm. Res. 94, 323–340.
Famin, V., Michon, L., 2010. Volcano destabilization by magma injections in a detachment. Geology 38 (3), 219–222.
Fisk, M.R., Upton, B.G.J., Ford, C.E., White, W.M., 1988. Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Réunion Island, Indian Ocean. J. Geophys. Res. 93 (B5), 4933–4950.
Froger, J.-L., Famin, V., Cayol, V., Augier, A., Michon, L., Lénat, J.-F., 2015. Time-dependent displacements during and after the April 2007 eruption of

Piton de la Fournaise, revealed by interferometric data. J. Volcanol. Geotherm. Res. 296, 55–68.
Gailler, L.-S., Lénat, J.-F., 2012. Internal architecture of La Réunion (Indian Ocean) inferred from geophysical data. J. Volcanol. Geotherm. Res. 221–222, 83–98.
Gailler, L.-S., Lénat, J.-F., Lambert, M., Levieux, G., Villeneuve, N., Froger, J.-L., 2009. Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis. J. Volcanol. Geotherm. Res. 184 (1–2), 31–48.
Gillot, P.-Y., Nativel, P., 1982. K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Reunion island, Indian Ocean. J. Volcanol. Geotherm. Res. 13, 131–146.
Grant, J.A., 1986. The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. Econ. Geol. 81 (8), 1976–1982.
Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. Chem. Geol. 2, 47–65.
Iverson, R.M., 1995. Can magma injection and groundwater forces cause massive landslides on Hawaiian volcanoes. J. Volcanol. Geotherm. Res. 66, 295–308.
Lerebour, P., Rançon, J.P., Augé, T., 1989. The Grand BrÛlé exploration drilling: New data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano: Part 2: secondary minerals. J. Volcanol. Geotherm. Res. 36 (1–3), 129–137.
Merle, O., Lénat, J.-F., 2003. Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. J. Geophys. Res. 108 (B3), 2166.
Michon, L., Saint-Ange, F., 2008. Morphology of Piton de la Fournaise basaltic shield volcano (La Réunion Island): characterization and implication in the volcano evolution. J. Geophys. Res. 113 (B3).
Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., Torresan, M.E., 1989. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. J. Geophys. Res. 94 (B12), 17465.
Morrison, J., Anderson, J.L., 1998. Footwall refrigeration along a detachment fault: implications for the thermal evolution of core complexes. Science 279, 63–66.
Oehler, J.-F., Labazuy, P., Lénat, J.-F., 2004. Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. Bull. Volcanol. 66 (7), 585–598.
Oehler, J.-F., Lénat, J.-F., Labazuy, P., 2008. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. Bull. Volcanol. 70 (6), 717–742.
Oversby, V.M., 1972. Genetic relations among the volcanic rocks of Réunion: chemical and lead isotopic evidence. Geochim. Cosmochim. Acta 36, 1167–1179.
Rançon, J.P., Lerebour, P., Augé, T., 1989. The Grand Brulé exploration drilling: new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: lithostratigraphic units and volcano-structural implications. J. Volcanol. Geotherm. Res. 36, 113–127.
Rançon, J.P., 1985. Hydrothermal history of Piton des Neiges volcano (Reunion Island, Indian Ocean). J. Volcanol. Geotherm. Res. 26 (3–4), 297–315.
Rousset, D., Lesquer, A., Bonneville, A., Lénat, J.F., 1989. Complete gravity study of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. J. Volcanol. Geotherm. Res. 36, 37–52.
Salvany, T., Lahitte, P., Nativel, P., Gillot, P.-Y., 2012. Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): competition between volcanic construction and erosion since 1.4Ma. Geomorphology 136 (1), 132–147.
Schultz, R.A., 1995. Limits on strength and deformation properties of Jointed basaltic rock masses. Rock Mech. Rock Eng. 28 (1), 1–15.
Swanson, D.A., Duffield, W.A., Fiske, R.S., 1976. Displacement of the south flank of Kilauea volcano: the result of forceful intrusion of magma into the rift zones. US Geol. Surv. Prof. Pap. 963, 1–39.
Upton, B.G.J., Wadsworth, W.J., 1967. A complex basalt-mugearite sill in Piton des Neiges volcano, Reunion. Am. Mineral. 52, 1475–1491.
Upton, B.G.J., Wadsworth, W.J., 1972a. Aspects of magmatic evolution on Réunion Island. Philos. Trans. R. Soc. Lond. 271 (A), 105–130.
Upton, B.G.J., Wadsworth, W.J., 1972b. Peridotitic and gabbroic rocks associated with the Shield-Forming lavas of Réunion. Contrib. Min. Petrol. 35, 139–158.
Walter, T.R., Acocella, V., Neri, M., Amelung, F., 2005. Feedback processes between magmatic events and flank movement at Mount Etna (Italy) during the 2002–2003 eruption. J. Geophys. Res. 110 (B10), B10205.

Chapitre 6 *:*

Evidence de sills cisaillés associés à la déstabilisation de flanc d'un volcan bouclier

Ce chapitre, écrit sous la forme d'un article publié dans la revue «Tectonophysics », présente une étude portant sur l'écoulement magmatique dans une intrusion sub-horizontale du Piton des Neiges.

Présentation de l'article

Objectifs

Une hypothèse récente propose l'injection de sills dans un détachement comme facteur d'instabilité des édifices volcaniques, pouvant conduire au déclenchement d'une déstabilisation de flanc (*Famin & Michon*, 2010; *Chaput et al.*, 2014a, 2014b). Des modèles numériques suggèrent que chaque intrusion serait accompagnée d'un glissement co-intrusif pouvant atteindre quelques mètres (*Cayol et al.*, 2014). Appliqué au détachement observé dans le cirque de Salazie, au cœur du Piton des Neiges (*Famin & Michon*, 2010), où l'on observe une cinquantaine de sills, une telle déformation représenterait plus de 180 m de déplacement latéral (*Cayol et al.*, 2014). Notre travail a eu pour objectif de rechercher la présence d'une composante de cisaillement lors la mise en place de sills dans le détachement, afin de déterminer leur influence sur la stabilité de l'édifice volcanique et sur le déclenchement de déstabilisations. Pour cela, nous avons développé une approche multi-disciplinaire combinant une étude microstructurale, des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM), et une étude de la distribution des minéraux opaques (par traitement d'images en 2D) et des silicates (par EBSD) afin de déterminer les phases minérales portant et contrôlant l'ASM.

Principaux résultats et interprétations

1) Notre étude révèle une bréchification des sills du détachement suggérant le déclenchement d'une avalanche de débris postérieure à la mise en place des intrusions magmatiques. Les stries à la base de l'avalanche indiquent un sens d'écoulement et/ou de dépôt de l'avalanche vers le NNE. Le sill qui constitue la base de l'avalanche de débris est l'un des moins déformés et recoupe d'autres sills. Ce sill est interprété comme l'un des derniers évènements précédant l'avalanche de débris et a donc été sélectionné pour une étude détaillée de sa fabrique minéralogique et magnétique.

2) L'étude pétrologique de ce sill montre que les minéraux magnétiques se sont développés après l'olivine et avant le clinopyroxène. De plus, les analyses d'images, d'EBSD et d'ASM montrent une corrélation entre la distribution des minéraux magnétiques, les axes cristallographiques des minéraux magmatiques et magnétiques. L'ASM est donc bien associée à la distribution des minéraux magnétiques et reflète la fabrique magmatique dans l'intrusion.

3) Au travers de l'intrusion, cette fabrique magnétique est asymétrique et révèle un écoulement du magma vers le NNE associé à un déplacement du compartiment supérieur de l'intrusion dans le même sens. Ce résultat suggère que le cisaillement co-intrusif du sill lors de sa mise en place et le déplacement de l'avalanche sont liés par un même mécanisme.

4) Répétés sur les dizaines d'intrusions présentes dans le détachement, ces glissements co-intrusifs augmentent l'instabilité de l'édifice et pourraient jouer un rôle prépondérant dans le déclenchement des déstabilisations de flanc, comme celle observée au Piton des Neiges.

Tectonophysics 674 (2016) 195–209

Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/tecto

Evidence of sheared sills related to flank destabilization in a basaltic volcano

C. Berthod [a,*], V. Famin [a], J. Bascou [b], L. Michon [a], B. Ildefonse [c], P. Monié [c]

[a] Laboratoire GéoSciences, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, UMR 7154, Sorbonne Paris Cité, CNRS, 97744 Saint Denis, France
[b] Université de Lyon, Université Jean Monnet, UMR CNRS IRD 6524, Laboratoire Magmas et Volcans, F-42023 Saint Etienne, France
[c] Geosciences Montpellier, CNRS UMR 5243, Université de Montpellier 2, Place Bataillon, 34095 Montpellier, cedex 5, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 22 October 2015
Received in revised form 2 February 2016
Accepted 8 February 2016
Available online 21 February 2016

Keywords:
La Réunion volcanoes
Sill
Magnetic fabric
Crystallographic fabric
Cointrusive displacement
Debris avalanche

ABSTRACT

Piton des Neiges basaltic volcano (La Réunion) has been deeply dissected by erosion, exposing large volumes of debris avalanche deposits. To shed light on the factors that led to volcano flank destabilizations, we studied the structure, the crystallographic and magnetic fabrics of the substratum of a debris avalanche unit. This substratum is a complex of >50 seaward-dipping sills that has been exposed by the avalanche. Structural observations show that the sill plane in contact with the avalanche is one of the latest intrusions in the sill complex. In this uppermost sill, the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is correlated to the crystallographic preferred orientation of magmatic silicate minerals, allowing us to use AMS as a proxy to infer the magmatic flow. The AMS fabric across the intrusion is strongly asymmetric, which reveals that the contact sill was emplaced with a normal shear displacement of its hanging wall. The shear displacement and the magma flow in the intrusion are both directed toward the NNE, i.e. toward the sea, which is also the direction of the slope and of the debris avalanche runout. Because all the sills in the intrusion complex have a similar dip and dip direction, it is likely that several of them also underwent a cointrusive slip toward the NNE. We conclude that this cointrusive normal slip, repeated over many intrusions of the sill complex, increased the flank instability of the volcano. This incremental instability may have ended up into the observed debris avalanche deposit. At Piton de la Fournaise, the active volcano of La Réunion, sill intrusion and cointrusive flank displacement have been inferred from geophysical studies for the April 2007 eruption. By providing direct evidence of sheared sills, our study substantiates the idea that repeated sill intrusions may eventually trigger flank destabilizations in basaltic volcanoes.
© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Destabilizations are rare but catastrophic processes of volcano flank failure, essentially known from their large-scale onshore and offshore deposits of debris avalanche breccia (Siebert, 1984; Moore et al., 1989; McGuire, 1996). The only observed example of such destabilization occurred during the eruption of Mount Saint Helens in May 1980 (Voight et al., 1981). Since then, coeruptive flank displacements have been documented at several volcanoes, like Kilauea in Hawaii (Montgomery-Brown et al., 2011), Mount Etna in Italy (Walter et al., 2005), and Piton de la Fournaise in La Réunion (Froger et al., 2015). Understanding how such displacements may evolve into destabilizations is important for volcanic risk management.

Coeruptive flank displacements may be driven by the combined effects of gravity and forceful magma injections (Swanson et al., 1976; Borgia, 1994; Lundgren, 2004). Forceful magma injection models assume that the volcano flank slides on a low-angle fault, pushed by the recurrent injection of magma into vertical rift zones (Dieterich, 1988). This model is problematic because it requires a combination of an elevated magma overpressure and an extreme pressurization of pore fluids to explain the lateral push of the edifice flank (Iverson, 1995; Elsworth and Day, 1999). It has also been proposed that pressure variations in the magma reservoir could result in a lateral displacement of volcano flanks (Walter et al., 2005). Another cause of coeruptive flank deformation could be the lateral creep of a viscous zone at the base of the volcano, such as high-temperature olivine cumulates (Clague and Delinguer, 1994), yielding an extensional stress field above shallow reservoirs in the edifice that would favor eruptions.

Based on observations of a debris avalanche deposit at Piton des Neiges (the extinct and eroded volcano of La Réunion Island), Famin and Michon (2010) proposed an alternative model in which coeruptive lateral displacement is caused by repeated intrusions of sills in a detachment fault zone. Each sill would activate slip on the detachment, progressively increasing flank instability and eventually leading to flank failure. This model has been tested by numerical simulations, which show that sill intrusions in a volcanic edifice under extension may indeed yield lateral flank displacements, and may also activate a

* Corresponding author.
E-mail address: carole.berthod@univ-reunion.fr (C. Berthod).

http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.017
0040-1951/© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

pre-existing detachment (Cayol et al., 2014; Chaput et al., 2014a). However, there is to date no observational constraints that sill intrusions cause a shear displacement during their emplacement.

The goal of this paper is to seek evidence of shear displacement during sill intrusions. To track such shear displacements, we studied the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and the crystallographic fabrics of sill intrusions from the detachment and the "sill zone" (i.e. the stack of multiple sheeted sills) described by Famin and Michon (2010) and Chaput et al. (2014b). We combined this study with a structural reinvestigation of the sill zone in order to establish the chronology of deformation, intrusion, and destabilization events and to evaluate the structural impact of sills on the stability of a basaltic volcano, and thus their possible role in the initiation of flank failure.

2. Geological setting

La Réunion Island is composed of two volcanoes, Piton des Neiges, inactive and deeply incised by erosion, and Piton de la Fournaise, currently active and built on the southeastern flank of Piton des Neiges (Fig. 1). Our study focuses on Piton des Neiges, which occupies the northwestern two third of the island and culminates at an altitude of 3070 m above sea level. Piton des Neiges represents the most ancient preserved subaerial activity of La Réunion Island, as its oldest lavas have yielded K–Ar ages up to 2.17 ± 0.03 Ma on the northern slop of the edifice Quidelleur et al. (2010), Fig. 1. From at least 2.17 Ma to 430 ka, Piton des Neiges underwent a stage of shield building, with an effusive eruptive style and the emission of mafic magmas. Then, after a 90 ka period of quiescence and erosion, the volcano entered into a post-shield stage at about 340 ka, with a more explosive activity and a production dominated by alkaline and differentiated magmas (Kluska, 1997). The end of Piton des Neiges activity has been dated at 29 ± 3.0 ka by the K–Ar method (Gillot and Nativel, 1982) or 12.5 ± 3.0 ka by the U–Th method Deniel et al. (1992). In the course of its magmatic activity, Piton des Neiges has been affected by several destabilizations, as demonstrated by the presence of large volumes of debris avalanche breccias (Fig. 1). It is, however, unclear whether these large deposits are related to a small number of large and catastrophic avalanches or to multiple small destabilizations (Bachèlery et al., 2003; Bret et al., 2003; Oehler et al., 2004, 2007; Famin and Michon, 2010; Salvany et al., 2012).

The morphology of Piton des Neiges is characterized by three major depressions, the cirques of Cilaos, Mafate and Salazie. These depressions have been successively interpreted as scars of massive destabilizations (Bret et al., 2003; Oehler et al., 2004; Oehler et al., 2007), as the result of the subsidence of intrusive complexes after the end of volcanic activity (Gailler and Lénat, 2010), or as erosional structures (Salvany et al., 2012). Whatever the mechanism involved in their formation, the cirques have been preferentially incised by erosion, which enables the observation of the internal structure of the volcano. Taking advantage of this morphology, Famin and Michon (2010) reported the presence of a major detachment (i.e. a low-angle, outward-dipping normal fault) in the cirque of Salazie. The footwall of this detachment is a yet undated gabbroic intrusion interpreted as an extinct magmatic chamber of Piton des Neiges (Chevallier and Vatin-Perignon, 1982). The hanging wall of the detachment is an also undated breccia interpreted as a debris avalanche deposit (Famin and Michon, 2010). The mafic composition of breccia suggests that the debris avalanche is older than the post-shield stage of Piton des Neiges (i.e., older than 340 ka). The detachment itself is characterized by an intense ductile and brittle shear deformation toward the NE, localized within a ~10-m-thick zone in the footwall. Sheared rocks are also heavily affected by hydrothermal alteration to greenschist facies. The gabbroic footwall is separated from the breccia hanging wall by a 50-m-thick sill zone injected in the lithological discontinuity of the detachment (Chaput et al., 2014b). Sills are composed of olivine-rich basalt, which suggests that they occurred during the shield building stage of Piton des Neiges. Lenses of sheared and altered gabbro are pinched between the sills. Some sills in the sill zone are themselves heavily sheared, faulted, and altered, implying that

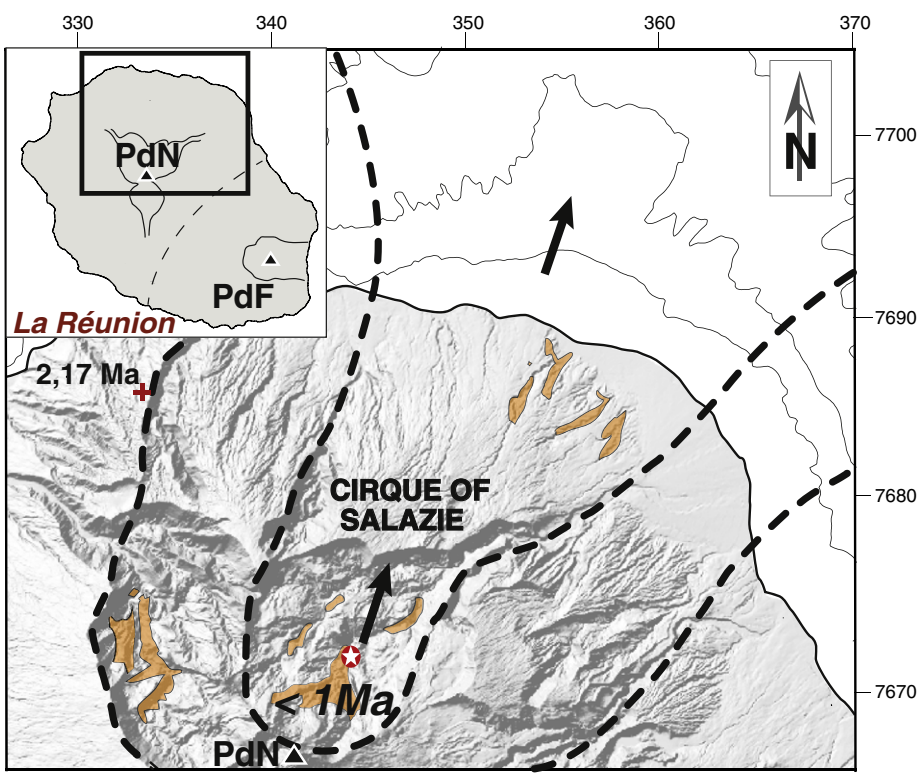


Fig. 1. Digital elevation model of the northern part of La Réunion Island. The black arrows represent the direction of destabilization proposed by Oehler et al. (2004, 2007) and observed by Famin and Michon (2010) on the studied outcrop (white star). The proposed destabilization scars (dashed lines) and the delineation of debris avalanche breccias (brown zones) is from Bret et al. (2003) and Oehler et al. (2004, 2008). PdN stands for Piton des Neiges, PdF for Piton de la Fournaise. Coordinates in kilometers (UTM, WGS84).

their injection occurred during the time span of detachment slip. From these observations, Famin and Michon (2010) proposed that sill intrusions repeatedly activated the detachment by two processes. The first process, a slow inter-intrusion creep due to the elevated temperatures carried by the intrusions, is recorded by ductile shear deformation. The second process is a rapid cointrusive detachment slip due to the injection of pressurized magma in the slip plane. The purpose of this paper is to provide multi-scale structural evidence for this second process. The two processes could have greatly increased the instability of the volcano and might thus have led to debris avalanches.

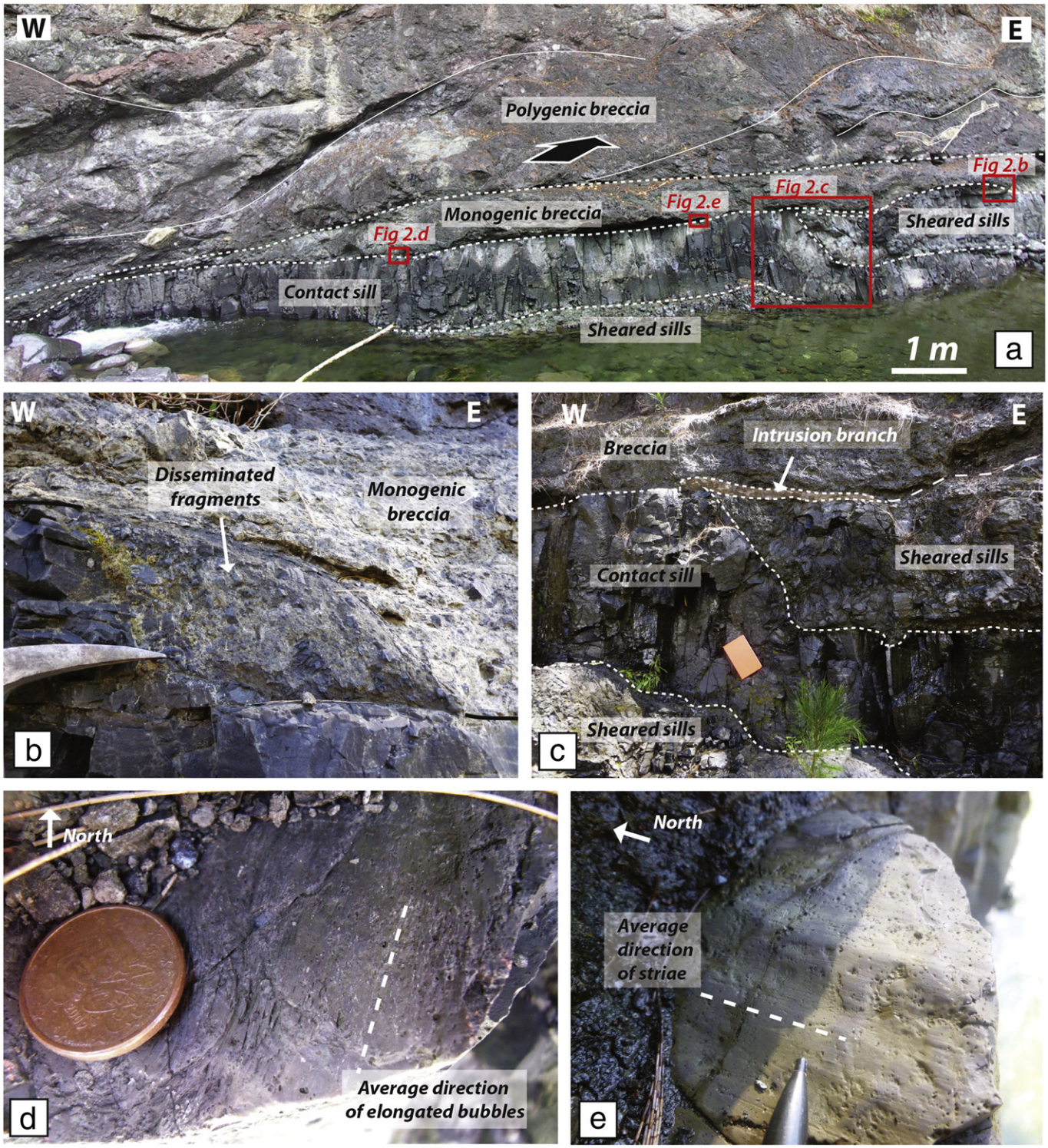


Fig. 2. Contact between the sill zone and the breccia. a) General view of the outcrop, showing the sheared fabric of the two breccia layers, the contact sill and a sheared sill underneath. b) Crushed sill with disseminated fragments of olivine basalt in the lower monogenic breccia. c) Sheared and altered sills crosscut by the barely deformed and altered contact sill. Note the three cm-thick branch of the contact sill preserved from any deformation between the sheared sill and the breccia. d) Elongated bubbles at the upper chilled margin of the contact sill. e) Striated upper surface of the contact sill chilled margin adjacent to the monogenic breccia.

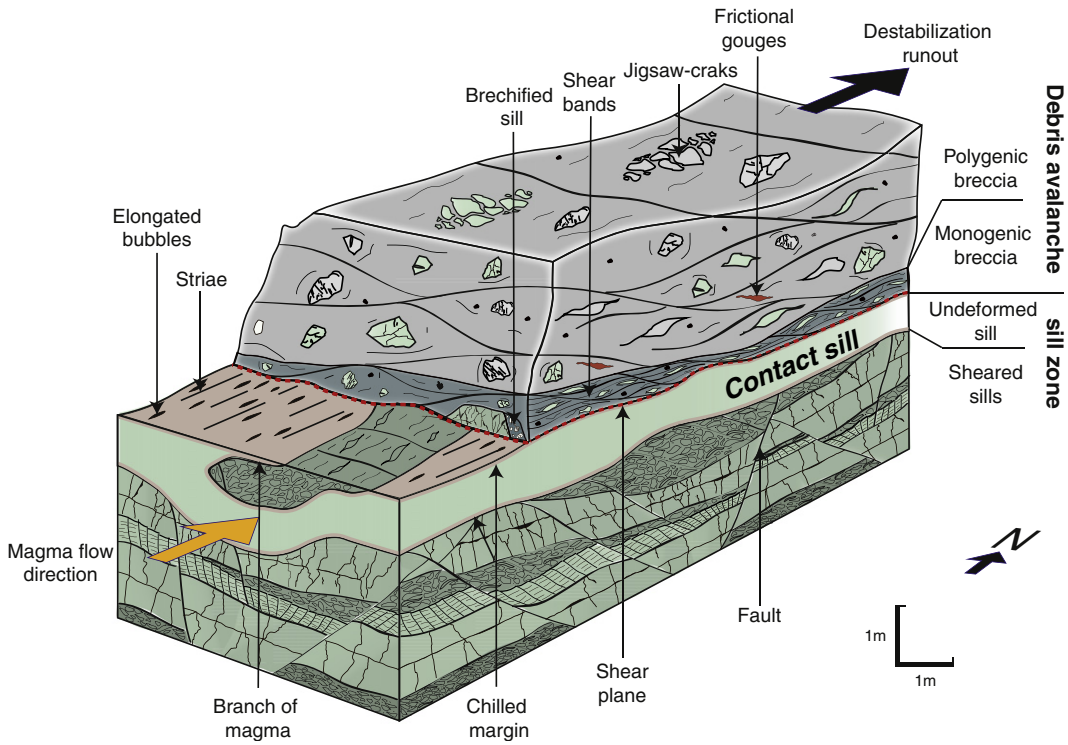


Fig. 3. Bloc diagram summarizing the structural features of the contact between the sill zone and the debris avalanche deposit.

3. Structural study

To understand the relationship between magma injections and the debris avalanche deposit, we focused our study on their interface, outcropping over about 50 m in the bed of the Mât River (Fig. 2). A diagram summarizing the observations made on this outcrop is shown in Fig. 3. The debris avalanche is composed of two breccia layers separated by a shear plane. The upper breccia layer, of which a ~200 m thickness has been preserved, contains angular, polygenic fragments of basalt (Figs 2a, 3). The lower breccia layer, discontinuous (0 to 1 m thick) and in contact with the underlying sill zone, is heavily sheared and consists entirely of altered olivine-rich basalt clasts. Sills clasts are crushed and disseminated (Figs. 2a-b, 3), indicating that this lower breccia involved the top of the sill zone. In both the upper and lower breccias, jigsaw cracks in the clasts and frictional gouges indicate that the mechanism of deposition is a debris avalanche Famin and Michon (2010), Fig. 3. Sills have thus been emplaced between the gabbroic footwall and a hanging wall that is now missing, because the flank destabilization has removed it. The sill zone was therefore in reality thicker before the avalanche than it is today. The sill zone and the breccias are both cut by later few mafic intrusions, which are thus dykes since they intersect rock units (Fig. 3).

The contact between the sill zone and the breccias is made of a 90-cm- to 1-m-thick sill, hereafter called the "contact sill" (Figs. 2a, 3). The contact sill is barely altered and nearly undeformed, as evidenced by its intact chilled margins and by the preservation of delicate, cm-thick intrusive branches stemming from the intrusion walls (Figs. 2c, 3). This intrusion crosscuts heavily altered and sheared

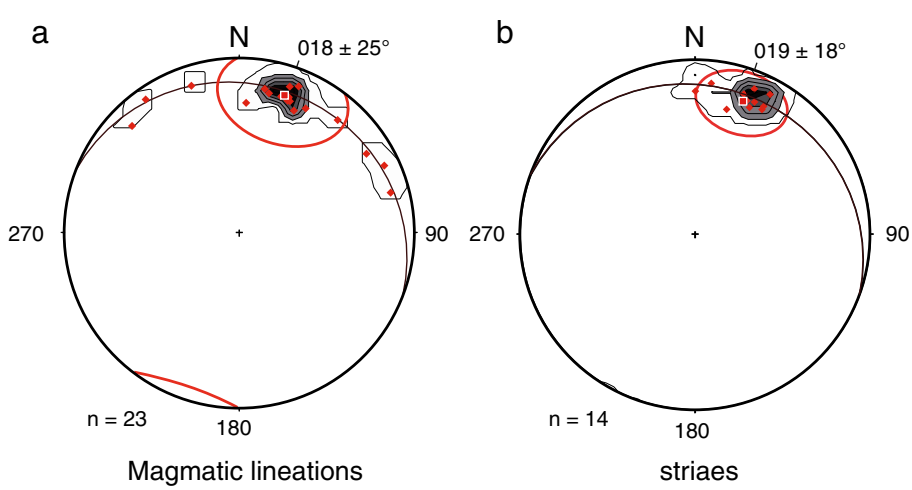


Fig. 4. Stereographic projections with Kamb contours (Schmidt, lower hemisphere in the geographic reference frame) of a) elongated bubbles in the upper chilled margin of the contact sill, and b) of striations at the upper surface of the contact sill. The black meridian represents the upper plane of the contact sill. Red ellipses represent the 1 sigma cone angle dispersion around the averaged direction of data (red squares).

sills and therefore postdates them (Figs. 2c, 3). Because the contact sill exhibits almost no deformation, it is necessarily one of the latest injections in the sill zone. On the upper chilled margin of the contact sill, the orientation of elongated bubbles indicates a N018 ± 25° direction of magmatic flow (Figs. 2d, 3, 4a). The upper chilled margin of the contact sill is a surface striated by the displacement of the overlying breccia (Figs. 2e, 3). The orientation of striae indicates a N019 ± 18° average direction (Fig. 4b).

4. Methods

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a widely used method to reveal the petrofabric of magma intrusions and lava flows, because it may provide valuable information on the flow dynamics (e.g. Cañón-Tapia, 2004; Hastie et al., 2011; Zhang et al., 2011; Boiron et al., 2013; Moreira et al., 2014; Hrouda et al., 2015). To better interpret the AMS and avoid difficulties related, for example, to the AMS-axes permutation producing inverse susceptibility fabrics due to the presence of single-domain magnetite grains, Bascou et al. (2005) and more recently Boiron et al. (2013) showed the importance of comparing the AMS with the shape and crystallographic preferred orientations (SPO and CPO). We applied the methodology developed by the authors across the 90–100 cm thickness of the contact sill. Samples were collected by two means. We first used a portable drill to retrieve cores of 25 mm in diameter and 22 mm long. We then obtained specimens in the missing intervals between cores by using a rotating disk saw to collect 2 × 2 cm cubes. The total set of 88 samples over a sill thickness of 94 cm at the sample site includes 57 cores and 31 cubes. Each sample was oriented with a magnetic compass.

Polished thin sections were made from 15 samples and observed under optical microscope in transmitted and reflected light to determine the modal proportion (in vol.%) of opaque phases across the sill. In order to specify the magnetic mineralogy contributing to the AMS, we investigated the variations of magnetic susceptibility vs temperature (K–T curves) on two samples. These two samples were powdered, heated at a rate of about 10 °C/min up to 640 and 700 °C, and then cooled to room temperature in an argon atmosphere. One of the two samples was also cooled to −200 °C using liquid nitrogen and then heated back to room temperature. The susceptibilities versus low- (−200 °C to 20 °C) and high-temperature (20 to 700 °C) curves were measured using the CS-L and CS-4 furnaces, respectively, coupled to a MFK1 Kappabrige instrument (AGICO Inc., Brno) at the University of Saint-Etienne (France). Thermomagnetic curves were processed using the Cureval 8.0 software (Chadima and Hrouda, 2009).

The AMS of cores and cubes was measured using the MKF1 Kappabridge and data were treated using the Anisoft 4.2 software (Chadima and Jelinek, 2008). The AMS mean tensor, calculated using the statistical method of Jelinek and Kropàcek (1978), is geometrically expressed as an ellipsoid with three principal axes (K_1, K_2, K_3 with $K_1 \geq K_2 \geq K_3$). Data were corrected for the magnetic declination for La Réunion Island (19.6°W).

The AMS ellipsoid provides the magnetic lineation, defined as the direction of the K_1 axis, and the magnetic foliation, defined by the plane containing the K_1 and K_2 axes and perpendicular to the K_3 axis. From K_1, K_2, K_3, the following parameters are computed: The bulk magnetic susceptibility $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$, the shape parameter $T = 2\ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_2) - 1$, and the anisotropy degree $P_j = \exp.[[2(\ln K_1/K_m)^2 + (\ln K_2/K_m)^2 + (\ln K_3/K_m)^2]^{1/2}]$. K_m is used as a proxy for the magnetic mineralogy of the sample and is correlated to the modal proportion of magnetic grains in the rock. The parameter T characterizes the shape of the AMS ellipsoid and varies from −1 (prolate magnetic fabric) to +1 (oblate magnetic fabric). P_j quantifies the degree of magnetic anisotropy and varies from 1 for an isotropic fabric to infinity.

The SPO of opaque phases was determined on four samples collected across the contact sill at 1, 4, 54 and 76 cm from the upper border. From each sample, two perpendicular thin sections were cut: the first in the (K_1–K_3) plane and the second in the (K_2–K_3) plane. On these six thin sections, photographs were taken in reflected mode and converted into binary images with black areas and white areas for the magnetic and non-magnetic minerals, respectively. These black-and-white images were then processed using the statistical software "Intercepts 2003", which determines the two-dimensional preferential distribution direction of mineral grains (Launeau et al., 1990; Launeau and Robin, 1996; Launeau et al., 2010).

We also compared the AMS and the SPO of opaque phases with the CPO of silicate minerals on the upper chilled margin of the contact sill. To do so, CPOs of olivine, clinopyroxene and plagioclase were determined on two samples at 1 and 4 cm from the upper margin by electron backscatter diffraction (EBSD) using a CamScan X500FE CrystalProbe scanning electron microscope (SEM) at Géosciences Montpellier (France). Samples were measured in automatic mode at a regular grid spacing of 1 or 3 μm for analyses of microcrysts in the mesostasis, and at a grid spacing of 40 μm for olivine macrocrysts. Generated diffraction patterns were processed using the Channel 5® software suite (Schmidt and Olesen, 1989). A first stage of post-acquisition data processing was done using Channel 5® to increase the quality of the maps. Isolated pixels (either non-indexed, or indexed as a given phase and surrounded by pixels indexed for another phase) were removed, and non-indexed pixels that have a minimum of 5 neighbor pixels were filled with the same orientation. EBSD data sets were then processed using MTEX (version 4.0.23), a free Matlab toolbox for analyzing and modeling crystallographic data (http://mtex-toolbox.github.io; (Hielscher and Schaeben, 2008; Bachmann et al., 2010). We used MTEX to identify grains, to calculate pole figures of olivine, clinopyroxene, and plagioclase preferred orientations. Grains were identified by choosing a 10° threshold, over which the misorientation between two adjacent pixels indexed for the same phase is assumed to be a grain boundary. Grains that have a surface smaller than 5 pixels could be erroneous measurements, and were removed from the data set. Twins in plagioclase were distinguished from grain boundaries by filtering out the 178° to 180° misorientations in the grain boundary identification. Pole figures were calculated using the average crystallographic orientation for each grain (i.e. one data point per grain, as in Boiron et al. (2013)). Results are presented on equal area, lower hemisphere projections in the specimen reference frame. In addition, we also used MTEX to characterize the CPO strength by calculating the J index of the orientation distribution function, which ranges from 1 in the case of random orientation to infinity in the case of an ideal single crystal (Mainprice et al., 2014).

5. Results

5.1. Mineralogy

The contact sill is composed of olivine-rich basalt, which consists of 0.2–2 mm olivine macrocrysts embedded in a microcrystalline groundmass (Fig. 5a-b). The size of microcrysts, including opaque phases, increases from 5 – 50 μm at the sill margins to 30–300 μm in the middle of the intrusion (Fig. 5c–d). Microcrysts in the groundmass include plagioclase, clinopyroxene, olivine, and opaque phases. Opaque phases consist of chromite and Fe–Ti oxides (magnetite and ilmenite intergrowths). Silicates and opaque phases are undeformed and most are also unaltered. The sequence of crystallization is olivine + chromite, Fe–Ti oxides, clinopyroxene, plagioclase (Fig. 5e-f). Throughout the sill, olivine macro- and microcrysts are slightly elongated (Fig. 5a-c). Clinopyroxene microcrysts are stocky with an aspect ratio (i.e. length/width) close to 1. Plagioclase microcrysts are tabular with an aspect ratio >>1. Fe–Ti oxide microcrysts display either a cubic shape or a skeletal shape, with a variable aspect ratio. Skeletal Fe–Ti oxides are found as isolated dendrites elongated in one direction near the sill margins (Fig. 5e), whereas they display ripened dendrites with complex shapes toward the middle of the sill (Fig. 5f). The modal proportion of

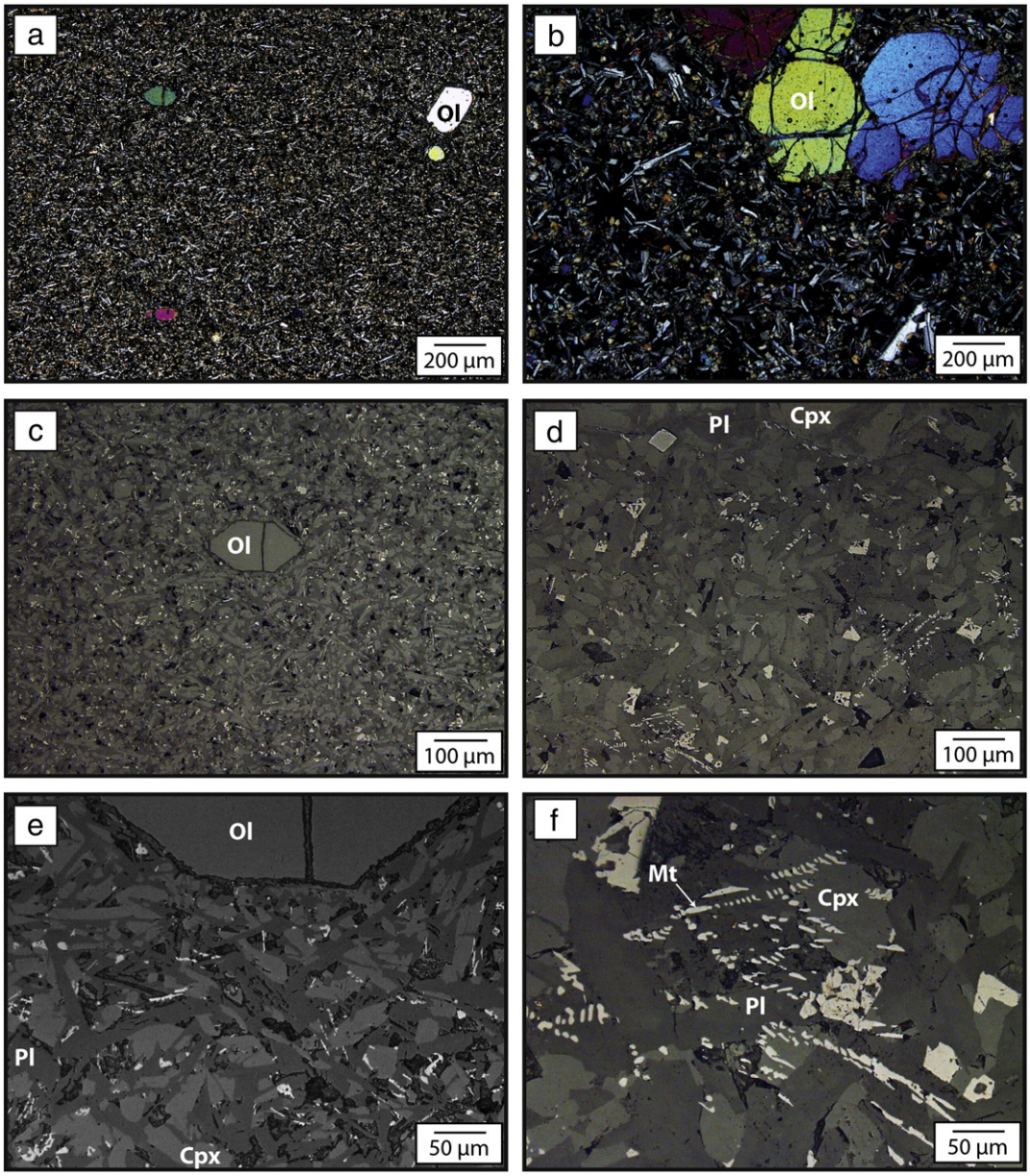


Fig. 5. Mineralogy of the contact sill in two samples taken at 2 cm (left-hand side of the figure, sample 102–18) and 54 cm (right-hand side, sample 102–13) from the upper sill margin. a) and b) Transmitted, cross-polarized light pictures taken at the same low magnification. c) and d) Reflected light pictures at the same medium magnification to compare the size of microcrysts e) and f) reflected light pictures taken at the same high magnification to show the sequence of crystallization. Ol = olivine, Pl = plagioclase, Cpx = clinopyroxene, Mt. = titanomagnetite.

opaque phases increases from less than 1% at the sill margins to more than 4% in the middle of the sill (Fig. 6).

The magnetic susceptibility vs temperature curves established on two samples are presented in Fig. 7. The heating curve, starting from −200 °C, yields two peaks of magnetic susceptibility. The first one at −185 °C confirms the presence of chromite among the opaque phases (Clark, 1997). The second peak, at 500–505 °C, corresponds to the Curie temperature of titanomagnetite having a low Ti content, with an average composition of $Fe_{2.87–2.88}Ti_{0.13–0.12}O_4$, (Clark, 1997). The non-reproducibility of the cooling curve indicates mineralogical transformations probably caused by oxidation of low-Ti magnetite during the heating process.

5.2. Anisotropy of magnetic susceptibility

The anisotropy of magnetic susceptibility displays variations in orientation and magnitude across the contact sill. AMS data are provided in Table 1 and represented in Figs. 8 and 9. In a stereographic projection, the K_1 and K_2 axes are scattered in the intrusion plane and do not define a clear magnetic lineation (Fig. 8a). In contrast, the K_3 axes of individual samples display a relatively well-defined cluster with maximum centered on the pole of the contact sill and a trend in the SW–NE direction (Fig. 8a). It is also important to note that the majority of K_3 axes dip toward the South in the geographic reference frame (Fig. 8a), but toward the North relative to the intrusion plane (Fig. 8b), which indicates a predominant South dip of the magnetic foliations relative to the sill. In a transect view across the contact sill, the mean susceptibility K_m ranges from 0.012 SI to 0.04 SI (Fig. 9a), which indicates a dominant contribution of ferromagnetic grains to the AMS. The K_m values are minimum at the upper margin of the contact sill and increase from both the upper and lower margins toward the center. This K_m distribution yields an asymmetric parabolic profile across the intrusion. In a projection view of magnetic foliations onto a N018 axis (the averaged direction of bubble elongations, Fig. 4a), it

also appears that the magnetic foliations of individual samples are organized into three zones across the sill (Fig. 9b): North-dipping magnetic foliations at 0–5 cm from the upper chilled margin, subvertical South-dipping foliations at 5–30 cm, and moderately dipping foliations at 30–94 cm with a majority toward the South. The shape parameter T ranges from −0.894 to +0.928 across the contact sill (Fig. 9c), with a majority of positive values and an average at +0.22. This indicates a planolinear to oblate AMS ellipsoid ($0 < T < 1$), which confirms the dominantly planar magnetic fabric. The degree of magnetic anisotropy P_j is weak, ranging from 1.004 to 1.052 (Fig. 9d) with an average at 1.014 typical of basaltic rocks (Tauxe et al., 1998; Callot et al., 2001). P_j values are organized into three zones across the contact sill: scattered values of 1.005 to 1.033 between 0 and 30 cm from the upper margin, a peak reaching 1.052 between 30 and 60 cm, and a slow increase from 1.004 at 60 cm to 1.021 at 94 cm on the lower margin.

5.3. Shape and crystallographic fabrics

Opaque and silicate phases both display an organized pattern in the contact sill. The SPO of opaque phases deduced from the analysis of thin section photographs is shown in Fig. 10. In the upper sample located at 1 cm from the upper sill margin, the SPO ellipse of opaque phases has a short axis at 1° from the K_3 axis in the (K_1–K_3) plane and at 6° from K_3 in the (K_2–K_3) plane (Fig. 10a). At 4 cm from the upper sill margin, the short axis of the opaque SPO ellipse is at 5° from K_3 in the (K_1–K_3) plane, and at 7° from K_3 in the (K_2–K_3) plane (Fig. 10b). In the middle sample (54 cm from the upper sill margin), the short axis of the opaque SPO ellipse is at 24° from K_3 in the (K_1 - K_3) plane, and at 24° from K_3 in the (K_2–K_3) plane (Fig. 10c). In the lower sample (76 cm from the upper sill margin), the short axis of the opaque SPO ellipse is at 0.1° from K_3 in the (K_1–K_3) plane and at 3.4° from K_3 in the (K_2–K_3) plane (Fig. 10d). Hence, the angle between the magnetic fabric and the distribution fabric of opaque phases is within an angle of 7° near the sill margins, and 24° in the middle of the sill.

EBSD measurements of silicate CPOs at 1 and 4 cm from the upper margin are shown in Fig. 11. Olivine displays the highest fabric strength with a J index at 1.77–1.83 and a highest maximum density on [010]. Clinopyroxene strength fabric is the smallest with a J index at 1.18–1.30. Plagioclase displays intermediate J indexes of 1.55–1.61 and a highest maximum density on (010). There is a good consistency among the crystallographic fabrics of silicate minerals: (010) plagioclase, [010] olivine and (010) clinopyroxene tend to be parallel to each other. [100] plagioclase, [001] clinopyroxene and [001] olivine also tend to be parallel. Finally, (001) plagioclase tends to be parallel to (100) clinopyroxene. The CPO of silicates is thus of the type "axial-B" (Satsukawa et al., 2013), which means that the fabric is dominantly planar. It is also important to note that the values of the J index are small, and thus that the fabrics of silicate minerals are weak.

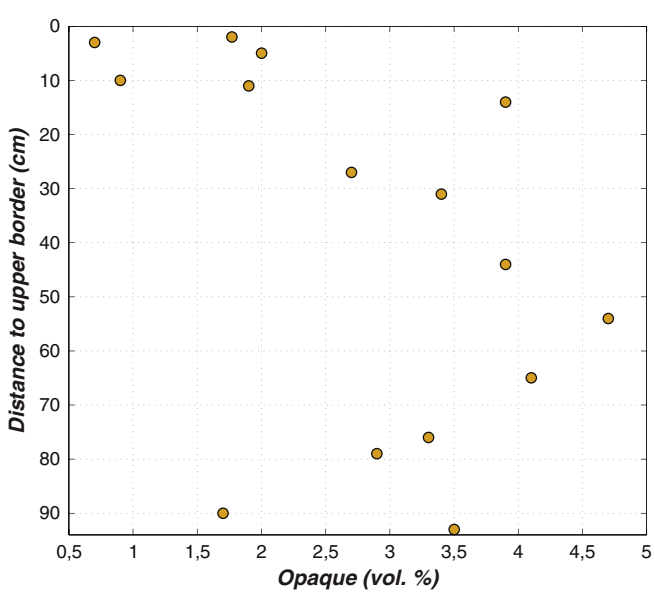


Fig. 6. Distribution of the modal proportion of opaque phases across the contact sill.

6. Discussion

6.1. Comparison of AMS and crystallographic fabrics

To interpret the magnetic fabric of the contact sill, it is important to determine how the AMS is related to the flow-induced mineral fabric. In most rocks, the AMS is mainly due to the anisotropic shape of grains or shape anisotropy, and/or to the crystallographic anisotropy of the grains or magnetocrystalline anisotropy (Graham, 1954; Stacey, 1960; Ellwood, 1978; Rochette et al., 1992). In mafic volcanic rocks such as basalt, titanomagnetite is generally the main contributor to the magnetic fabric. Because this mineral has a cubic crystal structure, the magnetocrystalline anisotropy is very weak and the observed anisotropy essentially results from the shape anisotropy of titanomagnetite grains due to a heterogeneous development of dendrites at the cube summits, and from the anisotropic distribution of these grains between the silicate phases (Hargraves et al., 1991).

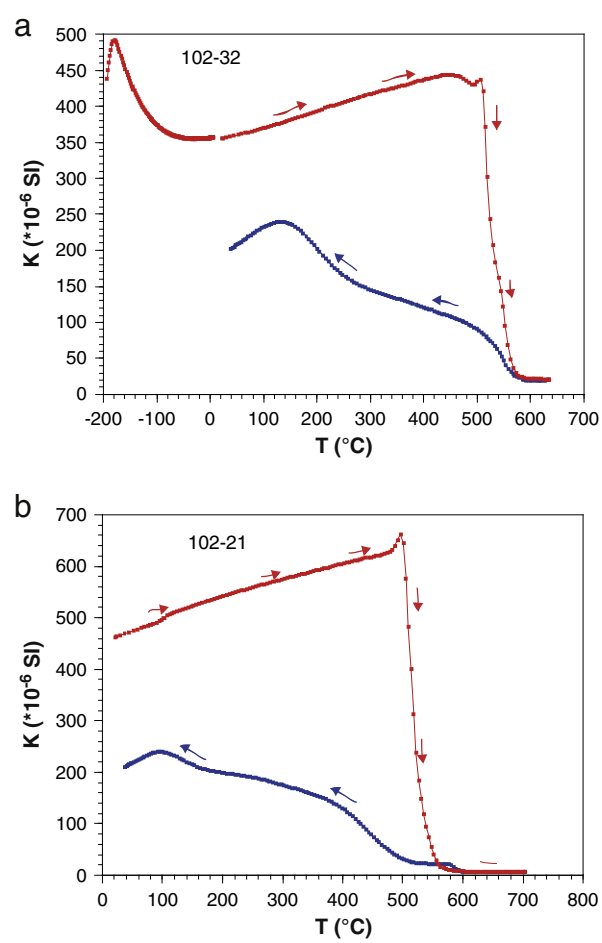


Fig. 7. Thermomagnetic determination of magnetic susceptibility (K) versus temperature (T) for two samples taken a) at 26 cm from the upper sill margin (sample 102–32), and b) 57 cm from the upper sill margin (sample 102–21) obtained in argon atmosphere. The red curve represents the heating path; the blue curve represents the cooling path.

Table 1
AMS data.

Sample name	Distance from upper margin(cm)	Type	K_m (10^{-6} SI)	L (dimensionless)	F (dimensionless)	P_j (dimensionless)	T (dimensionless)	K1 (Dip/Dip direction)	K2 (Dip/Dip direction)	K3 (Dip/Dip direction)
BF1a	1	cube	657.66317241	1.006	1.009	1.016	0.193	6/11	3/101	83/216
BF1b	1	cube	457.50352941	1.007	1.009	1.016	0.091	6/11	3/101	83/216
102-18	2	core	27301.99	1.002	1.006	1.008	0.553	19.9/56.8	23.6/317.7	58.3/182.7
102-2	2	core	25159.15	1.004	1.006	1.009	0.187	32.9/71.5	7.2/336.8	56.1/235.9
102-38	2	cube	25842.2265	1.003	1.007	1.011	0.347	15.2/9.6	48.3/117.4	37.6/267.4
D02CM	2	core	25710.5232	1.007	1.007	1.014	-0.039	52.9/170.7	11.4/65.2	34.7/327.2
102-39	2.2	core	27988.73	1.003	1.011	1.015	0.567	27.6/19.8	11.8/116.1	59.6/226.9
102-37	2.8	core	27538.51	1.003	1.005	1.008	0.349	39.9/18.1	10.1/279.5	48.3/177.9
D1-3.5	3.5	cube	27845.883	1.002	1.004	1.006	0.402	8.8/50.1	12.3/318.2	74.8/174.9
102-11	3.6	core	28093.73	1.003	1.002	1.005	-0.079	25.2/57	22.3/315.9	55.2/189.7
BF2a	4	cube	23498.628	1.01	1.022	1.033	0.369	9/27	2/296	81/189
BF2b	4	cube	090.59574468	1.011	1.021	1.032	0.308	10/25	3/284	80/192
102-40	4	core	29047.39	1.004	1.002	1.006	-0.254	1.3/318.3	57.6/50.4	32.4/227.5
D04CM	4	cube	28742.2965	1.002	1.003	1.005	0.32	44.5/208	30.4/82.7	30.1/332.8
102-23	5	core	30836.42	1.001	1.006	1.008	0.691	21.2/342	10.5/247.9	66.1/133.1
102-35	5	core	28631.38	1.001	1.007	1.009	0.716	6.3/271.9	18.9/4.1	70/164.3
D06CM	6	cube	28301.562	1.004	1.006	1.011	0.211	13.3/56.9	75.3/211.2	6.2/325.5
D1-6.5	6.5	cube	29313.171	1.001	1.008	1.01	0.693	20.6/298.5	6.1/206.2	68.4/100.6
102-41	7.5	core	30196.46	1.007	1.009	1.016	0.158	17.6/297.5	10.7/204	69.2/84.1
102-33	9	core	35368.6068	1.005	1.005	1.01	-0.017	12.5/286.3	4.4/17.3	76.7/126.2
102-1	10	core	31278.88	1.004	1.008	1.012	0.301	15.4/300.4	13.9/34.3	69/164.6
102-34	10	core	35878.0968	1.009	1.002	1.012	-0.638	2.8/310.3	15.2/41.1	74.5/210.1
102-65	10.5	core	819.72685714	1.011	1.006	1.017	-0.297	13.4/316.2	63.7/197.5	22.2/51.8
D2	12	cube	31311.63	1.008	1.001	1.009	-0.835	3.5/330.2	62.8/233.3	26.9/62
102-44	14	core	31964.09	1.003	1.011	1.015	0.596	13/310.6	47.1/206.2	40/51.8
102-45	16.5	core	168.09345794	1.003	1.007	1.01	0.396	57/224	8.1/121.3	31.8/26.2
102-24	18	core	459.86823529	1.004	1.004	1.008	0.08	16/312.8	12.9/219	69.2/91.8
D3-18	18	cube	28700.379	1.008	1.003	1.011	-0.481	8.9/147	12.1/238.9	74.8/21.5
102-47	19	core	32069.98	1.007	1.025	1.034	0.555	2.9/137.6	61.8/233	28/46
102-46	20	core	31852.81	1.004	1.011	1.016	0.406	3.1/292.7	66.5/195.6	23.3/24.1
D3-20	20	cube	29771.9415	1.007	1.004	1.011	-0.334	2.1/344.6	7.3/254.3	82.4/90.7
102-26A	21	core	29607.23	1.001	1.006	1.008	0.838	7.1/356.6	29.7/90.6	59.3/254.5
102-32	26	core	33522.96	1.004	1.008	1.012	0.378	55/254.3	22.1/129	25.7/27.7
102-8	26	core	32847.85	1.003	1.008	1.011	0.43	9.3/148.5	30.4/53	57.9/253.6
102-4	27	core	31793.01	1.004	1.011	1.015	0.468	29.2/312.4	41/193.2	35.1/65.5
D4-27	27	cube	31376.538	1.006	1.009	1.015	0.153	4.6/352.8	10.8/83.7	78.3/240.1
102-27	28.4	core	30953.46	1.004	1.011	1.015	0.473	22.5/65.7	20.2/327	59/199.3
D4-29	29	cube	32327.0865	1.004	1.012	1.017	0.551	5.5/349.6	25.3/82.2	64/248.1
102-36A	31	core	37739.088	1.007	1.009	1.016	0.135	11.9/5.6	20.5/100.1	66.1/247.3
102-36B	31	core	33121.19	1.005	1.007	1.013	0.197	22.4/355.6	23.4/95.9	56.6/226.9
D4-31	31	cube	31925.2725	1.007	1.015	1.022	0.391	0.8/328.9	20.6/59.2	69.4/236.9
D5-35.5	35.5	cube	33738.6465	1.007	1.028	1.037	0.594	0.9/289.9	11/20	79/195.3
102-28	36	core	34584.75	1.006	1.012	1.018	0.339	24/337.7	49.8/215.9	30.1/82.6
D5-37.5	37.5	cube	33089.364	1.01	1.023	1.034	0.39	5.1/100.1	3.7/9.7	83.7/244

Sample name	Distance from upper margin(cm)	Type	K_m (10^{-6} SI)	L (dimensionless)	F (dimensionless)	P_j (dimensionless)	T (dimensionless)	K1 (Dip/Dip direction)	K2 (Dip/Dip direction)	K3 (Dip/Dip direction)
102-30	39	core	32222.13	1.008	1.017	1.025	0.382	2.6/352.5	10.9/83	78.7/249.3
102-12	39.6	core	35703.3	1.005	1.038	1.048	0.778	0.3/219.8	12.7/129.7	77.3/311.3
102-50	39.6	core	35130.72	1.002	1.011	1.014	0.741	34.9/63.1	11.1/325.2	52.8/220.1
102-25	41	core	39354.35	1.007	1.016	1.024	0.378	14.2/153.6	8.3/61.5	73.5/302
102-29	42	core	35762.43	1.004	1.005	1.009	0.107	22.3/190.6	63.7/44.5	13.2/286.1
102-52	44	core	25760.664	1.004	1.043	1.052	0.847	8.4/326.3	23.8/60	64.6/218.2
102-67	44	core	36765.89	1.003	1.02	1.025	0.733	15.1/314.5	15.6/220.1	68/86.3
102-31	50	core	33055.93	1.003	1.017	1.022	0.707	11.2/343	12.4/250.5	73.1/113.9
102-20A	50	core	36250.5	1.001	1.015	1.018	0.928	9.6/296.9	10.2/28.6	75.9/164.5
102-69	51	core	34022.86	1.006	1.001	1.007	-0.823	17.1/8.8	13.8/274.5	67.7/147.6
102-55	51.3	core	33501.68	1.006	1.01	1.016	0.242	2.7/345.5	3.5/255.3	85.6/112.7
102-54	52	core	31232.79	1.009	1.007	1.016	-0.141	49.3/167.8	13.2/61.9	37.6/321.5
102-13	54	core	36178.15	1.003	1.008	1.011	0.402	8/69.2	5.4/338.4	80.3/214.5
102-21	57	core	999.22057142	1.002	1.001	1.004	-0.246	12/81.8	19.4/176.1	66.9/321.9
D7-61	61	cube	34627.2975	1.003	1.005	1.008	0.176	20.4/349.6	25.8/90	56.1/226
102-57	62.5	core	33061.88	1.004	1.002	1.006	-0.354	6.2/313.5	37/48.1	52.3/215.4
D7-63	63	cube	34563.969	1.003	1.004	1.007	0.106	15.3/341.9	10.9/74.9	71.1/199.1
D7-65	65	cube	34913.943	1.003	1.003	1.006	0.015	9.9/329.7	10.2/61.5	75.7/196.4
102-6A	68	core	33000.9552	1.001	1.007	1.009	0.742	7.7/99.4	15.4/7.3	72.7/215.2
D8	71.8	cube	33698.4975	1.005	1.004	1.009	-0.138	22/66	14.1/161.8	63.4/281.9
D9	73	cube	29007.018	1.005	1.007	1.012	0.189	6.1/43.8	5.5/313.2	81.8/181.7
102-9A	76	core	33009.05	1.008	1.002	1.011	-0.626	24.1/327	21.2/67	57/193.7
102-59	76	core	35558.04	1.002	1.003	1.005	0.107	22.4/324.3	18.3/226.5	60.4/100.8
102-63	77	core	34869.2	1.003	1.011	1.015	0.524	1.1/330.7	11.3/60.9	78.6/235
D10-77.5	77.5	cube	31402.3905	1.004	1.006	1.01	0.149	7.8/145.8	25.2/52.1	63.5/251.7
102-14A	78	core	31913.72	1.003	1.012	1.016	0.602	9.7/303.1	18.2/36.3	69.2/186.3
D10-79.5	79.5	cube	31253.958	1.005	1.005	1.011	0	8.7/147.5	32.1/52	56.5/250.9
102-70	81	core	30758.64	1.006	1.011	1.017	0.321	19.9/96	15.6/0.2	64.3/234.8
D10-81.5	81.5	cube	28690.065	1.003	1.007	1.01	0.463	22.2/126.1	16.4/29.2	61.9/265.8
102-10A	83	core	31968.42	1.003	1.006	1.009	0.281	17/348.8	11.2/82.3	69.4/204.1
102-61A	83.5	core	34874.15	1.002	1.003	1.006	0.173	8.8/122.2	15.6/29.7	71.9/240.7
102-61B	83.5	core	34567.8	1.002	1.006	1.009	0.47	5.5/347.7	14.8/79.2	74.2/237.8
D10-83.5	83.5	cube	30200.526	1.01	1.001	1.012	-0.894	5.6/153.1	70.9/259.7	18.1/61.3
D10-85.5	85.5	cube	29436.804	1.003	1.007	1.01	0.392	24.2/119.2	20/19.8	57.8/254.5
102-16A	87	core	30498.7	1.005	1.013	1.018	0.434	1.4/105.2	24.9/14.5	65/198.2
D10-87.5	87.5	cube	30527.793	1.005	1.009	1.015	0.237	35.3/83.7	2.5/351.9	54.5/258.4
102-7A	88	core	28408.02	1.007	1.012	1.019	0.3	3.1/46.7	6.7/137.1	82.6/292.2
D11-89	89	cube	26897.6025	1.003	1.012	1.016	0.609	21.1/86.8	5.8/354.6	68/249.9
102-17	90	core	31182.35	1.005	1.002	1.008	-0.478	21.9/2.9	35.6/256.1	46.2/117.6
D11-91	91	cube	27497.313	1.007	1.011	1.018	0.222	3.2/61.4	11.2/330.7	78.3/167
102-15	91.5	core	31694.21	1.005	1.01	1.015	0.337	21.2/85.3	12.9/350.2	64.8/231
102-64	91.5	core	30873.5064	1.01	1.011	1.021	0.034	5.7/72.5	25.5/339.7	63.7/174.2
102-19	92	core	29629.66	1.008	1.008	1.016	0.054	5.7/42.6	4.5/312.1	82.7/184.3
D11-93	93	cube	27016.8615	1.007	1.012	1.02	0.244	4.3/57.3	20/325.8	69.5/158.8

Several lines of evidence support the validity of this interpretation for the contact sill. First, the general increase of the mean magnetic susceptibility K_m (Fig. 9a) matches the increased modal proportion of opaque phases toward the middle of the sill (Fig. 6), which indeed suggests that the magnetic susceptibility is correlated to the abundance of opaque phases. Second, titanomagnetite is the main contributor to the magnetic signal among opaque phases (Fig. 7), which implies that the magnetocrystalline anisotropy has only a small contribution to the AMS in the intrusion. Third, there is a general consistency between the magnetic fabric and the anisotropic distribution of opaque phases (Fig. 10): the short axis of the opaque SPO ellipse is within 7° from the K_3 orientation near the sill margins (samples at 1, 4 and 76 cm), and ≤24° of K_3 in the middle of the sill (sample at 54 cm). The agreement between the AMS and the distribution of opaque phases is probably better near the sill margins because of the simple shape of isolated and elongated Fe–Ti oxide dendrites, compared to the more complex shape of ripened dendrites in the middle of the intrusion (Fig. 5e–f). The consistencies between K_m and the abundance of opaque phases, and between the AMS and the anisotropic distribution of opaque phases, suggest that the magnetic fabric is governed by the shape and distribution of opaque phases, among which titanomagnetite is the main magnetic contributor.

The crystallographic fabric of silicates also matches the magnetic fabric and the distribution fabric of opaque phases, as shown in Fig. 12. At 1 cm from the upper sill margin, the AMS K_3 axis, the short axis of the opaque SPO ellipse, and the eigenvectors E1 of [010] olivine, (010) pyroxene, and (010) plagioclase are clustered within a cone angle of 16.3°. At 4 cm from the upper sill margin, K_3, the short axis of the opaque SPO ellipse, and the eigenvectors E1 of [010] olivine, (010) pyroxene, and (010) plagioclase are clustered within a cone angle of 15.9°. In both samples, K_1 is also in reasonable agreement with [100] plagioclase, suggesting a match between the magnetic and crystallographic lineations at the sill margins. Furthermore, the magnetic fabric and the crystallographic fabric of silicates are both planar according to the parameter T and to the highest maximum densities found on [010] olivine and (010) plagioclase in these two samples. These lines of evidence indicate that the AMS and the distribution of opaque phases are not only consistent with each other, but are also consistent with the crystallographic fabric of silicates. The magnetic fabric is thus considered as representative of the minerals fabric.

6.2. The use of mineral and AMS fabrics to infer magmatic flow

The kinematics of magmatic flow in an intrusion may be partly reconstructed from the fabric of minerals. Within a laminar flow of magma through an intrusion, crystals act as rigid particles and undergo some rotations due to the mechanical drag between the magma and the solid walls. Even at low concentrations of crystals, these rigid particles interact with each other, and eventually become aligned with their long axis at an acute angle to the flow direction (Ildefonse et al., 1992; Arbaret et al., 1996; Ildefonse et al., 1997). This spatial arrangement induces a tiling pattern, especially for the particles having a planar shape, which results in an imbrication angle of the particles relative to the intrusion margins.

The sign of the imbrication angle may be used to infer the sense of shear of the magma relative to the intrusion walls. In a planar intrusion without along-plane displacement of the walls, the imbrications on the two margins should be symmetric relative to the intrusion axis, resulting in a symmetrical fabric (Knight and Walker, 1988). In the case of along-plane displacement of one of the margins, the imbrications and hence the fabric become asymmetric. The degree of asymmetry depends on the relative orientations and magnitudes of the flow velocity and wall displacement velocity vectors (Correa-Gomes et al., 2001).

Because Fe–Ti oxides (including titanomagnetite) crystallize after olivine and before clinopyroxene and plagioclase (Fig. 5), it is reasonable to assume that the magnetic minerals acted as rigid particles arranged by magmatic flow. Given the above-mentioned consistency between the mineral fabrics and the magnetic fabric, the AMS can be used to reconstruct the shear sense between the flowing magma and the sill walls, and thus the kinematics of sill emplacement.

To determine the orientation of the flow vector in dykes by the AMS, Knight and Walker (1988) proposed to use the imbrication angle of the K_1 axis (the magnetic lineation) relative to each margin. However, in some circumstances, especially in the case of oblate fabrics, K_2 may also be aligned at low angle to the flow vector, resulting in a large dispersion of K_1 axes (Khan, 1962; Ellwood, 1978; Knight and Walker, 1988; Dragoni et al., 1997; Philpotts and Philpotts, 2007). To circumvent this issue, another method is to use instead the imbrication angle of the magnetic foliation to infer the magma flow direction and sense relative to each margin (Geoffroy et al., 2002; Geoffroy et al., 2007). This imbrication angle is also the angle between K_3 (the pole of the magnetic foliation) and the pole of the intrusion plane. In the contact sill studied in this paper, the dispersion of K_1 axes is greater than the dispersion of K_3 axes (Fig. 8a). Moreover, the AMS parameter T displays dominantly oblate fabrics (Fig. 9c). Therefore, we take K_3 as a more reliable indicator of magma flow than K_1 and determine the imbrication (I_p) from the angle between K_3 and the pole of the sill plane.

Ildefonse et al. (1997) and Arbaret et al. (2000) showed that, in general, the value of I_p is not correlated to the shape of the strain ellipsoid, except in the case of crystal interactions and small deformation (i.e. limited magmatic flow). This later case corresponds to an imbrication between 45° and the direction of flow. In the contact sill, magnetic mineral grains are microcrysts (as opposed to olivine macrocrysts, Fig. 5) that crystallized at sub-solidus conditions, probably just before the arrest of magma flow in the sill. Therefore, it is possible that the magnetic minerals, and moreover clinopyroxene and plagioclase, only crystallized during the last increment of magmatic flow and recorded only a weak deformation. This interpretation is supported by the weak SPO of opaque phases (Fig. 10), by the low CPO strength of silicate minerals in general, and by the lower CPO strengths of clinopyroxene and plagioclase compared to olivine in particular (Fig. 11). In addition, the SPO of individual and clustered magnetic grains, represented by the degree of anisotropy (P_j), should be proportional to the intensity of shear during this last increment of flow. Such relationship was documented by analogue flow modeling (Cañón-Tapia and Pinkerton, 2000; Akkoyun et al., 2013). Consequently, we hereafter consider the possibility that the values of I_p and P_j might be connected to the shape of the strain ellipsoid, keeping in mind that this interpretation is only valid if the magnetic minerals crystallized during the last step of flow in the sill as the magma reached its solidus.

6.3. Kinematics of sill emplacement

According to the above discussion, we make use of the AMS data to determine the direction and sense of magma flow in the contact sill. The profiles of AMS parameters across the sill show that the magnetic fabric is not chaotic in the intrusion. The orientation of K_3 axes and the positive shape parameter T suggest that the magmatic fabric is planar and at low angle to the intrusion walls (Figs. 8, 9c), and thus that the magmatic flow was essentially laminar. The parabolic increase of the bulk susceptibility magnitude K_m, devoid of abrupt variations (Figs. 9a, 13a), also suggests that the intrusion was emplaced as a single magma injection. The SW–NE scatter of K_3 axes (Fig. 8a) is consistent with the N018 ± 25° orientation of elongated bubbles (Fig. 4a) in defining a SSW–NNE direction of magmatic flow in the contact sill. The North-dipping magnetic foliations in the 5-cm-thick zone from the upper margin indicate a top-to-the-South simple shear relative to the upper wall. In contrast, the predominance of South-dipping magnetic foliations at 5–94 cm records a top-to-the-North simple shear relative to the lower wall (Figs. 9b, 13b). The opposite shear senses at the two sill margins

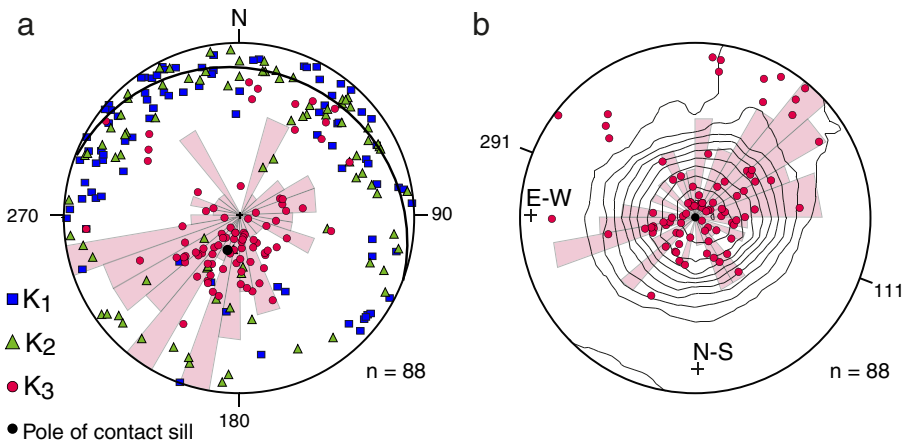


Fig. 8. a) Stereographic projection (Schmidt, lower hemisphere in the geographic reference frame) of magnetic susceptibility axes K_1 (blue squares), K_2 (green triangles), and K_3 (red dots), superimposed on a rose diagram of K_3 dip directions (10° petals). The meridian and the black dot represent the plane and pole of the contact sill, respectively. b) Same as in a), but after rotation of the data into the sill plane (i.e. around a N111 horizontal axis) and with Kamb contours added. Only K_3 axes are represented for clarity. The black crosses represent the N–S and E–W axes after rotation.

show that the magma was flowing toward the North, or more precisely toward the NNE when combined with the orientation of elongated bubbles and the scatter of K_3 axes (Figs. 4a and 8). In addition, the asymmetry of magnetic foliation imbrications across the sill (Fig. 8b) implies an asymmetric flow velocity profile of the magma (Figs. 9b, 13b), which can only be explained by a NNE-directed slip of the hanging wall of the sill. The velocity profile of magma flow in the intrusion is sketched in Fig. 13d with ellipses dip, dip direction, surface and elongation drawn in proportion to the AMS data. In that way, the velocity profile is represented at an arbitrary scale by positioning each ellipse on the X axis at a distance from the next ellipse proportional to the dip to and the anisotropy of the magnetic fabric. Hence, the less inclined and more elongated are the ellipses, the greater is the velocity difference between two ellipses. This schematic representation corresponds to an asymmetric velocity profile in which the magma flow velocity exceeds the slip velocity of the upper intrusion wall, the two velocity vectors being collinear (case 2 in Correa-Gomes et al. (2001)). This asymmetric magma flow profile is in agreement with a normal slip of the upper intrusion wall and a slip vector plunging toward the NNE.

6.4. Implication for the role of sill intrusions in volcano flank instability

Field and AMS data show that the contact sill acted as a low-angle normal fault slipping toward the NNE. This kinematics is consistent with the SSW–NNE extension that occurred at Piton des Neiges from its shield building stage to its recent degenerative history (Chaput et al., 2014b). It should be recalled that the contact sill is the latest of a suite of at least 50 sill intrusions in the sill zone, according to the observed indicators of relative chronology (Fig. 3). Since all the sills have a common orientation and dip, it is likely that the other sills were also sheared in the same direction during their intrusion. It is also important to recall that the debris avalanche is posterior to the contact sill, and eroded the upper part of the sill zone as indicated by the nature of the elements in the basal unit of the breccia. According to this chronology, we propose that the striations at the contact sill surface

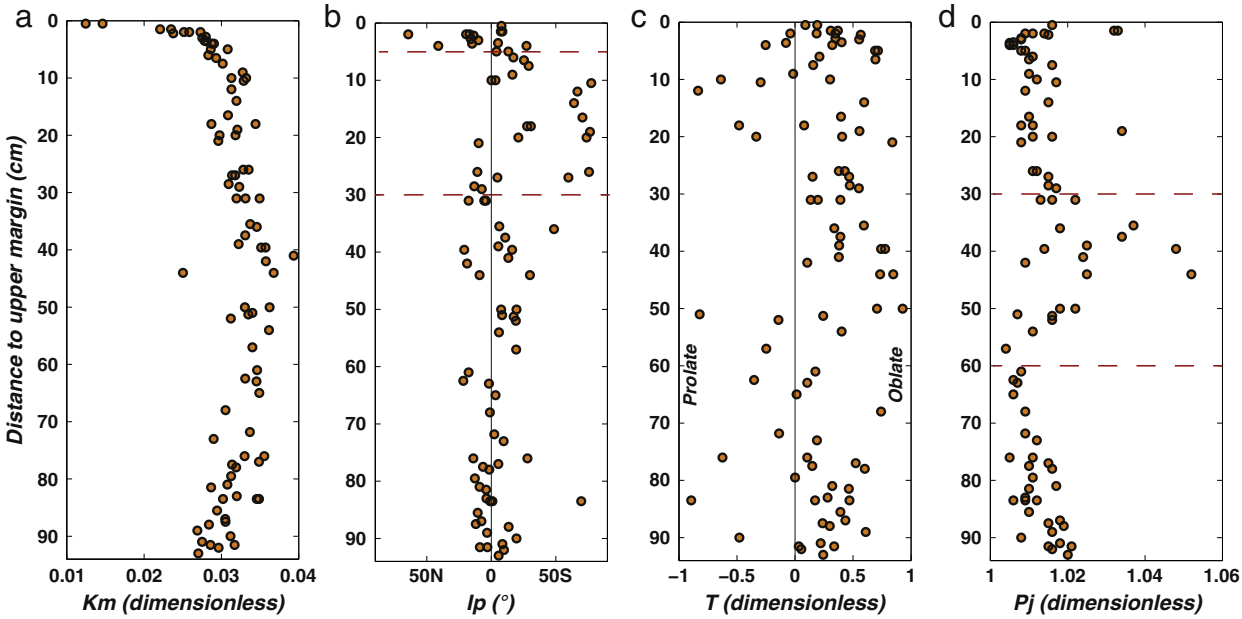


Fig. 9. AMS parameters as functions of the sample distance to the upper margin of the contact sill. a) Mean magnetic susceptibility (K_m); b) dip of the magnetic foliation (I_p) relative to the intrusion plane, projected along a N018 axis given by the averaged direction of bubble elongations; c) shape parameter (T); d) degree of anisotropy (P_j). The dashed lines correspond to the boundaries of domains described in text.

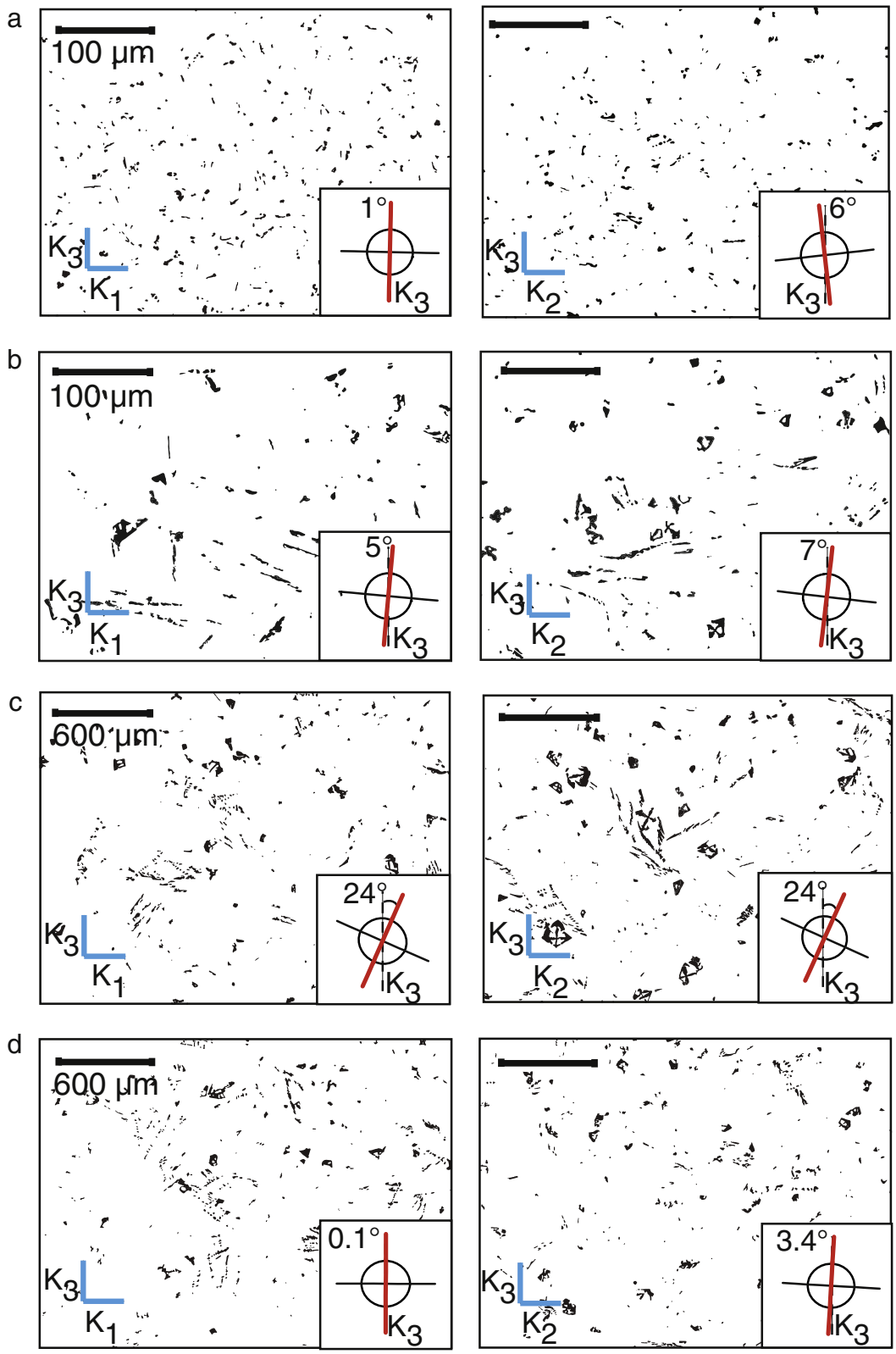
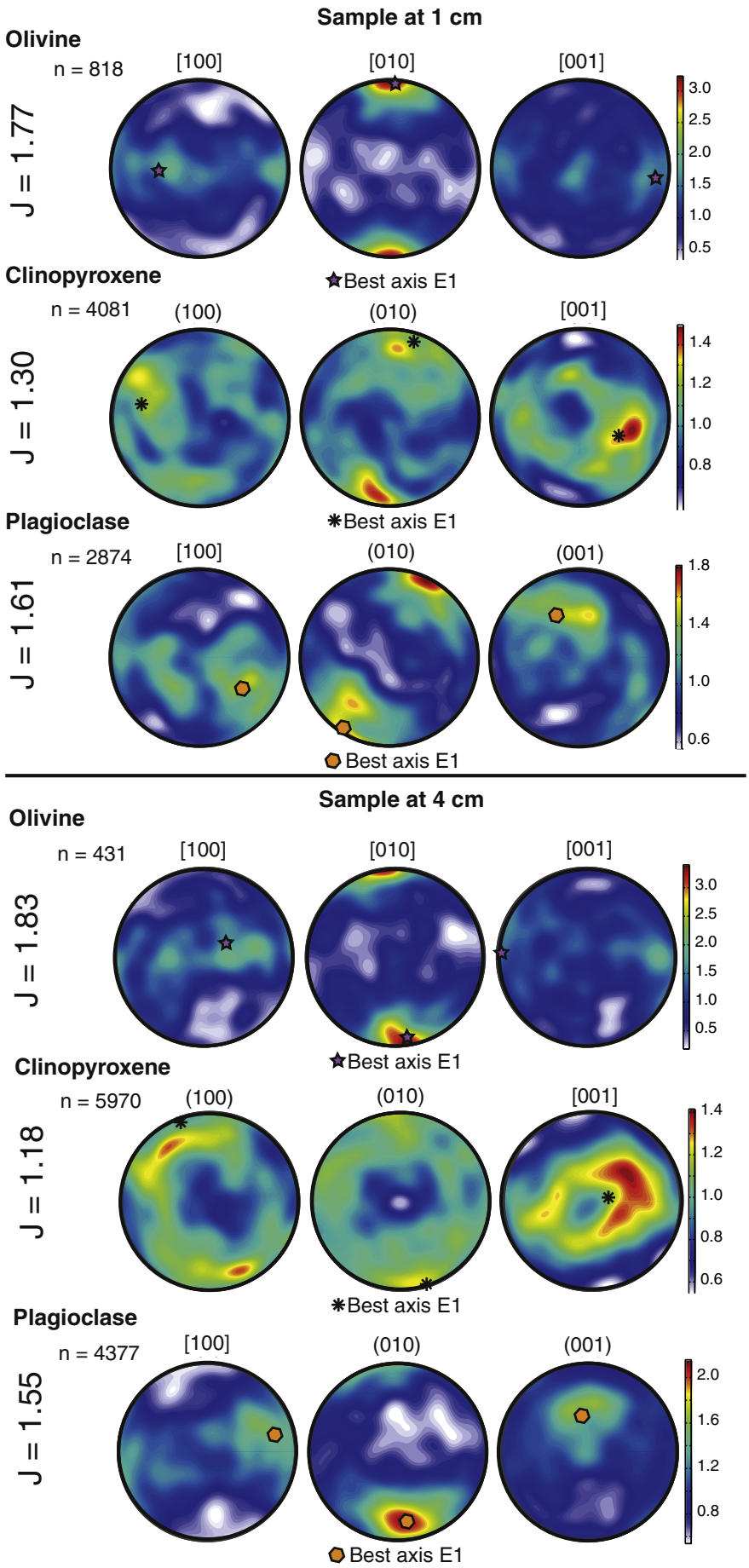


Fig. 10. Photograph analysis of opaque phases in thin sections cut in the (K_1–K_3) and (K_2–K_3) planes for four samples at a) 1 cm (sample BF1), b) 4 cm (BF2), c) 54 cm (102–13), and d) 76 cm (102–9) from the upper sill margin. Insets show the distribution ellipses of opaque phases built using the Intercept method (Launeau and Robin, 1996), and the angular deviation between their short axis (red lines) and K_3.

result from the passage of the debris avalanche. Finally, there is a good consistency between the NNE dip direction of the sill zone, the SW–NE or N018 ± 25 direction of magma flow in the sill and the N019 ± 18 direction of striations (Fig. 4). This suggests that the avalanche runout was driven by the slope of the sill zone, as was the flow of magma in the sills.

Famin and Michon (2010) proposed, without observational evidence, that the injection of seaward-dipping sills could induce a


Sample at 1 cm
Olivine
n = 818
J = 1.77
[100]
[010]
[001]
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
0.5
Best axis E1
Clinopyroxene
n = 4081
J = 1.30
(100)
(010)
[001]
1.4
1.2
1.0
0.8
Best axis E1
Plagioclase
n = 2874
J = 1.61
[100]
(010)
(001)
1.8
1.4
1.0
0.6
Best axis E1
Sample at 4 cm
Olivine
n = 431
J = 1.83
[100]
[010]
[001]
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
0.5
Best axis E1
Clinopyroxene
n = 5970
J = 1.18
(100)
(010)
[001]
1.4
1.2
1.0
0.8
0.6
Best axis E1
Plagioclase
n = 4377
J = 1.55
[100]
(010)
(001)
2.0
1.6
1.2
0.8
Best axis E1

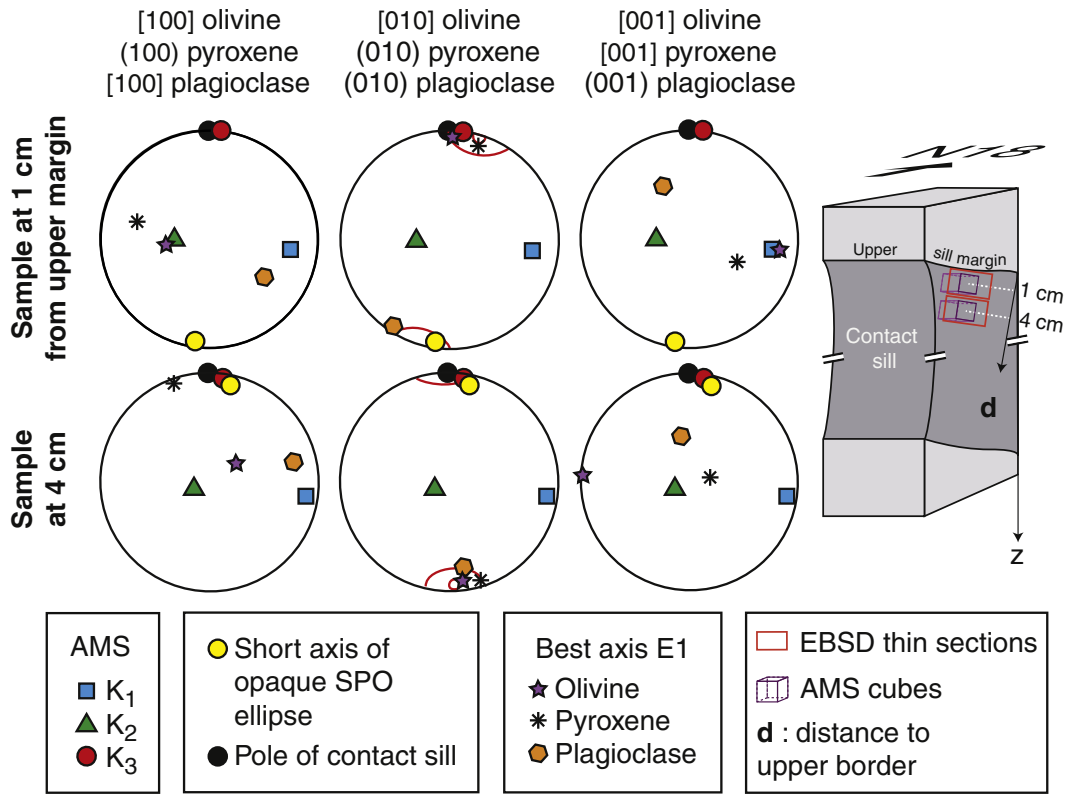


Fig. 12. Comparison of the AMS, the distribution fabric of opaque phases and the crystallographic fabrics of silicate minerals at 1 and 4 cm from the upper sill margin (samples BF1 and BF2, respectively). Stereoplots are equal area projections, lower hemisphere in the sample reference frame. Red ellipses represent the 1 sigma cone angle dispersion around the averaged direction of data. The cartoon on the right represents the correspondence between the sample reference frame and the geographic reference frame.

cointrusive slip of the volcano flank and may increase its instability. Since then, the role of sheared sill intrusions as a trigger of flank instability has been tested numerically. Using the observed geometry of the Piton des Neiges sill zone, Cayol et al. (2014) computed that the injection of sills in a volcanic edifice undergoing extension would generate an averaged shear displacement of 3.7 m per sill, or a total lateral displacement of 180–260 m for the sill zone. In addition, (Chaput et al., 2014a) showed that the injection of a sill could be sufficient to activate a detachment such as the one found at Piton des Neiges. These authors also suggested that the intrusion of a sill in a detachment could explain the 1.4 m coeruptive lateral flank displacement observed at Piton de la Fournaise during the 2007 eruption.

Our study provides evidence of a slip displacement during sill intrusion in a basaltic edifice, and thus substantiates all these previous models by direct observations. Due to the shear displacement of their hanging wall, sill intrusions increased the instability of Piton des Neiges' flank. This incremental instability possibly explains the massive destabilization with slip toward the NNE, i.e. toward the dip direction of the sill zone and toward the direction of magma propagation in the contact sill. Applying this conclusion to Piton de la Fournaise, repeated coeruptive flank displacements like those observed in 2007 eventually trigger a large flank destabilization as it did on Piton des Neiges.

Sill intrusions have been observed on other volcanic islands worldwide, such as Oahu in Hawaii (Ryan et al., 1983), La Palma and La Gomera in the Canaries (Staudigel et al., 1986; Fernandez et al., 2002; Ancochea et al., 2008), Saint-Vincent in the Antilles Arc (Ancochea et al., 2010), or inferred from radar interferometry at Fernandina in the Galapagos (Jónsson et al., 1999; Bagnardi et al., 2013). Our study suggests that such sill intrusions may be responsible for some of the past destabilizations documented on these oceanic islands, and perhaps for some of the lateral displacements recorded during present-day eruptions. These displacements might evolve into future destabilizations on active volcanoes.

7. Conclusion

Our study of the sill zone of Piton des Neiges reveals that a major NNE-running debris avalanche partly eroded this sheeted intrusion complex. The most recent of the remaining sills, identified by markers of relative intrusion chronology, makes the contact between the debris avalanche deposit and the sill zone. The AMS study carried out across this contact sill reveals a strongly asymmetric magnetic fabric, suggesting that 1) the magma in the sill flowed toward the NNE, and 2) that the sill hanging wall slipped in the same direction during magma injection. This result shows that at least one of the sills generated a shear displacement of the hanging wall of the sill zone, and thus a seaward displacement of the volcano flank. Because all the sills in the complex have the same dip and dip direction, it is likely that seaward displacements occurred repeatedly during the history of the volcano. In view of the massive destabilization that occurred subsequently, we conclude that repeated sill injections may have acted as a factor of incremental instability at Piton des Neiges. The same incremental instability by sill

Fig. 11. Crystallographic preferred orientation (CPO) of olivine, clinopyroxene and plagioclase in two samples located at 1 cm (BF1) and 4 cm (BF2) from the upper margin of the contact sill. Stereoplots are equal area projections, lower hemisphere in the sample reference frame. Best axes are eigenvectors corresponding to the first eigenvalue of the normalized orientation tensors.

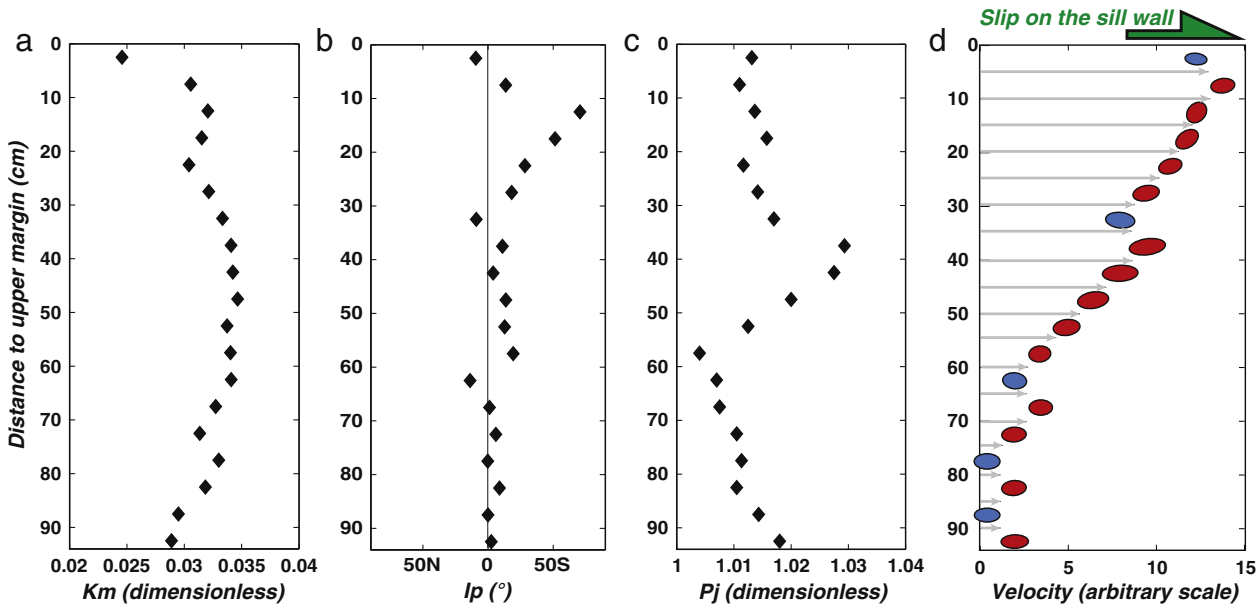


Fig. 13. a), b) and c) Averaged values at 5 cm intervals of the magnetic susceptibility (K_m), of the imbrication of the magnetic foliation (I_p) relative to the intrusion plane (projected on a N018 axis), and of the degree of anisotropy (P_j), respectively (raw data provided in Table 1, Fig. 9). d) Schematic magma flow profile in the direction N018 across the contact sill drawn from a), b) and c) with the following conventions: the dip and dip-direction of ellipses represent the averaged dip of magnetic foliations (red for South-dipping foliations, blue for North-dipping foliations); the area of ellipses is proportional to K_m averaged values; their elongation is proportional to P_j averaged values. Each ellipse has been positioned on the X axis at a distance equal to sign $(I_p).\cos(I_p) \times P_j$ from the next ellipse.

intrusions is proposed to currently occur at Piton de la Fournaise, the active volcano of La Réunion Island, which may also end up into a destabilization in the future.

Acknowledgments

We thank Valérie Cayol for providing the idea of searching evidence for sheared sills in the AMS fabric, and Guilhem Barruol for his help in the AMS sampling. Jean-Luc Schneider is thanked for his observation that the breccia is posterior to the sills. We are also grateful for the helpful reviews provided by Stephen S. Harlan and an anonymous reviewer. This research was funded by grants from INSU-CNRS ("Sill'nslip" and "Runrise" projects), from the Fond Social Européen, and from the Conseil Régional de La Réunion. This is IPGP contribution 3714.

References

Akkoyun, M., Majesté, J.C., Bascou, J., 2013. Using the anisotropy of magnetic susceptibility to infer flow induced orientation of anisotropic particles: feasibility and sensitivity. Rheol. Acta 52, 49–57.

Ancochea, E., Brandle, J.L., Huertas, M.J., Hernán, F., Herrera, R., 2008. Dike-swarms, key to the reconstruction of major volcanic edifices: the basic dikes of La Gomera (Canary Islands). J. Volcanol. Geotherm. Res. 173, 207–216. http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.020.

Ancochea, E., Huertas, M.J., Hernán, F., Brändle, J.L., 2010. Volcanic evolution of São Vicente, Cape Verde Islands: the Praia Grande landslide. J. Volcanol. Geotherm. Res. 198, 143–157. http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.016.

Arbaret, L., Diot, H., Bouchez, J.-L., 1996. Shape fabrics of particles in low concentration suspensions: 2D analogue experiments and application to tiling in magma. J. Struct. Geol. 18, 941–950. http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(96)00011-9.

Arbaret, L., Fernandez, A., Ježek, J., Ildefonse, B., Launeau, P., Diot, H., 2000. Analogue and numerical modelling of shape fabrics: application to strain and flow determination in magmas. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 350, 97–109. http://dx.doi.org/10.1130/0-8137-2350-7.97.

Bachèlery, P., Robineau, B., Courteaud, M., Savin, C., 2003. Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton des Neiges (Réunion). Bull. Soc. Geol. Fr. 174, 125–140.

Bachmann, F., Hielscher, R., Schaeben, H., 2010. Texture analysis with MTEX–free and open source software toolbox. Solid State Phenom. 160, 63–68. http://dx.doi.org/10.4028/http://www.scientific.net/SSP.160.63.

Bagnardi, M., Amelung, F., Poland, M.P., 2013. A new model for the growth of basaltic shields based on deformation of Fernandina volcano, Galápagos Islands. Earth Planet. Sci. Lett. 377-378, 358–366. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.07.016.

Bascou, J., Camps, P., Marie Dautria, J., 2005. Magnetic versus crystallographic fabrics in a basaltic lava flow. J. Volcanol. Geotherm. Res. 145, 119–135. http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.01.007.

Boiron, T., Bascou, J., Camps, P., Ferre, E.C., Maurice, C., Guy, B., Gerbe, M.C., Launeau, P., 2013. Internal structure of basalt flows: insights from magnetic and crystallographic fabrics of the La Palisse volcanics, French Massif Central. Geophys. J. Int. 193, 585–602. http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggs115.

Borgia, A., 1994. Dynamic basis of volcanic spreading. J. Geophys. Res. 99, 17,791–717,804.

Bret, L., Fevre, Y., Join, J.-L., Robineau, B., Bachelery, P., 2003. Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges Volcano (Reunion Island): overview and geological hazard. J. Volcanol. Geotherm. Res. 123, 25–41. http://dx.doi.org/10.1016/s0377-0273(03)00026-x.

Callot, J.-P., Geoffroy, L., Aubourg, C., Pozzi, J.P., Mege, D., 2001. Magma fow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies. Tectonophysics 335, 313–332. http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00060-9.

Cañón-Tapia, E., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: a historical account. Geol. Soc. Lond. 238, 205–225. http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.14.

Cañón-Tapia, E., Pinkerton, H., 2000. The anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows: an experimental approach. J. Volcanol. Geotherm. Res. 98, 219–233. http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00155-9.

Cayol, V., Catry, T., Michon, L., Chaput, M., Famin, V., Bodart, O., Froger, J.-L., Romagnoli, C., 2014. Sheared sheet intrusions as mechanism for lateral flank displacement on basaltic volcanoes: applications to Réunion Island volcanoes. J. Geophys. Res. Solid Earth 119, 7607–7635. http://dx.doi.org/10.1002/2014JB011139.

Chadima, M., Hrouda, F., 2009. Cureval 8.0: Thermomagnetic Curve Browser for Windows. Agico, Inc.

Chadima, M., Jelinek, V., 2008. Anisoft 4.2 - anisotropy data browser. Contrib. Geophys. Geodesy 38, 41.

Chaput, M., Famin, V., Michon, L., 2014b. Deformation of basaltic shield volcanoes under cointrusive stress permutations. J. Geophys. Res. Solid Earth 119, 274–301. http://dx.doi.org/10.1002/2013JB01062.

Chaput, M., Pinel, V., Famin, V., Michon, L., Froger, J.L., 2014a. Cointrusive shear displacement by sill intrusion in a detachment: a numerical approach. Geophys. Res. Lett. 41, 1937–1943. http://dx.doi.org/10.1002/2013GL058813.

Chevallier, L., Vatin-Perignon, N., 1982. Volcano-structural evolution of piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean. Bull. Volcanol. 45-4, 285–298.

Clague, D.A., Delinguer, R.P., 1994. Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes. Bull. Volcanol. 56, 425–435. http://dx.doi.org/10.1007/BF00302824.

Clark, D.A., 1997. Magnetic petrophysics and petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. J. Aust. Geol. Geophys. 17, 83–103.

Correa-Gomes, L.C., Souza Filho, C.R., Martins, C.J.F.N., Oliveira, E.P., 2001. Development of symmetrical and asymmetrical fabrics in sheet-like igneous bodies: the role of magma

flow and wall-rock displacements in theoretical and natural cases. Journal of structural geology 23, 1415–1428. http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00007-4.
Deniel, C., Kieffer, G., Lecointre, J., 1992. New 230Th-238 U and 14C age determinations from piton des Neiges volcano, Reunion—a revised chronology for the differentiated series. J. Volcanol. Geotherm. Res. 51, 253–267. http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(92)90126-X.
Dieterich, J., 1988. Growth and persistence of Hawaiian volcanic rift zones. J. Geophys. Res. Solid Earth (1978–2012) 93, 4258–4270.
Dragoni, M., Lanza, R., Tallarico, A., 1997. Magnetic anisotropy produced by magma flow: theoretical model and experimental data from Ferrar dolerite sills (Antarctica). Geophys. J. Int. 128, 230–240. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb04083.x.
Ellwood, B.B., 1978. Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements. Earth Planet. Sci. Lett. 41, 254–264. http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(78)90182-6.
Elsworth, D., Day, S.J., 1999. Flank collapse triggered by intrusion: the canarian and Cape Verde archipelagoes. J. Volcanol. Geotherm. Res. 94, 323–340. http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00110-9.
Famin, V., Michon, L., 2010. Volcano destabilization by magma injections in a detachment. Geology 38, 219–222. http://dx.doi.org/10.1130/g30717.1.
Fernandez, C., de la Nuez, J., Casillas, R., Navarro, G., 2002. Stress fields associated with the growth of a large shield volcano (La Palma, Canary Islands). Tectonics 21. http://dx.doi.org/10.1029/2000TC900038.
Froger, J., Famin, V., Cayol, V., Augier, A., Michon, L., Lénat, J.-F., 2015. Time-dependant displacements during and after the april 2007 eruption of Piton de la Fournaise, revealed by interferometric data. J. Volcanol. Geotherm. Res. 296, 55–68. http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.02.014.
Gailler, L.-S., Lénat, J.-F., 2010. Three-dimensional structure of the submarine flanks of La Réunion inferred from geophysical data. J. Geophys. Res. Solid Earth (1978–2012) 115. http://dx.doi.org/10.1029/2009jb007193.
Geoffroy, L., Aubourg, C., Callot, J.-P., Barrat, J.-A., 2007. Mechanisms of crustal growth in large igneous provinces: the North Atlantic province as a case study. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 430, 747–774. http://dx.doi.org/10.1130/2007.2430(34).
Geoffroy, L., Callot, J.-P., Aubourg, L., Moreira, M., 2002. Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancy in dykes: a new way to define the flow vector using magnetic foliation. Terra Nova 14, 183–190. http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00412.x.
Gillot, P.-Y., Nativel, P., 1982. K–Ar chronology of the ultimate activity of the Piton des Neiges volcano, Reunion Island, Indian Ocean. J. Volcanol. Geotherm. Res. 13, 131–146. http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(82)90024-5.
Graham, J.W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. Geol. Soc. Am. Bull. 65, 1257–1258.
Hargraves, R.B., Johnson, D., Chan, C.Y., 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks? Geophys. Res. Lett. 18, 2193–2196.
Hastie, W.W., Watkeys, M.K., Aubourg, C., 2011. Significance of magnetic and petrofabric in Karoo-feeder dykes, Northern Lebombo. Tectonophysics 513, 96–111. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.008.
Hielscher, R., Schaeben, H., 2008. A novel pole figure inversion method: specification of the MTEX algorithm. J. Appl. Crystallogr. 41, 1024–1037.
Hrouda, F., Buriánek, D., Krejčí, O., Chadima, M., 2015. Magnetic fabric and petrology of Miocene sub-volcanic sills and dykes emplaced into the SW Flysch Belt of the West Carpathians (S Moravia, Czech Republic) and their volcanological and tectonic implications. J. Volcanol. Geotherm. Res. 290, 23–38. http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.12.001.
Ildefonse, B., Arbaret, L., Diot, H., 1997. Rigid Particles in Simple Shear Flow: Is Their Preferred Orientation Periodic or Steady-State? Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. pp. 177–185 http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5_11.
Ildefonse, B., Launeau, P., Bouchez, J.-L., Fernandez, A., 1992. Effect of mechanical interactions on the development of shape preferred orientations: a two-dimensional experimental approach. J. Struct. Geol. 14, 73–83. http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(92)90146-N.
Iverson, R.M., 1995. Can magma-injection and groundwater forces cause massive landslides on Hawaiian volcanoes? J. Volcanol. Geotherm. Res. 66, 295–308. http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(94)00064-N.
Jelinek, F., Kropàcek, V., 1978. Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens. Stud. Geophys. Geod. 22, 50–62.
Jónsson, S., Zebker, H., Cervelli, P., Segall, P., Garbeil, H., Mouginis-Mark, P., Rowland, S., 1999. A shallow-dipping dike fed the 1995 flank eruption at Fernandina volcano, Galápagos, observed by satellite radar interferometry. Geophys. Res. Lett. 26, 1077–1080. http://dx.doi.org/10.1029/1999gl900108.
Khan, M.A., 1962. The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. Contrib. Geophys. Geodesy 38.
Kluska, J.M., 1997. Evolution Magmatique et Morphostructurale Du Piton Des Neiges Au Cours Des Derniers 500000 Ans. Orsay Paris XI university, p. 229.
Knight, M.D., Walker, G.P.L., 1988. Magma flow directions in dikes of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. J. Geophys. Res. 93, 4301–4319. http://dx.doi.org/10.1029/JB093iB05p04301.
Launeau, P., Robin, P.-Y.F., 1996. Fabric analysis using the intercept method. Tectonophysics 267, 91–119. http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00091-1.
Launeau, P., Archanjo, C.J., Picard, D., Arbaret, L., Robin, P.-Y., 2010. Two- and three-dimensional shape fabric analysis by the intercept method in grey levels. Tectonophysics 492, 230–239. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2010.06.005.
Launeau, P., Bouchez, J.-L., Benn, K., 1990. Shape preferred orientation of object populations: automatic analysis of digitized images. Tectonophysics 180, 201–211. http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(90)90308-U.
Lundgren, P., 2004. Gravity and magma induced spreading of Mount Etna volcano revealed by satellite radar interferometry. Geophys. Res. Lett. 31. http://dx.doi.org/10.1029/2003gl018736.
Mainprice, D., Bachmann, F., Hielscher, R., Schaeben, H., 2014. Descriptive tools for the analysis of texture projects with large datasets using MTEX: strength, symmetry and components. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 409. http://dx.doi.org/10.1144/SP409.8.
McGuire, W.J., 1996. Volcano instability: a review of contemporary themes. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ. 110, 1–23. http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1996.110.01.01.
Montgomery-Brown, E.K., Sinnett, D.K., Larson, K.M., Poland, M.P., Segall, P., Miklius, A., 2011. Spatiotemporal evolution of dike opening and décollement slip at Kīlauea Volcano, Hawaii. J. Geophys. Res. 116 10.1029/2010jb007762.
Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., Torresan, M.E., 1989. Prodigious submarine landslides on the Hawaiiin Ridge. J. Geophys. Res. Solid Earth (1978–2012) 94, 465–484. http://dx.doi.org/10.1029/JB094iB12p17465.
Moreira, M.A., Geoffroy, L., Pozzi, J.P., 2014. Magma flow pattern in dykes of the Azores revealed by anisotropy of magnetic susceptibility. J. Geophys. Res. Solid Earth 120, 662–690. http://dx.doi.org/10.1002/2014JB010982.
Oehler, J.-F., Labazuy, P., Lénat, J.-F., 2004. Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. Bull. Volcanol. 66, 585–598. http://dx.doi.org/10.1007/s00445-004-0341-2.
Oehler, J.-F., Lénat, J.-F., Labazuy, P., 2007. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. Bull. Volcanol. 70, 717–742. http://dx.doi.org/10.1007/s00445-007-0163-0.
Philpotts, A., Philpotts, D., 2007. Upward and downward flow in a camptonite dike as recorded by deformed vesicles and the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). J. Volcanol. Geotherm. Res. 161, 81–94. http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.11.006.
Quidelleur, X., Holt, J.W., Salvany, T., Bouquerel, H., 2010. New K–Ar ages from La Montagne massif, Réunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2.2–2.0 Ma. Geophys. J. Int. 182, 699–710. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04651.x.
Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of an anisotropy of magnetic susceptibility. Rev. Geophys. 30, 209–226. http://dx.doi.org/10.1029/92RG00733.
Ryan, M., Blevins, J.Y.K., Okanura, A.T., Koyanagi, R.Y., 1983. Magma reservoir subsidence mechanics: theoretical summary and application to Kilauea volcano, Hawaii. J. Geophys. Res. Solid Earth (1978–2012) 88, 4147–4181. http://dx.doi.org/10.1029/JB088iB05p04147.
Salvany, T., Lahitte, P., Nativel, P., Gillot, P.-Y., 2012. Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): competition between volcanic construction and erosion since 1.4 Ma. Geomorphology 136, 132–147. http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.009.
Satsukawa, T., Ildefonse, B., Mainprice, D., Morales, L., Michibayashi, K., Barou, F., 2013. A database of plagioclase crystal preferred orientations (CPO) and microstructures – implications for CPO origin, strength, symmetry and seismic anisotropy in gabbroic rocks. Solid Earth 42, 511–542. http://dx.doi.org/10.5194/se-4-511-2013.
Schmidt, N.-H., Olesen, N., 1989. Computer-aided determination of crystal-lattice orientation from electron-channeling patterns inthe SEM. Can. Mineral. 27, 15–22.
Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas deposits, and associated eruptions. J. Volcanol. Geotherm. Res. 22, 163–197.
Stacey, F.D., 1960. Magnetic anisotropy of igneous rocks. J. Geophys. Res. 65, 2429–2442. http://dx.doi.org/10.1029/JZ065i008p02429.
Staudigel, H., Feraud, G., Giannerini, G., 1986. The history of intrusive activity on the island of La Palma (Canary Islands). J. Volcanol. Geotherm. Res. 27, 299–322. http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(86)90018-1.
Swanson, D., Duffield, W.A., Fiske, R.S., 1976. In: off. u.g.p. (Ed.), Displacement of the South Flank of Kilauea Volcano: the Result of Forceful Intrusion of Magma Into Rift Zones.
Tauxe, L., Gee, J.S., Staudigel, H., 1998. Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: the bootstrap way. J. Geophys. Res. Solid Earth (1978–2012) 103, 17,775–717,790. http://dx.doi.org/10.1029/98jb01077.
Voight, B., Glicken, H., Janda, R.J., Douglass, P.M., Lipman, P.W., Mullineaux, D.R., 1981. Catastrophic rockslide avalanche of May 18 [Mount St. Helens]. In: Lipman, P.W., Mullineaux, D.R. (Eds.), The 1980 Eruptions of Mount St. Helens. US Geol. Surv. Prof. Pap., pp. 347–377 Washington.
Walter, T.R., Acocella, V., Neri, M., Amelung, F., 2005. Feedback processes between magmatic events and flank movement at Mount Etna (Italy) during the 2002–2003 eruption. J. Geophys. Res. Solid Earth 110, 1–12. http://dx.doi.org/10.1029/2005jb003688.
Zhang, S., Cañón-Tapia, E., Walderhaug, H.J., 2011. Magnetic fabric and its significance in the sills and lava flows from Taimyr fold-belt, Arctic Siberia. Tectonophysics 505, 68–85. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.04.004.

Conclusion générale

et

perspectives

1. Rappel des principaux objectifs

Ces dernières décennies, de nombreuses études ont montré que la stabilité d'un édifice volcanique est fortement influencée par son système intrusif *(Swanson et al., 1976; Clague & Denlinger, 1994; Elsworth & Voight, 1995; McGuire, 1996; Elsworth & Day, 1999; Famin & Michon, 2010; Chaput, 2013; Cayol et al., 2014; Chaput et al., 2014a, 2014b; Froger et al., 2015)***.** Cependant, malgré de précieuses informations sur l'architecture des volcans boucliers obtenues par des méthodes géophysiques et géochimiques et des modèles numériques, les systèmes intrusifs profonds restent encore peu connus. ***Le principal enjeu de ce travail de thèse était d'acquérir une connaissance et une compréhension plus poussée du système intrusif du Piton des Neiges, dans le but de comprendre les mécanismes de déformation des volcans boucliers.***

2. La chambre magmatique du Piton des Neiges

Dans un premier temps, nous avons réalisé une étude multidisciplinaire portant sur l'ensemble des roches plutoniques affleurant dans la Rivière du Mât, interprétées comme la chambre magmatique du Piton des Neiges (cirque de Salazie, *Upton & Wadsworth*, 1972; *Famin & Michon,* 2010). Cette approche combinant des analyses structurales, de la pétrologie, de la géochimie, de l'ASM, du paléomagnétisme et des datations a eu pour objectif de contraindre les dimensions de la chambre magmatique du volcan et d'identifier les différents processus physico-chimiques actifs à l'intérieur. Ce premier travail a fourni les résultats présentés dans le chapitre 4.

L'étude de terrain de la rivière du Mât nous a permis de découvrir 3 affleurements de roches plutoniques supplémentaires pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

L'ensemble des roches plutoniques étant délimitées par des intrusions magmatiques, les données paléomagnétiques couplées aux datations ont été indispensables pour déterminer si chaque affleurement est en place. Avec un âge à 2,11 ± 0,09 Ma et une polarité normale, un des quatre affleurements (S3, Fig . 1) présente des résultats similaires au Massif de la Montagne (*Quidelleur et al.*, 2010). Les données structurales et magnétiques étant similaires d'un affleurement à un autre, nous avons suggéré ces roches plutoniques n'ont pas subi de rotation ni de basculement après 2 Ma. En revanche, ces résultats ne nous ont pas permis de

déterminer si un basculement s'est produit avant 2 Ma où si les affleurements sont en place et n'ont pas enregistré de déplacement horizontal.

Notre approche multidisciplinaire nous a permis de mettre pour la première fois en lumière la structure interne d'une chambre magmatique du Piton des Neiges et a révélé la présence de deux zones distinctes du réservoir (Fig. 1):

- ⇨ Une première zone ultrabasique localisée dans la partie Sud-Est de notre zone d'étude, au pied du Piton des Neiges, est composée d'adcumulats de dunites et des wehrlites dans lesquels l'olivine est en position cumulus et le clinopyroxène en position interstitielle. Ces roches ne présentent aucun litage ni aucune structure dynamique apparente. A partir de ces éléments, nous proposons que ces affleurements se soient formés par cristallisation *in situ* et appartiennent à la partie externe non convective de la chambre.

- ⇨ Une deuxième zone, plus différenciée, est localisée dans la partie Nord-Ouest de notre zone d'étude. Ces affleurements présentent une texture de mésocumulat et sont composés de gabbro à olivines, de gabbro et de ferrogabbro. Dans ces roches, les olivines, les clinopyroxènes et les plagioclases tendent à être en position cumulus. L'observation de nombreuses structures dynamiques telles que du cross-bending et des failles syn-magmatiques nous permettent de proposer la présence de convection et de courant de densité. Cependant, certains litages sont plus réguliers et présentent des textures d'adcumulats traduisant également une formation par sédimentation et accumulation. A partir de ces éléments, nous proposons que ces affleurements appartiennent à une zone plus interne de la chambre.

Le jeu de données collecté au cours de cette étude nous a également permis de mettre en évidence une évolution progressive de l'ensemble de nos paramètres à travers notre zone d'étude. Les observations pétrologiques et les données géochimiques montrent en effet une différenciation du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Les variations régulières des paramètres ASM et paléomagnétiques du Sud-Est vers le Nord-Ouest appuient ces résultats.

Ainsi cette étude converge vers l'hypothèse d'une seule et même chambre magmatique. Une différenciation progressive couplée à une diminution en altitude des affleurements nous suggère que nous sommes au niveau du toit de la chambre (Fig. 2).

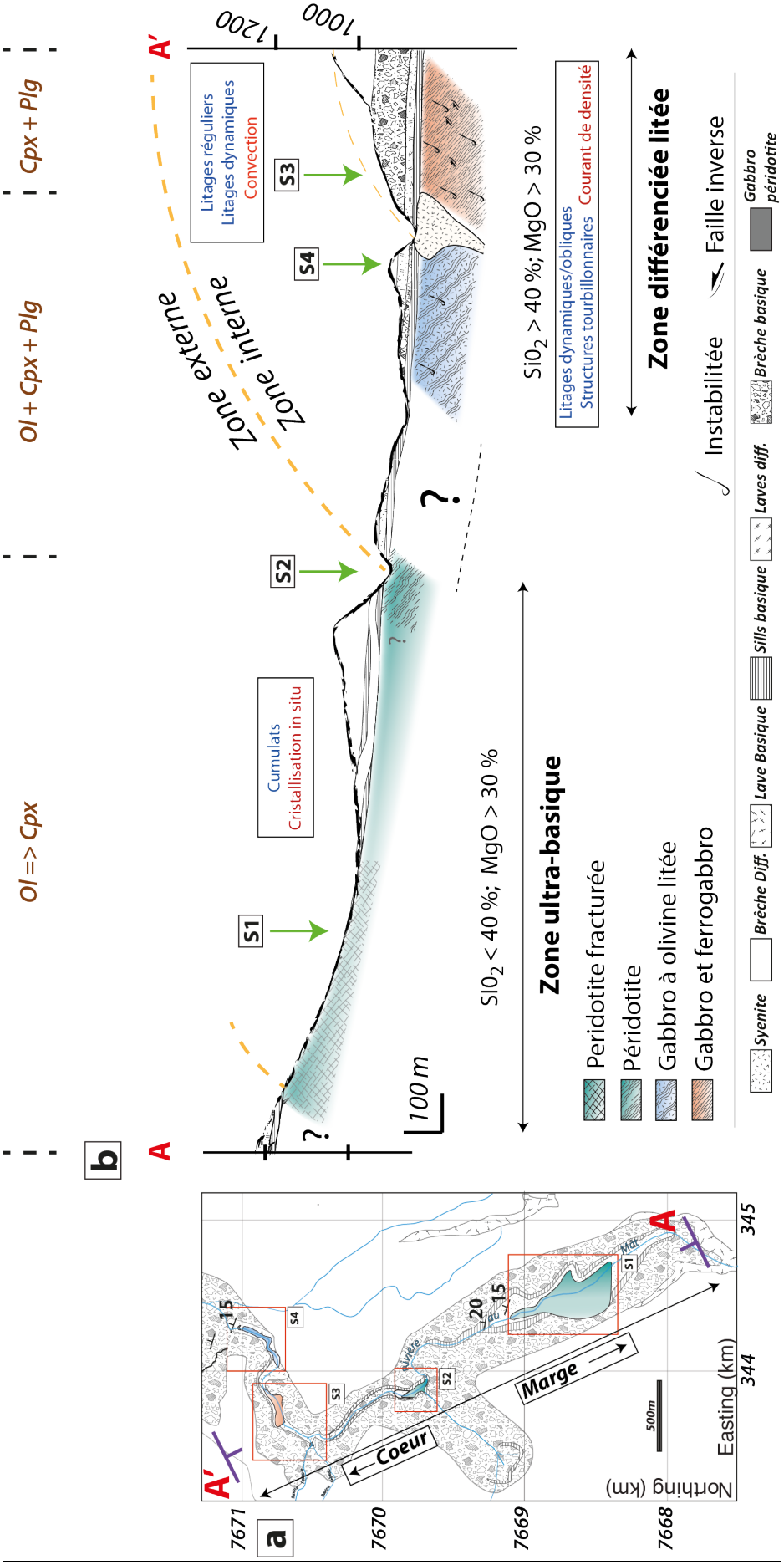

a
b
A
A'
Ol => Cpx
Ol + Cpx + Plg
Cpx + Plg
7671
7670
7669
7668
Northing (km)
Easting (km)
344
345
500m
Coeur
Marge
S1
S2
S3
S4
Cumulats
Cristallisation in situ
Litages réguliers
Litages dynamiques
Convection
Zone externe
Zone interne
1200
1000
100 m
SiO2 < 40 %; MgO > 30 %
SiO2 > 40 %; MgO > 30 %
Zone ultra-basique
Zone différenciée litée
Litages dynamiques/obliques
Structures tourbillonnaires
Courant de densité
Peridotite fracturée
Péridotite
Gabbro à olivine litée
Gabbro et ferrogabbro
Instabilitée
Faille inverse
Syenite
Brêche Diff.
Lave Basique
Sills basique
Laves diff.
Brèche basique
Gabbro
péridotite

Figure 1 : a) Carte géologique de notre zone d'étude. b) Coupe résumant l'ensemble de caractéristiques des roches plutoniques affleurant dans la rivière du Mât (cirque de Salazie, Piton des Neiges). Ol : olivine, Cpx : clinopyroxène, Plg : plagioclase.

3. Implication pour le Piton des Neiges

A partir de la position des affleurements plutoniques et de l'inclinaison de la foliation magmatique, nous avons mesuré une épaisseur minimale de roches plutoniques de plus de 1800 m. Cette épaisseur est cohérente avec celles des complexes intrusifs échantillonnés par forages et est donc plausible. En effet, le forage du Grand-Brulé (SR1) sur le Piton de la Fournaise a échantillonné 1874 m de gabbro à olivine et de dunite (*Augé et al.*, 1989; *Lerebour et al.*, 1989; *Rançon et al.*, 1989). À environ 4 km au Nord de notre zone d'étude, la forage SLZ1 a échantillonné un complexe monzonitique et gabbroïque de 964 m d'épaisseur (*Demange et al.*, 1984; *Chovelon*, 1986). Du fait de sa proximité, sa position et ses similarités géochimiques et pétrologiques avec les roches plutoniques de la rivière du Mât, nous avons également suggéré que ce complexe soit une partie plus profonde de la même chambre magmatique (Fig. 2). Cette hypothèse est appuyée par l'étude gravimétrique réalisée par *Gailler & Lénat* (2012) montrant une anomalie de Bouguer élevée sous le cirque de Salazie. Selon leur modèle, cette anomalie positive serait expliquée par un corps dense plurikilométrique enraciné à plus de 2000 m sous le niveau marin. Par conséquent, ce corps dense correspondrait à la chambre magmatique affleurant dans la rivière du Mât et échantillonnée par le forage SLZ1.

La datation de la chambre magmatique s'est révélée être difficile. Les datations par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ nous donnent un âge de 2,11 ± 0,09 Ma pour les roches plutoniques de l'affleurement S3 (Fig. 1). Cependant, il est important de préciser que c'est un âge non magmatique obtenu sur des phlogopites dont la température de fermeture se situe entre 300-450 °C (*Mcdougall & Harrison*, 1999). De plus, une brèche d'avalanche de débris affectant la chambre magmatique a été datée à plus de 2,33 Ma (intrusion, SAL 48). La chambre est donc estimée à plus de 2,33 Ma.

Nos résultats, les données gravimétriques (*Gailler & Lénat*, 2012), les reconstructions morphologiques (*Gayer et al.*, 2014) ainsi que l'étude des dépôts sous-marins (*Lebas*, 2012), sont en accord avec une chambre magmatique excentrée localisée sous le cirque de Salazie. Cela implique un édifice formé avant 2,33 Ma plus au NNE du sommet actuel du Piton des Neiges (Fig. 2).

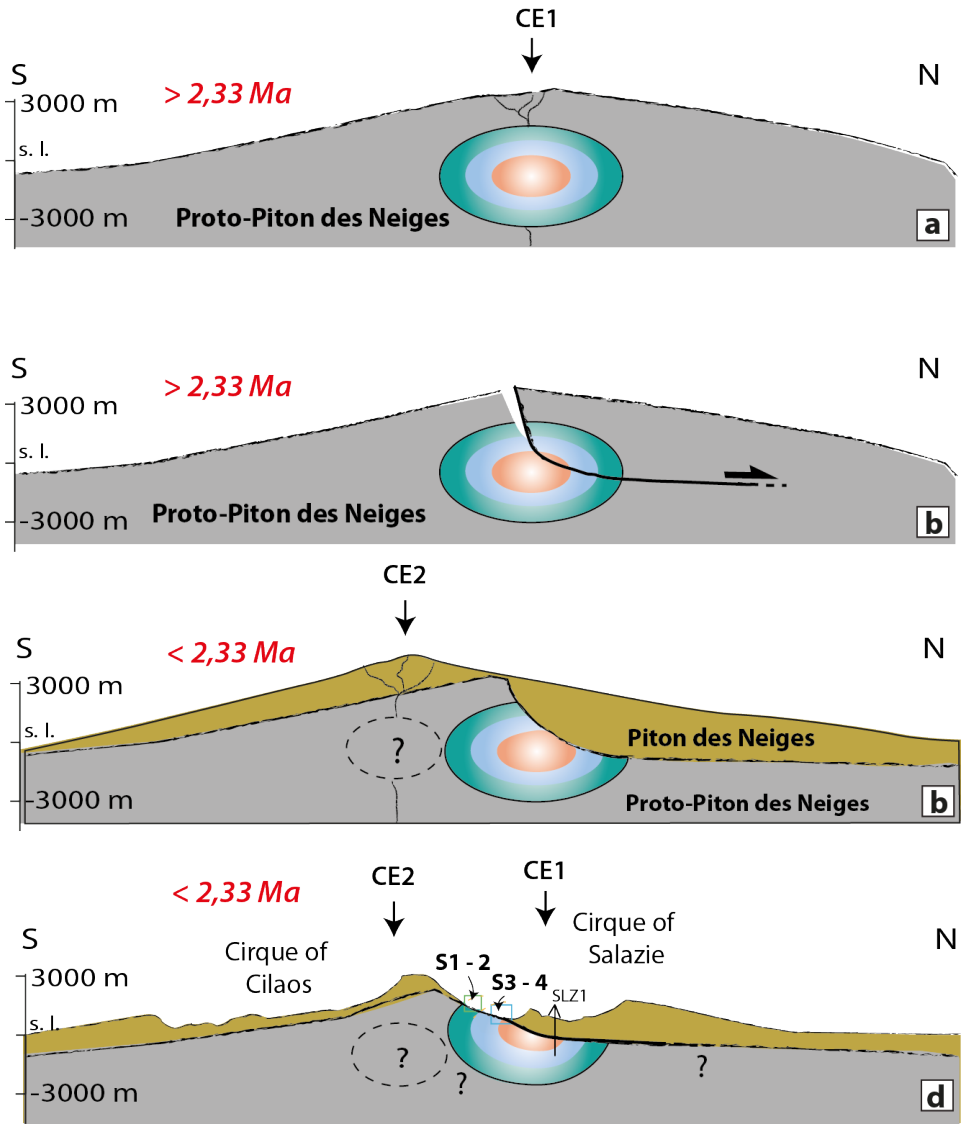


Figure 2 : Etapes successives de l'édification du Piton de Neiges. a) Edification d'un proto-Piton des Neiges au Nord du sommet actuel du Piton des Neiges. b) Déstabilisation du flanc nord du Proto-Piton des Neiges entre 2,33 et 2,92 Ma. c) Le Piton des Neiges se construit alors plus au Sud sur les pentes du proto-Pion des Neiges. d) Topographie actuelle du Piton des Neige et localisation des affleurements plutoniques (SI, S2, S3et S4). CE1 et CE2 : centres éruptifs, SLZ1 : forage de Salazie.

L'ensemble des roches plutoniques sont recoupées par un détachement injecté d'intrusions magmatiques et surmonté d'une brèche d'avalanche de débris. Les datations réalisées sur des intrusions recoupant la brèche nous indique une déstabilisation entre 2,33 et 2,92 Ma. Le Piton des Neiges actuel se serait ensuite reconstruit plus au Sud.

Cette architecture soulève de nombreuses questions quant au rôle de ce réservoir magmatique et des sills sur la stabilité de l'édifice et le déclenchement de la déstabilisation.

4. Déformation lente localisée du Piton des Neiges sur une chambre magmatique fossile

Dans un deuxième temps, nous nous sommes donc focalisés sur ce détachement dans le but de répondre à ces questions. Rappelons que le modèle Hawaiien implique un décollement basal probablement activé par l'intrusion répétée de dykes dans les rift zones et par un fluage latéral d'un corps intrusif cumulatif à haute température ou d'un large système hydrothermal (*Swanson et al.*, 1976; *Duffield et al.*, 1982; *Clague & Denlinger*, 1994; *Elsworth & Voight*, 1995; *McGuire*, 1996; *Elsworth & Day*, 1999; *Merle & Lénat*, 2003; *Michon & Saint - Ange*, 2008; *Delcamp et al.*, 2012). Un deuxième modèle, réunionnais, propose qu'en l'absence d'un décollement basal l'intrusion répétée de dyke dans les rift zones induiraient des permutations de contraintes conduisant à la mise en place de sills. D'après des observations de terrain et des modèles numériques, l'emplacement de ces sills serait accompagné de glissements co-intrusifs et inter-intrusifs contribuant au fluage de l'édifice volcanique (*Famin & Michon*, 2010; *Chaput*, 2013; *Cayol et al.*, 2014; *Chaput et al.*, 2014a, 2014b; *Froger et al.*, 2015). Notons que ce modèle ne fait pas intervenir de fluage sur un corps à haute température. Nous nous sommes donc questionnés sur les conditions du corps plutonique lors de l'activation du détachement. ***La chambre magmatique du Piton des Neiges a-t-elle eu une influence sur la stabilité de l'édifice volcanique comme sur le Kilauea? Quelle est l'influence de l'emplacement des intrusions magmatiques dans le détachement sur la stabilité du volcan ?***

Pour répondre à ces questions, nous avons réalisé une étude pétrologique et géochimique détaillée des formations à proximité et dans le détachement dans le but d'établir une relation entre l'activité magmatique, l'altération hydrothermale et la déformation. Ce travail est présenté Chapitre 5.

A partir de ce travail, nous avons mis en évidence une déformation fragile puis ductile à basse température des minéraux primaires du corps plutonique impliquant une activation du détachement sur un corps plutonique froid. Cette déformation à basse température est confirmée par la présence de chlorite, de pumpellyite, de zéolite et de calcite, indiquant des températures de 150 à 250°C. Ces températures, obtenues grâce au géothermomètre de la chlorite ne sont cependant pas homogènes spatialement et nous donnent des température plus élevées de 75°C dans le détachement. A cela s'ajoute un enrichissement en espèces volatiles

dans le détachement et des indices de surpression de fluides. Ces résultats montrent que le détachement localisé dans un corps plutonique froid a agi d'abord comme une zone de rupture fragile. Cette discontinuité a été injectée par plusieurs dizaines d'intrusions magmatiques. La mise en place de ces sills aurait induit une altération hydrothermale et un fluage à basse température dans et à proximité du détachement. Ce mécanisme de déformation proposé à partir de cette étude implique donc un processus localisé à basse température et est en opposition avec le modèle Hawaiien ou encore avec les modèles analogiques proposant que des corps cumulatifs ou des systèmes hydrothermaux soient à l'origine du fluage des édifices volcaniques.

Nos résultats sont cohérents avec la déformation cisaillante ductile et fragile vers le Nord décrite par *Famin & Michon* (2010) et *Chaput et al*. (2014) sur cette même zone d'étude. ***Ces observations confortent ainsi la présence de glissements inter-intrusifs accompagnant la mise en place des intrusions magmatiques dans le détachement.*** En revanche, aucune observation ne soutient la présence de glissements co-intrusifs.

La recherche de ce glissement co-intrusif a donc fait l'objet du Chapitre 6 dans lequel notre intérêt s'est porté sur les intrusions magmatiques de la sill zone.

5. *L'injection de sills dans un détachement comme facteur d'instabilité*

L'étude structurale réalisée sur la sill zone et la brèche d'avalanche de débris sus-jacente nous a permis d'établir une chronologie relative des évènements. Nous avons ainsi pu observer des sills du détachement bréchifiés impliquant un déclenchement de l'avalanche de débris postérieur à la mise en place des intrusions magmatiques.

Les données structurales récoltées sur le terrain nous ont fourni une direction d'écoulement de l'avalanche et des intrusions vers le NNE. En effet, les bulles allongées mesurées sur la bordure figée du sill en contact avec la brèche nous donnent une direction d'écoulement magmatique N18. Les stries tectoniques, observées au même niveau, nous donnent une direction de l'avalanche identique (N19).

Pour étudier la cinématique de mise en place des intrusions magmatiques nous nous sommes focalisés sur un sill présentant une faible déformation et qui s'est mis en place peu de temps avant l'avalanche.

Les observations pétrologiques couplées aux analyses cristallographiques ont montré une corrélation entre les minéraux magnétiques et les minéraux magmatiques et ont confirmé l'origine magmatique de la fabrique magnétique : le signal ASM reflétant bien l'écoulement dans l'intrusion, nous avons pu utiliser cette méthode pour reconstruire sa cinématique de mise en place.

La variation progressive des paramètres ASM, et en particulier de la susceptibilité magnétique moyenne (K_m), au travers de l'intrusion sélectionnée est en faveur d'une mise en place de l'intrusion en une seule fois, i.e. sous une seule injection. Cette variation progressive au travers du sill est cependant asymétrique tout comme l'ensemble des paramètres ASM. Cette asymétrie révèle un écoulement du magma vers le NNE, cohérent avec les données structurale, couplé à un déplacement de l'unité sus-jacente.

Au vu de la similarité des intrusions magmatiques présentes dans le détachement, nous avons proposé que l'ensemble de celles-ci soit accompagné par un glissement co-intrusif. *Cayol et al.,* (2014) proposent que chaque sill peut générer un déplacement horizontal de 3,6 m. ***Par conséquent, répétés sur les dizaines d'intrusions présentent dans le détachement, ces déplacements co-intrusif auraient considérablement augmenter l'instabilité du flanc Nord du Piton des Neiges.***

6. En conclusion …

Pour conclure, ce travail de thèse nous a permis d'obtenir les résultats suivants :

- ⇨ Nous avons mis en évidence une chambre magmatique plurikilométrique associée à un proto-volcan dont le centre éruptif aurait été localisé plus au Nord-Ouest du sommet actuel du Piton des Neiges, dans le cirque de Salazie.
- ⇨ Cette chambre magmatique, datée à plus de 2,33 Ma, était le lieu de nombreux processus dynamiques physiques et chimiques traduisant une alimentation fréquente et volumineuse du réservoir.
- ⇨ Nous n'avons pas pu déterminer le rôle de la chambre magmatique sur l'instabilité du volcan et sur l'initiation de la déstabilisation. En revanche, nous avons démontré que le Piton des Neiges s'est déformé sur une chambre magmatique refroidie ($T < 250$ °C).

- ⇨ La déformation du Piton de Neiges est associée à un processus localisé à basse température induit par la mise en place d'intrusions magmatiques dans un détachement.
- ⇨ L'emplacement de chaque intrusion magmatique dans ce détachement est accompagné d'un glissement co-intrusif augmentant considérablement l'instabilité de l'édifice volcanique.
- ⇨ Cette étude confirme donc le potentiel des sills sur le déclenchement de déstabilisations.

7. Perspectives

Cette étude souligne l'apport indéniable de la connaissance de la structure interne d'un édifice volcanique dans la compréhension des mécanismes de déformation d'un volcan bouclier et montre l'importante influence du système intrusif sur leur stabilité. Toutefois, la complexité d'un tel système génère un certain nombre d'incertitudes et de zones d'ombre sur lesquelles doivent se focaliser les études à venir.

Nous avons tenté de dater la chambre magmatique du Piton des Neiges par la méthode de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$. Cette méthode ne nous a pas permis de dater les minéraux primaires. Seuls une chronologie relative et des âges tardi-magmatiques ont été obtenus. Ces premiers âges supérieurs à 2,33 Ma, d'une chambre magmatique alimentant un édifice estimé à plus de 3000 m d'altitude, sont cependant les plus anciens de l'île émergée (*McDougall*, 1971; *Quidelleur et al.*, 2010), il est donc important d'obtenir l'âge magmatique de ce réservoir par d'autres méthodes.

Nous avons proposé un mécanisme de déformation du Piton des Neiges localisé et à basse température sur une chambre magmatique fossile. L'influence de cette chambre magmatique n'a cependant pas pu être démontrée. Ainsi, en parallèle de ce type de travaux, des modélisations sont nécessaires pour tester l'influence ce systèmes intrusif sur un volcan boucliers. Pour ce faire, le premier point crucial à déterminer concerne la rhéologie du corps magmatique pendant son activité. Les prochains travaux devront établir quelle loi de

rhéologie (visqueuse, plastique ou visco-plastique) peut décrire son comportement mécanique pendant et après l'activité d'une chambre magmatique.

A partir de l'état initial du corps magmatique dans l'édifice et des lois rhéologiques, la deuxième étape consistera à modéliser les déformations de l'édifice. Les résultats de cette modélisation numérique pourront être comparé aux déformations passées observées au Piton des Neiges émergé et immergé, ainsi qu'aux déformations actuelles observées sur les volcans actifs tels que le Piton de la Fournaise.

Références bibliographiques

A

Abily, B. (2011), Caractéristiques pétrographique, géochimique et structurale de la section crustale profonde de l'ophiolite d'Oman: implications pour la genèse des magmas et le fonctionnement des chambres magmatiques à l'aplomb d'un centre d'expansion océanique, *Mémoire de thèse, DISS, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.*

Adushkin, V. V, N. Y. Zykov, and S. A. Fedotov (1995), Mechanism of volcanic slope failure. Assessment of potential collapse and debris avalanche at Klyuchevskoi volcano, *Volc. Seism*, *16*, 667–684.

Aki, K., and V. Ferrazzini (2000), Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction, *J. Geophys. Res.*, *105*(B7), 16617-16640, doi:10.1029/2000JB900033.

Akkoyun, M., J.-C. Majesté, and J. Bascou (2013), Using the anisotropy of magnetic susceptibility to infer flow-induced orientation of anisotropic particles: feasibility and sensitivity, *Rheol. Acta*, *52*(1), 49–57.

Albaréde, F., B. Luais, G. Fitton, M. Semet, E. Kaminski, B. G. J. Upton, P. Bachélery, and J.-L. Cheminée (1997), The geochemical regimes of Piton de la Fournaise Volcano (Réunion) during the last 530 000 years, *J. Petrol.*, *38*(2), 171–201, doi:10.1093/petroj/38.2.171.

Allibon, J., F. Bussy, É. Lewin, and B. Darbellay (2011), The tectonically controlled emplacement of a vertically sheeted gabbro-pyroxenite intrusion : Feeder-zone of an ocean-island volcano (Fuerteventura , Canary Islands), *Tectonophysics*, *500*(1–4), 78–97, doi:10.1016/j.tecto.2010.01.011.

Ancochea, E., J. L. Brändle, M. J. Huertas, F. Hernán, and R. Herrera (2008), Dike-swarms, key to the reconstruction of major volcanic edifices: The basic dikes of La Gomera (Canary Islands), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *173*, 207–216.

Ancochea, E., M. J. Huertas, F. Hernán, and J. L. Brändle (2010), Volcanic evolution of São Vicente, Cape Verde Islands: The Praia Grande landslide, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *198*(1–2), 143–157, doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.08.016.

Arbaret, L., H. Diot, and J.-L. Bouchez (1996), Shape fabrics of particles in low concentration suspensions: 2D analogue experiments and application to tiling in magma, *J. Struct. Geol.*, *18*(7), 941–950.

Archanjo, C. J., G. a C. Campanha, C. a. Salazar, and P. Launeau (2012), Using AMS combined with mineral shape preferred orientation analysis to understand the emplacement fabrics of the Apiai gabbro-norite (Ribeira Belt, SE Brazil), *Int. J. Earth Sci.*, *101*(3), 731–745, doi:10.1007/s00531-011-0659-x.

Ariskin, A. A., E. G. Konnikov, and E. V Kislov (2003), Modeling of the equilibrium crystallization of ultramafic rocks with application to the problems of formation of phase layering in the Dovyren Pluton, Northern Baikal region, Russia, *Geochemistry Int.*, *41*(2), 107–129.

Arnaud, N. (2005), Les processus de démantèlement des volcans, le cas d'un volcan bouclier en milieu océanique: le Piton des Neiges, Ile de la Réunion. *Mémoire de*

thèse, 422pp Université de La Réunion.

Augé, T., P. Lerebour, and J.-P. Rançon (1989), The Grand Brûlé exploration drilling: New data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 3: Mineral chemistry of the cumulate rocks, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36*(1–3), 139–151, doi:10.1016/0377-0273(89)90010-3.

B

Bachelery, P., P. Labazuy, and J.-F. Lénat (1996), Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à La Réunion, *Comptes rendus l'Académie des Sci. Série 2. Sci. la terre des planètes*, *323*(6), 475–482.

Bachèlery, P. (1981), Le Piton de la Fournaise (île de la Réunion), Etude Volcanologique Structurale et pétrologique, *216pp, Université de Clermont-Ferrand*.

Bachèlery, P. (1999), Le Fonctionnement des volcans boucliers, *Mémoire HDR, Université de La Réunion*.

Bachèlery, P., and P. Mairine (1990), Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma, *Le volcanisme la Réunion, Monogr. Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, Fr.*, 213–242.

Bachèlery, P., B. Robineau, M. Courteaud, and C. Savin (2003), Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton des Neiges (Réunion), *Bull. la Société Géologique Fr.*, *174*(2), 125–140.

Bachèlery, P., F. Saint-Ange, N. Villeneuve, B. Savoye, A. Normand, E. Le Drezen, A. Barrère, J. Quod, and C. Deplus (2010), Huge lava flows into the sea and caldera collapse, April 2007, Piton de la Fournaise volcano, *Geophys. Res. Lett*, *34*, L21301.

Bachmann, F., R. Hielscher, and H. Schaeben (2010), Texture analysis with MTEX–free and open source software toolbox, *Solid State Phenom.*, *160*, 63–68.

Bagnardi, M., F. Amelung, and M. P. Poland (2013), A new model for the growth of basaltic shields based on deformation of Fernandina volcano, Galápagos Islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *377–378*, 358–366, doi:10.1016/j.epsl.2013.07.016.

Bagnold, R. A. (1954), Experiments on a Gravity-Free Dispersion of Large Solid Spheres in a Newtonian Fluid under Shear, *Proc. R. Soc. London A Math. Phys. Eng. Sci.*, *225*(1160), 49–63, doi:10.1098/rspa.1954.0186.

Baker, S., and F. Amelung (2012), Top-down inflation and deflation at the summit of Klauea Volcano, Hawaii observed with InSAR, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *117*(12), 1–14, doi:10.1029/2011JB009123.

Barruol, G., and F. R. Fontaine (2013), Mantle flow beneath La Réunion hotspot track from SKS splitting, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *362*, 108–121, doi:10.1016/j.epsl.2012.11.017.

Bascou, J., P. Camps, and J. Marie Dautria (2005), Magnetic versus crystallographic fabrics in a basaltic lava flow, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *145*(1–2), 119–135, doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.01.007.

Battaglia, J., and P. Bachèlery (2003), Dynamic dyke propagation deduced from tilt variations preceding the March 9, 1998, eruption of the Piton de la Fournaise volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *120*(3–4), 289–310, doi:10.1016/S0377-0273(02)00410-9.

Battaglia, J., K. Aki, and T. Staudacher (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*(3–4), 291–308, doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.04.006.

Bedard, J. H., R. S. J. Sparks, R. Renner, M. J. Cheadle, and M. a. Hallworth (1988), Peridotite sills and metasomatic gabbros in the Eastern Layered Series of the Rhum complex, *J. Geol. Soc. London.*, *145*(2), 207–224, doi:10.1144/gsjgs.145.2.0207.

Belcher, R. W., and A. F. M. Kisters (2006), Progressive adjustments of ascent and emplacement controls during incremental construction of the 3.1 Ga Heerenveen batholith, South Africa, *J. Struct. Geol.*, *28*(8), 1406–1421.

Berthod, C., V. Famin, J. Bascou, L. Michon, B. Ildefonse, and P. Monié (2016), Evidence of sheared sills related to flank destabilization in a basaltic volcano, *Tectonophysics*, *674*, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.017.

Biggs, J., E. Y. Anthony, and C. J. Ebinger (2009), Multiple inflation and deflation events at Kenyan volcanoes, East African Rift, Geology, 37(11), 979–982.

Billard, G. (1974), Carte géologique de la France–La Réunion. Echelle 1/50 000 en collaboration avec PM Vincent. *Carte (4 feuilles) et notice explicative, Ed. du BRGM*.

Bissessur, P. D. (2011), Structure, age and evolution of the Mascarene basin, Western Indian Ocean, DISS, *PhD thesis*.

Blanchon, P., and J. Shaw (1995), Reef drowning during the last deglaciation: evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse, *Geology*, *23*(1), 4–8.

Boiron, T., J. Bascou, P. Camps, E. C. Ferre, C. Maurice, B. Guy, M. C. Gerbe, and P. Launeau (2013), Internal structure of basalt flows: insights from magnetic and crystallographic fabrics of the La Palisse volcanics, French Massif Central, *Geophys. J. Int.*, *193*(2), 585–602, doi:10.1093/gji/ggs115.

Boivin, P., and P. Bachèlery (2009), Petrology of 1977 to 1998 eruptions of Piton de la Fournaise, La Réunion Island, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*(1–2), 109–125, doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.01.012.

Bonali, F. L., C. Corazzato, and A. Tibaldi (2011), Identifying rift zones on volcanoes: an example from La Réunion island, Indian Ocean, *Bull. Volcanol.*, *73*(3), 347–366.

Borgia, A. (1994), Dynamic basis of volcanic spreading, *J. Geophys. Res.*, *99*(B9), 17,717-17,804.

Borgia, A., and B. Treves (1992), Volcanic plates overriding the ocean crust: structure and dynamics of Hawaiian volcanoes, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, *60*(1), 277–299.

Borradaile, G. J. (1988), Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain, *Tectonophysics*, *156*(1–2), 1–20, doi:10.1016/0040-1951(88)90279-X.

Bottinga, Y., and D. F. Weill (1970), Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components, *Am. J. Sci.*, *269*(2), 169–182.

Bowen, N. L. (1928), The evolution of the igneous rocks Princeton University Press,

Princeton, New Jersey.

Brandeis, G., and C. Jaupart (1986), On the interaction between convection and crystallization in cooling magma chambers, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *77*(3), 345–361.

Brereton, N. R. (1970), Corrections for interfering isotopes in the 40 Ar/39 Ar dating method, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *8*(6), 427–433.

Bret, L., J. L. Join, X. Legal, J. Coudray, and B. Fritz (2003a), 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, doi:10.1016/j.crte.2003.09.007.

Bret, L., Y. Fevre, J. L. Join, B. Robineau, and P. Bachelery (2003b), Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges Volcano (Reunion Island): Overview and geological hazard, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *123*(1–2), 25–41, doi:10.1016/S0377-0273(03)00026-X.

Bunger, A. P., and A. R. Cruden (2011), Modeling the growth of laccoliths and large mafic sills: role of magma body forces, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *116*(B2).

Bureau, H., F. Pineau, N. Métrich, M. P. Semet, and M. Javoy (1998), A melt and fluid inclusion study of the gas phase at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island), *Chem. Geol.*, *147*(1–2), 115–130, doi:10.1016/S0009-2541(97)00176-9.

Bussière, P. (1959), Etude géologique de l'île de La Réunion, Service géologique, Madagascar. 64 p.

C

Callot, J. P., L. Geoffroy, C. Aubourg, J. P. Pozzi, and D. Mege (2001), Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies, *Tectonophysics*, *335*(3–4), 313–329, doi:10.1016/S0040-1951(01)00060-9.

Cameron, E. N. (1975), Postcumulus and subsolidus equilibration of chomite and coexisting silicates in the Eastern Bushveld Complex, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *39*(6–7), 1021-1024 IN11-IN112, 1025-1033.

Campbell, I. H. (1996), Fluid dynamic processes in basaltic magma chambers, *Dev. Petrol.*, *15*, 45–76.

Canon-Tapia, E. (2004), Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: A historical account, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, *238*(1), 205–225, doi:10.1144/GSL.SP.2004.238.01.14.

Cañón-Tapia, E., and H. Pinkerton (2000), The anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows: an experimental approach, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *98*(1), 219–233.

Cargill, H. K., L. Hawkes, and J. A. Ledeboer (1928), The major intrusions of south-eastern Iceland, *Q. J. Geol. Soc.*, *84*(1–4), 505–535.

Carracedo, J. C. (1994), The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *60*(3–4), 225–241.

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

Carracedo, J. C. (1999), Growth , structure , instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *94*, 1–19.

Cawthorn, R., and F. Walraven (1998), Emplacement and crystallization time for the Bushveld Complex, *J. Petrol.*, *39*(9), 1669–1687, doi:10.1093/petrology/39.9.1669.

Cawthorn, R. G. (1996), *Layered intrusions*, Book, Elsevier.

Cawthorn, R. G. (2007), Cr and Sr: Keys to parental magmas and processes in the Bushveld Complex, South Africa, *Lithos*, *95*(3–4), 381–398, doi:10.1016/j.lithos.2006.09.004.

Cawthorn, R. G., and T. S. Mccarthy (1980), Variations in Cr content of magnetite from the upper zone of the Bushveld complex - Evidence for heterogeneity and convention currents in magma chambers., *Earth Planet. Sci. Lett.*, *46*, 335–343.

Cawthorn, R. G., and T. S. McCarthy (1985), Incompatible trace element behavior in the Bushveld Complex, *Econ. Geol.*, *80*(4), 1016–1026.

Cayol, V., T. Catry, L. Michon, M. Chaput, V. Famin, O. Bodart, J.-L. Froger, and C. Romagnoli (2014), Sheared sheet intrusions as mechanism for lateral flank displacement on basaltic volcanoes: Applications to Réunion Island volcanoes, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *119*(10), 7607–7635, doi:10.1002/ 2014JB011139.

Chadima, M., and F. Hrouda (2009), Cureval 8.0: Thermomagnetic Curve Browser for Windows, *Agico, Inc*.

Chadima, M., and V. Jelinek (2008), Anisoft 4.2 - anisotropy data browser., *Contrib. to Geophys. Geod.*, *38*(41 (special issue)).

Chaput, J. A., D. Zandomeneghi, R. C. Aster, H. Knox, and P. R. Kyle (2012), Imaging of Erebus volcano using body wave seismic interferometry of Strombolian eruption coda, *Geophys. Res. Lett.*, *39*(7).

Chaput, M. (2013), Déformation et activité intrusive des volcans boucliers-Du terrain à la modélisation numérique (Piton des Neiges, La Réunion), Mémoire de thèse, *Université de La Réunion*.

Chaput, M., V. Pinel, V. Famin, L. Michon, and J.-L. Froger (2014a), Cointrusive shear displacement by sill intrusion in a detachment: A numerical approach, *Geophys. Res. Lett.*, *41*, 799–804, doi:10.1002/2013GL058954.

Chaput, M., V. Famin, and L. Michon (2014b), Deformation of basaltic shield volcanoes under cointrusive stress permutations, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *119*, 5814–5829, doi:10.1002/2014JB011151.

Charvis, P., A. Laesanpura, J. Gallart, H. A., J.-C. Lépine, B. de Voogd, T. Minshull, Y. Hello, and B. Pontoise (1999), Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Reunion, from wide-angle seismic data, *J. Geophys. Res.*, *104*(B3), 2875–2893.

Chen, C. F., and J. S. Turner (1980), Crystallization in a double-diffusive system, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *85*(B5), 2573–2593.

Chevallier, L. (1979), Structures et évolution du volcan Piton des neiges, île de la Réunion: leurs relations avec les structures du bassin des Mascareignes, Océan indien occidental, *187pp, Université scientifique et médicale, Grenoble.*

Chevallier, L., and N. Vatin-Perignon (1982), Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean, *Bull. Volcanol.*, *45*(4), 285–298, doi:10.1007/BF02597253.

Chovelon, P. (1986), *Forage géothermique de Salazie SLZI, Etude géologique du forage. Rapport 86CFG018*.

Clague, D. a., and R. P. Denlinger (1994), Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes, *Bull. Volcanol.*, *56*(6–7), 425–434, doi:10.1007/BF00302824.

Clark, D. a (1997), Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys, *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.*, *17*(2), 83–103.

Clarke, D., F. Brenguier, J. L. Froger, N. M. Shapiro, a. Peltier, and T. Staudacher (2013), Timing of a large volcanic flank movement at Piton de la Fournaise Volcano using noise-based seismic monitoring and ground deformation measurements, *Geophys. J. Int.*, *195*(2), 1132–1140, doi:10.1093/gji/ggt276.

Cogné, J. P. (2003), Paleomac: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions., *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 4(1), doi:doi:10.1029/2001GC000227.

Coleman, D. S., W. Gray, and A. F. Glazner (2004), Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California, *Geology*, *32*(5), 433–436.

Correa-Gomes, L. C., C. R. Souza Filho, C. J. F. N. Martins, and E. P. Oliveira (2001), Development of symmetrical and asymmetrical fabrics in sheet-like igneous bodies: the role of magma fow and wall-rock displacements in theoretical and natural cases, *J. Struct. Geol.*, *23*, 1415–1428.

Courtillot, V., J. Besse, D. Vandamme, R. Montigny, J.-J. Jaeger, and H. Cappetta (1986), Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *80*(3–4), 361–374.

Courtillot, V., A. Davaille, J. Besse, and J. Stock (2003), Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *205*(3–4), 295–308, doi:10.1016/S0012-821X(02)01048-8.

D

Dalrymple, G. B., and M. A. Lanphere (1971), $^{40}Ar/^{39}Ar$ technique of K/Ar dating: a comparison with the conventional technique, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *12*(3), 300–308.

Day, S. J., J. C. Carracedo, H. Guillou, and P. Gravestock (1999), Recent structural evolution of the Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands: volcanic rift zone

reconfiguration as a precursor to volcano flank instability?, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *94*, 135–167.

Delaney, P. T., R. P. Denlinger, M. Lisowski, a. Miklius, P. G. Okubo, A. T. Okamura, and M. K. Sako (1998), Volcanic spreading at Kilauea, 1976-1996, *J. Geophys. Res.*, *103*, 18,003-18,023.

Delcamp, A., B. van W. de Vries, M. R. James, L. S. Gailler, and E. Lebas (2012), Relationships between volcano gravitational spreading and magma intrusion, *Bull. Volcanol.*, *74*(3), 743–765.

Delemen, I. F. (1995), Gravitational instability mechanisms in volcanic cones (with reference to Klyuchevskoi volcano), *Volc. Seis*, *16*, 649–666.

Demange, J., P. Puvilland, and J. Rancon (1984), Prospection géothermique de l'île de la Réunion Grand Brûlé, Salazie, rapport final d'exploration., *Rapp. BGRM n°84, GTH/001/CF*.

Demange, J., P. Chovelon, and P. Puvilland (1989), Geothermal model of the Salazie Cirque (Reunion Island) : Volcanic and structural implications., *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36*, 153–176.

Deniel, C., G. Kieffer, and J. Lecointre (1992), New 230Th-238U and 14C age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion — A revised chronology for the Differentiated Series, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *51*(3), 253–267, doi:10.1016/0377-0273(92)90126-X.

Dieterich, J. (1988), Growth and Persistence of Hawaiian Volcanic Rift Zones, *J. Geophys. Res.*, *93*(B5), 4258–4270.

Donaldson, C. H. (1982), Origin of some of the Rhum harrisite by segregation of intercumulus liquid, *Mineral. Mag.*, *45*(337), 201–209.

Dragoni, M., R. Lanza, and A. Tallarico (1997), Magnetic anisotropy produced by magma flow: theoretical model and experimental data from Ferrar dolerite sills (Antarctica)., *Geophys. J. Int.*, *128*, 230–240.

Duffield, W. A., L. Stieltjes, and J. Varet (1982), Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Réunion, and Kilauea volcano, Hawaii, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *12*(1), 147–160.

Duncan, R. a (1990), The Volcanic Record of the Reunion Hotspot, *Proc. Ocean Drill. Progr. Sci. Results*, *115*, 3–10.

E

Ellwood, B. B. (1978), Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *41*(3), 254–264, doi:10.1016/0012-821X(78)90182-6.

Elsworth, D., and S. J. Day (1999), Flank collapse triggered by intrusion: The Canarian and Cape Verde Archipelagoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *94*(1–4), 323–340, doi:10.1016/S0377-0273(99)00110-9.

Elsworth, D., and B. Voight (1995), Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *100*(B4), 6005–6024.

Elsworth, D., and B. Voight (1996), Evaluation of volcano flank instability triggered by dyke intrusion, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, *110*(1), 45–53.

F

Famin, V., and L. Michon (2010), Volcano destabilization by magma injections in a detachment, *Geology*, *38*(3), 219–222, doi:10.1130/G30717.1.

Famin, V., B. Welsch, S. Okumura, P. Bachèlery, and S. Nakashima (2009), Three differentiation stages of a single magma at Piton de la Fournaise volcano (Reunion hot spot), *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, *10*(1), 1–18, doi:10.1029/2008GC002015.

Fearn, D. R., and D. E. Loper (1981), Compositional convection and stratification of Earth's core, *Nature*, *289*(5796), 393-394.

Fernandez, C., J. de la Nuez, R. Casillas, and G. Navarro (2002), Stress fields associated with the growth of a large shield volcano (La Palma, Canary Islands), *tectonics*, *21*(4).

Ferré, E. C., J. Wilson, and G. Gleizes (1999), Magnetic susceptibility and AMS of the Bushveld alkaline granites, South Africa, *Tectonophysics*, *307*(1–2), 113–133, doi:10.1016/S0040-1951(99)00122-5.

Fevre, Y. (2005), Mécanismes et vitesses d'érosion à l'échelle géologique sur une île volcanique jeune à relief élevé, La Réunion (Océan Indien), *Mémoire de thèse, Université de La Réunion*.

Fèvre, Y., L. Bret, B. Robineau, and J. L. Join (2001), A newly discovered debris avalanche deposit, Rivière des Pluies breccia, Northern Reunion Island, *EUG XI*, 8–12.

Fisk, M. R., B. G. J. Upton, C. E. Ford, and W. M. White (1988), Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Réunion Island, Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, *93*(B5), 4933–4950, doi:10.1029/JB093iB05p04933.

Fodor, R. V, and P. Galar (1997), A View into the Subsurface of Mauna Kea Volcano , Hawaii : Crystallization Processes Interpreted through the Petrology and Petrography of Gabbroic and Ultramafic Xenoliths, *J. Petrol.*, *38*(5), 581–624.

Fodor, R. V., E. A. Rudek, and G. R. Bauer (1993), Hawaiian magma-reservoir processes as inferred from the petrology of gabbro xenoliths in basalt, Kahoolawe Island, *Bull. Volcanol.*, *55*(3), 204–218, doi:10.1007/BF00301517.

Fournier, T. J., M. E. Pritchard, and S. N. Riddick (2010), Duration, magnitude, and frequency of subaerial volcano deformation events: New results from Latin America using InSAR and a global synthesis, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, *11*(1).

Francis, P., and S. Self (1987), Collapsing volcanoes, *Sci. Am.*, *256*, 91–96.

Le Friant, A., E. Lebas, V. Clément, G. Boudon, C. Deplus, B. De Voogd, and P. Bachlery (2011), A new model for the evolution of la Réunion volcanic complex from complete marine geophysical surveys, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(9), 6–11,

doi:10.1029/2011GL047489.

Froger, J.-L., V. Famin, V. Cayol, A. Augier, L. Michon, and J.-F. Lénat (2015), Time-dependent displacements during and after the April 2007 eruption of Piton de la Fournaise, revealed by interferometric data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *296*(April 2007), 55–68, doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.02.014.

Fukushima, Y., V. Cayol, and P. Durand (2005), Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: The February 2000 eruption at Piton de la Fournaise, *J. Geophys. Res. B Solid Earth*, *110*(3), 1–15, doi:10.1029/2004JB003268.

G

Gailler, L. (2010), Structure interne d'un système volcanique océanique de type point chaud: La Réunion (Océan Indien)-Approches géophysiques, *Mémoire de thèse, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II.*

Gailler, L.-S., J.-F. Lénat, M. Lambert, G. Levieux, N. Villeneuve, and J.-L. Froger (2009), Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*(1), 31–48.

Gailler, L. S., and J. F. Lénat (2010), Three-dimensional structure of the submarine flanks of La Réunion inferred from geophysical data, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *115*(12), 1–27, doi:10.1029/2009JB007193.

Gailler, L. S., and J. F. Lénat (2012), Internal architecture of La Réunion (Indian Ocean) inferred from geophysical data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *221–222*, 83–98, doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.01.015.

Gallart, J., L. Driad, P. Charvis, M. Sapin, A. Hirn, J. Diaz, B. de Voogd, and M. Sachpazi (1999), Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore-onshore seismic transect, *J. Geophys. Res.*, *104*(B2), 2895-2908, doi:10.1029/98JB02840.

Gayer, E., P. Lopez, and L. Michon (2014), DEM-based model for reconstructing volcano's morphology from primary volcanic landforms, in *EGU General Assembly Conference Abstracts*, vol. 16, p. 10701.

Geoffroy, L., J. P. Callot, C. Aubourg, and M. Moreira (2002), Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancy in dykes: A new way to define the flow vector using magnetic foliation, *Terra Nov.*, *14*(3), 183–190, doi:10.1046/j.1365-3121.2002.00412.x.

Geoffroy, L., C. Aubourg, J.-P. Callot, and J.-A. Barrat (2007), Mechanisms of crustal growth in large igneous provinces: the north Atlantic province as a case study, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, *430*, 747–774.

Gillot, P.-Y., and P. Nativel (1982), K/Ar chronology of the ultimate activity of piton des neiges volcano, reunion island, Indian ocean, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *13*, 131–146.

Gillot, P.-Y., and P. Nativel (1989), Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano,

Reunion Island, Indian Ocean, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36*(1–3), 53–65, doi:10.1016/0377-0273(89)90005-X.

Gillot, P.-Y., J.-C. Lefèvre, and P.-E. Nativel (1994), Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *122*(3–4), 291–302, doi:10.1016/0012-821X(94)90003-5.

Glazner, A. F., J. M. Bartley, D. S. Coleman, W. Gray, and R. Z. Taylor (2004), Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?, *GSA today*, *14*(4/5), 4–12.

Glicken, H. (1996), *Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington*, RPRT, US Geological Survey.

Goode, a. D. T. (1976), Small scale primary cumulus igneous layering in the kalka layered intrusion, giles complex, central Australia, *J. Petrol.*, *17*(3), 379–397, doi:10.1093/petrology/17.3.379.

Gretener, P. E. (1969), On the mechanics of the intrusion of sills, *Can. J. Earth Sci.*, *6*(6), 1415–1419.

Von Gruenewaldt, G., M. R. Sharpe, and C. J. Hatton (1985), The Bushveld Complex; introduction and review, *Econ. Geol.*, *80*(4), 803–812, doi:10.2113/gsecongeo.80.4.803.

Gudmundsson, A. (1990), Emplacement of dikes , sills and crustal magma chambers at divergent plate boundaries, *Tectonophysics*, *176*, 257–275.

Gudmundsson, A. (2012), Magma chambers : Formation , local stresses , excess pressures , and compartments, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *237–238*, 19–41, doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.05.015.

H

Hargraves, R. B., D. Johnson, and C. Y. Chan (1991), Distribution anisotropy: The cause of AMS in igneous rocks?, *Geophys. Res. Lett.*, *18*(12), 2193-2196, doi:10.1029/91GL01777.

Hastie, W. W., M. K. Watkeys, and C. Aubourg (2011), Significance of magnetic and petrofabric in Karoo-feeder dykes, northern Lebombo, *Tectonophysics*, *513*(1), 96–111.

Hawkes, L., and H. K. Hawkes (1933), The Sandfell laccolith and “dome of elevation,” *Q. J. Geol. Soc.*, *89*(1–4), 379–400.

Hess, H. H. (1960), Stillwater Igneous Complex, Montana a Quantitative, *Mineral. Study. Geol. Soc. Am. Mem.*, *80*, 1–240.

Hielscher, R., and H. Schaeben (2008), A novel pole figure inversion method: specification of the MTEX algorithm, *J. Appl. Crystallogr.*, *41*(6), 1024–1037.

Holness, M. B., C. Tegner, T. F. D. Nielsen, G. Stripp, and S. a. Morse (2007), A textural record of solidification and cooling in the skaergaard intrusion, East Greenland, *J. Petrol.*, *48*(12), 2359–2377, doi:10.1093/petrology/egm064.

Hoover, J. D. (1989), Petrology of the marginal border series of the skaergaard intrusion,

J. Petrol., *30*(2), 399–439, doi:10.1093/petrology/30.2.399.

Horsman, E., B. Tikoff, and S. Morgan (2005), Emplacement-related fabric and multiple sheets in the Maiden Creek sill, Henry Mountains, Utah, USA, *J. Struct. Geol.*, *27*(8), 1426–1444.

Horsman, E., S. Morgan, M. de Saint-Blanquat, G. Habert, A. Nugent, R. A. Hunter, and B. Tikoff (2009), Emplacement and assembly of shallow intrusions from multiple magma pulses, Henry Mountains, Utah, *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinburgh*, *100*(1–2), 117–132.

Hrouda, F. (1982), Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics, *Geophys. Surv.*, *5*, 37–82, doi:10.1007/BF01450244.

Hrouda, F. (2003), Indices for numerical characterization of the alteration processes of magnetic minerals taking place during investigation of temperature variation of magnetic susceptibility, *Stud. Geophys. Geod.*, *47*(4), 847–861, doi:10.1023/A:1026398920172.

Hrouda, F., D. Buriánek, O. Krejčí, and M. Chadima (2015), Magnetic fabric and petrology of Miocene sub-volcanic sills and dykes emplaced into the SW Flysch Belt of the West Carpathians (S Moravia, Czech Republic) and their volcanological and tectonic implications, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *290*, 23–38.

Hunter, R. H., and R. S. J. Sparks (1987), The differentiation of the Skaergaard Intrusion, *Contrib. to Mineral. Petrol.*, *95*(4), 451–461, doi:10.1007/BF00402205.

Huppert, H. E., J. S. Turner, R. Stephen, and J. Sparks (1982), Replenished magma chambers: effects of compositional zonation and input rates, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *57*(2), 345–357, doi:10.1016/0012-821X(82)90155-8.

Hürlimann, M., J. O. Garcia-Piera, and a. Ledesma (2000), Causes and mobility of large volcanic landslides: Application to Tenerife, Canary Islands, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *103*(1–4), 132–134, doi:10.1016/S0377-0273(00)00219-5.

Hutton, D. H. W. (1992), Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, *272*, 377–382.

I

Ildefonse, B., P. Launeau, J.-L. Bouchez, and A. Fernandez (1992), Effect of mechanical interactions on the development of shape preferred orientations: a two-dimensional experimental approach, *J. Struct. Geol.*, *14*(1), 73–83.

Ildefonse, B., L. Arbaret, and H. Diot (1997), Rigid particles in simple shear flow: is their preferred orientation periodic or steady-state?, in *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*, pp. 177–185, Springer.

Inokuchi, T. (1988), Gigantic Landslides and Debris Avalanches on Volcanoes in Japan-Case Studies on Bandai. Chokai and lwate Volcanoes, *Bosai Kagaku Gijutsu Kenkyujo Kenkyu Hokoku(Report Natl. Res. Inst. Earth Sci. Disaster Prev.*, 163–275.

Irvine, T. (1980), Magmatic density currents and cumulus processes, *Am. J. Sci.*, *280*(A), 1–58.

Irvine, T. N. (1982), Terminology for layered intrusions, *J. Petrol.*, *23*(2), 127–162.

Irvine, T. N. (1987), Layering and related structures in the Duke Island and Skaergaard intrusions: similarities, differences, and origins, in *Origins of igneous layering*, pp. 185–245, Springer.

Irvine, T. N., J. C. Ø. Andersen, and C. K. Brooks (1998), Included blocks (and blocks within blocks) in the Skaergaard intrusion: Geologic relations and the origins of rhythmic modally graded layers, *Bull. Geol. Soc. Am.*, *110*(11), 1398–1447, doi:10.1130/0016-7606(1998)110<1398:IBABWB>2.3.CO;2.

Iverson, R. M. (1995), Can magma-injection and groundwater forces cause massive landslides on Hawaiian volcanoes?, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *66*(1–4), 295–308, doi:10.1016/0377-0273(94)00064-N.

J

Jackson, E. D. (1961), Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana, *Geol. Surv. Prof. Pap.*, *358*.

Jackson, E. D. (1967), Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke, and Bushveld intrusions, *Ultramafic Relat. rocks*, 20–38.

Jaupart, C., G. Brandeis, and C. J. Allègre (1984), Stagnant layers at the bottom of convecting magma chambers, *Nature*, *308*(5959), 535–538.

Jaxybulatov, K., N. M. Shapiro, I. Koulakov, A. Mordret, M. Landès, and C. Sens-Schönfelder (2014), A large magmatic sill complex beneath the Toba caldera, *Science (80-.)*., *346*(6209), 617–619.

Jelinek, F. (1981), Characterization of the magnetic fabric of the rocks, *Tectonophysics*, *79*, 63–67.

Jelinek, F., and V. Kropàcek (1978), Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens, *Stud. Geophys. Geod.*, *22*(1), 50–62.

John, B. E., and J. D. Blundy (1993), Emplacement-related deformation of granitoid magmas, southern Adamello Massif, Italy, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *105*(12), 1517–1541.

Jónsson, S., H. Zebker, P. Cervelli, P. Segall, H. Garbeil, P. Mouginis-Mark, and S. Rowland (1999), A shallow-dipping dike fed the 1995 flank eruption at Fernandina Volcano, Galápagos, observed by satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, *26*(8), 1077–1080, doi:10.1029/1999gl900108.

Jourdan, F., and P. R. Renne (2007), Age calibration of the Fish Canyon sanidine 40 Ar/39 Ar dating standard using primary K–Ar standards, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *71*(2), 387–402.

K

Keefer, D. K. (1984), Landslides caused by earthquakes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *85*, 406–421.

Kerle, N., and B. Van Wyk De Vries (2001), The 1998 debris avalanche at Casita Volcano,

Nicaragua - Investigation of structural deformation as the cause of slope instability using remote sensing, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *105*(1–2), 49–63, doi:10.1016/S0377-0273(00)00244-4.

Kerr, R. C., and S. R. Tait (1986), Crystallization and compositional convection in a porous medium with application to layered igneous intrusions, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *91*(B3), 3591–3608.

Khan, M. A. (1962), The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks., *Contrib. to Geophys. Geod.*, *38*((Special Issue)).

Kieffer, G. (1990), Evolution dynamique et structurale récente ("phase IV") du Piton des Neiges (Ile de La Réunion, Océan Indien), JOUR.

Kirschvink, J. L. (1980), The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data, *Geophys. J. Int.*, *62*(3), 699–718.

Kluska, J. M. (1997), Evolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges au cours des derniers 500 000 ans, *Mémoire de thèse, Université Paris XI - Orsay.*

Knight, M. D., and G. P. L. Walker (1988), Magma flow directions in dikes of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies, *J. Geophys. Res.*, *93*, 4301–4319.

Kokelaar, P., and C. Romagnoli (1995), Sector collapse, sedimentation and clast population evolution at an active island-arc volcano: Stromboli, Italy, *Bull. Volcanol.*, *57*(4), 240–262.

Komar, P. D. (1972), Flow Differentiation in Igneous Dikes and Sills: Profiles of Velocity and Phenocryst Concentration, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *83*, 3443–3448.

Kornprobst, J., P. Boivin, and P. Bachèlery (1979), L'alimentation des éruptions récentes du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion, Océan Indien): degré d'évolution et niveau de ségrégation des laves émises, *CR Acad. Sci. Paris*, *288*(29), 1691–1694.

Koulakov, I., E. I. Gordeev, N. L. Dobretsov, V. A. Vernikovsky, S. Senyukov, and A. Jakovlev (2011), Feeding volcanoes of the Kluchevskoy group from the results of local earthquake tomography, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(9).

L

Labazuy, P. (1991), Instabilités au cours de l'évolution d'un édifice volcanique en domaine intraplaque océanique: le Piton de la Fournaise(Ile de la Réunion). Approche pluridisciplinaire à partir desdonnées de campagnes marines, *Mémoire de thèse, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II.*

Labazuy, P. (1996), Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island), *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, *110*(1), 295–306.

Lacroix, A. (1923), *Minéralogie de Madagascar*, Book, Challamel.

Larrea, P., Z. França, M. Lago, E. Widom, C. Galé, and T. Ubide (2013), Magmatic Processes and the Role of Antecrysts in the Genesis of Corvo Island (Azores Archipelago , Portugal), *J. Petrol.*, *54*(4), 769–793, doi:10.1093/petrology/egs084.

Latypov, R. (2009), Testing the validity of the petrological hypothesis "no phenocrysts,

no post-emplacement differentiation," *J. Petrol.*, *50*(6), 1047–1069, doi:10.1093/petrology/egp031.

Latypov, R. et al. (2015), A fundamental dispute: A discussion of "On some fundamentals of igneous petrology" by Bruce D. Marsh, Contributions to Mineralogy and Petrology (2013) 166: 665–690, *Contrib. to Mineral. Petrol.*, *169*(2), doi:10.1007/s00410-015-1108-9.

Launeau, P., and P.-Y. F. Robin (1996), Fabric analysis using the intercept method, *Tectonophysics*, *267*(1–4), 91–119, doi:10.1016/S0040-1951(96)00091-1.

Launeau, P., J.-L. Bouchez, and K. Benn (1990), Shape preferred orientation of object populations: automatic analysis of digitized images, *Tectonophysics*, *180*(2–4), 201–211, doi:10.1016/0040-1951(90)90308-U.

Launeau, P., C. J. Archanjo, D. Picard, L. Arbaret, and P. Y. Robin (2010), Two-and three-dimensional shape fabric analysis by the intercept method in grey levels, *Tectonophysics*, *492*(1–4), 230–239, doi:10.1016/j.tecto.2010.06.005.

Lebas, E. (2012), Processus de démantèlement des édifices volcaniques au cours de leur évolution : Application à La Réunion et Montserrat et comparaison avec d'autres édifices., *Mémoire de thèse*, *Institut de Physique du Globe de Paris*.

Lénat, J., B. Gibert-Malengreau, and A. Galdéano (2001), A new model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean), *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *106*(B5), 8645–8663.

Lenat, J.-F., and M. Aubert (1982), Structure of Piton de la Fournaise volcano (La Reunion Island, Indian Ocean) from magnetic investigations. An illustration of the analysis of magnetic data in a volcanic area, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *12*(3), 361–392.

Lénat, J.-F., P. Vincent, and P. Bachélery (1989), The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean); structural and geomorphological interpretation from sea beam mapping, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36*(1), 1–36.

Lénat, J. F., and P. Bachèlery (1990), Structure and dynamics of the central zone of Piton de la Fournaise volcano, *Le Volcanisme la Réunion. Lénat, J.-F.(Ed.), Le volcanisme la Réunion—Monographie Cent. Rech. en Volcanol. Clermont-Ferrand, Fr.*, 257–296.

Lénat, J. F., and P. Labazuy (1990), Morphologies et structures sous-marines de la Réunion, *Le volcanisme la Réunion. Monogr. Cent. Rech. Volcanol. Clermont-Ferrand*, 43–74.

Lénat, J. F., D. Fitterman, D. B. Jackson, and P. Labazuy (2000), Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Reunion), *Bull. Volcanol.*, *62*(2), 75–89, doi:10.1007/s004459900058.

Lénat, J. F., P. Bachèlery, and O. Merle (2012a), Anatomy of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion, Indian Ocean), *Bull. Volcanol.*, *74*(9), 1945–1961, doi:10.1007/s00445-012-0640-y.

Lénat, J. F., P. Bachèlery, and A. Peltier (2012b), The interplay between collapse structures, hydrothermal systems, and magma intrusions: The case of the central area of Piton de la Fournaise volcano, *Bull. Volcanol.*, *74*(2), 407–421,

doi:10.1007/s00445-011-0535-3.

Lerebour, P., J. P. Rançon, and T. Augé (1989), The Grand Brûlé exploration drilling: new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 2: secondary minerals, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36*(1–3), 129–137.

Lesquer, A. (1990), Structure profonde de l'île de la Réunion d'aprés l'étude des anomalies gravimétriques, *Le volcanisme la Réunion, Monogr. Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, Fr.*, 19–27.

Levieux, G. (2004), Synthèse géophysique de la zone de forage de reconnaissance géothermique du Piton de la Fournaise, *Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand*, 65.

Lipin, B. R. (1993), Pressure increases, the formation of chromite seams, and the development of the ultramafic series in the Stillwater Complex, Montana, *J. Petrol.*, *34*(5), 955–976.

Lipman, P. W., J. P. Lockwood, R. T. Okamura, D. A. t Swanson, and K. M. Yamashita (1985), *Ground deformation associated with the 1975 magnitude-7.2 earthquake and resulting changes in activity of Kilauea volcano, Hawaii*, RPRT.

López, D. L., and S. N. Williams (1993), Catastrophic Volcanic Collapse: Relation to Hydrothermal Processes, *Am. Soc. Adv. Sci.*, *260*(5115), 1764–1796.

Loucks, R. R. (1996), A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer, *Contr. Min. Pet.*, *125*, 140, doi:10.1007/s004100050211.

Luais, B. (2004), Temporal changes in Nd isotopic composition of Piton de la Fournaise magmatism (Réunion Island, Indian Ocean), *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, *5*(1), doi:10.1029/2002GC000502.

Ludden, J. N. (1978), Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Reunion Island, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *4*, 171–198.

Lundgren, P. (2004), Gravity and magma induced spreading of Mount Etna volcano revealed by satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(4), 1–4, doi:10.1029/2003GL018736.

M

Mahoney, J. J., R. A. Duncan, W. Khan, E. Gnos, and G. R. McCormick (2002), Cretaceous volcanic rocks of the South Tethyan suture zone, Pakistan: implications for the Réunion hotspot and Deccan Traps, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *203*(1), 295–310.

Maillot, É. (1999), Les systèmes intrusifs des volcans boucliers océaniques: Ile de la Réunion (Océan Indien). *Approche structurale et expérimentale, Mémoire de thèse, Université de la Réunion.*

Mainprice, D., F. Bachmann, R. Hielscher, and H. Schaeben (2015), Descriptive tools for the analysis of texture projects with large datasets using MTEX: strength, symmetry and components, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, *409*(1), 251–271.

Malengreau, B., J.-F. Lénat, and J.-L. Froger (1999), Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *88*(3), 131–146, doi:10.1016/S0377-0273(98)00114-0.

Marsh, B. (2004), A magmatic mush column rosetta stone: the McMurdo Dry Valleys of Antarctica, *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, *85*(47), 497–502.

Marsh, B. D. (1988a), Crystal capture, sorting, and retention in convecting magma, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *100*(11), 1720–1737.

Marsh, B. D. (1988b), Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization, *Contrib. to Mineral. Petrol.*, *99*(3), 277–291.

Marsh, B. D. (1989), Magma chambers, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *17*, 439–474.

Marsh, B. D. (1995), Solidification fronts and magmatic evolution, *Mineral. Mag.*, *60*, 5–40.

Marsh, B. D. (2000), Magma chambers, *Encycl. volcanoes*, *1*, 191–206.

Marsh, B. D. (2006), Dynamics of magmatic systems, *Elements*, *2*(5), 287–292.

Marsh, B. D. (2013), On some fundamentals of igneous petrology, *Contrib. to Mineral. Petrol.*, *166*(3), 665–690, doi:10.1007/s00410-013-0892-3.

Marsh, B. D., and H. E. Huppert (1990), Solidification and melting along dykes by the laminar flow of basaltic magma, in *Magma transport and storage*, pp. 87–101.

Marsh, B. D., and M. R. Maxey (1985), On the distribution and separation of crystals in convecting magma, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *24*(1), 95–150.

Martin, D., R. W. Griffiths, and I. H. Campbell (1987), Compositional and thermal convection in magma chambers, *Contrib. to Mineral. Petrol.*, *96*(4), 465–475.

Masson, D. G., A. B. Watts, M. J. R. Gee, R. Urgeles, and N. C. Mitchell (2002), Slope failures on the flanks of the western Canary Islands, *Earth-Science Rev.*, *57*, 1–35.

McBirney, A. R. (1993), *Igneous petrology*, Book, Jones & Bartlett Learning.

McBirney, A. R. (2009), Factors governing the textural development of Skaergaard gabbros: A review, *Lithos*, *111*(1–2), 1–5, doi:10.1016/j.lithos.2008.09.009.

McBirney, A. R., and R. H. Hunter (1995), The cumulate paradigm reconsidered, *J. Geol.*, 114–122.

McBirney, A. R., and A. Nicolas (1997), The Skaergaard Layered Series. Part II. Magmatic flow and Dynamic Layering, *J. Petrol.*, *38*, 569–580.

Mcbirney, A. R., and R. M. Noyes (1979), Crystallization and layering of the skaergaard intrusion, *J. Petrol.*, *20*, 487–554, doi:10.1093/petrology/20.3.487.

McBirney, a. ., and H. . Naslund (1990), Mineralogy and The differentiation of the Skaergaard Intrusion, *Contrib. to Mineral. Petrol.*, *104*, 235–240.

McBirney, a. R. (1995), Mechanisms of differentiation in the Skaergaard Intrusion, *J. Geol. Soc. London.*, *152*(3), 421–435, doi:10.1144/gsjgs.152.3.0421.

McDougall, I. (1971), The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *35*(3), 261–288, doi:10.1016/0016-7037(71)90037-8.

Mcdougall, I., and T. Harrison (1999), *Geochronology and thermochronology by the 40Ar/39Ar method.*, Oxford University Press, New York.

McGuire, W. J. (1996), Volcano instability: a review of contemporary themes, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, *110*(1), 1–23, doi:10.1144/GSL.SP.1996.110.01.01.

Mckenzie, D. (2011), Compaction and crystallization in magma chambers: Towards a model of the Skaergaard intrusion, *J. Petrol.*, *52*(5), 905–930,

doi:10.1093/petrology/egr009.

Menand, T. (2011), Tectonophysics Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies : A review, *Tectonophysics*, *500*(1–4), 11–19, doi:10.1016/j.tecto.2009.10.016.

Menand, T., K. A. Daniels, and P. Benghiat (2010), Dyke propagation and sill formation in a compressive tectonic environment, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *115*(B8).

Merle, O., and J.-F. Lénat (2003), Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, *108*(B3), 1–11, doi:10.1029/2002JB002014.

Merle, O., P. Mairine, L. Michon, P. Bachèlery, and M. Smietana (2010), Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *189*(1–2), 131–142, doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.11.001.

Meurer, W. P., and a. E. Boudreau (1998), Compaction of Igneous Cumulates Part II: Compaction and the Development of Igneous Foliations, *J. Geol.*, *106*(3), 293–304, doi:10.1086/516023.

Michon, L., and F. Saint-Ange (2008), Morphology of Piton de la Fournaise basaltic shield volcano (La Réunion Island): Characterization and implication in the volcano evolution, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *113*(3), 1–19, doi:10.1029/2005JB004118.

Michon, L., T. Staudacher, V. Ferrazzini, P. Bachèlery, and J. Marti (2007a), April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: A new example of caldera formation, *Geophys. Res. Lett.*, *34*(21), 1–6, doi:10.1029/2007GL031248.

Michon, L., F. Saint-Ange, P. Bachelery, N. Villeneuve, and T. Staudacher (2007b), Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island), *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *112*(4), 1–21, doi:10.1029/2006JB004598.

Michon, L., V. Cayol, L. Letourneur, A. Peltier, N. Villeneuve, and T. Staudacher (2009), Edifice growth, deformation and rift zone development in basaltic setting: Insights from Piton de la Fournaise shield volcano (Réunion Island), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*(1–2), 14–30, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.11.002.

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

Michon, L., V. Ferrazzini, and A. Di Muro (2016), Magma paths at Piton de la Fournaise volcano, in *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean*, pp. 91–106, Springer.

Miller, J. D., and E. M. Ripley (1996), Layered intrusions of the Duluth complex, Minnesota, USA, *Dev. Petrol.*, *15*, 257–301.

Mitchell, N. C., D. G. Masson, A. B. Watts, M. J. R. Gee, and R. Urgeles (2002), The morphology of the submarine flanks of volcanic ocean islands: a comparative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *115*(1), 83–107.

Mohamed-Abchir, M. A. (1996), Les Cendres de Bellecombe: Un événement majeur dans

le passé récent du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion, *Mémoire de thèse, Université de Paris VII, Paris.*

Montgomery-Brown, E. K., D. K. Sinnett, K. M. Larson, M. P. Poland, P. Segall, and a. Miklius (2011), Spatiotemporal evolution of dike opening and décollement slip at Kilauea Volcano, Hawai'i, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *116*(3), 1–14, doi:10.1029/2010JB007762.

Moore, J. G., D. a. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E. Torresan (1989a), Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge, *J. Geophys. Res.*, *94*(B12), 17465-17484, doi:10.1029/JB094iB12p17465.

Moore, J. G., W. B. Bryan, and K. R. Ludwig (1994), Chaotic deposition by a giant wave, Molokai, Hawaii, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *106*(7), 962–967.

Moore, R. B. (1990), Volcanic geology and eruption frequency, Sao Miguel, Azores, *Bull. Volcanol.*, *52*, 602–614.

Morandi, A., A. Di Muro, C. Principe, L. Michon, G. Leroi, F. Norelli, and P. Bachèlery (2016), Pre-historic (< 5 kiloyear) Explosive Activity at Piton de la Fournaise Volcano, in *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean*, pp. 107–138, Springer.

Moreira, M. A., L. Geoffroy, and J.-P. Pozzi (2014), Magma flow pattern in dykes of the Azores revealed by anisotropy of magnetic susceptibility, *J. Geophys. Res. Earth*, *120*, 662–690, doi:10.1002/2014JB010982.Received.

Morgan, J. K. (2003), Slope failure and volcanic spreading along the submarine south flank of Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, *108*(B9), doi:10.1029/2003JB002411.

Morgan, J. K., and P. J. McGovern (2005), Discrete element simulations of gravitational volcanic deformation: 2. Mechanical analysis, *J. Geophys. Res. B Solid Earth*, *110*(5), 1–13, doi:10.1029/2004JB003253.

Morgan, W. J. (1971), Convection plumes in the lower mantle.

N

Naslund, H. R. (1989), Petrology of the basistoppen sill, East Greenland: A calculated magma differentiation trend, *J. Petrol.*, *30*(2), 299–319, doi:10.1093/petrology/30.2.299.

Nativel, P. (1978), Volcans de la Réunion: pétrologie, facies zéolite (Piton des Neiges) sublimes (Piton de la Fournaise), *Mémoire de thèse, Orsay.*

Nercessian, A., A. Hirn, J.-C. Lépine, and M. Sapin (1996), Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *70*(3–4), 123–143, doi:10.1016/0377-0273(95)00042-9.

Nicolas, A., F. Boudier, and L. France (2009), Subsidence in magma chamber and the development of magmatic foliation in Oman ophiolite gabbros, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *284*(1–2), 76–87, doi:10.1016/j.epsl.2009.04.012.

Nicolas, a., F. Boudier, and G. Ceuleneer (1988), Mantle flow patterns and magma chambers at ocean ridges: Evidence from the Oman ophiolite, *Mar. Geophys. Res.*, *9*(4), 293–310, doi:10.1007/BF00315002.

O

O'Driscoll, B., V. R. Troll, R. J. Reavy, and P. Turner (2006), The Great Eucrite intrusion of Ardnamurchan, Scotland: Reevaluating the ring-dike concept, *Geology*, *34*(3), 189–192.

O'Driscoll, B., R. B. Hargraves, C. H. Emeleus, V. R. Troll, C. H. Donaldson, and R. J. Reavy (2007), Magmatic lineations inferred from anisotropy of magnetic susceptibility fabrics in Units 8, 9, and 10 of the Rum Eastern Layered Series, NW Scotland, *Lithos*, *98*(1–4), 27–44, doi:10.1016/j.lithos.2007.01.009.

Oehler, J.-F. (2005), Les déstabilisations de flanc des volcans de l'Ile de La Réunion (Océan Indien): Mise en évidence, implications et origines, *Mémoire de thèse, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II.*

Oehler, J.-F., J.-F. Lénat, and P. Labazuy (2007), Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes, *Bull. Volcanol.*, *70*(6), 717–742, doi:10.1007/s00445-007-0163-0.

Oehler, J. F., P. Labazuy, and J. F. Lénat (2004), Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island, *Bull. Volcanol.*, *66*(7), 585–598, doi:10.1007/s00445-004-0341-2.

Oehler, J. F., B. van Wyk de Vries, and P. Labazuy (2005), Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): An analogue modeling approach, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *144*(1–4 SPEC. ISS.), 169–189, doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.11.023.

Oehler, J. F., J. F. Lénat, and P. Labazuy (2008), Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes, *Bull. Volcanol.*, *70*(6), 717–742, doi:10.1007/s00445-007-0163-0.

Ofeigsson, B. G., A. Hooper, F. Sigmundsson, E. Sturkell, and R. Grapenthin (2011), Deep magma storage at Hekla volcano, Iceland, revealed by InSAR time series analysis, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *116*(B5).

Ort, M., A. Di Muro, L. Michon, and P. Bachèlery (2016), Explosive eruptions from the interaction of magmatic and hydrothermal systems during flank extension: the Bellecombe ashes of Piton de la Fournaise (La Réunion Island), *Bull. Volcanol.*

Owen, S., P. Segall, M. Lisowski, A. Miklius, R. Denlinger, and M. Sako (2000), Rapid deformation of Kilauea Volcano: Global positioning system measurements between 1990 and 1996, *J. Geophys. Res.*, *105*(B8), 18983–18998.

P

Page, B. A. (1994), Late-stage evolution of Piton des Neiges volcano, La Réunion,

Pallister, J. S., and C. a. Hopson (1981), Samail Ophiolite plutonic suite: Field relations,

phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber, *J. Geophys. Res.*, *86*(B4), 2593, doi:10.1029/JB086iB04p02593.

Parsons, I. A. N., W. L. Brown, and H. Jacquemin (1986), Mineral chemistry and crystallization conditions of the Mboutou layered gabbro-syenite-granite complex, North Cameroon, *J. Petrol.*, *27*(6), 1305–1329.

Pasquarè, F., and A. Tibaldi (2007), Structure of a sheet-laccolith system revealing the interplay between tectonic and magma stresses at Stardalur Volcano, Iceland, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *161*(1), 131–150.

Pasquarè, G., L. Francalanci, V. H. Garduno, and A. Tibaldi (1993), Structure and geologic evolution of the Stromboli volcano, Aeolian Islands, Italy, *Acta Vulcanol*, *3*, 79–89.

Paulatto, M., C. Annen, T. J. Henstock, E. Kiddle, T. A. Minshull, R. S. J. Sparks, and B. Voight (2012), Magma chamber properties from integrated seismic tomography and thermal modeling at Montserrat, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, *13*(1).

Peltier, A., V. Famin, P. Bachèlery, V. Cayol, Y. Fukushima, and T. Staudacher (2008), Cyclic magma storages and transfers at Piton de La Fournaise volcano (La Réunion hotspot) inferred from deformation and geochemical data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *270*(3–4), 180–188, doi:10.1016/j.epsl.2008.02.042.

Peltier, A., P. Bachèlery, and T. Staudacher (2009), Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*(1–2), 93–108, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.12.008.

Perinotto, H., J. Schneider, P. Bachèlery, F. Le Bourdonnec, V. Famin, and L. Michon (2015), The extreme mobility of debris avalanches: A new model of transport mechanism, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *120*(12), 8110–8119.

Peterson, D. W., and R. B. Moore (1987), Geologic history and evolution of geologic concepts, island of Hawaii, *Volcanism in Hawaii*, *1350*, 149–189.

Philpotts, A., and D. Philpotts (2007), Upward and downward flow in a camptonite dike as recorded by deformed vesicles and the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)., *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *161*, 81–94.

Pollard, D. D., and A. M. Johnson (1973), Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, II: bending and failure of overburden layers and sill formation, *Tectonophysics*, *18*(3), 311–354.

Pritchard, M. E., and M. Simons (2004), An InSAR-based survey of volcanic deformation in the southern Andes, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(15).

Prôno, E., J. Battaglia, V. Monteiller, J. L. Got, and V. Ferrazzini (2009), P-wave velocity structure of Piton de la Fournaise volcano deduced from seismic data recorded between 1996 and 1999, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*(1–2), 49–62, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.12.009.

Q

Quidelleur, X., J. W. Holt, T. Salvany, and H. Bouquerel (2010), New K-Ar ages from La

Montagne massif, Réunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2.2-2.0 Ma, *Geophys. J. Int.*, *182*(2), 699–710, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04651.x.

R

Rançon, J.-P., P. Rochette, T. Auge, and P.-E. Nativel (1988), Pétrologie de deux complexes intrusifs lités de l'île de La Réunion. Implications volcano-structurales, *Geol. la Fr.*, *2–3*, 135–156.

Rançon, J. P. (1982), Contribution à l'étude des minéralisations hydrothermales liées à un système géothermal récent dans l'île de La Réunion, *Mémoire de thèse, Université de Paris-sud–Orsay.*

Rançon, J. P., P. Lerebour, and T. Augé (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, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36*(1–3), 113–137, doi:10.1016/0377-0273(89)90008-5.

Reid, M. E. (2004), Massive collapse of volcano edifices triggered by hydrothermal pressurization, *Geology*, *32*(5), 373–376, doi:10.1130/G20300.1.

Renjith, M. L., S. N. Charan, D. V. Subbarao, E. V. S. S. K. Babu, and V. B. Rajashekhar (2013), Grain to outcrop-scale frozen moments of dynamic magma mixing in the syenite magma chamber, Yelagiri Alkaline Complex, South India, *Geosci. Front.*, doi:10.1016/j.gsf.2013.08.006.

Riddick, S. N., and D. A. Schmidt (2011), Time-dependent changes in volcanic inflation rate near Three Sisters, Oregon, revealed by InSAR, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, *12*(12).

Rocher, P., and D. Westercamp (1989), The Salazie Cirque ignimbrite (Piton des Neiges volcano, Réunion Island): Chronostratigraphy, description and significance of lithic fragments and eruptive mechanisms, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36*(1–3), 177–191, doi:10.1016/0377-0273(89)90012-7.

Rochette, P., M. Jackson, and C. Aubourg (1992), Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility, *Rev. Geophys.*, *30*(3), 209–226.

Rousset, D., A. Lesquer, A. Bonneville, and J. F. Lénat (1989), Complete gravity study of Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36*(1–3), 37–52.

Ryan, M. (1988), The mechanics and three-dimentional internal structure of acitve magmatic systems: Kilauea volcan, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, *93*, 4213–4248.

Ryan, M., J. Y. K. Blevins, A. T. Okanura, and R. Y. Koyanagi (1983), Magma reservoir subsidence Mechanics : theoretical summary and application to Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, *88*, 4147–4181.

Ryan, M. P. (1987), Neutral buoyancy and the mechanical evolution of magmatic systems. No. 1. University Park, Pa.: The Geochemical Society, in *Magmatic processes: Physicochemical principles; Special Publication*, edited by P. Geochem. Soc.

University Park, pp. 259–287.

S

Saint-Ange, F. et al. (2011), A volcaniclastic deep-sea fan off La Réunion Island (Indian Ocean): Gradualism versus catastrophism, *Geology*, *39*(3), 271–274, doi:10.1130/G31478.1.

De Saint-Blanquat, M., G. Habert, E. Horsman, S. S. Morgan, B. Tikoff, P. Launeau, and G. Gleizes (2006), Mechanisms and duration of non-tectonically assisted magma emplacement in the upper crust: the Black Mesa pluton, Henry Mountains, Utah, *Tectonophysics*, *428*(1), 1–31.

Salmonsen, L. P., and C. Tegner (2013), Crystallization sequence of the Upper Border Series of the Skaergaard Intrusion: Revised subdivision and implications for chamber-scale magma homogeneity, *Contrib. to Mineral. Petrol.*, *165*(6), 1155–1171, doi:10.1007/s00410-013-0852-y.

Salvany, T. (2009), Evolution morphostructurale de volcans boucliers intraplaques océaniques: Exemple des volcans de l'île de la Réunion (Océan Indien), *Mémoire de thèse, Université Paris Sud*.

Salvany, T., P. Lahitte, P. Nativel, and P. Y. Gillot (2012), Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): Competition between volcanic construction and erosion since 1.4Ma, *Geomorphology*, *136*(1), 132–147, doi:10.1016/j.geomorph.2011.06.009.

Satsukawa, T., B. Ildefonse, D. Mainprice, L. F. G. Morales, K. Michibayashi, and F. Barou (2013), A database of plagioclase crystal preferred orientations (CPO) and microstructures-implications for CPO origin, strength, symmetry and seismic anisotropy in gabbroic rocks, *Solid Earth*, *4*(2), 511.

Scandone, R., and S. D. Malone (1985), Magma supply, magma discharge and readjustment of the feeding system of Mount St. Helens during 1980, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *23*(3–4), 239–262.

Schmidt, N., and N. O. Olesen (1989), Computer-aided determination of crystal-lattice orientation from electron channeling patterns in the SEM, *Can Miner.*, *27*, 15–22.

Scoates, J. S., D. Weis, M. Franssens, N. Mattielli, H. Annell, F. A. Frey, K. Nicolaysen, and A. Giret (2008), The Val Gabbro Plutonic Suite : A Sub-volcanic Intrusion Emplaced at the End of Flood Basalt Volcanism on the Kerguelen Archipelago, *J. Petrol.*, *49*(1), 79–105, doi:10.1093/petrology/egm071.

Siebert, L. (1984), Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas deposits, and associated eruptions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *22*, 163–197.

Siebert, L., H. Glicken, and T. Ui (1987), Volcanic hazards from Bezymianny-and Bandai-type eruptions, *Bull. Volcanol.*, *49*(1), 435–459.

Smietana, M. (2011), Pétrologie, géochronologie (K–Ar) et géochimie élémentaire et isotopique (Sr, Nd, Hf, Pb) des laves anciennes de La Réunion. Implications sur la

construction de l'édifice volcanique., *Mémoire de thèse, Université de La Réunion.*

Smietana, M., P. Bachèlery, and C. Hèmond (2010), Heterogeneity in the mantle source of La Réunion Island, *Goldschmidt Conf. Abstr. 2010*.

Sparks, R. S., H. E. Huppert, T. Koyaguchi, and M. a. Hallworth (1993), Origin of modal and rhythmic igneous layering by sedimentation in a convecting magma chamber, *Nature*, *361*(6409), 246–249, doi:10.1038/361246a0.

Stacey, F. D. (1960), Magnetic anisotropy of igneous rocks., *J. Geophys. Res.*, *65*, 2429–2442.

Staudacher, T., and C. J. Allègre (1993), Ages of the second caldera of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) determined by cosmic ray produced3He and21Ne, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *119*(3), 395–404, doi:10.1016/0012-821X(93)90147-2.

Staudacher, T., V. Ferrazzini, A. Peltier, P. Kowalski, P. Boissier, P. Catherine, F. Lauret, and F. Massin (2009), The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*(1–2), 126–137, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.11.005.

Staudigel, H., G. Feraud, and G. Giannerini (1986), The history of intrusive activity on the island of la Palma (Canary Islands), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *27*, 299–322.

Stormer, J. C. (1983), The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides, *Am. Mineral.*, *68*(5–6), 586–594.

Swanson, D., W. A. Duffield, and R. S. Fiske (1976), Displacement of the south flank of Kilauea Volcano: the result of forceful intrusion of magma into rift zones, *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.,*, *963*, 39.

T

Tait, S., and C. Jaupart (1992), Compositional convection in a reactive crystalline mush and melt differentiation, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *97*(B5), 6735–6756.

Tait, S., C. Jaupart, and S. Vergniolle (1989), Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallising magma chamber, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *92*(1), 107–123.

Tait, S. R., H. E. Huppert, and R. S. J. Sparks (1984), The role of compositional convection in the formation of adcumulate rocks, *Lithos*, *17*, 139–146, doi:10.1016/0024-4937(84)90014-8.

Tarling, D., and F. Hrouda (1993), *The magnetic anisotrpy of rocks*, edited by S. S. & B. Media, Book.

Tauxe, L., J. S. Gee, and H. Staudigel (1998), Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: The bootstrap way, *J. Geophys. Res.*, *103*(B8), 17775-17790, doi:10.1029/98JB01077.

Tegner, C., J. R. Wilson, and C. K. Brooks (1993), Intraplutonic Quench Zones in the Kap-Edvard-Holm-Layered-Gabbro-Complex, East Greenland, *J. Petrol.*, *34*(4), 681–710.

Tegner, C., P. Thy, M. B. Holness, J. K. Jakobsen, and C. E. Lesher (2009), Differentiation

and compaction in the Skaergaard intrusion, *J. Petrol.*, *50*(5), 813–840, doi:10.1093/petrology/egp020.

Tetley, N., I. McDougall, and H. R. Heydegger (1980), Thermal neutron interferences in the 40Ar/39Ar dating technique, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *85*(B12), 7201–7205.

Tibaldi, A. (2001), Multiple sector collapses at Stromboli volcano, Italy: how they work, *Bull. Volcanol.*, *63*(2–3), 112–125.

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

Tilling, R. I., R. Y. Koyanagi, P. W. Lipman, J. P. Lockwood, J. G. Moore, and D. Swanson (1976), Earthquakes and related catastrophic events, Island of Hawaii, A preliminary report. U.S. , *Geol. Surv.*, *740*, 33.

Turner, J. S., and I. H. Campbell (1986), Convection and mixing in magma chambers, *Earth-Science Rev.*, *23*(4), 255–352.

U

Ui, T. (1983), Volcanic dry avalanche deposits—identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *18*(1–4), 135–150.

Ui, T., H. Yamamoto, and K. Suzuki-Kamata (1986), Characterization of debris avalanche deposits in Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *29*(1), 231–243.

Ui, T., S. Takarada, and M. Yoshimoto (2000), Debris avalanches, *Encycl. volcanoes*, 617–626.

Ulmer, G. C. (1966), Experimental investigations in chromite spinels, in *Economic Geology*, vol. 61, p. 795, ECONOMIC GEOLOGY PUBL CO 5808 SOUTH RAPP ST, STE 209, LITTLETON, CO 80120-1942.

Upton, B. G. J., and W. J. Wadsworth (1966), The basalts of Reunion Island, Indian Ocean, *Bull. Volcanol.*, *29*(1), 7–23.

Upton, B. G. J., and W. J. Wadsworth (1969), Early volcanic rocks of Reunion and their tectonic significance, *Bull. Volcanol.*, *33*(4), 1246–1268.

Upton, B. G. J., and W. J. Wadsworth (1972), Peridotite and gabbroic rocks associated with shield-forming lavas of Réunion, *Contr. Min. Pet.*, *35*, 139–158.

Upton, B. G. J., M. P. Semet, and J. Joron (2000), Cumulate clasts in the Bellecombe Ash Member , Piton de la Réunion Island , and their bearing on cumulative Fournaise , Réunion lavas processes in the petrogenesis of the Réunion Island, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *104*, 297–318.

Urai, M., N. Geshi, and T. Staudacher (2007), Size and volume evaluation of the caldera collapse on Piton de la Fournaise volcano during the April 2007 eruption using ASTER stereo imagery, *Geophys. Res. Lett.*, *34*(22), doi:10.1029/2007GL031551.

V

Varnes, D. J. (1978), Slope movement types and processes, *Transp. Res. Board Spec. Rep.*, (176).

Vigneresse, J. L., and J. L. Bouchez (1997), Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain), *J. Petrol.*, *38*(12), 1767–1776.

Villeneuve, N., and P. Bachèlery (2006), Revue de la typologie des éruptions au Piton de La Fournaise, processus et risques volcaniques associés, *Cybergeo Eur. J. Geogr.*

Vlastélic, I., A. Peltier, and T. Staudacher (2007), Short-term (1998-2006) fluctuations of Pb isotopes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island): Origins and constraints on the size and shape of the magma reservoir, *Chem. Geol.*, *244*(1–2), 202–220, doi:10.1016/j.chemgeo.2007.06.015.

Voight, B., H. Glicken, R. J. Janda, and P. M. Douglass (1981a), Catastrophic rockslide avalanche of May 18, in *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington*, vol. 1250, pp. 347–377, US Geol. Surv. Prof. Pap.

Voight, B., H. Glicken, R. J. Janda, P. M. Douglass, P. W. Lipman, and D. R. Mullineaux (1981b), Catastrophic rockslide avalanche of May 18 [Mount St. Helens], in *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*, edited by P. W. Lipman and D. R. Mullineaux, US Gov. Printing Office, Place of Publication: Washington, DC, USA. Country of Publication: USA.

de Voogd, B., S. Pou Palomé, A. Hirn, P. Charvis, J. Gallart, D. Rousset, J. Danobeitia, and H. Perroud (1999), Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Réunion, *Geophys. Res. Lett.*, *104*(B2), 2855–2874.

Vuollo, J., and T. Phrainen (1992), The 2.2 Ga old Koli layered sill: The low-Al tholeiitic (karjalitic) magma type and its differentiation in northern Karelia, eastern Finland, *GFF*, *114*(1), 131–142.

W

Wager, L. R. (1968), Rhythmic and cryptic layering in mafic and ultramafic plutons, *Basalts*, *2*, 573–622.

Wager, L. R., and G. M. Brown (1967), *Layered igneous rocks.*, edited by W. Freeman.

Wager, L. R., and W. A. Deer (1939), *Geological investigations in East Greenland, pt. 3, The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland*.

Wager, L. R., and R. L. Mitchell (1951), The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma—a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *1*(3), 129–208, doi:10.1016/0016-

7037(51)90016-6.

Wager, L. R., G. M. Brown, and W. J. Wadsworth (1960), Types of igneous cumulates, *J. Petrol.*, *1*(1), 73–85, doi:10.1093/petrology/1.1.73.

Walter, T. R., V. Acocella, M. Neri, and F. Amelung (2005), Feedback processes between magmatic events and flank movement at Mount Etna (Italy) during the 2002–2003 eruption, *J. Geophys. Res.*, *110*(B10), doi:10.1029/2005jb003688.

Watts, A. B., U. S. Ten Brink, P. Buhl, and T. M. Brocher (1985), A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian–Emperor seamount chain, *Nature*, *315*(6015), 105–111.

Watts, A. B., C. Peirce, J. Collier, R. Dalwood, J. P. Canales, and T. J. Henstock (1997), A seismic study of lithospheric flexure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *146*(3), 431–447.

Welsch, B., F. Faure, P. Bachèlery, and V. Famin (2009), Microcrysts record transient convection at Piton de la Fournaise volcano (La Réunion hotspot), *J. Petrol.*, *50*(12), 2287–2305, doi:10.1093/petrology/egp076.

Welsch, B., F. Faure, V. Famin, A. Baronnet, and P. Bachèlery (2013), Dendritic crystallization: A single process for all the textures of olivine in basalts?, *J. Petrol.*, *54*(3), 539–574, doi:10.1093/petrology/egs077.

Wiebe, R. A., and W. J. Collins (1998), Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma, *J. Struct. Geol.*, *20*(9), 1273–1289.

Wilson, M. (1993), Magmatic differentiation, *J. Geol. Soc. London.*, *150*, 611–624.

Wolfe, C. J., M. K. McNutt, and R. S. Detrick (1994), The Marquesas archipelagic apron: Seismic stratigraphy and implications for volcano growth, mass wasting, and crustal underplating, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *99*(B7), 13591–13608.

Wolfe, E. W., W. S. Wise, and G. B. Dalrymple (1997), *The geology and petrology of Mauna Kea Volcano, Hawaii; a study of postshield volcanism*, RPRT, USGPO,.

van Wyk de Vries, B., and P. W. Francis (1997), Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading, *Nature*, *387*(May), 387–390, doi:10.1038/387387a0.

Van Wyk De Vries, B., S. Self, P. W. Francis, and L. Keszthelyi (2001), A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *105*(3), 225–247, doi:10.1016/S0377-0273(00)00252-3.

Y

Yaouancq, G., and C. J. MacLeod (2000), Petrofabric Investigation of Gabbros from the Oman Ophiolite: Comparison between AMS and Rock Fabric, *Mar. Geophys. Res.*, *21*(3–4), 289–305, doi:10.1023/A:1026774111021.

Z

Zhang, S., E. Cañón-Tapia, and H. J. Walderhaug (2011), Magnetic fabric and its significance in the sills and lava flows from Taimyr fold-belt, Arctic Siberia, *Tectonophysics*, *505*(1), 68–85.

Zieg, M. J., and B. D. Marsh (2005), The Sudbury Igneous Complex: Viscous emulsion differentiation of a superheated impact melt sheet, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *117*(11–12), 1427–1450.

Zijderveld, J. D. A. (1967), A. C. demagnetization of rocks : Analysis of results, in *Methods in paleomagnetism*, edited by D. W. Collinson, K. M. Creer, and S. . Runcorn, pp. 254–286, Elseiver, New York.

Zingg, a. J. (1996), Recrystallization and the origin of layering in the Bushveld Complex, *Lithos*, *37*(1), 15–37, doi:10.1016/0024-4937(95)00013-5.

Annexes

Echantillon	Type	Pts GPS
Site 1		
CB1010414		
CB2010414		21° 4'35,33"S / 55°30'11,95"E
CB4010414	péridotite	
SAL 205		21° 4'32,52"S / 55°30'11,09"E
SAL206		21° 4'35,83"S / 55°30'10,76"E
Site 2		
GABAMONT 1		
CB2150914		
GABAMONT 2		
GABAMONT 3		
CB1230513	péridotite	21° 3'59.00"S / 55°29'47.55"E
CB2230513		
CB3230513		
CB4230513		
CB1150914		
Site 3		
CB15290513	gabbro	21° 3'25.36"S / 55°29'45.23"E
CB16290513	ferrogabbro	21° 3'25.56"S / 55°29'44.22"E
CB17290513	ferrogabbro	21° 3'26.26"S /55°29'43.66"E
CB18290513	ferrogabbro	21° 3'26.06"S /55°29'42.55"E
SAL110	gabbro	21° 3'26.14"S /55°29'43.14"E
SAL111	gabbro à olivine	21° 3'25.68"S / 55°29'41.55"E
CB5230513	ferrogabbro à olivine	21° 3'34.61"S / 55°29'34.08"E
CB6230513	ferrogabbro	21° 3'35.04"S / 55°29'33.61"E
CB7230513	gabbro	21° 3'33.55"S / 55°29'35.45"E
Site 4		
CB1290513	gabbro à olivine	21° 3'20.49"S / 55°30'3.07"E
CB2290513	gabbro	21° 3'20.98"S / 55°30'2.77"E
CB3290513	gabbro à olivine	21° 3'20.61"S / 55°30'2.60"E
CB1260513	ferrogabbro	21° 3'25.30"S / 55°29'58.47"E
CB2260513	ferrogabbro	21° 3'25.05"S / 55°29'58.39"E
CB3A260513	gabbro à olivine	21° 3'24.63"S / 55°29'58.90"E
CB3B260513	gabbro à olivine	21° 3'24.64"S / 55°29'58.93"E
CB4260513	gabbro à olivine	21° 3'24.54"S / 55°29'59.23"E
CB5260513	gabbro à olivine	21° 3'24.48"S / 55°30'0.05"E
CB6260513	gabbro à olivine	21° 3'24.44"S / 55°30'0.04"E
CB7260513	gabbro à olivine	21° 3'23.83"S / 55°30'1.18"E
CB8260513	gabbro à olivine	21° 3'23.83"S / 55°30'1.17"E
CB9260513	gabbro	21° 3'23.80"S / 55°30'1.17"E
CB10260513	gabbro à olivine	21° 3'22.23"S /55°30'2.24"E
CB11260513	gabbro à olivine	21° 3'22.23"S / 55°30'2.26"E
CB12260513	gabbro à olivine	21° 3'21.41"S / 55°30'2.60"E
CB13260513	gabbro à olivine	21° 3'22.61"S / 55°30'1.54"E
CB14260513	gabbro à olivine	21° 3'23.09"S / 55°30'1.39"E

	Site 1				Site 2		Site 3			
Sample	CB4010414	CB1010414	SAL206	SAL205	CB1150914	CB2150914	CB16290513	CB15290513	CB1230914	CB18290513
	Dunite	Werlhite	Werlhite	Werlhite	Werlhite	Dunite	Ferrogabbro	clinopyroxenite	Ferrogabbro	Ferrogabbro
SiO2	36,11	39,92	37,88	37,57	38,13	39,49	39,98	48,31	42,39	40,38
Al2O3	1,14	4,02	1,38	0,68	2,67	3,64	12,80	14,12	13,562	12,81
Fe2O3	10,67	12,30	11,35	12,36	11,28	13,64	18,36	6,38	15,875	18,90
MnO	0,14	0,16	0,15	0,16	0,15	0,18	0,25	0,11	0,2027	0,24
MgO	38,99	34,26	41,47	42,58	38,41	32,96	6,75	9,97	7,303	6,94
CaO	1,23	4,23	1,11	0,72	1,72	3,07	12,48	16,66	13,183	12,58
Na2O	0,05	0,44	0,05	0,01	0,06	0,27	1,94	1,69	2,051	2,05
K2O	0,04	0,04	0,04	0,01	0,07	0,15	0,11	0,37	0,163	0,11
TiO2	0,28	0,33	0,18	0,16	0,34	0,74	4,93	0,94	3,849	4,83
P2O5	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,10	0,80	< L.D.	0,34	0,47
PF	9,84	4,60	5,19	4,50	6,52	4,68	0,37	1,76	0,86	0,85
Total	98,54	100,34	98,84	98,79	99,39	98,91	98,77	100,31	99,77	100,15

	Site 3				Site 4				
Sample	SAL110	CB5230513	CB6230513	CB7230513	CB12260513	CB3A260513	CB8260513	CB9260513	CB2260513
	Gabbro	Olivine gab.	Ferrogabbro	Gabbro	Olivine gab.	Olivine gab.	Olivine gab.	Gabbro	Ferrogabbro
SiO2	46,94	40,67	41,88	46,30	46,04	44,90	43,52	48,00	40,36
Al2O3	14,57	12,91	10,66	15,96	10,72	10,92	5,54	13,45	10,93
Fe2O3	8,38	18,02	16,41	6,73	9,18	10,12	14,87	6,03	18,18
MnO	0,12	0,24	0,20	0,10	0,14	0,15	0,20	0,10	0,18
MgO	8,96	7,66	11,96	10,49	16,30	16,25	22,06	10,37	9,22
CaO	16,14	13,50	13,44	14,94	14,54	13,04	11,36	15,47	14,55
Na2O	1,65	1,67	0,87	1,29	0,81	0,87	0,41	1,75	1,05
K2O	0,20	0,10	0,06	0,60	0,11	0,09	0,03	0,51	0,09
TiO2	1,51	4,65	3,14	0,74	0,70	0,72	0,93	0,89	4,28
P2O5	< L.D.	0,61	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
PF	1,28	0,63	2,06	2,73	1,17	1,47	1,29	2,25	0,53
Total	99,75	100,64	100,67	99,88	99,71	98,53	100,20	98,82	99,36

	Site 1										
Sample	*CB1010414*							*CB2010414*			
Point	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4
SiO2	39,38	39,12	39,12	39,24	39,54	39,46	39,20	40,00	39,87	39,47	39,85
TiO2	0,03	0,00	0,08	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,09	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,01	0,02	0,04	0,00
Fe2O3											
FeO	14,80	14,83	14,72	14,66	14,49	14,43	14,82	14,71	14,79	14,92	14,83
MnO	0,17	0,23	0,26	0,21	0,21	0,18	0,20	0,20	0,26	0,24	0,22
MgO	45,04	44,70	45,01	44,76	45,21	44,80	44,46	45,27	45,49	44,94	44,80
CaO	0,08	0,08	0,09	0,10	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,12	0,12
Na2O	0,01	0,01	0,00	0,01	0,05	0,00	0,01	0,01	0,03	0,06	0,00
K2O											
NiO											
Total	99,50	98,99	99,31	99,04	99,63	99,07	98,87	100,33	100,64	99,81	99,83
Fo (%)	84,32	84,19	84,40	84,35	84,65	84,60	84,14	84,48	84,47	84,14	84,21

	Site 1										
Sample	*CB2010414*					*CB4010414*					
Point	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 7
SiO2	39,99	39,93	39,38	39,72	39,64	40,25	39,94	39,66	40,61	39,67	40,46
TiO2	0,00	0,05	0,08	0,01	0,00	0,05	0,04	0,06	0,01	0,09	0,00
Al2O3	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,05	0,04	0,01	0,02	0,02
Cr2O3	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,01	0,09	0,05	0,03	0,04	0,05
Fe2O3											
FeO	14,66	14,56	14,88	14,90	14,86	11,79	11,75	11,92	11,83	11,56	11,86
MnO	0,23	0,21	0,23	0,20	0,21	0,19	0,17	0,17	0,17	0,11	0,17
MgO	44,92	45,24	45,06	44,83	45,39	46,92	46,37	46,94	46,80	46,94	47,98
CaO	0,13	0,11	0,09	0,13	0,15	0,11	0,20	0,16	0,14	0,11	0,15
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00
K2O						0,04	0,02		0,01		
NiO											
Total	99,94	100,17	99,74	99,86	100,26	99,41	98,64	98,99	99,62	98,58	100,69
Fo (%)	84,37	84,58	84,26	84,13	84,32	87,52	87,32	87,35	87,44	87,72	87,65

							Site 2						
Sample	CB4010414						GABAMONT2						
Point	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 13	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7
SiO2	39,71	40,12	39,79	40,11	39,95	40,04	41,22	41,58	40,48	41,15	41,15	40,76	40,71
TiO2	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,06	0,01	0,06	0,02	0,01	0,02	0,00
Al2O3	0,05	0,05	0,00	0,01	0,03	0,04	0,01	0,00	0,03	0,03	0,03	0,05	0,01
Cr2O3	0,07	0,02	0,00	0,00	0,09	0,04	0,01	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Fe2O3													
FeO	11,65	11,54	11,81	11,52	11,58	11,48	11,42	11,44	11,13	11,30	11,33	11,55	11,36
MnO	0,13	0,22	0,16	0,12	0,16	0,26	0,20	0,22	0,16	0,18	0,22	0,18	0,13
MgO	47,33	46,92	47,43	47,15	47,16	47,72	47,76	47,88	46,90	47,32	47,14	46,95	47,03
CaO	0,17	0,19	0,19	0,18	0,17	0,15	0,10	0,19	0,22	0,22	0,24	0,16	0,15
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00
K2O							0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01
NiO							0,39	0,39	0,41	0,40	0,38	0,43	0,41
Total	99,11	99,05	99,40	99,13	99,15	99,74	101,18	101,76	99,38	100,63	100,53	100,16	99,80
Fo (%)	87,67	87,65	87,52	87,74	87,69	87,94	88,02	87,93	87,96	87,93	87,83	87,69	87,89

	Site 2												
Sample	GABAMONT2												
Point	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 13	Pt. 14	Pt. 15	Pt. 16	Pt. 17	Pt. 18	Pt. 19	Pt. 20
SiO2	40,79	41,18	41,11	40,72	40,78	40,89	39,86	39,78	39,51	39,98	39,38	40,06	39,83
TiO2	0,05	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,08	0,06	0,00	0,08	0,02	0,03
Al2O3	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,04	0,02
Cr2O3	0,05	0,03	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,05	0,03	0,06
Fe2O3													
FeO	11,68	11,64	11,78	11,55	11,61	11,41	17,28	16,30	16,46	16,86	17,29	16,34	15,81
MnO	0,12	0,21	0,18	0,21	0,18	0,15	0,17	0,23	0,21	0,23	0,26	0,26	0,22
MgO	47,53	47,56	47,64	46,93	47,66	47,39	42,30	43,46	43,01	42,44	42,39	42,76	43,75
CaO	0,11	0,07	0,18	0,21	0,17	0,25	0,23	0,33	0,27	0,25	0,32	0,33	0,27
Na2O	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00
K2O	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,45	0,41	0,41	0,42	0,38	0,45	0,25	0,32	0,29	0,28	0,30	0,31	0,33
Total	100,86	101,16	101,37	100,15	100,87	100,62	100,17	100,51	99,89	100,15	100,10	100,16	100,32
Fo (%)	87,76	87,84	87,59	87,62	87,78	87,78	81,05	82,25	82,00	81,49	81,02	81,97	82,82

	Site 2												
Sample	GABAMONT2												
Point	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 13	Pt. 14	Pt. 15	Pt. 16	Pt. 17	Pt. 18	Pt. 19	Pt. 20
SiO2	40,79	41,18	41,11	40,72	40,78	40,89	39,86	39,78	39,51	39,98	39,38	40,06	39,83
TiO2	0,05	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,08	0,06	0,00	0,08	0,02	0,03
Al2O3	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,04	0,02
Cr2O3	0,05	0,03	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,05	0,03	0,06
Fe2O3													
FeO	11,68	11,64	11,78	11,55	11,61	11,41	17,28	16,30	16,46	16,86	17,29	16,34	15,81
MnO	0,12	0,21	0,18	0,21	0,18	0,15	0,17	0,23	0,21	0,23	0,26	0,26	0,22
MgO	47,53	47,56	47,64	46,93	47,66	47,39	42,30	43,46	43,01	42,44	42,39	42,76	43,75
CaO	0,11	0,07	0,18	0,21	0,17	0,25	0,23	0,33	0,27	0,25	0,32	0,33	0,27
Na2O	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00
K2O	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,45	0,41	0,41	0,42	0,38	0,45	0,25	0,32	0,29	0,28	0,30	0,31	0,33
Total	100,86	101,16	101,37	100,15	100,87	100,62	100,17	100,51	99,89	100,15	100,10	100,16	100,32
Fo (%)	87,76	87,84	87,59	87,62	87,78	87,78	81,05	82,25	82,00	81,49	81,02	81,97	82,82

Sample	GABAMONT2												
Point	Pt. 21	Pt. 22	Pt. 23	Pt. 24	Pt. 25	Pt. 26	Pt. 27	Pt. 28	Pt. 29	Pt. 30	Pt. 31	Pt. 32	Pt. 33
SiO2	39,74	40,06	40,69	40,34	39,92	40,61	39,22	40,10	39,97	39,93	40,06	39,37	39,45
TiO2	0,05	0,00	0,04	0,07	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
Al2O3	0,05	0,05	0,06	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	0,06	0,05	0,04	0,03	0,01
Cr2O3	0,07	0,08	0,04	0,06	0,06	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00
Fe2O3													
FeO	15,91	15,68	14,53	13,91	14,12	13,85	16,35	16,23	16,25	15,78	15,68	16,72	16,53
MnO	0,26	0,21	0,26	0,13	0,18	0,16	0,24	0,22	0,22	0,21	0,25	0,15	0,19
MgO	43,22	43,88	44,93	45,07	44,71	45,08	43,03	43,30	43,39	43,04	43,33	42,68	42,59
CaO	0,25	0,26	0,28	0,24	0,28	0,30	0,36	0,26	0,30	0,35	0,36	0,40	0,34
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03
NiO	0,34	0,34	0,30	0,30	0,39	0,34	0,31	0,26	0,33	0,31	0,27	0,34	0,32
Total	99,89	100,56	101,12	100,18	99,72	100,41	99,59	100,46	100,56	99,72	100,03	99,75	99,50
Fo (%)	82,56	82,97	84,28	84,97	84,63	84,95	82,02	82,28	82,27	82,48	82,71	81,54	81,71

	Site 2												
Sample	GABAMONT2						CB4230513						
Point	Pt. 34	Pt. 35	Pt. 36	Pt. 37	Pt. 38	Pt. 39	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7
SiO2	39,68	39,60	39,92	39,76	39,43	39,62	40,13	40,57	39,78	40,69	39,46	40,40	41,01
TiO2	0,05	0,03	0,00	0,07	0,04	0,03	0,03	0,06	0,00	0,05	0,03	0,00	0,04
Al2O3	0,05	0,00	0,01	0,05	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04
Cr2O3	0,05	0,01	0,04	0,02	0,04	0,01	0,03	0,06	0,03	0,07	0,00	0,05	0,06
Fe2O3													
FeO	16,24	16,35	16,18	16,65	16,31	15,84	13,90	12,91	17,01	12,81	16,65	12,98	13,41
MnO	0,24	0,29	0,23	0,24	0,25	0,24	0,23	0,18	0,23	0,21	0,26	0,21	0,15
MgO	43,62	42,91	43,23	43,01	43,16	43,37	45,09	46,49	42,40	46,19	42,63	45,82	46,39
CaO	0,31	0,36	0,30	0,30	0,27	0,31	0,32	0,30	0,32	0,23	0,36	0,26	0,28
Na2O	0,04	0,02	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,01	0,02	0,00
K2O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01
NiO	0,28	0,28	0,32	0,31	0,33	0,30	0,31	0,32	0,21	0,33	0,26	0,37	0,32
Total	100,57	99,87	100,25	100,43	99,91	99,77	100,07	100,98	100,06	100,62	99,69	100,17	101,73
Fo (%)	82,37	81,98	82,31	81,83	82,20	82,62	84,87	86,18	81,27	86,23	81,62	85,99	85,69

	Site 2												
Sample	CB4230513							CB2230513					
Point	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 13	Pt. 14	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6
SiO2	40,29	40,29	40,58	40,54	40,56	40,18	39,96	40,07	39,40	40,07	40,60	39,88	39,53
TiO2	0,02	0,01	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,04	0,04	0,07	0,03
Al2O3	0,05	0,05	0,08	0,06	0,04	0,03	0,05	0,05	0,03	0,03	0,07	0,03	0,04
Cr2O3	0,11	0,15	0,01	0,07	0,09	0,01	0,11	0,02	0,03	0,04	0,13	0,07	0,05
Fe2O3													
FeO	13,31	12,69	12,74	12,91	13,49	15,51	12,47	13,10	12,91	13,85	9,73	12,20	14,18
MnO	0,16	0,15	0,18	0,21	0,18	0,19	0,18	0,17	0,13	0,14	0,12	0,16	0,22
MgO	45,72	46,01	46,18	46,08	45,62	43,87	46,11	45,70	46,16	45,05	48,12	46,23	44,54
CaO	0,31	0,33	0,32	0,30	0,28	0,26	0,32	0,29	0,25	0,27	0,24	0,20	0,26
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
K2O	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
NiO	0,30	0,32	0,35	0,34	0,33	0,28	0,34	0,35	0,33	0,29	0,47	0,36	0,34
Total	100,26	100,00	100,47	100,58	100,63	100,34	99,55	99,83	99,27	99,79	99,55	99,23	99,19
Fo (%)	85,58	86,19	86,20	86,04	85,45	83,15	86,45	85,81	86,14	84,95	89,52	86,87	84,53

Site 2

Sample	CB2230513											CB1230513	
Point	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 13	Pt. 14	Pt. 15	Pt. 16	Pt. 17	Pt. 18	Pt. 1
SiO2	40,12	39,78	39,88	40,49	39,04	38,88	39,99	39,83	39,71	39,92	39,73	39,80	40,26
TiO2	0,04	0,02	0,00	0,01	0,02	0,05	0,00	0,06	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04
Al2O3	0,04	0,05	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04
Cr2O3	0,13	0,05	0,13	0,05	0,11	0,10	0,02	0,15	0,01	0,07	0,00	0,04	0,06
Fe2O3													
FeO	14,27	12,54	12,17	15,25	12,96	12,62	14,96	11,92	13,72	13,27	13,30	13,07	12,70
MnO	0,19	0,19	0,17	0,23	0,21	0,15	0,20	0,17	0,22	0,21	0,26	0,20	0,16
MgO	45,09	46,02	46,15	44,98	45,44	45,84	44,46	46,88	45,16	45,38	45,19	45,19	46,09
CaO	0,31	0,25	0,28	0,29	0,28	0,31	0,34	0,32	0,26	0,33	0,32	0,32	0,27
Na2O	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
K2O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
NiO	0,33	0,38	0,32	0,28	0,31	0,32	0,34	0,36	0,35	0,29	0,35	0,36	0,33
Total	100,56	99,29	99,14	101,64	98,45	98,33	100,36	99,77	99,53	99,53	99,22	99,04	99,96
Fo (%)	84,57	86,45	86,77	83,67	85,88	86,26	83,71	87,15	85,14	85,51	85,45	85,67	86,28

Sample	CB1230513												
Point	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 13	Pt. 14
SiO2	40,47	40,40	40,22	40,38	40,18	40,16	40,24	39,43	39,49	39,43	39,55	40,03	39,83
TiO2	0,05	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,02	0,03	0,05
Al2O3	0,05	0,05	0,07	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,06	0,05
Cr2O3	0,14	0,08	0,04	0,00	0,04	0,05	0,09	0,07	0,06	0,14	0,04	0,04	0,05
Fe2O3													
FeO	12,38	12,21	13,33	13,64	13,63	13,93	13,90	14,47	15,95	14,43	14,82	13,21	15,62
MnO	0,24	0,18	0,18	0,18	0,20	0,22	0,22	0,26	0,28	0,23	0,25	0,17	0,22
MgO	46,07	46,11	45,50	45,41	45,51	45,09	45,20	44,11	43,44	44,32	43,95	45,11	43,49
CaO	0,28	0,25	0,30	0,28	0,30	0,32	0,31	0,25	0,29	0,32	0,27	0,24	0,32
Na2O	0,00	0,02	0,04	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,01	0,00	0,03	0,02
NiO	0,32	0,30	0,31	0,33	0,32	0,31	0,33	0,32	0,29	0,35	0,33	0,28	0,24
Total	99,99	99,62	100,01	100,30	100,26	100,13	100,40	99,02	99,96	99,29	99,28	99,21	99,92
Fo (%)	86,53	86,77	85,53	85,25	85,27	84,84	84,93	84,16	82,59	84,19	83,78	85,60	82,86

	Site 2												
Sample	CB1230513	CB1										CB36	
Point	Pt. 15	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 1	Pt. 2
SiO2	39,39	40,57	40,59	40,26	39,97	40,55	40,69	40,35	40,06	40,41	40,48	40,89	40,65
TiO2	0,02	0,04	0,06	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,08	0,01	0,01	0,05
Al2O3	0,06	0,01	0,02	0,00	0,00	0,06	0,03	0,03	0,04	0,03	0,01	0,02	0,03
Cr2O3	0,05	0,04	0,01	0,00	0,00	0,04	0,03	0,02	0,01	0,04	0,00	0,05	0,04
Fe2O3													
FeO	15,73	12,87	13,03	12,79	12,77	12,94	12,96	13,07	13,41	12,82	13,06	10,14	10,13
MnO	0,23	0,20	0,23	0,13	0,18	0,22	0,21	0,17	0,18	0,16	0,21	0,20	0,21
MgO	43,76	46,22	46,31	46,50	46,21	46,08	46,04	46,37	45,80	46,50	45,81	48,44	48,05
CaO	0,23	0,10	0,07	0,08	0,05	0,10	0,10	0,11	0,07	0,10	0,05	0,18	0,19
Na2O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00		
NiO	0,32												
Total	99,79	100,06	100,33	99,77	99,23	100,01	100,07	100,16	99,64	100,16	99,67	99,93	99,35
Fo (%)	82,96	86,41	86,32	86,55	86,53	86,30	86,29	86,22	85,82	86,48	86,19	89,29	89,20

	Site 2								Site 3				
Sample	CB36								SAL111				CB55
Point	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 1
SiO2	40,60	41,04	40,75	40,89	41,02	40,65	40,73	40,99	39,18	38,99	39,31	39,29	39,09
TiO2	0,01	0,09	0,08	0,04	0,03	0,06	0,09	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02
Al2O3	0,00	0,04	0,03	0,03	0,00	0,02	0,04	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01
Cr2O3	0,02	0,00	0,03	0,09	0,04	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3													
FeO	10,03	10,12	10,11	10,07	10,07	10,33	10,15	10,04	22,06	22,26	21,56	21,74	22,09
MnO	0,22	0,15	0,11	0,14	0,16	0,14	0,15	0,13	0,32	0,30	0,37	0,33	0,31
MgO	47,93	48,58	48,01	48,30	48,50	48,23	48,88	48,03	39,13	38,59	39,31	39,14	39,11
CaO	0,14	0,17	0,20	0,15	0,17	0,13	0,15	0,16	0,06	0,06	0,05	0,02	0,04
Na2O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00
K2O								0,00	0,01	0,05	0,01	0,01	0,02
NiO									0,16	0,14	0,15	0,19	
Total	98,98	100,21	99,32	99,70	99,99	99,60	100,21	99,36	100,92	100,41	100,83	100,75	100,70
Fo (%)	89,34	89,35	89,20	89,35	89,37	89,12	89,39	89,31	75,86	75,43	76,41	76,22	75,89

	Site 3								Site 4				
Sample	CB55								CB1290513				
Point	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5
SiO2	38,59	38,86	39,04	38,53	38,69	38,31	38,44	38,66	39,00	38,28	38,66	39,12	38,76
TiO2	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,01
Fe2O3													
FeO	21,99	22,35	22,21	22,54	22,62	22,11	22,08	21,91	21,02	20,99	21,41	20,70	21,12
MnO	0,26	0,37	0,37	0,30	0,35	0,34	0,32	0,35	0,34	0,30	0,27	0,29	0,29
MgO	39,22	38,95	38,77	38,44	38,97	38,51	38,69	39,23	39,13	39,21	39,39	39,37	39,16
CaO	0,03	0,06	0,06	0,09	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,09	0,07	0,04	0,06
Na2O	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K2O	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
NiO									0,21	0,23	0,24	0,20	0,26
Total	100,12	100,65	100,51	99,97	100,75	99,38	99,64	100,26	99,78	99,16	100,06	99,80	99,69
Fo (%)	76,04	75,61	75,67	75,17	75,37	75,57	75,68	76,07	76,71	76,79	76,55	77,10	76,71

	Site 4												
Sample	CB1290513	CB3290513					CB12260513						
Point	Pt. 6	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7
SiO2	38,62	38,99	39,04	38,83	39,09	38,67	39,08	38,84	38,83	38,59	37,80	38,90	39,08
TiO2	0,03	0,00	0,08	0,04	0,00	0,00	0,05	0,01	0,06	0,03	0,59	0,00	0,05
Al2O3	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,04	0,03	0,01
Cr2O3	0,03	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,08	0,04	0,00
Fe2O3													
FeO	21,89	21,06	20,52	21,10	21,15	21,73	21,13	21,50	21,41	21,48	21,84	20,92	21,10
MnO	0,31	0,27	0,30	0,33	0,31	0,37	0,29	0,26	0,32	0,28	0,36	0,31	0,40
MgO	38,57	39,77	40,40	39,64	39,55	39,10	39,43	39,31	39,47	39,29	38,65	39,28	39,29
CaO	0,10	0,02	0,07	0,11	0,08	0,05	0,07	0,09	0,04	0,07	0,07	0,02	0,06
Na2O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,02	0,02
K2O	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
NiO	0,22	0,26	0,22	0,24	0,19	0,23	0,12	0,20	0,20	0,17	0,16	0,22	0,17
Total	99,81	100,45	100,70	100,32	100,38	100,18	100,20	100,26	100,34	99,98	99,65	99,74	100,16
Fo (%)	75,75	77,04	77,73	76,87	76,79	76,16	76,76	76,40	76,60	76,45	75,86	76,98	76,79

Sample	*CB13260513*									*CB8260513*			
Point	Point	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4
SiO2	SiO2	38,35	38,16	38,25	38,27	38,29	38,43	38,07	38,01	38,44	38,63	38,36	38,83
TiO2	TiO2	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04	0,02	0,02
Al2O3	Al2O3	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
Cr2O3	Cr2O3	0,00	0,05	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,02	0,03	0,05	0,00	0,00
Fe2O3	Fe2O3												
FeO	FeO	23,39	23,52	23,55	23,73	23,68	23,95	23,83	25,29	22,32	22,73	22,48	22,67
MnO	MnO	0,30	0,36	0,37	0,35	0,28	0,37	0,22	0,34	0,37	0,35	0,37	0,36
MgO	MgO	37,28	37,37	37,14	37,55	37,55	37,39	37,15	35,99	38,70	38,35	38,02	38,69
CaO	CaO	0,08	0,10	0,09	0,05	0,05	0,07	0,03	0,09	0,08	0,08	0,04	0,01
Na2O	Na2O	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	K2O	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	NiO	0,19	0,21	0,18	0,17	0,18	0,19	0,16	0,18	0,13	0,14	0,19	0,13
Total	Total	99,66	99,81	99,60	100,17	100,07	100,46	99,51	99,96	100,09	100,39	99,48	100,71
Fo (%)	Fo (%)	73,88	73,78	73,67	73,78	73,79	73,46	73,48	71,59	75,46	74,93	75,02	75,22

Sample	*CB8260513*							*CB6260513*		*CB5260513*			
Point	Point	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4
SiO2	SiO2	38,78	38,44	38,62	38,37	38,63	38,63	38,66	38,47	38,56	38,76	38,25	38,27
TiO2	TiO2	0,03	0,00	0,01	0,21	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,03	0,05	0,04
Al2O3	Al2O3	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00
Cr2O3	Cr2O3	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe2O3	Fe2O3												
FeO	FeO	22,31	22,33	22,47	23,09	22,39	22,60	23,74	24,17	23,40	23,32	23,47	23,85
MnO	MnO	0,32	0,32	0,36	0,29	0,35	0,31	0,36	0,31	0,42	0,38	0,41	0,35
MgO	MgO	38,49	38,56	38,53	38,48	38,19	38,14	37,50	37,60	37,43	38,09	37,11	37,73
CaO	CaO	0,04	0,10	0,09	0,03	0,06	0,08	0,08	0,08	0,04	0,04	0,04	0,06
Na2O	Na2O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,02
K2O	K2O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
NiO	NiO	0,18	0,19	0,16	0,20	0,14	0,18	0,16	0,14	0,19	0,18	0,22	0,17
Total	Total	100,19	99,96	100,26	100,73	99,80	99,99	100,54	100,87	100,08	100,86	99,59	100,50
Fo (%)	Fo (%)	75,42	75,36	75,23	74,79	75,14	74,92	73,65	73,41	73,94	74,40	73,72	73,76

Site 4

Sample	CB5260513		CB4260513					CB3B260513					
Point	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6
				??									
SiO2	38,19	38,11	38,19	39,52	38,37	38,72	38,50	39,30	39,14	39,20	39,22	38,84	38,96
TiO2	0,05	0,03	0,04	0,00	0,00	0,02	0,01	0,06	0,00	0,05	0,14	0,05	0,04
Al2O3	0,01	0,00	0,00	3,79	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00
Fe2O3													
FeO	23,51	23,85	23,85	24,03	23,47	23,31	23,21	19,31	19,45	19,02	19,49	19,85	19,86
MnO	0,35	0,30	0,31	0,41	0,31	0,36	0,28	0,31	0,27	0,28	0,31	0,35	0,25
MgO	37,20	37,27	37,92	31,26	38,15	37,91	37,77	40,78	40,69	41,02	40,52	40,08	40,06
CaO	0,08	0,07	0,04	0,05	0,06	0,06	0,06	0,10	0,06	0,04	0,03	0,09	0,07
Na2O	0,01	0,01	0,02	0,11	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,01	0,00	0,02	0,22	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02
NiO	0,19	0,16	0,15	0,07	0,16	0,16	0,15	0,22	0,23	0,21	0,24	0,20	0,22
Total	99,61	99,79	100,53	99,47	100,53	100,61	100,02	100,11	99,91	99,82	99,96	99,49	99,49
Fo (%)	73,74	73,51	73,88	69,82	74,28	74,29	74,31	78,91	78,79	79,28	78,66	78,12	78,11

Sample	CB3B260513						CB3A260513						
Point	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7
SiO2	38,43	39,02	38,71	38,97	39,13	38,87	38,24	38,62	38,12	38,46	38,05	38,88	38,36
TiO2	0,06	0,04	0,05	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,07	0,01	0,01
Al2O3	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03
Cr2O3	0,05	0,00	0,08	0,03	0,07	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe2O3													
FeO	20,10	19,52	19,52	19,50	19,69	19,80	22,50	22,85	23,30	22,42	23,21	23,03	23,27
MnO	0,20	0,33	0,28	0,33	0,33	0,22	0,38	0,30	0,32	0,34	0,32	0,35	0,33
MgO	39,96	40,44	40,57	40,71	40,27	40,38	38,15	38,32	38,31	38,17	38,13	38,20	37,82
CaO	0,04	0,03	0,07	0,04	0,10	0,07	0,09	0,05	0,04	0,03	0,09	0,12	0,08
Na2O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
K2O	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,20	0,17	0,27	0,23	0,24	0,25	0,19	0,15	0,14	0,16	0,13	0,16	0,17
Total	99,10	99,58	99,58	99,84	99,85	99,65	99,58	100,36	100,31	99,63	100,04	100,76	100,08
Fo (%)	77,93	78,61	78,67	78,76	78,31	78,32	75,05	74,86	74,51	75,18	74,46	74,60	74,24

	Site 4												
Sample	*CB3A260513*				*CB100*			*CB99*					
Point	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6
SiO2	38,08	38,63	38,58	38,56	38,61	38,57	38,44	37,88	37,73	38,05	37,96	38,49	38,93
TiO2	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Al2O3	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,05	0,00	0,03	0,01	0,00
Cr2O3	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3													
FeO	22,61	22,84	22,65	22,73	24,52	24,42	24,69	26,66	26,82	26,73	26,81	24,42	24,41
MnO	0,31	0,35	0,31	0,38	0,34	0,31	0,33	0,43	0,46	0,43	0,42	0,38	0,38
MgO	38,35	38,21	38,15	38,33	37,13	37,19	37,28	35,29	35,19	35,26	35,44	37,33	37,27
CaO	0,07	0,04	0,05	0,08	0,09	0,10	0,03	0,04	0,04	0,11	0,05	0,09	0,08
Na2O	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
K2O	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
NiO	0,17	0,16	0,17	0,20									
Total	99,66	100,29	99,94	100,34	100,71	100,62	100,84	100,35	100,31	100,59	100,71	100,77	101,07
Fo (%)	75,07	74,85	74,92	74,95	72,88	72,98	72,90	70,20	70,01	70,08	70,17	73,08	73,11

	Site 4	
Sample	*CB99*	
Point	Pt. 7	Pt. 8
SiO2	38,53	38,74
TiO2	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,04
Cr2O3	0,01	0,00
Fe2O3		
FeO	24,26	24,67
MnO	0,38	0,33
MgO	37,26	37,21
CaO	0,10	0,07
Na2O	0,00	0,01
K2O	0,04	0,00
NiO		
Total	100,56	101,07
Fo (%)	73,15	72,86

	Site 1						Site 2					
Sample	CB1010414					CB4010414	GABAMONT1					
Point	5 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .	13 / 1 .	14 / 1 .	43 / 1 .	1 / 1 .	2 / 1 .	5 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .	10 / 1 .
SiO2	51,43	50,92	51,19	50,94	51,36	53,91	52,28	51,37	51,91	52,08	49,31	48,89
TiO2	1,22	1,10	1,12	1,43	1,26	0,03	0,84	1,07	0,89	0,92	1,58	1,90
Al2O3	3,43	3,67	3,58	3,45	3,37	3,71	2,26	2,25	2,40	2,45	4,78	4,89
Cr2O3	1,04	1,18	1,05	0,97	1,02	0,03	0,10	0,02	0,50	0,12	0,42	0,17
Fe2O3												
FeO	4,34	4,36	4,26	4,61	4,30	7,17	7,76	8,96	6,80	8,05	7,12	8,31
MnO	0,10	0,11	0,14	0,12	0,06	0,17	0,17	0,18	0,15	0,15	0,14	0,17
MgO	16,46	15,90	16,34	16,26	16,28	33,52	16,88	16,04	16,71	16,48	14,27	14,41
CaO	21,98	21,75	21,88	22,02	21,59	0,25	18,78	18,92	20,01	19,65	21,25	20,64
Na2O	0,34	0,33	0,29	0,33	0,28	0,14	0,20	0,23	0,19	0,16	0,30	0,36
K2O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,32	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO							0,02	0,01	0,01	0,06	0,05	0,00
Total	100,34	99,33	99,85	100,13	99,55	99,26	99,29	99,07	99,56	100,12	99,23	99,73
Xwo (%)	45,46	45,92	45,53	45,57	45,31	0,47	38,76	39,12	41,10	40,12	45,43	43,62
Xen (%)	47,37	46,71	47,32	46,80	47,54	88,64	48,46	46,14	47,75	46,81	42,46	42,38
XFs (%)	7,01	7,18	6,92	7,44	7,05	10,63	12,50	14,45	10,90	12,83	11,87	13,72
Mg # (%)	87,11	86,68	87,24	86,29	87,09	89,29	79,49	76,15	81,41	78,48	78,14	75,55

Sample						CB1						CB4230513
Point	11 / 1 .	12 / 1 .	13 / 1 .	17 / 1 .	21 / 1 .	5 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .	44 / 1 .	45 / 1 .	48 / 1 .	3 / 1 .
SiO2	51,72	51,66	48,39	47,68	51,79	53,81	53,77	53,82	53,29	52,57	53,11	48,39
TiO2	0,98	1,05	2,12	2,52	1,04	0,91	0,60	0,71	1,03	1,33	1,04	1,67
Al2O3	2,28	2,37	4,38	4,89	2,07	1,28	1,20	1,07	1,59	2,23	1,83	5,42
Cr2O3	0,13	0,15	0,03	0,07	0,01	0,13	0,20	0,25	0,11	0,13	0,08	0,56
Fe2O3												
FeO	8,38	8,21	10,42	9,66	9,68	3,63	3,44	3,62	3,73	4,27	3,70	6,06
MnO	0,19	0,21	0,18	0,15	0,24	0,13	0,13	0,13	0,04	0,12	0,12	0,13
MgO	16,92	16,66	13,04	12,94	15,29	16,88	16,99	17,26	16,92	16,21	16,72	14,47
CaO	19,07	19,05	20,45	21,16	18,83	22,56	23,28	22,44	22,85	22,66	22,94	21,61
Na2O	0,16	0,21	0,33	0,33	0,21	0,49	0,53	0,44	0,46	0,50	0,52	0,31
K2O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00
NiO	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00							0,05
Total	99,85	99,61	99,39	99,39	99,18	99,83	100,14	99,76	100,03	100,04	100,04	98,67
Xwo (%)	38,67	39,03	43,63	45,19	39,36	46,06	46,84	45,44	46,32	46,59	46,64	46,40
Xen (%)	47,75	47,50	38,71	38,45	44,46	47,95	47,56	48,63	47,71	46,36	47,30	43,23
XFs (%)	13,26	13,13	17,36	16,10	15,79	5,79	5,40	5,72	5,91	6,85	5,87	10,16
Mg # (%)	78,27	78,34	69,04	70,49	73,79	89,23	89,81	89,48	88,98	87,12	88,95	80,97

	Site 2											
Sample	*CB4230513*						*CB2230513*					
Point	11 / 1 .	15 / 1 .	19 / 1 .	22 / 1 .	37 / 1 .	42 / 1 .	4 / 1 .	6 / 1 .	7 / 1 .	10 / 1 .	11 / 1 .	12 / 1 .
SiO2	49,91	49,15	49,39	48,11	49,06	48,65	52,03	47,83	51,58	48,74	49,31	49,60
TiO2	1,38	1,55	1,70	1,75	1,59	1,54	0,81	1,86	1,02	1,61	1,46	1,65
Al2O3	4,73	4,96	5,32	5,75	5,32	5,30	2,51	5,47	2,86	4,93	5,10	4,99
Cr2O3	0,94	0,63	0,46	0,78	0,89	0,71	0,41	0,53	0,40	0,81	0,76	0,72
Fe2O3												
FeO	5,72	5,69	6,23	6,45	6,08	6,08	5,38	6,65	6,07	5,93	5,90	5,93
MnO	0,12	0,14	0,16	0,10	0,08	0,08	0,11	0,12	0,16	0,18	0,18	0,09
MgO	14,95	14,83	14,81	14,20	14,44	14,35	16,52	13,82	15,84	14,58	14,49	14,86
CaO	21,82	22,24	21,77	21,76	21,93	21,69	21,44	22,28	21,67	21,80	22,29	21,92
Na2O	0,27	0,24	0,27	0,26	0,24	0,33	0,16	0,30	0,27	0,28	0,25	0,22
K2O	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
NiO	0,03	0,02	0,04	0,02	0,04	0,05	0,05	0,00	0,06	0,01	0,00	0,03
Total	99,88	99,46	100,16	99,17	99,71	98,76	99,43	98,86	99,93	98,89	99,75	100,01
Xwo (%)	46,24	46,89	45,97	46,66	46,83	46,69	44,01	47,61	44,61	46,53	47,23	46,34
Xen (%)	44,09	43,52	43,50	42,38	42,89	42,97	47,19	41,10	45,37	43,29	42,72	43,72
XFs (%)	9,47	9,36	10,26	10,80	10,14	10,21	8,62	11,09	9,76	9,88	9,76	9,78
Mg # (%)	82,32	82,29	80,91	79,69	80,88	80,80	84,55	78,75	82,30	81,42	81,40	81,72

Sample	*CB2230513*										*CB1230513*	
Point	17 / 1 .	22 / 1 .	25 / 1 .	28 / 1 .	29 / 1 .	31 / 1 .	37 / 1 .	40 / 1 .	42 / 1 .	43 / 1 .	12 / 1 .	13 / 1 .
SiO2	48,60	47,13	48,86	48,68	48,49	48,12	51,22	51,39	49,22	51,86	51,23	49,30
TiO2	1,93	1,79	1,82	1,98	1,57	1,90	1,10	1,04	1,09	1,00	1,23	1,83
Al2O3	4,89	4,17	4,94	4,40	5,48	5,06	2,62	2,73	4,88	2,94	1,95	4,44
Cr2O3	0,58	0,40	0,47	0,39	0,68	0,53	0,38	0,38	0,55	0,34	0,00	0,48
Fe2O3												
FeO	7,11	7,31	7,01	7,69	6,50	7,28	6,77	6,63	5,95	5,94	9,27	7,50
MnO	0,17	0,13	0,16	0,19	0,15	0,15	0,14	0,21	0,11	0,15	0,26	0,20
MgO	14,27	14,07	14,10	14,15	14,21	13,94	15,62	15,78	17,16	16,20	15,28	14,28
CaO	21,76	20,92	21,38	21,57	21,64	21,77	20,96	21,28	20,95	21,23	20,12	21,39
Na2O	0,27	0,34	0,31	0,35	0,28	0,32	0,25	0,26	0,25	0,21	0,28	0,31
K2O	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
NiO	0,01	0,06	0,03	0,06	0,05	0,02	0,00	0,03	0,03	0,01	0,02	0,00
Total	99,58	96,32	99,09	99,46	99,06	99,09	99,07	99,73	100,21	99,89	99,65	99,75
Xwo (%)	46,01	45,17	45,88	45,50	46,44	46,36	43,59	43,80	42,26	43,75	41,21	45,25
Xen (%)	41,98	42,28	42,11	41,53	42,42	41,29	45,20	45,21	48,18	46,46	43,55	42,03
XFs (%)	11,74	12,33	11,74	12,66	10,88	12,09	10,98	10,65	9,37	9,55	14,82	12,38
Mg # (%)	78,14	77,42	78,20	76,63	79,58	77,35	80,45	80,93	83,71	82,95	74,61	77,24

	Site 2											
Sample	*CB1230513*											
Point	14 / 1 .	15 / 1 .	17 / 1 .	20 / 1 .	21 / 1 .	23 / 1 .	26 / 1 .	36 / 1 .	37 / 1 .	38 / 1 .	42 / 1 .	48 / 1 .
SiO2	51,80	51,15	50,80	51,64	49,14	48,16	50,96	48,02	48,65	51,49	48,76	51,17
TiO2	0,90	1,16	0,97	0,81	1,66	1,94	1,01	1,83	1,47	0,83	1,55	0,75
Al2O3	2,55	2,52	3,54	2,38	5,10	4,79	2,84	5,99	4,80	2,45	5,04	2,36
Cr2O3	0,57	0,33	0,51	0,53	0,78	0,50	0,43	0,69	1,14	0,44	0,56	0,46
Fe2O3												
FeO	5,93	6,94	5,95	5,86	6,23	7,45	6,44	7,09	5,62	6,17	6,73	6,30
MnO	0,14	0,13	0,11	0,13	0,13	0,15	0,13	0,12	0,12	0,17	0,17	0,13
MgO	16,25	15,24	15,69	16,36	14,44	14,16	15,52	14,03	14,16	16,57	14,40	16,49
CaO	21,12	21,30	21,33	20,78	21,74	21,10	21,64	21,01	21,85	20,82	22,08	20,36
Na2O	0,21	0,30	0,22	0,21	0,24	0,37	0,26	0,26	0,31	0,20	0,27	0,26
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,05	0,00	0,01
NiO	0,04	0,02	0,04	0,05	0,09	0,01	0,06	0,02	0,01	0,02	0,08	0,04
Total	99,51	99,09	99,15	98,75	99,57	98,62	99,30	99,08	98,13	99,20	99,63	98,31
Xwo (%)	43,58	44,36	44,53	43,09	46,46	45,14	44,73	45,52	47,47	42,64	46,47	42,14
Xen (%)	46,64	44,15	45,59	47,22	42,93	42,17	44,66	42,29	42,80	47,22	42,19	47,47
XFs (%)	9,55	11,28	9,70	9,48	10,40	12,44	10,40	11,98	9,53	9,86	11,06	10,18
Mg # (%)	83,01	79,65	82,46	83,28	80,50	77,22	81,11	77,92	81,79	82,73	79,24	82,34

						Site 3						
Sample	*CB36*					*CB15290513*						
Point	9 / 1 .	10 / 1 .	11 / 1 .	13 / 1 .	14 / 1 .	2 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .	14 / 1 .	15 / 1 .
SiO2	51,22	51,01	51,25	50,44	51,21	53,17	53,48	50,09	50,23	50,48	50,44	50,38
TiO2	1,23	1,19	1,18	1,35	0,97	0,55	0,50	1,47	1,29	1,31	1,32	1,66
Al2O3	3,94	4,04	4,14	4,47	3,98	1,51	1,43	3,41	3,45	3,46	3,46	3,42
Cr2O3	1,38	1,37	1,33	1,38	1,41	0,23	0,20	0,21	0,39	0,42	0,39	0,37
Fe2O3												
FeO	3,24	3,19	3,22	3,12	3,31	5,75	6,14	7,04	6,83	6,76	6,71	6,90
MnO	0,08	0,08	0,10	0,08	0,08	0,15	0,15	0,20	0,17	0,17	0,14	0,15
MgO	16,40	16,58	16,52	16,24	16,30	15,54	15,73	14,80	15,23	14,74	14,88	15,11
CaO	22,09	22,28	22,36	21,88	22,57	22,85	22,60	21,85	21,84	21,74	21,61	21,54
Na2O	0,32	0,32	0,33	0,34	0,31	0,26	0,26	0,32	0,33	0,32	0,28	0,43
K2O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01
NiO						0,00	0,00	0,04	0,04	0,06	0,08	0,00
Total	99,90	100,07	100,44	99,29	100,15	100,03	100,49	99,44	99,79	99,49	99,31	99,95
Xwo (%)	46,51	46,50	46,64	46,58	47,12	46,56	45,75	45,43	45,04	45,61	45,34	44,82
Xen (%)	48,04	48,17	47,96	48,11	47,36	44,06	44,31	42,81	43,70	43,03	43,43	43,74
XFs (%)	5,32	5,20	5,24	5,18	5,39	9,14	9,70	11,42	10,99	11,06	10,99	11,20
Mg # (%)	90,03	90,26	90,15	90,28	89,78	82,82	82,04	78,94	79,91	79,55	79,80	79,61

	Site 3											
Sample	*CB15290513*											
Point	20 / 1 .	24 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .	27 / 1 .	30 / 1 .	31 / 1 .	34 / 1 .	38 / 1 .	39 / 1 .	40 / 1 .	43 / 1 .
SiO2	50,92	50,27	50,61	50,46	51,03	50,74	50,54	51,79	50,70	50,77	53,98	52,63
TiO2	1,50	1,59	1,50	1,32	1,22	1,31	1,47	0,84	1,53	1,44	0,30	0,68
Al2O3	3,37	3,48	3,50	3,45	3,14	3,45	3,45	2,19	3,26	3,17	0,99	1,69
Cr2O3	0,41	0,40	0,37	0,45	0,32	0,43	0,35	0,19	0,40	0,23	0,11	0,15
Fe2O3												
FeO	7,04	6,86	7,12	6,57	6,30	6,68	6,97	6,47	6,61	7,00	5,35	5,79
MnO	0,18	0,18	0,16	0,07	0,11	0,16	0,17	0,23	0,14	0,12	0,18	0,15
MgO	14,81	14,54	15,58	15,06	14,97	14,90	15,17	15,32	14,68	15,29	16,09	15,43
CaO	21,89	21,98	20,82	21,32	22,08	21,79	21,82	22,05	22,26	21,94	23,29	22,89
Na2O	0,38	0,33	0,29	0,35	0,32	0,38	0,35	0,33	0,39	0,37	0,19	0,22
K2O	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03
NiO	0,03	0,04	0,00	0,08	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,04	0,02	0,03
Total	100,52	99,67	99,96	99,18	99,50	99,85	100,32	99,42	100,01	100,37	100,51	99,66
Xwo (%)	45,48	46,07	43,20	44,92	46,09	45,53	45,00	45,37	46,41	44,98	46,59	46,72
Xen (%)	42,81	42,42	44,99	44,15	43,46	43,32	43,52	43,88	42,59	43,62	44,77	43,82
XFs (%)	11,41	11,22	11,54	10,81	10,26	10,89	11,21	10,39	10,76	11,21	8,35	9,22
Mg # (%)	78,95	79,08	79,59	80,33	80,91	79,90	79,51	80,86	79,83	79,56	84,27	82,62

Sample	*CB16290513*											
Point	1 / 1 .	5 / 1 .	12 / 1 .	13 / 1 .	23 / 1 .	24 / 1 .	32 / 1 .	33 / 1 .	34 / 1 .	40 / 1 .	41 / 1 .	42 / 1 .
SiO2	49,58	51,70	52,17	52,01	51,87	51,98	51,26	51,20	50,18	52,04	51,75	52,32
TiO2	1,45	0,79	0,62	0,74	0,68	0,47	1,11	0,90	1,38	0,56	0,66	0,60
Al2O3	4,13	2,26	1,66	1,81	1,78	1,58	2,72	2,33	3,24	1,90	2,02	1,69
Cr2O3	0,33	0,23	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,10	0,08	0,00	0,00	0,01
Fe2O3												
FeO	8,81	8,48	9,48	9,24	9,36	9,06	9,27	9,44	9,06	8,96	9,29	9,88
MnO	0,31	0,31	0,36	0,33	0,34	0,34	0,33	0,33	0,36	0,31	0,36	0,36
MgO	13,85	14,49	14,48	14,12	14,55	14,71	14,06	14,29	13,61	14,44	14,54	14,94
CaO	19,66	21,67	21,09	20,71	20,91	20,88	20,77	20,58	21,17	21,24	20,78	19,83
Na2O	0,68	0,28	0,29	0,33	0,36	0,30	0,33	0,33	0,37	0,29	0,30	0,30
K2O	0,08	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01
Total	98,88	100,21	100,20	99,33	99,87	99,35	99,89	99,51	99,45	99,80	99,71	99,94
Xwo (%)	42,68	44,50	43,10	43,31	42,91	42,89	43,42	42,80	44,61	43,73	42,80	40,79
Xen (%)	41,85	41,40	41,19	41,07	41,55	42,03	40,91	41,34	39,89	41,37	41,68	42,77
XFs (%)	14,93	13,59	15,12	15,08	14,99	14,53	15,13	15,33	14,91	14,40	14,93	15,87
Mg # (%)	73,70	75,28	73,15	73,15	73,49	74,31	73,00	72,96	72,80	74,18	73,63	72,94

	Site 3											
Sample	*SAL110*			*SAL111*								*CB18290513*
Point	2 / 1 .	3 / 1 .	9 / 1 .	14 / 1 .	15 / 1 .	17 / 1 .	24 / 1 .	25 / 1 .	28 / 1 .	29 / 1 .	31 / 1 .	1 / 1 .
SiO2	50,69	50,36	50,47	50,30	50,48	52,41	50,60	50,56	51,45	50,84	50,43	52,04
TiO2	1,42	1,42	1,14	1,44	1,50	0,73	1,47	1,35	1,04	1,40	1,40	0,71
Al2O3	2,76	3,06	2,62	3,44	3,20	2,63	3,16	3,28	2,51	3,28	3,02	1,96
Cr2O3	0,08	0,07	0,19	0,34	0,25	0,24	0,24	0,27	0,15	0,24	0,19	0,00
Fe2O3												
FeO	7,29	7,53	7,17	6,85	6,46	6,17	6,56	6,77	6,82	6,79	6,41	8,16
MnO	0,19	0,16	0,20	0,15	0,10	0,20	0,18	0,18	0,15	0,15	0,14	0,40
MgO	14,64	14,75	14,55	14,74	14,95	14,83	14,89	15,04	15,85	15,25	14,90	14,93
CaO	21,74	21,36	22,22	21,74	21,75	22,97	21,91	21,85	21,18	21,58	22,22	21,63
Na2O	0,38	0,41	0,41	0,42	0,33	0,36	0,37	0,35	0,32	0,30	0,34	0,36
K2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00
NiO	0,04	0,00	0,06	0,03	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	0,00
Total	99,23	99,12	99,02	99,46	99,00	100,57	99,37	99,65	99,49	99,85	99,11	100,21
Xwo (%)	45,34	44,60	46,09	45,56	45,63	47,29	45,75	45,34	43,50	44,76	46,23	44,07
Xen (%)	42,48	42,86	41,99	42,99	43,62	42,47	43,26	43,42	45,32	44,01	43,12	42,31
XFs (%)	11,86	12,27	11,60	11,21	10,57	9,92	10,70	10,96	10,94	10,99	10,41	12,98
Mg # (%)	78,17	77,74	78,35	79,32	80,49	81,07	80,17	79,85	80,56	80,02	80,55	76,53

Sample												*CB57*
Point	6 / 1 .	7 / 1 .	15 / 1 .	20 / 1 .	23 / 1 .	26 / 1 .	27 / 1 .	29 / 1 .	34 / 1 .	35 / 1 .	40 / 1 .	14 / 1 .
SiO2	52,11	49,73	50,72	52,63	50,53	52,02	52,18	51,58	51,78	49,25	49,03	50,75
TiO2	0,63	1,56	1,11	0,54	0,96	0,81	0,71	0,78	0,61	1,94	1,84	1,56
Al2O3	1,86	4,07	2,87	1,61	3,58	1,99	2,10	2,43	2,15	4,41	4,82	3,27
Cr2O3	0,00	0,05	0,00	0,05	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,31
Fe2O3												
FeO	8,05	8,30	8,09	7,02	8,15	9,25	7,93	8,05	7,77	8,40	8,03	7,38
MnO	0,37	0,40	0,33	0,26	0,34	0,35	0,37	0,34	0,35	0,29	0,33	0,18
MgO	15,05	13,63	14,28	15,10	13,97	15,50	15,07	14,50	14,58	13,53	13,39	14,66
CaO	21,33	21,22	21,61	22,06	21,66	19,47	20,90	21,26	21,85	21,09	21,25	21,85
Na2O	0,34	0,39	0,38	0,34	0,39	0,33	0,32	0,33	0,34	0,46	0,53	0,36
K2O	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01
NiO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	
Total	99,73	99,37	99,42	99,63	100,04	99,74	99,57	99,31	99,46	99,44	99,21	100,33
Xwo (%)	43,66	45,17	44,97	45,24	45,38	40,12	43,22	44,29	45,07	45,16	45,79	45,37
Xen (%)	42,88	40,37	41,35	43,09	40,72	44,43	43,37	42,05	41,85	40,30	40,14	42,37
XFs (%)	12,86	13,79	13,14	11,24	13,34	14,88	12,80	13,09	12,51	14,05	13,51	11,96
Mg # (%)	76,93	74,54	75,89	79,31	75,33	74,91	77,22	76,26	76,98	74,15	74,82	77,99

	Site 3											
Sample	CB57								CB17290513			
Point	15 / 1 .	19 / 1 .	22 / 1 .	23 / 1 .	24 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .	27 / 1 .	1 / 1 .	4 / 1 .	6 / 1 .	7 / 1 .
SiO2	50,73	50,81	50,87	50,36	50,12	52,78	51,01	50,14	51,22	52,04	51,84	51,96
TiO2	1,49	1,44	1,60	1,51	1,59	0,42	1,29	1,63	0,85	0,81	0,87	0,78
Al2O3	3,27	3,08	3,31	3,41	3,41	1,54	5,18	3,52	2,34	2,25	2,33	2,06
Cr2O3	0,37	0,40	0,28	0,42	0,27	0,15	0,17	0,45	0,03	0,00	0,00	0,04
Fe2O3												
FeO	7,00	6,89	7,00	6,94	7,30	5,91	6,90	7,41	8,27	8,25	8,27	8,35
MnO	0,12	0,13	0,15	0,11	0,19	0,19	0,16	0,17	0,26	0,30	0,31	0,29
MgO	14,99	15,00	14,91	15,08	14,68	15,65	14,66	14,46	14,75	14,43	14,87	14,81
CaO	22,08	21,56	21,78	21,47	21,80	22,89	20,98	21,57	21,37	21,45	21,43	20,90
Na2O	0,38	0,32	0,40	0,36	0,35	0,21	0,47	0,40	0,40	0,41	0,35	0,31
K2O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01
NiO												
Total	100,42	99,63	100,31	99,67	99,76	99,75	100,83	99,75	99,51	99,94	100,26	99,51
Xwo (%)	45,53	45,00	45,28	44,78	45,35	46,30	44,74	45,31	44,02	44,50	43,89	43,32
Xen (%)	43,01	43,56	43,12	43,75	42,48	44,06	43,50	42,26	42,26	41,65	42,39	42,70
XFs (%)	11,26	11,22	11,36	11,30	11,85	9,33	11,49	12,15	13,30	13,35	13,23	13,51
Mg # (%)	79,25	79,52	79,15	79,48	78,18	82,52	79,11	77,67	76,06	75,72	76,22	75,97

Sample	CB61						CB55					
Point	1 / 1 .	5 / 1 .	6 / 1 .	11 / 1 .	18 / 1 .	19 / 1 .	2 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .	13 / 1 .	14 / 1 .	15 / 1 .
SiO2	50,09	50,37	49,92	50,19	50,44	53,19	50,94	50,18	50,33	50,86	50,55	50,08
TiO2	1,46	1,63	1,68	1,15	1,61	0,23	1,28	1,21	1,34	1,34	1,49	1,39
Al2O3	3,65	3,52	3,77	3,99	3,49	1,41	3,09	3,32	3,48	3,21	3,41	3,53
Cr2O3	0,19	0,22	0,06	0,69	0,22	0,12	0,35	0,37	0,35	0,23	0,28	0,22
Fe2O3												
FeO	6,77	6,74	7,24	6,91	6,88	5,58	7,64	6,82	7,26	6,31	7,06	6,84
MnO	0,14	0,18	0,17	0,11	0,15	0,16	0,14	0,13	0,18	0,13	0,12	0,09
MgO	14,63	14,56	14,39	14,59	14,80	16,44	16,05	14,72	15,23	14,71	15,85	15,24
CaO	22,14	21,81	21,56	21,81	22,06	22,55	20,67	22,36	21,12	22,26	20,11	21,63
Na2O	0,36	0,41	0,35	0,40	0,35	0,24	0,32	0,32	0,31	0,34	0,36	0,32
K2O	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02
NiO												
Total	99,47	99,46	99,13	99,84	100,01	99,94	100,49	99,43	99,64	99,38	99,23	99,37
Xwo (%)	46,22	45,95	45,52	45,83	45,83	45,18	42,11	46,32	43,88	46,62	42,11	44,83
Xen (%)	42,50	42,68	42,27	42,66	42,78	45,84	45,50	42,43	44,04	42,86	46,16	43,95
XFs (%)	11,04	11,08	11,93	11,33	11,15	8,73	12,15	11,03	11,78	10,32	11,53	11,07
Mg # (%)	79,38	79,40	77,99	79,02	79,32	84,00	78,92	79,37	78,89	80,60	80,01	79,88

	Site 3											
Sample	*CB55*							*CB7230513*				
Point	21 / 1 .	22 / 1 .	23 / 1 .	24 / 1 .	37 / 1 .	38 / 1 .	39 / 1 .	1 / 1 .	4 / 1 .	8 / 1 .	9 / 1 .	12 / 1 .
SiO2	50,65	50,60	50,68	50,65	50,53	51,00	51,54	50,58	49,79	50,26	50,78	50,14
TiO2	1,38	1,30	1,30	1,39	1,26	1,18	1,05	1,56	1,77	1,49	1,29	1,49
Al2O3	3,07	3,14	3,18	3,20	3,16	3,27	2,58	3,30	4,06	3,49	3,33	3,48
Cr2O3	0,20	0,20	0,22	0,14	0,25	0,39	0,24	0,08	0,10	0,15	0,07	0,14
Fe2O3												
FeO	6,50	7,23	6,54	6,67	6,98	6,77	6,52	7,18	7,42	7,22	7,16	7,34
MnO	0,21	0,14	0,16	0,17	0,17	0,16	0,13	0,15	0,12	0,20	0,07	0,14
MgO	14,94	15,67	14,89	15,26	15,30	15,49	15,71	14,69	14,22	14,35	14,55	14,52
CaO	22,05	20,33	22,19	21,88	21,62	21,40	21,61	21,37	21,69	22,03	22,26	21,95
Na2O	0,36	0,32	0,37	0,33	0,31	0,32	0,32	0,30	0,35	0,42	0,37	0,35
K2O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO								0,06	0,00	0,02	0,04	0,00
Total	99,38	98,95	99,54	99,69	99,60	99,98	99,69	99,30	99,52	99,63	99,93	99,53
Xwo (%)	45,86	42,45	46,08	45,15	44,59	44,25	44,41	44,96	45,79	46,10	46,24	45,74
Xen (%)	43,24	45,53	43,04	43,83	43,89	44,57	44,92	43,00	41,77	41,77	42,04	42,10
XFs (%)	10,55	11,79	10,61	10,74	11,24	10,92	10,45	11,79	12,23	11,80	11,60	11,94
Mg # (%)	80,39	79,43	80,22	80,32	79,61	80,31	81,12	78,48	77,35	77,98	78,37	77,91

Sample				*CB6230513*								
Point	18 / 1 .	21 / 1 .	22 / 1 .	4 / 1 .	6 / 1 .	7 / 1 .	13 / 1 .	18 / 1 .	19 / 1 .	20 / 1 .	29 / 1 .	31 / 1 .
SiO2	49,32	49,74	50,95	50,08	50,42	49,87	50,00	50,68	49,63	50,15	50,23	51,44
TiO2	1,87	1,47	1,48	1,68	1,64	1,79	1,54	1,31	1,61	1,63	1,49	1,01
Al2O3	4,38	3,60	3,24	3,35	3,23	3,52	3,18	3,10	3,84	3,23	3,20	2,46
Cr2O3	0,08	0,04	0,09	0,00	0,07	0,00	0,04	0,01	0,16	0,04	0,03	0,06
Fe2O3												
FeO	7,48	7,39	6,96	7,90	7,66	7,71	7,64	7,72	7,86	8,03	7,69	7,71
MnO	0,19	0,16	0,10	0,17	0,15	0,08	0,21	0,19	0,14	0,15	0,16	0,23
MgO	14,29	14,52	14,88	14,42	14,41	14,34	14,35	14,54	14,12	14,43	14,52	14,96
CaO	21,73	21,78	21,76	21,59	21,84	21,86	21,58	21,65	21,79	21,54	21,73	21,39
Na2O	0,39	0,37	0,35	0,40	0,36	0,35	0,33	0,36	0,33	0,41	0,43	0,35
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00
NiO	0,00	0,03	0,05	0,01	0,03	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
Total	99,74	99,10	99,85	99,59	99,84	99,52	98,93	99,56	99,49	99,62	99,54	99,61
Xwo (%)	45,65	45,49	45,35	45,02	45,51	45,65	45,27	45,05	45,69	44,87	45,21	44,20
Xen (%)	41,77	42,20	43,16	41,83	41,79	41,65	41,87	42,11	41,21	41,82	42,03	43,01
XFs (%)	12,26	12,06	11,32	12,86	12,46	12,58	12,51	12,54	12,87	13,06	12,49	12,43
Mg # (%)	77,30	77,78	79,22	76,49	77,04	76,81	77,00	77,06	76,20	76,21	77,09	77,58

	Site 3											
Sample	CB6230513			CB6230513								
Point	18 / 1 .	21 / 1 .	22 / 1 .	4 / 1 .	6 / 1 .	7 / 1 .	13 / 1 .	18 / 1 .	19 / 1 .	20 / 1 .	29 / 1 .	31 / 1 .
SiO2	49,32	49,74	50,95	50,08	50,42	49,87	50,00	50,68	49,63	50,15	50,23	51,44
TiO2	1,87	1,47	1,48	1,68	1,64	1,79	1,54	1,31	1,61	1,63	1,49	1,01
Al2O3	4,38	3,60	3,24	3,35	3,23	3,52	3,18	3,10	3,84	3,23	3,20	2,46
Cr2O3	0,08	0,04	0,09	0,00	0,07	0,00	0,04	0,01	0,16	0,04	0,03	0,06
Fe2O3												
FeO	7,48	7,39	6,96	7,90	7,66	7,71	7,64	7,72	7,86	8,03	7,69	7,71
MnO	0,19	0,16	0,10	0,17	0,15	0,08	0,21	0,19	0,14	0,15	0,16	0,23
MgO	14,29	14,52	14,88	14,42	14,41	14,34	14,35	14,54	14,12	14,43	14,52	14,96
CaO	21,73	21,78	21,76	21,59	21,84	21,86	21,58	21,65	21,79	21,54	21,73	21,39
Na2O	0,39	0,37	0,35	0,40	0,36	0,35	0,33	0,36	0,33	0,41	0,43	0,35
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00
NiO	0,00	0,03	0,05	0,01	0,03	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
Total	99,74	99,10	99,85	99,59	99,84	99,52	98,93	99,56	99,49	99,62	99,54	99,61
Xwo (%)	45,65	45,49	45,35	45,02	45,51	45,65	45,27	45,05	45,69	44,87	45,21	44,20
Xen (%)	41,77	42,20	43,16	41,83	41,79	41,65	41,87	42,11	41,21	41,82	42,03	43,01
XFs (%)	12,26	12,06	11,32	12,86	12,46	12,58	12,51	12,54	12,87	13,06	12,49	12,43
Mg # (%)	77,30	77,78	79,22	76,49	77,04	76,81	77,00	77,06	76,20	76,21	77,09	77,58

												Site 4
Sample		CB5230513										CB12905
Point	36 / 1 .	1 / 1 .	6 / 1 .	8 / 1 .	11 / 1 .	14 / 1 .	17 / 1 .	21 / 1 .	28 / 1 .	37 / 1 .	41 / 1 .	1 / 1 .
SiO2	49,76	51,37	51,43	51,14	50,40	51,36	49,95	50,04	50,56	51,35	51,66	49,94
TiO2	1,76	0,67	0,92	1,00	1,23	0,91	1,13	1,22	1,07	0,82	0,76	1,53
Al2O3	3,57	1,85	2,27	2,16	3,06	2,26	3,28	2,89	2,76	2,05	1,90	3,22
Cr2O3	0,05	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,33
Fe2O3												
FeO	7,48	9,02	8,97	8,56	9,01	8,93	8,85	8,60	8,95	9,07	8,96	7,00
MnO	0,18	0,41	0,34	0,39	0,32	0,37	0,29	0,34	0,39	0,32	0,35	0,13
MgO	14,17	15,00	14,77	14,64	14,20	14,67	14,28	14,21	14,44	14,77	15,04	15,76
CaO	21,34	20,21	20,76	20,51	21,07	20,62	20,59	21,14	21,02	20,64	20,51	21,07
Na2O	0,44	0,31	0,37	0,34	0,35	0,37	0,43	0,35	0,39	0,32	0,30	0,33
K2O	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03
NiO	0,04	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04
Total	98,79	98,89	99,92	98,76	99,70	99,50	98,82	98,79	99,62	99,40	99,48	99,37
Xwo (%)	45,38	41,73	42,74	42,84	43,80	42,70	43,27	44,13	43,41	42,53	42,11	43,38
Xen (%)	41,90	43,07	42,29	42,56	41,06	42,26	41,73	41,28	41,52	42,34	42,96	45,16
XFs (%)	12,42	14,54	14,41	13,96	14,62	14,43	14,52	14,02	14,43	14,59	14,36	11,24
Mg # (%)	77,14	74,77	74,59	75,30	73,75	74,54	74,19	74,65	74,20	74,37	74,95	80,06

	Site 4											
Sample	*CB1290513*											*CB2290513*
Point	2 / 1 .	4 / 1 .	9 / 1 .	10 / 1 .	18 / 1 .	19 / 1 .	30 / 1 .	31 / 1 .	33 / 1 .	38 / 1 .	39 / 1 .	1 / 1 .
SiO2	50,51	49,95	50,21	50,67	49,94	50,12	50,45	50,82	50,42	50,28	50,58	51,45
TiO2	1,56	1,48	1,58	1,47	1,51	1,53	1,54	1,15	1,49	1,57	1,41	0,97
Al2O3	3,53	3,47	3,57	3,48	3,57	3,35	3,32	3,22	3,43	3,53	3,55	2,45
Cr2O3	0,33	0,25	0,55	0,51	0,39	0,39	0,36	0,30	0,30	0,25	0,36	0,06
Fe2O3												
FeO	6,81	6,88	6,57	6,77	7,05	6,76	6,98	5,38	7,06	6,46	6,75	7,68
MnO	0,21	0,13	0,13	0,13	0,14	0,15	0,08	0,14	0,10	0,19	0,19	0,24
MgO	15,13	14,95	15,03	15,15	14,76	14,65	14,88	14,85	14,83	15,06	14,65	14,99
CaO	21,84	22,17	22,16	21,78	21,71	21,72	21,58	23,59	22,00	21,76	21,96	21,31
Na2O	0,33	0,37	0,30	0,34	0,34	0,42	0,39	0,36	0,38	0,31	0,35	0,34
K2O	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
NiO	0,06	0,04	0,00	0,02	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,00
Total	100,31	99,71	100,13	100,30	99,44	99,17	99,60	99,84	100,07	99,47	99,86	99,50
Xwo (%)	45,15	45,77	45,88	45,16	45,36	45,73	45,15	48,59	45,62	45,42	45,98	44,08
Xen (%)	43,51	42,93	43,29	43,68	42,92	42,91	43,33	42,54	42,79	43,74	42,68	43,14
XFs (%)	11,00	11,08	10,62	10,95	11,50	11,11	11,40	8,65	11,43	10,53	11,03	12,40
Mg # (%)	79,83	79,48	80,30	79,96	78,86	79,43	79,18	83,10	78,93	80,60	79,47	77,68

Sample	*CB2290513*										*CB3290513*	
Point	3 / 1 .	5 / 1 .	16 / 1 .	17 / 1 .	18 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .	33 / 1 .	1 / 1 .	2 / 1 .
SiO2	51,31	51,69	51,44	52,07	51,91	51,73	50,44	51,88	51,55	50,90	49,98	51,31
TiO2	0,98	0,95	1,01	0,71	0,91	0,92	1,35	0,87	0,85	1,10	1,47	0,90
Al2O3	2,44	2,46	2,58	2,07	2,47	2,39	3,17	2,14	2,26	3,13	3,65	2,39
Cr2O3	0,00	0,00	0,08	0,00	0,09	0,09	0,10	0,00	0,06	0,07	0,50	0,47
Fe2O3												
FeO	7,92	7,99	7,59	7,29	7,41	7,76	8,07	7,72	7,56	7,86	6,85	6,10
MnO	0,23	0,22	0,28	0,17	0,24	0,23	0,19	0,25	0,20	0,17	0,14	0,12
MgO	14,85	14,84	14,84	15,13	14,90	14,96	14,26	15,01	14,90	14,35	15,18	15,65
CaO	21,19	21,34	21,66	21,99	21,71	21,49	21,44	21,86	21,84	21,59	21,79	21,90
Na2O	0,35	0,33	0,36	0,28	0,35	0,35	0,36	0,32	0,30	0,35	0,42	0,35
K2O	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
NiO	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	0,02
Total	99,29	99,85	99,89	99,71	100,03	99,93	99,41	100,07	99,52	99,53	100,07	99,21
Xwo (%)	43,95	44,09	44,70	45,00	44,84	44,27	44,91	44,64	44,91	45,14	45,05	45,12
Xen (%)	42,85	42,65	42,61	43,08	42,82	42,87	41,58	42,65	42,63	41,74	43,66	44,88
XFs (%)	12,82	12,89	12,23	11,65	11,95	12,47	13,19	12,30	12,14	12,83	11,05	9,81
Mg # (%)	76,98	76,79	77,69	78,72	78,18	77,46	75,91	77,61	77,84	76,49	79,80	82,07

	Site 4											
Sample	*CB3290513*										*CB3290513*	
Point	3 / 1 .	5 / 1 .	16 / 1 .	17 / 1 .	18 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .	33 / 1 .	1 / 1 .	2 / 1 .
SiO2	51,31	51,69	51,44	52,07	51,91	51,73	50,44	51,88	51,55	50,90	49,98	51,31
TiO2	0,98	0,95	1,01	0,71	0,91	0,92	1,35	0,87	0,85	1,10	1,47	0,90
Al2O3	2,44	2,46	2,58	2,07	2,47	2,39	3,17	2,14	2,26	3,13	3,65	2,39
Cr2O3	0,00	0,00	0,08	0,00	0,09	0,09	0,10	0,00	0,06	0,07	0,50	0,47
Fe2O3												
FeO	7,92	7,99	7,59	7,29	7,41	7,76	8,07	7,72	7,56	7,86	6,85	6,10
MnO	0,23	0,22	0,28	0,17	0,24	0,23	0,19	0,25	0,20	0,17	0,14	0,12
MgO	14,85	14,84	14,84	15,13	14,90	14,96	14,26	15,01	14,90	14,35	15,18	15,65
CaO	21,19	21,34	21,66	21,99	21,71	21,49	21,44	21,86	21,84	21,59	21,79	21,90
Na2O	0,35	0,33	0,36	0,28	0,35	0,35	0,36	0,32	0,30	0,35	0,42	0,35
K2O	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
NiO	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	0,02
Total	99,29	99,85	99,89	99,71	100,03	99,93	99,41	100,07	99,52	99,53	100,07	99,21
Xwo (%)	43,95	44,09	44,70	45,00	44,84	44,27	44,91	44,64	44,91	45,14	45,05	45,12
Xen (%)	42,85	42,65	42,61	43,08	42,82	42,87	41,58	42,65	42,63	41,74	43,66	44,88
XFs (%)	12,82	12,89	12,23	11,65	11,95	12,47	13,19	12,30	12,14	12,83	11,05	9,81
Mg # (%)	76,98	76,79	77,69	78,72	78,18	77,46	75,91	77,61	77,84	76,49	79,80	82,07

Sample	*CB3290513*									*CB12260513*		
Point	8 / 1 .	9 / 1 .	11 / 1 .	16 / 1 .	20 / 1 .	30 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .	33 / 1 .	2 / 1 .	3 / 1 .	11 / 1 .
SiO2	50,36	50,41	50,08	52,98	51,11	50,03	51,62	50,11	49,98	50,32	50,79	50,30
TiO2	1,57	1,46	1,55	0,41	1,36	1,31	1,10	1,38	1,52	1,32	1,41	1,55
Al2O3	3,52	3,57	3,55	1,37	2,85	4,16	2,49	3,55	3,59	3,77	3,19	3,44
Cr2O3	0,39	0,33	0,43	0,19	0,35	0,30	0,08	0,49	0,40	0,48	0,22	0,32
Fe2O3												
FeO	6,96	6,91	6,45	6,49	6,96	7,27	6,73	6,88	6,85	6,80	6,19	6,65
MnO	0,15	0,16	0,12	0,16	0,17	0,17	0,16	0,18	0,14	0,12	0,14	0,17
MgO	15,13	15,29	14,93	16,11	15,59	13,96	15,56	14,78	15,15	14,98	15,07	15,26
CaO	21,52	21,74	22,12	21,99	21,38	22,42	21,58	21,68	21,70	21,57	22,04	21,68
Na2O	0,35	0,30	0,30	0,30	0,40	0,30	0,32	0,33	0,38	0,37	0,36	0,35
K2O	0,00	0,00	0,01	0,04	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
NiO	0,05	0,03	0,06	0,05	0,04	0,04	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,05
Total	100,00	100,20	99,62	100,10	100,23	99,98	99,65	99,38	99,72	99,79	99,44	99,80
Xwo (%)	44,72	44,80	46,05	44,34	43,97	47,05	44,40	45,40	44,98	45,10	45,96	44,94
Xen (%)	43,74	43,83	43,26	45,20	44,59	40,77	44,53	43,06	43,70	43,59	43,73	44,01
XFs (%)	11,30	11,12	10,49	10,22	11,18	11,91	10,81	11,24	11,09	11,10	10,07	10,76
Mg # (%)	79,48	79,77	80,49	81,56	79,96	77,39	80,46	79,30	79,76	79,70	81,28	80,35

	Site 4											
Sample	CB12260513					CB13260513						
Point	12 / 1 .	16 / 1 .	18 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .	1 / 1 .	2 / 1 .	7 / 1 .	20 / 1 .	21 / 1 .	22 / 1 .	38 / 1 .
SiO2	50,24	50,84	50,32	50,88	50,71	50,29	50,21	50,16	48,09	50,65	52,17	52,41
TiO2	1,63	1,31	1,59	1,22	1,45	1,57	1,42	1,55	1,36	1,47	0,96	0,58
Al2O3	3,42	3,17	3,36	3,00	3,30	3,59	3,41	3,19	8,07	3,09	2,33	1,70
Cr2O3	0,27	0,36	0,38	0,26	0,28	0,36	0,40	0,18	0,26	0,17	0,13	0,08
Fe2O3												
FeO	6,77	6,21	6,69	5,82	6,38	7,17	7,15	7,34	6,99	7,36	6,78	6,77
MnO	0,15	0,11	0,18	0,13	0,12	0,16	0,15	0,16	0,14	0,10	0,10	0,17
MgO	15,21	15,31	15,14	15,11	15,25	14,67	14,74	14,87	14,22	14,80	15,43	15,46
CaO	21,54	21,60	21,67	22,82	21,74	21,48	21,80	21,73	21,01	21,26	22,03	21,89
Na2O	0,40	0,30	0,41	0,34	0,43	0,37	0,36	0,40	0,37	0,37	0,32	0,30
K2O	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
NiO	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,04	0,04	0,01	0,01	0,02
Total	99,63	99,25	99,77	99,61	99,68	99,67	99,67	99,61	100,55	99,27	100,28	99,37
Xwo (%)	44,77	45,16	45,06	47,07	45,26	45,12	45,40	45,01	45,31	44,60	45,08	44,83
Xen (%)	44,00	44,54	43,79	43,35	44,17	42,87	42,72	42,87	42,67	43,19	43,93	44,06
XFs (%)	10,99	10,13	10,85	9,37	10,37	11,76	11,62	11,87	11,77	12,05	10,83	10,83
Mg # (%)	80,02	81,47	80,14	82,23	80,98	78,48	78,61	78,32	78,38	78,18	80,22	80,27

Sample	CB13260513		CB8260513					CB6260513				
Point	39 / 1 .	44 / 1 .	1 / 1 .	9 / 1 .	12 / 1 .	41 / 1 .	42 / 1 .	1 / 1 .	2 / 1 .	3 / 1 .	9 / 1 .	10 / 1 .
SiO2	52,60	49,66	52,96	49,77	50,24	49,40	50,98	50,32	50,91	49,77	49,63	50,29
TiO2	0,52	1,74	0,31	1,50	1,38	1,67	0,82	1,50	1,12	1,43	1,35	1,16
Al2O3	1,74	3,55	1,40	3,84	3,43	3,96	3,23	3,14	2,94	3,68	2,80	3,13
Cr2O3	0,08	0,21	0,21	0,38	0,46	0,43	0,28	0,37	0,31	0,46	0,31	0,49
Fe2O3												
FeO	6,99	7,54	4,55	6,81	7,02	6,95	6,55	7,15	7,12	7,20	6,46	7,02
MnO	0,20	0,13	0,12	0,18	0,15	0,19	0,18	0,12	0,24	0,18	0,16	0,12
MgO	15,38	14,61	16,09	14,72	14,77	14,53	14,55	14,62	15,22	14,59	15,45	15,13
CaO	21,96	21,52	24,12	21,97	21,67	21,80	21,83	21,62	21,45	21,54	21,64	21,32
Na2O	0,30	0,36	0,18	0,40	0,33	0,39	0,59	0,39	0,37	0,35	0,37	0,40
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
NiO	0,05	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02
Total	99,83	99,36	99,94	99,57	99,48	99,36	99,10	99,25	99,74	99,21	98,19	99,08
Xwo (%)	44,84	44,98	48,10	45,85	45,32	45,81	46,13	45,39	44,34	45,26	44,80	44,47
Xen (%)	43,69	42,49	44,63	42,75	42,97	42,47	42,76	42,70	43,78	42,65	44,50	43,90
XFs (%)	11,14	12,31	7,08	11,10	11,46	11,40	10,80	11,72	11,49	11,80	10,44	11,43
Mg # (%)	79,68	77,54	86,31	79,40	78,94	78,84	79,83	78,47	79,21	78,33	81,00	79,35

	Site 4											
Sample	CB6260513				CB5260513							
Point	14 / 1 .	18 / 1 .	26 / 1 .	27 / 1 .	38 / 1 .	39 / 1 .	45 / 1 .	47 / 1 .	48 / 1 .	49 / 1 .	53 / 1 .	64 / 1 .
SiO2	49,03	50,70	49,95	49,58	50,62	50,50	50,12	52,73	50,57	51,44	50,88	50,97
TiO2	1,58	1,21	1,38	1,57	1,54	1,43	1,32	0,46	1,58	1,17	1,51	1,40
Al2O3	4,19	2,88	3,56	3,82	3,31	3,46	3,47	1,96	3,33	2,95	3,06	3,13
Cr2O3	0,15	0,31	0,29	0,29	0,02	0,07	0,14	0,11	0,07	0,07	0,00	0,09
Fe2O3												
FeO	7,45	7,25	7,35	7,57	7,78	7,55	7,47	6,34	7,30	6,60	6,98	7,13
MnO	0,14	0,18	0,13	0,15	0,11	0,17	0,15	0,16	0,15	0,15	0,12	0,19
MgO	14,54	15,07	14,70	14,56	14,84	14,97	14,73	14,60	14,86	14,92	14,89	14,89
CaO	21,45	21,13	21,43	21,31	20,89	20,87	21,65	23,81	21,52	22,12	21,99	21,89
Na2O	0,36	0,36	0,39	0,32	0,37	0,34	0,37	0,37	0,32	0,37	0,38	0,39
K2O	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,03	0,00	0,02
NiO	0,05	0,06	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03	0,02	0,06	0,03	0,00	0,07
Total	98,93	99,18	99,18	99,19	99,46	99,37	99,49	100,56	99,79	99,85	99,82	100,17
Xwo (%)	45,06	44,12	44,91	44,76	43,80	43,74	45,02	48,40	44,83	45,95	45,57	45,30
Xen (%)	42,49	43,77	42,86	42,57	43,28	43,64	42,61	41,28	43,06	43,11	42,94	42,88
XFs (%)	12,21	11,81	12,03	12,42	12,73	12,34	12,12	10,06	11,86	10,70	11,29	11,52
Mg # (%)	77,68	78,75	78,09	77,42	77,27	77,95	77,86	80,41	78,40	80,12	79,18	78,82

Sample		CB4260513										
Point	65 / 1 .	1 / 1 .	2 / 1 .	5 / 1 .	6 / 1 .	15 / 1 .	16 / 1 .	17 / 1 .	19 / 1 .	26 / 1 .	29 / 1 .	34 / 1 .
SiO2	50,60	51,74	51,19	50,78	51,04	50,27	50,56	50,82	50,42	50,61	50,56	50,39
TiO2	1,51	0,96	1,30	1,39	1,29	1,40	1,49	1,37	1,00	1,51	1,41	1,32
Al2O3	3,31	2,36	3,00	3,40	2,90	3,27	3,69	4,03	3,69	3,31	3,49	3,29
Cr2O3	0,16	0,21	0,20	0,25	0,18	0,18	0,22	0,14	0,26	0,16	0,12	0,30
Fe2O3												
FeO	7,50	6,69	7,34	7,05	6,78	6,93	7,35	7,11	8,05	6,90	7,24	7,06
MnO	0,19	0,19	0,16	0,20	0,19	0,14	0,18	0,10	0,13	0,16	0,14	0,18
MgO	14,76	15,06	15,15	14,86	14,91	14,90	14,95	14,97	14,17	14,70	14,71	15,12
CaO	21,59	21,65	21,82	21,66	21,93	22,00	21,02	19,46	21,02	21,70	22,32	21,65
Na2O	0,44	0,31	0,34	0,29	0,38	0,36	0,42	0,68	0,47	0,34	0,40	0,39
K2O	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,19	0,06	0,00	0,00	0,00
NiO	0,02	0,02	0,00	0,03	0,04	0,04	0,01	0,04	0,02	0,00	0,01	0,01
Total	100,12	99,18	100,51	99,91	99,66	99,50	99,90	98,89	99,27	99,40	100,41	99,71
Xwo (%)	44,86	45,12	44,75	45,13	45,57	45,60	44,06	42,39	44,61	45,52	45,98	44,79
Xen (%)	42,66	43,69	43,24	43,09	43,11	42,96	43,61	45,36	41,85	42,91	42,15	43,52
XFs (%)	12,17	10,88	11,75	11,46	11,00	11,22	12,03	12,08	13,33	11,30	11,64	11,39
Mg # (%)	77,81	80,06	78,63	78,99	79,67	79,30	78,38	78,96	75,85	79,15	78,36	79,25

	Site 4											
Sample	CB4260513		CB3B260513							CB3A260513		
Point	35 / 1 .	39 / 1 .	4 / 1 .	5 / 1 .	6 / 1 .	13 / 1 .	14 / 1 .	23 / 1 .	24 / 1 .	3 / 1 .	6 / 1 .	7 / 1 .
SiO2	50,52	51,37	50,52	51,71	52,91	49,45	49,91	50,42	50,47	53,24	50,31	50,78
TiO2	1,49	1,19	1,57	1,60	0,45	1,73	1,66	1,61	1,30	0,42	1,52	1,27
Al2O3	3,27	2,58	3,28	3,38	1,46	3,78	3,71	3,52	2,93	1,07	3,27	2,93
Cr2O3	0,18	0,00	0,41	0,42	0,14	0,48	0,53	0,52	0,39	0,08	0,28	0,16
Fe2O3												
FeO	7,06	7,56	6,61	6,30	4,54	5,92	6,25	6,20	5,68	5,40	7,26	6,91
MnO	0,13	0,20	0,16	0,17	0,14	0,13	0,13	0,16	0,12	0,15	0,12	0,22
MgO	14,78	15,81	15,56	15,57	16,47	15,08	15,03	15,11	15,36	15,67	15,35	15,28
CaO	21,83	20,64	21,11	21,58	23,14	22,11	21,75	21,56	22,89	23,26	20,83	21,46
Na2O	0,27	0,30	0,38	0,40	0,18	0,37	0,36	0,35	0,37	0,24	0,30	0,35
K2O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
NiO	0,00	0,01	0,09	0,00	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,01	0,05	0,04
Total	99,54	99,67	99,68	101,11	99,47	99,10	99,39	99,48	99,55	99,53	99,30	99,42
Xwo (%)	45,46	42,40	43,94	44,69	46,55	46,24	45,65	45,34	46,91	47,09	43,45	44,45
Xen (%)	42,84	45,17	45,05	44,85	46,09	43,88	43,89	44,22	43,81	44,14	44,55	44,02
XFs (%)	11,48	12,11	10,74	10,19	7,14	9,66	10,23	10,17	9,09	8,53	11,82	11,18
Mg # (%)	78,86	78,85	80,76	81,49	86,59	81,96	81,09	81,30	82,82	83,80	79,04	79,75

	Site 4											
Sample	CB3A260513						CB2260513					
Point	19 / 1 .	19 / 1 .	28 / 1 .	33 / 1 .	35 / 1 .	46 / 1 .	3 / 1 .	7 / 1 .	14 / 1 .	25 / 1 .	29 / 1 .	41 / 1 .
SiO2	51,74	51,74	50,03	50,04	51,43	50,98	49,50	51,59	52,71	50,25	53,12	51,38
TiO2	1,25	1,25	1,32	1,58	1,03	1,39	1,61	0,82	0,68	1,27	0,26	0,89
Al2O3	2,85	2,85	3,22	3,66	2,78	2,98	3,72	2,44	2,15	3,24	1,20	2,44
Cr2O3	0,23	0,23	0,28	0,29	0,22	0,20	0,02	0,06	0,02	0,27	0,00	0,05
Fe2O3												
FeO	6,63	6,63	7,40	7,15	6,62	7,16	7,53	7,09	6,91	7,50	6,49	7,63
MnO	0,15	0,15	0,13	0,18	0,12	0,14	0,23	0,17	0,19	0,19	0,24	0,24
MgO	15,47	15,47	14,79	14,59	15,11	15,32	14,02	14,73	15,38	14,56	15,43	14,88
CaO	21,88	21,88	21,31	21,49	21,93	21,49	22,08	22,09	22,46	21,47	23,01	21,56
Na2O	0,27	0,27	0,30	0,33	0,37	0,34	0,37	0,33	0,27	0,41	0,21	0,33
K2O	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,03
Total	100,46	100,46	98,80	99,37	99,66	100,00	99,12	99,35	100,77	99,18	99,96	99,43
Xwo (%)	44,93	44,93	44,61	45,22	45,48	44,30	46,33	45,77	45,47	44,98	46,26	44,54
Xen (%)	44,20	44,20	43,09	42,72	43,60	43,94	40,95	42,47	43,31	42,44	43,16	42,77
XFs (%)	10,63	10,63	12,09	11,75	10,71	11,52	12,33	11,47	10,91	12,27	10,19	12,30
Mg # (%)	80,62	80,62	78,10	78,43	80,27	79,23	76,86	78,74	79,88	77,58	80,90	77,66

	Site 4										
Sample	*CB2260513*			*CB1260513*							
Point	42 / 1 .	45 / 1 .	57 / 1 .	4 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .	11 / 1 .	19 / 1 .	28 / 1 .	29 / 1 .	30 / 1 .
SiO2	49,83	51,26	50,14	52,53	52,75	51,60	52,42	50,76	51,17	51,50	51,76
TiO2	1,58	0,99	1,24	0,54	0,25	0,29	0,42	1,03	0,79	0,65	0,67
Al2O3	3,49	2,54	3,11	1,51	0,91	0,88	1,34	2,69	2,10	1,90	1,80
Cr2O3	0,04	0,14	0,15	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,09	0,06
Fe2O3											
FeO	7,68	7,57	6,39	9,29	8,33	9,40	8,53	8,24	8,49	8,92	8,87
MnO	0,20	0,14	0,13	0,31	0,31	0,33	0,30	0,26	0,24	0,35	0,28
MgO	14,34	14,31	15,44	14,70	14,43	14,35	14,85	13,90	14,37	14,73	14,86
CaO	21,76	22,02	22,01	20,92	21,95	21,46	21,12	21,83	21,18	20,96	21,41
Na2O	0,36	0,38	0,23	0,32	0,24	0,32	0,36	0,34	0,37	0,35	0,31
K2O	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00
NiO	0,00	0,02	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	99,28	99,39	98,89	100,17	99,21	98,66	99,37	99,08	98,80	99,48	100,03
Xwo (%)	45,47	45,91	45,31	42,81	45,02	43,77	43,38	45,65	44,15	43,03	43,49
Xen (%)	41,68	41,53	44,22	41,85	41,16	40,74	42,45	40,46	41,65	42,10	42,00
XFs (%)	12,52	12,33	10,26	14,84	13,33	14,97	13,68	13,46	13,81	14,30	14,05
Mg # (%)	76,90	77,11	81,17	73,82	75,53	73,13	75,64	75,04	75,10	74,64	74,93

Sample	*CB1260513*					*CB100*				*CB99*		
Point	36 / 1 .	37 / 1 .	42 / 1 .	48 / 1 .	55 / 1 .	2 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .	9 / 1 .	5 / 1 .	6 / 1 .	23 / 1 .
SiO2	49,80	51,19	51,39	51,38	52,30	53,65	50,49	50,53	50,56	50,01	50,43	50,40
TiO2	1,36	0,82	0,65	0,59	0,58	0,15	1,57	1,54	1,56	1,66	1,44	1,54
Al2O3	3,98	2,46	2,03	2,03	1,55	0,97	3,51	3,29	3,54	3,46	3,35	3,26
Cr2O3	0,19	0,15	0,00	0,04	0,00	0,03	0,15	0,01	0,06	0,11	0,33	0,09
Fe2O3												
FeO	8,43	8,25	8,56	9,11	9,09	5,77	7,63	7,69	7,47	7,96	7,64	7,72
MnO	0,27	0,32	0,34	0,30	0,34	0,17	0,18	0,16	0,17	0,13	0,15	0,16
MgO	13,67	14,89	14,82	15,12	14,96	16,22	14,52	14,92	14,42	14,62	14,65	14,99
CaO	21,18	20,82	21,01	20,55	21,71	22,97	21,34	21,65	21,80	21,01	21,79	21,64
Na2O	0,51	0,32	0,35	0,34	0,31	0,18	0,37	0,34	0,34	0,36	0,36	0,29
K2O	0,04	0,01	0,06	0,03	0,02	0,04	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
NiO	0,00	0,00	0,04	0,02	0,02							
Total	99,43	99,23	99,25	99,51	100,88	100,14	99,77	100,14	99,91	99,32	100,15	100,10
Xwo (%)	45,07	43,15	43,25	41,99	43,52	45,78	44,79	44,59	45,59	44,07	45,15	44,48
Xen (%)	40,48	42,96	42,45	43,00	41,72	44,99	42,41	42,78	41,94	42,69	42,25	42,88
XFs (%)	14,00	13,36	13,76	14,53	14,21	8,97	12,50	12,36	12,19	13,03	12,35	12,38
Mg # (%)	74,30	76,28	75,52	74,74	74,59	83,37	77,24	77,58	77,48	76,61	77,37	77,60

	Site 4											
Sample	*CB99*				*CB105*							
Point	24 / 1 .	36 / 1 .	37 / 1 .	39 / 1 .	1 / 1 .	5 / 1 .	6 / 1 .	8 / 1 .	9 / 1 .	15 / 1 .	17 / 1 .	18 / 1 .
SiO2	50,58	51,70	51,05	51,88	51,04	50,59	49,65	50,45	51,36	50,54	50,91	50,38
TiO2	1,57	1,01	1,43	1,09	1,34	1,62	1,58	1,51	1,13	1,57	1,46	1,62
Al2O3	3,35	2,55	3,18	2,59	3,14	3,21	3,38	3,10	2,30	3,18	2,97	3,39
Cr2O3	0,13	0,05	0,15	0,07	0,01	0,01	0,01	0,18	0,09	0,05	0,00	0,04
Fe2O3												
FeO	7,80	7,09	7,30	6,98	6,97	7,39	7,58	7,55	7,19	7,52	7,45	7,46
MnO	0,17	0,19	0,18	0,16	0,20	0,19	0,20	0,16	0,14	0,20	0,17	0,17
MgO	14,62	16,08	15,26	15,76	14,73	14,81	14,89	14,62	15,58	14,81	15,14	14,87
CaO	20,96	20,88	21,50	21,15	21,79	21,56	21,13	21,80	21,35	21,63	21,28	21,35
Na2O	0,37	0,31	0,30	0,31	0,38	0,35	0,30	0,39	0,35	0,36	0,31	0,31
K2O	0,01	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
NiO												
Total	99,55	99,87	100,38	100,00	99,64	99,74	98,70	99,77	99,49	99,90	99,69	99,62
Xwo (%)	44,10	42,66	44,26	43,48	45,51	44,83	44,10	45,26	43,80	44,82	44,06	44,48
Xen (%)	42,80	45,72	43,72	45,06	42,81	42,85	43,23	42,24	44,46	42,68	43,62	43,11
XFs (%)	12,81	11,31	11,74	11,19	11,35	12,00	12,34	12,24	11,51	12,17	12,04	12,13
Mg # (%)	76,97	80,17	78,84	80,10	79,04	78,12	77,79	77,54	79,44	77,82	78,37	78,04

Sample	*CB105*	
Point	31 / 1 .	34 / 1 .
SiO2	50,78	52,18
TiO2	1,58	0,74
Al2O3	3,18	1,95
Cr2O3	0,11	0,12
Fe2O3		
FeO	7,36	6,65
MnO	0,18	0,17
MgO	14,76	15,62
CaO	21,30	22,16
Na2O	0,38	0,33
K2O	0,00	0,00
NiO		
Total	99,61	99,92
Xwo (%)	44,64	45,03
Xen (%)	43,03	44,15
XFs (%)	12,04	10,55
Mg # (%)	78,14	80,71

	Site 1									***Site 2***		
Sample	CB1010414									GABAMONT1		
Point	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3
SiO2	47,65	47,66	48,41	47,86	48,01	47,90	47,56	47,51	47,56	67,04	56,43	67,33
TiO2	0,09	0,03	0,05	0,07	0,02	0,08	0,02	0,04	0,08	0,05	0,03	0,00
Al2O3	32,81	32,70	31,90	32,52	32,62	32,75	32,82	32,94	32,38	20,84	27,01	20,76
Cr2O3	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00
Fe2O3												
FeO	0,36	0,43	0,37	0,44	0,42	0,40	0,40	0,35	0,36	0,26	0,80	0,15
MnO	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01
MgO	0,04	0,05	0,06	0,04	0,07	0,09	0,04	0,01	0,06	0,00	0,05	0,00
CaO	16,33	16,46	15,52	16,35	16,41	16,43	16,39	16,80	16,29	1,39	9,71	1,32
BaO												
Na2O	2,14	2,01	2,48	2,17	2,17	2,07	1,97	2,01	2,11	10,44	5,77	10,64
K2O	0,10	0,09	0,13	0,09	0,07	0,09	0,12	0,08	0,16	0,12	0,35	0,12
Total	99,56	99,45	98,95	99,54	99,80	99,80	99,33	99,82	99,00	100,17	100,16	100,39
An (%)	80,37	81,47	76,99	80,21	80,37	81,01	81,53	81,82	80,30	6,78	47,20	6,39

			Site 3									
Sample		CB1230513	CB16290513									
Point	Pt. 4	Pt. 1	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10
SiO2	55,59	54,04	54,43	53,97	54,35	54,17	54,40	53,59	54,22	53,55	51,64	53,58
TiO2	0,09	0,11	0,03	0,06	0,02	0,00	0,02	0,07	0,01	0,15	0,06	0,03
Al2O3	27,53	27,73	28,70	28,14	28,46	28,61	28,67	28,58	28,48	28,38	29,77	29,00
Cr2O3	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3												
FeO	0,84	0,73	0,29	0,30	0,40	0,35	0,33	0,35	0,33	0,30	0,39	0,24
MnO	0,02	0,04	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02
MgO	0,08	0,12	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,05	0,01
CaO	10,47	11,62	11,67	11,42	11,40	11,21	11,27	11,84	11,32	11,70	13,14	12,26
BaO												
Na2O	5,36	4,68	4,79	4,94	4,91	4,84	4,90	4,77	4,83	4,62	3,85	4,44
K2O	0,32	0,29	0,29	0,27	0,26	0,27	0,26	0,18	0,29	0,21	0,20	0,22
Total	100,31	99,83	100,22	99,13	99,87	99,50	99,92	99,40	99,53	98,97	99,16	99,83
An (%)	50,96	56,84	56,41	55,24	55,40	55,26	55,15	57,23	55,45	57,60	64,60	59,62

	Site 3											
Sample	CB16290513							SAL110				
Point	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 13	Pt. 14	Pt. 15	Pt. 16	Pt. 17	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5
SiO2	54,14	53,66	53,53	54,73	52,61	53,87	53,33	51,19	52,13	49,89	54,44	50,51
TiO2	0,03	0,09	0,11	0,07	0,05	0,12	0,07	0,00	0,07	0,07	0,05	0,02
Al2O3	28,32	28,50	28,74	28,18	29,61	28,31	28,76	30,41	29,72	30,22	28,36	30,26
Cr2O3	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3												
FeO	0,28	0,37	0,49	0,33	0,30	0,28	0,36	0,40	0,34	0,39	0,30	0,41
MnO	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02
MgO	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,05	0,02	0,04	0,04
CaO	11,39	11,49	11,89	11,50	12,67	11,36	11,75	13,84	13,10	14,37	11,08	14,10
BaO												
Na2O	4,76	4,70	4,56	4,67	3,97	4,89	4,46	3,52	4,02	3,45	5,44	3,49
K2O	0,26	0,21	0,26	0,37	0,19	0,26	0,27	0,13	0,19	0,13	0,64	0,14
Total	99,21	99,04	99,61	99,92	99,45	99,17	98,98	99,51	99,63	98,55	100,35	99,00
An (%)	56,11	56,74	58,13	56,38	63,10	55,35	58,36	67,98	63,61	69,19	51,08	68,47

Sample	SAL110										SAL111	
Point	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 13	Pt. 14	Pt. 15	Pt. 1	Pt. 2
SiO2	50,35	50,65	50,89	50,57	49,74	50,20	50,49	49,96	50,03	52,07	48,11	48,24
TiO2	0,09	0,05	0,12	0,00	0,04	0,08	0,10	0,08	0,09	0,14	0,10	0,00
Al2O3	30,13	30,52	30,49	30,51	30,97	30,82	31,00	30,89	30,57	29,80	32,21	32,58
Cr2O3	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Fe2O3												
FeO	0,38	0,48	0,50	0,43	0,45	0,28	0,40	0,45	0,39	0,40	0,49	0,44
MnO	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
MgO	0,02	0,01	0,03	0,04	0,00	0,00	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05
CaO	14,10	14,21	14,01	14,14	14,91	14,42	14,70	14,47	14,47	13,00	16,08	16,13
BaO												
Na2O	3,53	3,51	3,54	3,43	3,18	3,25	3,19	3,15	3,21	4,19	2,30	2,21
K2O	0,14	0,16	0,13	0,15	0,15	0,14	0,11	0,12	0,12	0,20	0,12	0,06
Total	98,76	99,60	99,80	99,27	99,46	99,19	100,04	99,14	98,91	99,84	99,46	99,76
An (%)	68,27	68,45	68,11	68,88	71,51	70,46	71,39	71,26	70,85	62,43	78,91	79,85

	Site 3											
Sample	SAL111										CB18290513	
Point	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 1	Pt. 2
SiO2	48,78	49,16	48,88	48,81	48,75	53,28	48,70	48,49	48,82	48,64	52,58	52,26
TiO2	0,04	0,04	0,08	0,07	0,09	0,08	0,07	0,09	0,09	0,11	0,05	0,02
Al2O3	32,37	32,15	32,17	31,95	32,10	29,38	32,14	32,39	32,34	32,48	29,19	29,21
Cr2O3	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe2O3												
FeO	0,32	0,39	0,43	0,41	0,43	0,40	0,43	0,52	0,35	0,46	0,50	0,46
MnO	0,04	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	0,07	0,02	0,04	0,05	0,05	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04	0,04
CaO	15,96	15,60	15,54	15,76	15,78	12,31	15,70	16,21	15,95	16,09	12,33	12,54
BaO												
Na2O	2,50	2,45	2,61	2,43	2,51	4,26	2,57	2,28	2,43	2,44	4,38	4,39
K2O	0,13	0,14	0,11	0,10	0,14	0,26	0,10	0,12	0,09	0,08	0,20	0,22
Total	100,26	99,98	99,87	99,62	99,86	100,04	99,74	100,13	100,09	100,34	99,28	99,12
An (%)	77,32	77,27	76,22	77,73	77,05	60,58	76,69	79,12	77,96	78,14	60,14	60,46

Sample	CB18290513										CB57	
Point	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 1	Pt. 2
SiO2	53,33	52,21	53,91	54,32	54,72	53,65	53,57	54,61	54,01	53,38	48,28	48,01
TiO2	0,11	0,03	0,12	0,06	0,11	0,04	0,04	0,04	0,08	0,04	0,12	0,02
Al2O3	28,34	29,69	28,38	28,26	28,56	28,23	28,33	28,57	28,74	28,77	32,22	32,91
Cr2O3	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe2O3												
FeO	0,45	0,42	0,34	0,45	0,38	0,46	0,35	0,50	0,40	0,41	0,46	0,42
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01
MgO	0,01	0,03	0,03	0,00	0,04	0,02	0,00	0,02	0,03	0,05	0,03	0,01
CaO	11,57	13,00	11,30	11,35	11,29	11,27	11,64	11,54	11,51	11,94	16,40	16,42
BaO												
Na2O	4,91	4,23	5,07	5,03	5,22	5,10	4,79	5,03	4,94	4,70	2,29	1,99
K2O	0,26	0,19	0,29	0,25	0,26	0,27	0,27	0,27	0,27	0,20	0,12	0,12
Total	99,00	99,82	99,48	99,70	100,63	99,05	99,04	100,60	100,00	99,48	99,96	99,91
An (%)	55,68	62,22	54,29	54,71	53,65	54,15	56,39	55,06	55,38	57,74	79,25	81,42

	Site 3											
Sample	CB57											
Point	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 13	Pt. 14
SiO2	48,85	48,90	47,74	49,04	48,69	47,70	47,58	48,98	48,81	48,87	48,76	48,51
TiO2	0,06	0,08	0,09	0,05	0,04	0,06	0,13	0,11	0,10	0,06	0,18	0,09
Al2O3	31,88	31,86	32,56	31,86	31,90	32,81	32,89	31,75	31,78	31,88	31,87	31,94
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
Fe2O3												
FeO	0,38	0,38	0,48	0,46	0,46	0,42	0,45	0,53	0,50	0,52	0,47	0,46
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,05	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04
MgO	0,03	0,05	0,02	0,03	0,05	0,05	0,02	0,03	0,05	0,03	0,05	0,04
CaO	15,72	15,39	16,41	15,87	15,62	16,80	16,99	15,70	15,68	15,64	15,61	15,57
BaO												
Na2O	2,65	2,72	2,17	2,63	2,57	2,05	2,00	2,62	2,66	2,70	2,61	2,63
K2O	0,12	0,10	0,12	0,08	0,13	0,07	0,05	0,11	0,10	0,08	0,15	0,09
Total	99,69	99,49	99,60	100,06	99,48	100,04	100,14	99,83	99,70	99,82	99,72	99,37
An (%)	76,11	75,32	80,15	76,57	76,46	81,55	82,17	76,34	76,04	75,90	76,07	76,17

Sample	CB57			CB61					CB55			
Point	Pt. 15	Pt. 16	Pt. 17	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4
SiO2	48,68	48,72	48,79	48,31	48,33	49,14	48,63	48,42	48,53	48,66	48,65	48,81
TiO2	0,08	0,09	0,11	0,03	0,08	0,04	0,08	0,06	0,06	0,02	0,06	0,02
Al2O3	32,29	31,82	31,68	32,35	31,95	31,76	32,07	32,02	31,93	32,16	32,04	32,12
Cr2O3	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
Fe2O3												
FeO	0,45	0,44	0,40	0,48	0,42	0,38	0,55	0,46	0,45	0,50	0,46	0,34
MnO	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04
MgO	0,02	0,02	0,07	0,02	0,05	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,07
CaO	15,86	15,74	15,53	16,18	15,53	15,38	15,75	15,69	16,01	15,49	15,87	15,76
BaO												
Na2O	2,43	2,65	2,63	2,48	2,49	2,88	2,53	2,39	2,48	2,61	2,53	2,47
K2O	0,12	0,07	0,10	0,08	0,11	0,10	0,07	0,08	0,10	0,10	0,10	0,11
Total	99,92	99,59	99,33	99,92	98,97	99,77	99,76	99,21	99,59	99,60	99,76	99,77
An (%)	77,77	76,32	76,09	77,96	77,04	74,27	77,20	78,03	77,70	76,23	77,17	77,45

	Site 3											
Sample	CB55						CB7230513					
Point	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6
SiO2	48,90	48,89	48,20	49,24	48,85	49,26	64,88	62,58	48,83	48,09	48,12	48,84
TiO2	0,03	0,03	0,07	0,09	0,03	0,09	0,04	0,00	0,08	0,07	0,00	0,07
Al2O3	31,74	31,78	32,50	31,54	31,91	31,47	21,79	24,16	32,51	32,15	32,56	32,04
Cr2O3	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,06	0,00
Fe2O3												
FeO	0,40	0,39	0,48	0,38	0,42	0,36	0,07	0,10	0,53	0,51	0,45	0,49
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01
MgO	0,04	0,03	0,02	0,04	0,04	0,04	0,02	0,00	0,05	0,02	0,09	0,06
CaO	15,72	15,66	16,03	15,73	15,85	15,02	2,92	4,82	15,89	15,56	15,98	15,88
BaO												
Na2O	2,67	2,75	2,26	2,81	2,41	2,76	9,64	8,69	2,45	2,46	2,35	2,43
K2O	0,07	0,06	0,10	0,09	0,11	0,10	0,12	0,10	0,12	0,11	0,10	0,14
Total	99,60	99,61	99,66	99,95	99,63	99,09	99,51	100,47	100,55	99,04	99,81	99,96
An (%)	76,21	75,63	79,21	75,16	77,92	74,61	14,24	23,32	77,67	77,28	78,52	77,69

Sample	CB7230513			CB6230513						CB5230513		
Point	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3
SiO2	49,08	48,56	49,04	49,00	50,81	50,51	49,74	49,32	49,20	53,58	53,40	53,57
TiO2	0,07	0,02	0,05	0,08	0,08	0,04	0,01	0,04	0,06	0,07	0,09	0,08
Al2O3	32,13	32,30	32,14	31,33	30,22	30,36	30,50	31,39	31,08	28,42	28,20	28,17
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,09	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Fe2O3												
FeO	0,51	0,46	0,41	0,65	0,62	0,45	0,65	0,56	0,55	0,58	0,52	0,63
MnO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02
MgO	0,04	0,10	0,06	0,05	0,06	0,08	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06
CaO	15,79	15,67	15,52	15,54	14,12	14,40	14,89	15,09	15,13	11,95	11,80	11,77
BaO												
Na2O	2,56	2,50	2,65	2,76	3,40	3,14	3,06	2,82	2,98	4,61	4,79	4,68
K2O	0,10	0,10	0,13	0,06	0,09	0,13	0,09	0,07	0,08	0,15	0,16	0,13
Total	100,33	99,70	100,01	99,50	99,45	99,20	99,06	99,37	99,17	99,53	99,02	99,16
An (%)	76,84	77,18	75,79	75,43	69,29	71,17	72,49	74,43	73,39	58,35	57,14	57,71

							Site 4					
Sample	CB5230513						*CB1290513*				CB2290513	
Point	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 1	Pt. 2
SiO2	52,99	52,53	54,18	53,37	53,01	53,09	48,16	48,60	48,65	49,22	51,47	52,17
TiO2	0,09	0,05	0,05	0,03	0,06	0,07	0,05	0,02	0,06	0,07	0,10	0,07
Al2O3	28,46	29,11	28,03	28,11	28,55	28,55	32,38	31,86	32,25	31,46	30,55	30,13
Cr2O3	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00	0,03
Fe2O3												
FeO	0,57	0,47	0,55	0,53	0,53	0,55	0,53	0,40	0,42	0,47	0,37	0,31
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00
MgO	0,05	0,04	0,05	0,07	0,04	0,08	0,05	0,07	0,08	0,05	0,00	0,01
CaO	12,04	12,56	11,28	11,82	12,15	11,86	16,11	15,90	16,03	15,45	13,39	12,98
BaO												
Na2O	4,61	4,60	4,90	4,88	4,60	4,54	2,39	2,53	2,46	2,83	3,76	4,02
K2O	0,17	0,18	0,08	0,15	0,04	0,20	0,08	0,12	0,14	0,14	0,14	0,12
Total	99,05	99,59	99,14	98,95	99,06	98,98	99,77	99,61	100,13	99,72	99,78	99,85
An (%)	58,49	59,50	55,72	56,75	59,21	58,38	78,47	77,13	77,63	74,50	65,76	63,61

Sample	CB2290513							CB3290513				
Point	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5
SiO2	51,59	52,66	51,87	50,75	51,62	50,01	51,30	48,55	48,77	48,28	48,67	48,20
TiO2	0,06	0,17	0,05	0,10	0,02	0,06	0,04	0,05	0,01	0,08	0,06	0,00
Al2O3	30,48	29,78	30,09	29,35	30,47	29,94	30,23	32,20	32,06	32,38	31,98	32,40
Cr2O3	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,04	0,05
Fe2O3												
FeO	0,51	0,40	0,35	0,68	0,39	0,64	0,38	0,41	0,40	0,38	0,42	0,37
MnO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	0,02	0,07	0,01	0,81	0,04	0,08	0,03	0,04	0,07	0,03	0,03	0,01
CaO	13,87	12,98	13,39	13,84	13,78	14,82	13,61	16,20	15,68	15,59	15,66	16,28
BaO												
Na2O	3,66	4,09	3,80	3,46	3,65	3,39	3,77	2,40	2,53	2,38	2,66	2,47
K2O	0,13	0,17	0,17	0,14	0,13	0,37	0,14	0,09	0,14	0,13	0,15	0,09
Total	100,33	100,31	99,79	99,22	100,11	99,31	99,54	99,94	99,67	99,27	99,66	99,88
An (%)	67,16	63,06	65,41	68,29	67,12	69,29	66,07	78,44	76,75	77,74	75,85	78,04

Site 4

Sample		CB12260513								CB13260513		
Point	Pt. 6	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3
SiO2	47,77	48,35	48,21	48,17	47,96	47,81	48,56	48,03	48,17	49,89	48,74	51,63
TiO2	0,02	0,06	0,08	0,00	0,00	0,06	0,12	0,07	0,08	0,10	0,07	0,08
Al2O3	32,70	31,76	31,99	32,23	32,08	32,20	32,03	32,10	32,43	31,49	31,90	29,63
Cr2O3	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,02	0,03	0,01	0,00	0,03
Fe2O3												
FeO	0,46	0,61	0,48	0,47	0,42	0,56	0,47	0,42	0,38	0,49	0,39	0,36
MnO	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00
MgO	0,03	0,15	0,03	0,05	0,02	0,00	0,08	0,06	0,05	0,04	0,02	0,02
CaO	16,17	15,75	15,65	15,93	16,14	15,50	15,46	15,71	16,12	15,03	15,48	13,17
BaO												
Na2O	2,32	2,51	2,58	2,59	2,43	2,51	2,72	2,52	2,35	3,03	2,80	4,06
K2O	0,09	0,07	0,12	0,07	0,11	0,09	0,08	0,09	0,13	0,20	0,08	0,03
Total	99,60	99,30	99,18	99,52	99,16	98,75	99,60	99,03	99,79	100,32	99,51	99,02
An (%)	78,97	77,33	76,52	77,00	78,15	76,94	75,48	77,11	78,52	72,39	75,01	64,09

Sample	CB13260513										CB8260513	
Point	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 13	Pt. 14	Pt. 1
SiO2	50,06	49,57	50,23	49,80	50,37	49,23	49,55	49,09	48,90	50,13	49,69	48,45
TiO2	0,04	0,09	0,02	0,09	0,08	0,10	0,06	0,09	0,06	0,09	0,13	0,05
Al2O3	31,15	31,27	30,93	31,25	30,49	31,64	31,02	31,65	31,49	30,79	31,23	32,21
Cr2O3	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe2O3												
FeO	0,39	0,45	0,34	0,37	0,45	0,45	0,35	0,46	0,43	0,47	0,43	0,36
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02
MgO	0,06	0,07	0,04	0,05	0,05	0,02	0,03	0,04	0,03	0,01	0,04	0,02
CaO	14,64	14,83	14,48	14,86	14,18	15,50	15,30	15,42	15,46	14,28	14,53	15,60
BaO												
Na2O	3,01	2,93	3,35	3,14	3,37	2,73	2,94	2,77	2,82	3,26	3,06	2,60
K2O	0,13	0,12	0,15	0,15	0,13	0,14	0,14	0,11	0,08	0,15	0,15	0,09
Total	99,49	99,32	99,59	99,74	99,18	99,85	99,39	99,62	99,30	99,22	99,28	99,43
An (%)	72,34	73,18	69,90	71,72	69,38	75,21	73,56	75,02	74,82	70,13	71,74	76,43

Site 4

Sample	CB8260513					CB6260513					CB5260513	
Point	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 1	Pt. 2
SiO2	48,61	49,16	49,19	48,54	47,64	48,81	48,42	49,13	49,25	48,58	50,40	51,08
TiO2	0,09	0,00	0,08	0,11	0,10	0,11	0,07	0,06	0,05	0,04	0,07	0,01
Al2O3	31,97	31,69	31,56	32,33	32,38	31,47	31,96	31,51	31,74	32,33	31,38	30,84
Cr2O3	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05
Fe2O3												
FeO	0,37	0,39	0,47	0,44	0,52	0,38	0,42	0,47	0,41	0,42	0,51	0,39
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
MgO	0,01	0,04	0,06	0,02	0,04	0,02	0,03	0,07	0,02	0,03	0,03	0,05
CaO	15,77	15,14	15,17	16,06	16,51	15,12	15,76	15,37	15,34	15,74	14,75	14,07
BaO												
Na2O	2,52	2,82	3,01	2,65	2,24	2,92	2,43	2,91	2,87	2,55	3,22	3,54
K2O	0,15	0,21	0,14	0,15	0,13	0,11	0,12	0,11	0,10	0,08	0,08	0,11
Total	99,56	99,44	99,72	100,36	99,59	98,98	99,24	99,64	99,79	99,79	100,44	100,14
An (%)	76,90	73,91	72,96	76,34	79,66	73,66	77,58	74,02	74,28	76,98	71,39	68,28

Sample	CB5260513							CB4260513				
Point	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5
SiO2	51,01	50,17	52,09	52,10	50,82	49,42	50,18	49,68	48,60	48,36	49,24	48,74
TiO2	0,03	0,03	0,07	0,07	0,06	0,02	0,11	0,08	0,07	0,07	0,05	0,01
Al2O3	30,51	30,93	29,83	29,81	30,70	31,82	31,07	31,68	31,73	31,97	31,68	31,80
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,05	0,00	0,02	0,01	0,01
Fe2O3												
FeO	0,42	0,50	0,41	0,40	0,39	0,41	0,41	0,45	0,46	0,48	0,47	0,38
MnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01
MgO	0,02	0,27	0,03	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,07	0,01	0,06
CaO	14,26	14,43	13,16	13,28	13,96	15,23	14,31	15,23	15,77	15,69	15,13	15,91
BaO												
Na2O	3,49	3,29	3,87	3,92	3,60	2,87	3,26	2,74	2,49	2,43	2,72	2,41
K2O	0,11	0,10	0,17	0,17	0,14	0,16	0,14	0,08	0,10	0,11	0,06	0,07
Total	99,88	99,75	99,64	99,80	99,72	99,98	99,54	100,01	99,26	99,21	99,41	99,43
An (%)	68,85	70,37	64,63	64,50	67,64	73,91	70,22	75,13	77,32	77,57	75,17	78,15

Site 4

Sample	CB4260513							CB3B2605	CB3A260513			
Point	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 1	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4
SiO2	48,31	48,88	52,29	48,89	48,15	47,98	48,15	49,70	56,58	49,81	49,39	48,74
TiO2	0,01	0,12	0,07	0,02	0,08	0,02	0,05	0,08	0,04	0,05	0,08	0,05
Al2O3	31,99	31,48	29,83	31,55	32,26	32,62	32,38	31,12	26,91	31,24	31,56	31,78
Cr2O3	0,00	0,00	0,06	0,06	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02
Fe2O3												
FeO	0,47	0,50	0,42	0,51	0,50	0,49	0,51	0,39	0,49	0,46	0,48	0,40
MnO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03
MgO	0,05	0,04	0,00	0,06	0,05	0,02	0,05	0,03	0,03	0,02	0,06	0,03
CaO	15,62	15,46	13,36	15,47	15,81	15,88	16,18	15,00	9,66	14,84	15,18	15,48
BaO												
Na2O	2,41	2,65	4,06	2,71	2,52	2,38	2,35	3,05	5,86	3,03	2,75	2,58
K2O	0,09	0,10	0,14	0,08	0,10	0,10	0,10	0,10	0,26	0,11	0,11	0,10
Total	98,97	99,23	100,22	99,39	99,51	99,50	99,80	99,49	99,86	99,60	99,65	99,23
An (%)	77,78	75,89	64,02	75,57	77,17	78,23	78,75	72,67	46,96	72,57	74,80	76,36

Sample	CB3A260513									CB2260513		
Point	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 13	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3
SiO2	49,70	49,74	49,11	48,65	48,80	49,70	48,79	46,30	48,73	45,87	49,43	49,11
TiO2	0,02	0,03	0,04	0,04	0,06	0,08	0,07	0,00	0,05	0,02	0,00	0,01
Al2O3	31,68	31,35	31,95	32,00	31,46	31,39	31,92	33,60	31,57	31,10	31,57	31,48
Cr2O3	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe2O3												
FeO	0,46	0,40	0,48	0,57	0,57	0,57	0,43	0,31	0,46	4,26	0,34	0,31
MnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02
MgO	0,04	0,03	0,05	0,05	0,17	0,02	0,05	0,02	0,12	0,66	0,04	0,02
CaO	14,90	14,96	15,72	15,46	15,51	15,26	15,57	17,58	15,67	14,75	15,14	15,23
BaO												
Na2O	2,96	2,98	2,53	2,59	2,56	2,80	2,53	1,47	2,55	2,55	2,84	2,95
K2O	0,07	0,11	0,05	0,07	0,08	0,10	0,12	0,06	0,06	0,10	0,13	0,09
Total	99,84	99,61	99,93	99,44	99,27	99,97	99,53	99,34	99,21	99,41	99,48	99,22
An (%)	73,26	73,05	77,22	76,43	76,60	74,63	76,72	86,54	76,99	75,71	74,09	73,68

Site 4

Sample	CB2260513										CB1260513	
Point	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 13	Pt. 1	Pt. 2
SiO2	54,43	54,03	50,22	49,46	54,48	49,50	49,84	53,13	48,93	48,39	54,48	52,57
TiO2	0,06	0,05	0,02	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,11	0,01	0,10	0,06
Al2O3	28,02	28,63	30,89	31,22	27,48	30,93	31,29	28,23	31,26	31,31	27,95	29,16
Cr2O3	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,01
Fe2O3												
FeO	0,38	0,37	0,34	0,45	0,43	0,33	0,47	0,32	0,34	0,39	0,39	0,39
MnO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,06
MgO	0,02	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00	0,01	0,03	0,01	0,05	0,04	0,09
CaO	11,16	11,50	14,39	14,98	10,75	14,77	15,11	11,82	15,07	15,73	11,11	12,41
BaO												
Na2O	5,01	4,82	3,22	2,99	5,29	3,09	2,91	4,78	2,87	2,67	5,15	4,43
K2O	0,17	0,28	0,13	0,09	0,37	0,12	0,19	0,30	0,10	0,13	0,25	0,16
Total	99,31	99,68	99,25	99,26	98,88	98,82	99,92	98,65	98,78	98,68	99,52	99,33
An (%)	54,62	55,97	70,63	73,11	51,75	72,06	73,37	56,79	73,93	75,94	53,58	60,20

Sample	CB1260513											
Point	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 13	Pt. 14
SiO2	54,79	56,11	53,56	54,71	52,92	52,96	54,08	54,24	54,34	50,69	54,46	54,49
TiO2	0,07	0,02	0,06	0,00	0,08	0,09	0,09	0,11	0,05	0,12	0,06	0,04
Al2O3	26,84	27,16	28,35	28,05	29,02	29,14	28,34	28,87	28,32	30,30	28,19	28,38
Cr2O3	0,03	0,05	0,01	0,03	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Fe2O3												
FeO	1,46	0,36	0,37	0,31	0,36	0,38	0,54	0,53	0,65	0,46	0,32	0,24
MnO	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	0,85	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,03	0,03	0,25	0,04	0,03	0,00
CaO	9,38	9,87	11,53	10,95	11,96	12,25	11,64	11,45	10,74	13,86	11,08	11,14
BaO												
Na2O	5,51	5,94	5,01	5,23	4,55	4,39	5,00	5,03	5,27	3,54	5,14	5,24
K2O	0,25	0,37	0,34	0,30	0,25	0,27	0,22	0,22	0,19	0,11	0,19	0,24
Total	99,19	99,92	99,26	99,61	99,20	99,59	99,96	100,49	99,82	99,13	99,49	99,78
An (%)	47,76	46,88	54,91	52,68	58,36	59,70	55,55	55,00	52,38	67,95	53,79	53,26

	Site 4											
Sample	CB1260513		CB100					CB99				
Point	Pt. 15	Pt. 16	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5
SiO2	53,57	54,04	49,98	48,88	50,02	49,85	49,21	49,21	49,37	49,07	49,92	49,39
TiO2	0,04	0,05	0,07	0,00	0,01	0,05	0,06	0,11	0,08	0,06	0,01	0,04
Al2O3	28,56	28,33	31,22	31,90	31,68	31,33	32,09	32,04	31,86	31,71	31,31	31,82
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,06	0,01	0,02	0,00
Fe2O3												
FeO	0,29	0,37	0,49	0,51	0,39	0,44	0,46	0,54	0,42	0,58	0,51	0,50
MnO	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06
MgO	0,03	0,03	0,02	0,05	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,03
CaO	11,52	11,61	14,86	15,59	15,10	14,57	15,66	15,46	15,47	15,25	14,80	15,42
BaO												
Na2O	4,86	4,95	3,00	2,57	2,99	3,15	2,60	2,70	2,81	2,75	3,01	2,85
K2O	0,16	0,25	0,10	0,03	0,06	0,08	0,07	0,12	0,09	0,14	0,15	0,09
Total	99,03	99,64	99,76	99,54	100,27	99,50	100,18	100,20	100,18	99,65	99,73	100,20
An (%)	56,16	55,64	72,82	76,89	73,38	71,54	76,58	75,47	74,89	74,77	72,47	74,58

Sample	CB99				CB105							
Point	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8	Pt. 9	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5	Pt. 6	Pt. 7	Pt. 8
SiO2	50,05	49,54	49,26	49,46	49,68	49,59	49,43	49,52	49,51	49,73	50,01	50,05
TiO2	0,07	0,12	0,09	0,09	0,02	0,07	0,11	0,13	0,08	0,04	0,10	0,12
Al2O3	31,59	31,25	31,78	31,61	31,54	31,49	31,88	31,46	31,44	31,56	31,26	31,27
Cr2O3	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03
Fe2O3												
FeO	0,49	0,48	0,47	0,43	0,39	0,41	0,41	0,45	0,43	0,41	0,37	0,42
MnO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01
MgO	0,04	0,02	0,04	0,04	0,03	0,07	0,02	0,05	0,03	0,04	0,04	0,02
CaO	14,69	15,31	15,30	15,09	14,74	15,14	15,26	15,13	15,22	14,70	14,46	14,81
BaO												
Na2O	2,90	2,81	2,73	2,86	2,94	2,79	2,84	2,83	2,84	2,93	3,21	3,08
K2O	0,06	0,19	0,16	0,13	0,13	0,10	0,10	0,09	0,06	0,13	0,14	0,12
Total	99,91	99,76	99,83	99,76	99,50	99,67	100,06	99,69	99,64	99,55	99,59	99,92
An (%)	73,37	74,27	74,90	73,87	72,88	74,53	74,37	74,30	74,45	72,97	70,76	72,14

	Site 4				
Sample	CB105				
Point	Pt. 9	Pt. 10	Pt. 11	Pt. 12	Pt. 13
SiO2	49,60	49,15	48,78	49,08	49,75
TiO2	0,07	0,03	0,08	0,02	0,02
Al2O3	31,29	31,57	32,43	31,63	31,72
Cr2O3	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Fe2O3					
FeO	0,42	0,39	0,39	0,40	0,36
MnO	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00
MgO	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03
CaO	15,17	15,21	16,07	15,09	15,21
BaO					
Na2O	2,82	2,83	2,52	3,01	2,82
K2O	0,10	0,08	0,08	0,10	0,09
Total	99,54	99,33	100,41	99,36	100,01
An (%)	74,35	74,45	77,52	73,03	74,48