HAL
open science

Pétrologie, géochronologie (K-Ar) et géochimie élémentaire et isotopique (Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de la Réunion : Implications sur la construction de l'édifice volcanique

Magali Smietana

To cite this version:

Magali Smietana. Pétrologie, géochronologie (K-Ar) et géochimie élémentaire et isotopique (Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de la Réunion : Implications sur la construction de l'édifice volcanique. Sciences de la Terre. Université de la Réunion, 2011. Français. NNT : 2011LARE0012 . tel-00716829

HAL Id: tel-00716829

https://theses.hal.science/tel-00716829

Submitted on 11 Jul 2012

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

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

Université de la Réunion – Laboratoire GéoSciences Réunion
Université de Brest– Laboratoire Domaines Océaniques

Pétrologie, géochronologie (K-Ar) et géochimie élémentaire et isotopique (Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de La Réunion :

Implications sur la construction de l'édifice volcanique

Thèse soutenue le 31 octobre 2011 présentée par

Magali SMIETANA

pour l'obtention du titre de Docteur de l'Université de La Réunion
Mention : Volcanologie, Pétrologie et Géochimie

Membres de jurys :

DR. Catherine CHAUVEL	Rapporteur	LGCA	Université Joseph Fourier
CR. HDR Ivan VLASTELIC	Rapporteur	LMV	Université Blaise Pascal
CR. Mathieu BENOIT	Examinateur	GET	Université de Toulouse
Dr. Vincent FAMIN	Examinateur	LGSR	Université de La Réunion
Pr. Patrick BACHELERY	Directeur de Thèse	LGSR	Université de La Réunion
Dr. HDR Christophe HEMOND	Co-Directeur de Thèse	LDO	Université de Brest

Avant propos

Cette thèse de doctorat a débuté en novembre 2007 et a bénéficié d'une allocation du Conseil Régional de La Réunion. Elle est le fruit d'une collaboration entre le Laboratoire Géosciences Réunion (sous la direction du Pr. Patrick Bachèlery) et le Laboratoire Domaines Océaniques à Brest (sous la direction du Dr. HDR. Christophe Hémond). Cette collaboration a permis l'accès aux nombreux instruments d'analyses du Pôle de Spectrométrie Océan durant les cinq séjours passés à Brest.

L'objectif de ce projet était d'apporter de nouveaux arguments, pour ou contre, l'existence d'un troisième édifice volcanique à La Réunion (voir Introduction).

Le sujet initial de la thèse s'intitulait "Contribution à la connaissance de l'histoire du Piton de la Fournaise : Étude pétrologique, géochimique et structurale des formations rencontrées par le forage géothermique de la Plaine des Sables et des formations sous-marines". A l'époque, un forage de 1500 m de profondeur sur la bordure ouest de l'Enclos Fouqué était programmé à des fins d'exploration géothermique. Il aurait permis l'accès aux formations les plus anciennes de la Fournaise, qui auraient ainsi pu être étudiées en pétrologie et en géochimie. A la même période, La Réunion était également candidate pour figurer au Patrimoine Mondial de l'Humanité de l'UNESCO. Le télescopage de ces deux projets s'est conclu par l'abandon du projet de forage. L'accès aux laves anciennes du massif ancien de la Fournaise par forage disparaissant avec le projet, nous les avons échantillonnées ponctuellement sur le terrain. La "Série Différenciée" de la Fournaise qui forme la base des parois de la Rivière des Remparts a été particulièrement étudiée. Cet échantillonnage a été complété par quelques coulées de lave, moins anciennes, prélevées sur le Massif de la Fournaise. Il s'agissait, par cet échantillonnage, de corréler l'évolution structurale avec une possible évolution chimique des laves, et surtout de comprendre la signification de cette série différenciée précédant le volcanisme actuel, purement basaltique, du Piton de la Fournaise.

En complément de ce travail sur la partie émergée du volcan, des dragages ont été réalisés sur les flancs sous-marins de l'édifice volcanique au cours de la mission océanographique ERODER 2 (R/V Meteor M75, décembre 2007-janvier 2008). Cet échantillonnage fut concentré sur les zones de constructions anciennes qui pouvaient être attribuées à un édifice volcanique plus ancien, nommé le Volcan des Alizés. L'existence de cet ancien volcan avait été proposée à partir de données de forage et par des méthodes indirectes de géophysique, et il serait localisé sous le flanc Est du Piton de la Fournaise. Notre but était de prélever des roches pouvant appartenir à ce volcan, afin d'en déterminer les

caractéristiques géochimiques. Par la suite, et grâce aux résultats obtenus initialement, un complément d'échantillonnage sur la rift zone NE du Piton de la Fournaise a été effectué en février 2010 au cours de la mission GEISEIR 2 (R/V Marion Dufresne, MD 175).

Les analyses géochimiques des échantillons sous-marins se sont révélées particulièrement riches, alors que les échantillons prélevés dans le domaine sub-aérien, particulièrement intéressants d'un point de vue pétrographique, venaient confirmer nos connaissances géochimiques. Outre la mise en évidence d'une signature géochimique nouvelle pour La Réunion, il nous est maintenant possible de proposer un scénario cohérent pour l'évolution du volcanisme à La Réunion depuis près de 4 millions d'années, en nous appuyant sur nos nouvelles données géochronologiques.

Cette thèse a été valorisée par la participation à deux congrès scientifiques internationaux :

- Poster à l'EGU en 2009 : **Smietana, M.**, P. Bachèlery and C. Hémond (2009). The third volcano of La Réunion Island: new geochemical data from the submarine flanks. *Geophysical Research Abstracts*, 11, EGU2009-4880

- Oral à la Goldschmidt en 2010 : **Smietana, M.**, P. Bachèlery and C. Hémond (2010), Heterogeneity in the Mantle Source of La Réunion Island, Goldschmidt conference abstract 2010, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 12 suppl.1, A972

ainsi que par un article scientifique parus dans une revue de rang A :

- Merle O., Mairine Ph., Michon L., Bachèlery P., **Smietana M.** (2010), Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean), *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 189, 1-2, 131-142

alors qu'un deuxième article scientifique est en préparation (placé en annexe) et sera soumis à publication dans une revue de rang A :

- **Smietana M.**, Welsch B., Janin M., Bachèlery P., Hémond C., Nonnotte Ph., Guillou H., A third volcano reveals plume heterogeneity at La Réunion Island, *in prep.*

Remerciements…

Dès à présent je souhaite remercier toutes les personnes que j'ai eu l'occasion de croiser pendant ces quatre années. Cette thèse a été une belle expérience professionnelle et personnelle, et chaque personne à contribuer à sa façon à cet épanouissement.

Je tiens à remercier particulièrement Patrick Bachèlery, qui est à l'initiative de ce sujet de thèse. Merci Patrick de m'avoir proposé un sujet qui te tenait à cœur et de m'avoir fait confiance tout au long de ce travail. Si je suis ici aujourd'hui, c'est en grande partie grâce à toi, qui m'as appris la volcanologie de terrain dès le master 1 avec le Karthala en Grande Comore. Tu as su transformer ma curiosité et ma passion en intrigue géologique. Merci !

Je remercie Christophe Hémond d'avoir contribué à éclairer ma lanterne sur les chemins obscurs de la géochimie isotopique. J'ai découvert une nouvelle discipline…

Je remercie les membres de jury, Mme Chauvel, M. Vlastélic, M. Benoit et M.Famin d'avoir accepter de juger ce travail.

Merci aux membres du Laboratoire Géosciences Réunion d'avoir été aussi présent. Nous sommes un petit labo mais qui "envoie du gros" ! Avec cette bonne ambiance du labo, nous avions une atmosphère productive, d'échange scientifique et convivial, je pense en particulier à Vincent, Laurent, Nico et Tonio.

Merci aux personnes indispensables du labo : Eric, Gene et Françoise. Sans vous, le labo ne tournerait pas, et quelque soit le problème ou le besoin, vous répondez toujours présent ! Un grand merci à tous les trois.

A grand merci à Philippe Mairine, un grand géologue passionné inconditionnel qui m'a ouvert les portes de sa sagesse et escorté pour échantillonner de précieux cailloux à travers la dense savane réunionnaise !!!

Merci à tous les "brestois" ! Merci à Claire, Philippe et Céline de m'avoir complètement formé en géochimie et de m'avoir transmis le goût pour les choses bien faites. Même si mes séjours à Brest étaient toujours denses, vous avez su vous rendre disponible et m'expliquer gentiment les choses. Merci à Arnaud de m'avoir appris ton art de la chimie de l'hafnium ! Je vous en remercie très sincèrement. Merci à Flo, d'avoir toujours cette pêche si communicative ! et Mimi…. à qui je consacre un paragraphe à part !

Et un grand merci à Emma et Nat chez qui je squattais sur Brest, et qui m'ont fait découvrir la sympathique vie brestoise (c'est mieux quand il fait beau quand même)…Heureusement que vous étiez là les filles, mon "expatriation dans le Nord" en devenait agréable.

Merci aux thésards du Labo Géosciences, qui sont aujourd'hui beaucoup plus que des potes de galère ! Bou ma première "collègue"… avec qui j'ai vécu des moments très forts sur le Karthala ! éruptions, intempéries !!!!!! que de souvenirs ! Benichou, mon premier réunionnais, qui est venu me chercher la toute première fois avec son AX à l'aéroport… Francky, mon mentor qui m'a soutenu et conseillé même après son exil à Alifax… Tib ma Poule qui a toujours le smiley alors que tu avais bien souvent de quoi le perdre et qui savait surtout le transmettre ! trop fort Daddy !… Mini, ma coach, qui m'a toujours rappelé qu'il y a avait la vie en dehors de la thèse…Marie the warrior…sans oublier les fantômes du labo qui ont su me faire partager leurs expériences : Stef, Yannick, Olivier et Jean-Luc…

Tib, Mini et Marie, mes fans qui m'ont supporté pendant tous mes moments de craquage et porté jusqu'au bout du bout!!! Merki !

Je tiens à remercier deux personnes plus particulièrement : Myriam Janin et Benoit Welsch,

- Docteur Pépette, tu as été présente tout à long de cette thèse et sur tous les fronts : en salle blanche de chimie, pour m'apprendre à maîtriser le Frantz et à me shooter aux liqueurs denses, pour les préparations de congrès, pour l'avancement général de la thèse et enfin la rédaction ! Même à 11 000 km, tu étais hyper présente pour me redonner du courage (en me droguant aux Kinder Surprise, merki !) et me rebooster. Merci énormément Mimi d'avoir été autant présente et de cette façon ! j'ai conscience que je te dois énormément !!!

- Mon Benichou, tu as su me faire relativiser et me redonner confiance avec tes "c'est normal"... tu t'intéressais toujours à mon travail, même si pour toi la géochimie isotopique se rapprochait de la cuisine moléculaire…J'ai complètement abusé de ta gentillesse et je dirais même que j'ai puisé dans ta force intérieure pour finir cette thèse. Mon seul regret est que tu ne sois pas là pour ma soutenance… mais bon tu as une bonne excuse, Hawaii c'est pas mal non plus…

Mes derniers remerciements vont à ma famille : à mes parents, qui ont supporté cette thèse et le fait que je sois jamais vraiment avec eux en vacances, et toujours la tête dans le boulot…

Et à mon fiancé ! Merci infiniment mon Bibou, mon adorable namoureux que j'ai eu l'immense chance de rencontrer avant… avant la thèse… avant que je ne fasse que bosser et qui savait qu'après on pourrait avoir une belle vie ! Mon Bibou tu as su être patient (jusqu'au bout, je dirais même plus : jusqu'à l'infini et l'au delà !!!…), compréhensif, être mon coach même pendant les périodes très difficiles, m'aider à surmonter les différentes épreuves professionnelles et personnelles… et surtout me faire confiance au point de me laisser porter ton bébé ! Alors cette thèse, je te la dédie entièrement, à toi et à notre crevette !

Pétrologie, géochronologie (K-Ar) et géochimie élémentaire et isotopique

(Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de La Réunion :

Implications sur la construction de l'édifice volcanique

Avant propos

Remerciements

Introduction et problématique ……p.1

Chapitre I. Rappels sur le volcanisme de point chaud …….....p.5

I.1. Une origine profonde…….p.5

I.1.1. La dynamique du manteau p.5

I.1.2. La composition géochimique du manteau p.6

I.1.3. La mécanique des panaches mantelliques p.10

I.2. A l'approche de la surface…….p.11

I.2.1. La lithologie du manteau supérieur p.11

I.2.2. La modélisation de la fusion au sein d'un panache p.12

I.2.3. La formation des volcans boucliers sur le plancher océanique p.16

Chapitre II. Cadre géodynamique : état des connaissances …….p.19

II.1. Contexte général : La Réunion, une île volcanique active de point chaud…..p.19

II.2. Etudes géochronologiques, structurales et pétrologiques des volcans boucliers de La Réunion...……p.24

II.2.1. Evolution du système volcanique de La Réunion p.24

II.2.2. Evolution du Piton des Neiges p.26

II.2.3. Evolution du Piton de la Fournaise p.29

II.2.4. Données sur la partie sous-marine de l'édifice p.35

II.3. Un potentiel troisième volcan bouclier à La Réunion : le Volcan des Alizés..p.40

II.4. Etat des connaissances en géochimie ……..p.41

Chapitre III. Stratégie d'échantillonnage ……...p.47

III.1. Choix et localisation des sites sous-marins …….....p.47

III.2. Choix et localisation des sites subaériens ……..p.55

III. 2.1. Le Massif du Piton de la Fournaise p.56

III. 2.2. Le Massif du Piton des Neiges p.65

Chapitre IV. Présentation des résultats ……..p.67

IV.1. Etude pétrographique des échantillons ……..p.67

IV.1.1. Description des laves p.67

a. Verres basaltiques p.67

b. Basalte aphyrique p.69

c. Basalte à olivine et océanite p.69

d. Basalte à clinopyroxène p.70

e. Basalte cotectique p.71

f. Basalte à clinopyroxène et plagioclase (et olivine) p.71

g. Basalte à plagioclase et clinopyroxène (sans olivine) p.74

h. Hawaiite et mugearites p.75

i. Roches Pintades p.76

IV.1.2. Les caractéristiques des Roches Pintades p.77

a. Présentation des Roches Pintades p.77

b. Différences entre les Roches Pintades hawaiitiques et basaltiques p.78

c. Description des phénocristaux des Roches Pintades basaltiques p.81

d. Bilan p.86

IV.2. Classification utilisée et nature des phases minérales ……p.87

IV.2.1. Préambule : classification des données p.87

IV.2.2. Analyses chimiques des minéraux p.89

a. Olivines p.89

b. Clinopyroxènes p.91

c. Plagioclases p.93

IV.3. Compositions chimiques ……p.95

IV.2.1. Eléments majeurs p.95

a. Verres magmatiques p.95

b. Roche totale p.98

IV.2.2. Eléments traces sur roche totale p.104

IV.2.3. Rapports isotopiques sur roche totale p.110

IV.4. Datations ……p.119

IV.4.1. Echantillons sous-marins p.121

IV.4.2. Echantillons subaériens p.123

Chapitre V. Interprétations des données pétrologiques et géochimiques ……...p.129

V.1. Propositions sur l'origine des Roches Pintades …….....p.129

V.1.1.Interprétations sur les morphologies de cristaux p.129

V.1.2.Origine des Roches Pintades (extraites de la bibliographie) p.131

V.1.3. Nouvelles propositions sur l'origine p.132

V.1.4. Synthèse p.135

V.2. Modélisation géochimique de la source du panache mantellique de La Réunion ……..p.136

V.2.1. Rappels des résultats géochimiques de cette étude p.136

V.2.2. Apport des éléments traces des laves de La Réunion p.137

a. Les laves de composition "classique" du Groupe A p.137

b. Les laves de composition "particulière" du Groupe B p.138

V.2.3. Apport des compositions isotopiques des laves de La Réunion p.138

V.2.4. Postulat de départ p.139

V.2.5. Choix du type de fusion partielle p.141

a. Les différents types de fusion partielle p.141

b. La fusion fractionnée p.143

V.2.6. Compositions chimiques initiales du modèle p.144

a. Le composé majoritaire appauvri p.144

b. Le composé minoritaire enrichi p.149

V. 3. Résultats de la modélisation de la source mantellique ……...p.153

V.3.1. Apports des éléments traces et influence du taux de fusion Partielle p.155

V.3.2. Apports des éléments traces et isotopiques et influence de la quantité de sédiments p.157

V.3.3. Complément des apports des rapports isotopiques et influence de la quantité de sédiments p.158

V.3.4. Confirmation des résultats précédents p.159

V.3.5. Bilan de la modélisation p.161

V.4. Implications à l'échelle de la construction de l'île …….....p.163

V.5. Implications à l'échelle du point chaud ……...p.165

Chap. VI. Discussion sur l'existence du Volcan des Alizés ……...p.169

VI.1. Un troisième volcan à l'Est de La Réunion : les études précédentes ……p.170

VI.1.1. Données extraites de la littérature p.170

a. Apports du forage géothermique du Grand Brûlé p.170

b. Gravimétrie p.173

c. Magnétisme p.175

d. Morphologie sous-marines et données sismiques p.176

VI.1.2. Interprétations des données de la littérature p.177

a. Forage du Grand Brulé p.177

b. Données géophysiques p.178

c. Morphologie et effondrement p.182

d. Proposition d'évolution volcano-structurale du Massif de La Fournaise p.184

VI.2. Nouveau modèle d'évolution du système volcanique de La Réunion ……...p.187

VI.2.1. Données apportées par cette étude p.187

a. Roches Pintades de la Série Différenciée du Piton de la Fournaise p.187

b. Arguments géochimiques et géochronologiques p.189

VI.2.2. Interprétations des éléments nouveaux p.190

a. La signification des laves alcalines différenciées "de la Fournaise" ou "Unité des Roches Pintades" p.190

b. Chimie atypique et datations p.191

VI.2.3. Structure du Volcan des Alizés p.195

a. Morphologie de l'édifice p.195

b. Effondrement du volcan et transition avec le Piton de la Fournaise p.197

VI.2.4. Nouveau modèle d'évolution p.200

a. Evolution structurale à l'échelle de l'île p.200

b. Evolution géochimique depuis la source mantellique p.203

Conclusions et perspectives ……..p.207

Références bibliographiques …….....p.213

Table des illustrations.....p.239

Annexes

A) **Méthodologie :** Echantillonnage, Pétrologie, Géochimie et Géochronologie

B) Articles :

- en préparation : ”A third volcano reveals plume heterogeneity at La Réunion Island” de Magali Smietana, Benoit Welsch, Myriam Janin, Patrick Bachèlery, Christophe Hémond, Philippe Nonnotte et Hervé Guillou
- en co-auteurs "Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean)" de Olivier Merle, Philippe Mairine, Laurent Michon, Patrick Bachèlery et Magali Smietana (JVGR v.189, 2010, p.131-142)

C) Tableaux de données:

- nature et coordonnées géographiques
- d’analyses chimiques du verre magmatique et des phases
- d’analyses chimiques en éléments majeurs
- d’analyses chimiques en éléments traces
- d’analyses chimiques des rapports isotopiques
- complément de datations
- données de modélisation

Introduction et problématique

L'existence d'un volcan bouclier océanique de point chaud est le plus souvent associée à l'expression en surface d'un panache mantellique (voir chapitre I). Il est généralement admis, à partir d'un schéma initialement proposé pour le volcanisme de l'archipel d'Hawaii, qu'un volcan bouclier océanique se construit en trois principales étapes (par exemple Peterson et Moore, 1987 ; Walker, 1990 ; Bachèlery 1994…), chacune marquée par une composition chimique spécifique des laves émises (Chen et Frey, 1983 ; 1985). Ceci suggère qu'il est possible d'identifier les différents stades d'édification d'un volcan bouclier insulaire grâce à l'étude chimique de ses laves (Garcia et al., 1993).

La Réunion est une île volcanique issue de l'activité magmatique du point chaud responsable de la formation des Trapps du Deccan il y a 65 Ma (Duncan, 1990 ; White, 1990). Elle est formée par la coalescence de deux volcans boucliers : le Piton des Neiges, dont la dernière activité volcanique remonterait à 12 ka (Deniel et al., 1992), et le Piton de la Fournaise, qui est un volcan actif émettant des laves basiques.

Les travaux réalisés sur le Piton des Neiges fournissent les éléments permettant d'établir que son édification est conforme au schéma "hawaiien" classique d'édification d'un volcan bouclier, avec l'existence d'une série basaltique transitionnelle recouverte par une série alcaline différenciée (Upton et Wadsworth, 1965 ; 1972). Dans le cas du Piton de la Fournaise, les laves les plus anciennes lui étant attribuées montrent une différenciation chimique claire et un caractère légèrement alcalin (Albarède et al., 1997), alors que les laves plus récentes, dont celles de la série actuelle, sont des laves basaltiques de nature transitionnelle. Une telle structuration n'est *a priori* plus en accord avec le classique schéma d'édification d'un volcan bouclier.

Ce que nous appellerons la "Série Différenciée" du Massif de la Fournaise affleure à la base des parois de grands canyons incisés dans les flancs de l'édifice par l'érosion. Elle est constituée d'une alternance de basaltes, de basaltes riches en phénocristaux de plagioclase (localement appelés "Roches Pintades"), d'hawaiites et de mugéarites (Albarède et al., 1997). Les termes les plus différenciés (mugéarites) sont identifiés vers le haut de la série, suggérant une évolution au cours du temps bien que celle-ci soit peu marquée. Le site de la Rivière des Remparts, sur le flanc Sud du massif fournaisien, présente le plus bel affleurement de cette série. Dans le rempart ouest de ce canyon, cette unité de coulées de lave a été datée à sa base à 527 ka (Gillot et al., 1990). Les unités les plus évoluées chimiquement apparaissent entre

1150 et 1250 m d'altitude (Albarède et al., 1997). Les datations disponibles (Gillot et al., 1990 ; Gillot, données non publiées dans Luais, 2004) indique que la transition vers les laves de nature basique intervient entre 450 et 400 ka. Toutes les laves émises plus récemment sont de nature basique (Bachèlery et Mairine, 1990 ; Gillot et al., 1990 ; Albarède et al., 1997 ; Merle et al., 2010).

Cette stratigraphie "inversée" des unités participant à l'édification du volcan bouclier, pose le problème de la nature du magmatisme ayant pu conduire à cette succession. Les scénarios permettant la transition d'un magmatisme basaltique tholéiitique ou transitionnel vers un magmatisme plus alcalin et différencié existent (par exemple Chen et Frey, 1983). Ils ont été validés à partir des exemples d'Hawaii ou des Canaries, et accompagnent un déclin de la production magmatique lié à la diminution du taux de fusion partielle du manteau. En revanche, l'évolution inverse n'a, à notre connaissance, jamais été décrite. Doit-on y voir là une originalité du magmatisme de la Fournaise ou, plus simplement, doit-on remettre en cause l'appartenance même de cette Série Différenciée au volcan Piton de la Fournaise ?

L'exemple du magmatisme du Piton des Neiges nous indique que ce type de laves est associé à la période de déclin de l'activité et non au début de la construction du volcan, comme le laisserait supposer la succession observée au Piton de la Fournaise. Longtemps d'ailleurs (voir Billard et Vincent, 1974), les laves différenciées de la Fournaise ont été attribuées au Piton des Neiges. Il a fallu les datations apportées par Gillot et ses collaborateurs (Gillot et al., 1990 ; 1994) pour montrer que les "Roches Pintades" de la Fournaise sont près de 200 000 ans plus vieilles que celles du Piton des Neiges, et qu'à l'époque de leur épanchement, le Piton des Neiges émettait des laves de nature basique (Série Océanites de 2,08 Ma à 440 ka, Upton et Wadsworth, 1965 ; MacDougall, 1971).

Si, à l'image de ce que nous observons pour le Piton des Neiges, la Série Différenciée de la Fournaise marque un déclin de l'activité magmatique, à quel édifice volcanique peut-elle être rattachée ? La proposition de l'existence d'un édifice volcanique, le Volcan des Alizés ayant précédé le Piton de la Fournaise offre une piste potentielle. L'existence du Volcan des Alizés a été proposée à partir de données de forage (Rançon et al., 1989), de données gravimétriques (Malengreau, 1999 et Gailler et al., 2009) et magnétiques (Lénat et al., 2001). Peu d'études ont été réalisées sur la pétrologie de ces formations, excepté à partir du forage réalisé en 1985 qui a permis d'échantillonner des gabbros et des péridotites attribués à une chambre magmatique fossile localisée, par la gravimétrie, sous le Grand Brulé (Lerebour, 1987 ; Lerebour et al., 1989 ; Rançon et al., 1989). Cette relative absence d'étude est liée au

fait que les échantillons du forage n'ont malheureusement pas été conservés (!) et qu'aucun vestige de ce volcan n'a clairement été identifié sur l'île. Le Volcan des Alizés, édifice dont le fonctionnement pourrait avoir cessé il y a 400 à 450 ka, serait aujourd'hui largement effondré (Labazuy, 1991 ; Oehler et al., 2008) et recouvert par les coulées de laves plus récentes du Piton de la Fournaise (Lénat et al., 2001).

La réalité de l'existence d'un Volcan des Alizés reste encore aujourd'hui très débattue, voire controversée (Salvany, 2009). Des travaux récents à partir de l'interprétation de données sismiques ne sont pas en accord avec l'existence d'un tel effondrement, aucun dépôt volcano-sédimentaire de grande ampleur ne pouvant à priori correspondre à l'effondrement de ce volcan, n'aurait été identifié au large de La Réunion (Le Friant et al., 2011).

Dans le cadre de cette étude, nous allons donc tenter d'apporter des éléments de discussion dans ce débat, de façon à étayer ou réfuter l'hypothèse initiale de l'appartenance de la Série Différenciée du Piton de la Fournaise à l'ancien édifice du Volcan des Alizés.

Pour cela, nous avons largement échantillonné les laves dans la Rivière des Remparts, avec un intérêt particulier pour les Roches Pintades. Ces roches sont facilement repérables sur le terrain et semblent être un marqueur pour le début de la Série Différenciée. Ce type de roches est également très présent dans la Série Différenciée du Piton des Neiges (Kluska, 1997). Nous avons donc mené une étude pétrographique et géochimique comparative entre les formations des deux massifs, de façon à rechercher des différences ou similitudes propres à leur origine.

Une seconde approche fut d'échantillonner directement des laves provenant de formations sous-marines susceptibles d'appartenir au Volcan des Alizés. Pour cela, nous nous sommes appuyés sur des travaux de géophysique et sur des critères morphologiques afin de sélectionner les sites de dragage. Sur cet échantillonnage exceptionnel, nous avons réalisé une étude pétrologique et géochimique poussée avec des analyses en éléments majeurs et traces, des mesures de rapports isotopiques de Sr, Nd, Hf et Pb et des datations K-Ar sur mésostase.

Ce manuscrit de thèse est organisé en six parties :

- La première partie est un rappel sur les points chauds, depuis la dynamique de manteau terrestre jusqu'à la mise en place en surface d'un volcan bouclier.
- La seconde partie introduit le contexte géodynamique de La Réunion et présente les résultats principaux des études précédemment menées concernant les caractéristiques structurales, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques des édifices de La Réunion.
- La troisième partie présente les sites d'échantillonnage, en expliquant les choix et la stratégie employée.
- La quatrième partie développe les résultats obtenus, avec une description pétrologique dont une partie est consacrée plus particulièrement aux Roches Pintades, et une description géochimique.
- La cinquième partie est une interprétation des résultats géochimiques dans laquelle l'origine de la série des Roches Pintades est discutée, et un modèle géochimique qui rend compte de nos données est proposé, en termes de source et de structure du panache mantellique qui seraient à l'origine du système volcanique de La Réunion.
- La sixième partie est une discussion sur les arguments en faveur de, et contre l'existence / la réalité du Volcan des Alizés. Cette discussion s'intègre dans un nouveau modèle d'évolution globale du système de La Réunion.

Et enfin ce travail s'achève sur une conclusion qui reprend les principaux résultats de cette étude et qui ouvre de nouvelles perspectives d'étude.

Mots clés

point chaud, volcanisme, pétrologie, géochimie, isotopes Sr-Nd-Hf-Pb, géochronologie K-Ar, Série Différenciée, Volcan des Alizés, île de La Réunion

Chapitre I. Rappels sur le volcanisme de point chaud

Un panache mantellique entraine une activité volcanique de type point chaud formant des chaînes de volcans boucliers sur le plancher océanique. Ces volcans sont construits par des magmas connus sous l'appellation "Basaltes d'Îles Océaniques" (OIB pour Oceanic Island Basalts). Les OIB sont des traceurs privilégiés de la géochimie du manteau. Ces laves présentent une large diversité de composition en éléments majeurs, traces et isotopiques. Pour bien comprendre l'origine de ces hétérogénéités, il est important de retracer les principales caractéristiques de ce type de contexte géologique en partant de leur origine profonde, le manteau, jusqu'à leur mise en place sur la croûte océanique.

I.1. Une origine profonde

Le manteau représente 83 % du volume total de la Terre en s'étendant de la base de la croûte (le Moho) jusqu'au noyau externe liquide (couche D''). Sa position intermédiaire au sein des enveloppes de la Terre, entraîne d'importantes interactions et échanges thermodynamiques et chimiques avec celles-ci (Fig. I.1).

I.1.1. La dynamique du manteau

La température dans le manteau augmente avec la profondeur. Ce gradient thermique est dû à une production de chaleur, essentiellement au niveau de l'interface manteau-noyau, qui se dissipe au niveau des limites de plaques. Plus précisément, la chaleur latente de cristallisation de la graine du noyau accompagnée de la chaleur résiduelle de l'accrétion terrestre venant du noyau est continuellement transférée en partie vers le manteau, qui lui-même produit un peu de chaleur par désintégration radioactive. Cette chaleur se dissipe principalement au niveau des limites constructives de plaques lithosphériques. Ces variations de température entraînent une variation de la densité des roches du manteau à l'origine de mouvements de convection du manteau solide. Ainsi, des panaches de matériel chaud peuvent remonter depuis le manteau profond par différence de densité, et du matériel lithosphérique froid peut être transféré *per descensum* par les zones de subduction. Des études tomographiques montrent que le matériel ainsi enfoui dans le manteau peut parvenir jusqu'à la base du manteau (couche D'', limite entre le noyau et le manteau ; par exemple Van der Hilst et al., 1991; Grand et al., 1997 ; Van der Hilst et al., 1997 ; Van der Voo et al., 1999) ou bien

séjourner temporairement à la transition entre le manteau supérieur et inférieur (par exemple : Fukao et al., 1992 ; Christensen, 1996; Replumaz et al., 2004). En parallèle des données géophysiques, les études géochimiques, présentées ci-après, contraignent également les modèles de convection du manteau (Fig. I.1).

I.1.2. La composition géochimique du manteau

La convection thermique du manteau permet le brassage de matériels de nature (lithosphère, sédiments, croûte…), de densité et d'âge différents qui devrait résulter en un manteau de composition homogène si le brassage était efficace (Bennett, 2003 ; Van Keken et al., 2003). Toutefois, la variabilité des compositions chimiques des laves dérivées du manteau montre clairement que des hétérogénéités persistent. Ces dernières sont bien échantillonnées par les laves des OIB, qui trouvent leur origine dans les panaches thermiques du manteau profond. Plusieurs modèles de convection ont été proposés pour expliquer ces variations de composition (Fig. I.1) : un modèle à une couche qui brasse intégralement le manteau (Albarède et Van der Hilst, 2002) et un modèle à deux couches (Allègre, 1997), qui met en mouvement deux niveaux (manteau supérieur et inférieur) de façon indépendante (Allègre, 1997 ; Becker et al., 1999 ; Kellogg et al., 1999 ; Van der Hilst et Karason, 1999 ; Albarède et Van der Hilst, 2002 ; Bercovici et Karato, 2003 ; Bennett, 2003).

Les études géochimiques des laves océaniques ont démontré que le manteau terrestre est chimiquement stratifié, avec un manteau supérieur appauvri en éléments incompatibles et un manteau inférieur plus ou moins enrichi. Le manteau supérieur qui est la source des laves produites aux limites divergentes de plaques (Basaltes de Rides Médio Océaniques ou MORB pour Mid-Ocean Ridge Basalts) est dit appauvri parce que sa composition chimique montre un appauvrissement en éléments incompatibles. Cet appauvrissement dérive de l'extraction de la croûte continentale au cours des âges, et cela depuis 4 Ga. Les OIB échantillonnent le manteau inférieur plus profond qui n'aurait pas été affecté par l'extraction de la croûte, et qui est par conséquent relativement enrichi en éléments incompatibles. La genèse des OIB nécessite un taux de fusion partielle moins élevé que celle des MORB. Concernant les compositions des isotopes radiogéniques (fonction de la désintégration radioactive de l'élément père), les propriétés physico-chimiques des deux membres d'un système père/fils, ainsi que la notion de temps, accentuent les différentes signatures isotopiques des composants du manteau. Par exemple, pour le système rubidium-strontium, le Rb est plus incompatible que son élément fils le Sr. De même, pour le système uranium-thorium-plomb, l'U et le Th sont plus incompatibles

par rapport au Pb. A l'inverse, dans le cas des systèmes samarium-néodyme et lutétium-hafnium, le Sm et le Lu, éléments pères respectifs du Nd et de l'Hf, sont moins incompatibles. La fusion entraine l'augmentation des rapports Rb/Sr, U/Pb et Th/Pb dans les liquides et leur diminution dans la source, et inversement pour les rapports Sm/Nd et Lu/Hf. Les OIB ont ainsi des compositions isotopiques plus radiogéniques en Sr et en Pb, et moins radiogéniques en Nd et en Hf que leur roche source. La désintégration radioactive étant dépendante du temps, les compositions en isotopes radiogéniques renseignent à la fois sur la composition de la source et sur le temps écoulé depuis l'épisode de fusion.

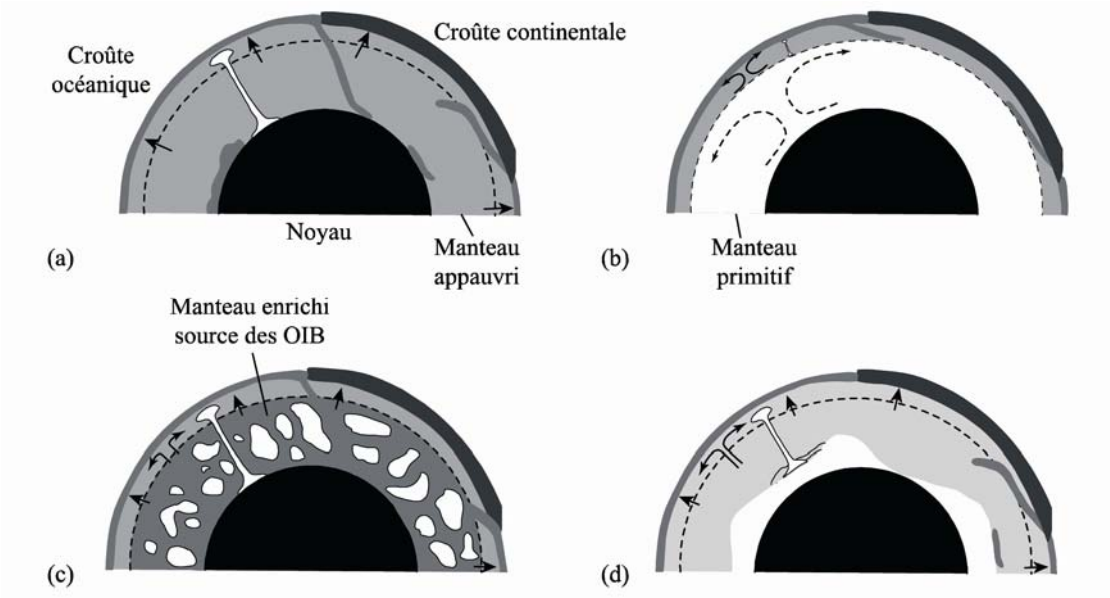


Figure I.1. *Modèles de la structure chimique du manteau terrestre. (a) Modèle de convection qui affecte l'intégralité du manteau tout en maintenant une zonation chimique. Elle demeure par la différence des profondeurs atteintes par les plaques subductées (la zone de transition ou la limite noyau-manteau), qui dépend de leur composition (Albarède et Van der Hilst, 2002). (b) Modèle de convection à deux couches, avec un manteau appauvri jusqu'à la zone de transition à 660 km et un manteau inférieur qui a conservé une composition primitive (Allègre, 1997). Ce modèle basé sur des données géochimiques serait valable jusqu'à il y a moins un milliard d'années, alors qu'aujourd'hui des études géophysiques montrent que des slabs pénètrent dans le manteau inférieur (Van der Hilst et al., 1991) (c) Modèle de manteau "blob" dans lequel des zones de composition primitive sont préservées à l'intérieur d'un manteau inférieur par endroits appauvri et à d'autres endroits enrichi (Becker et al., 1999). (d) Manteau stratifié chimiquement avec le tiers inférieur au contact du noyau constitué d'un mélange hétérogène de composants enrichis (plaques subductées) et de composants de nature primitive, et les deux tiers supérieurs du manteau sont appauvris en éléments incompatibles (Kellogg et al., 1999 ; Van der Hilst et Karason, 1999). Modifiée d'après Bennett, 2003.*

A partir de ces constatations, Zindler et Hart (1986) proposent que les variations de la composition isotopique du manteau s'expliquent par l'existence de cinq principaux composants ou pôles : DMM, EM1, EM2, HIMU et PM (Fig. I.2). DMM pour Depleted Mantle, qui correspond au manteau supérieur appauvri en éléments incompatibles, EM pour Enriched Mantle 1 et 2 soit le manteau enrichi, HIMU pour High "μ", c'est à dire un fort rapport $^{238}U/^{204}Pb$, et PM pour Primitive Mantle, qui correspondrait à un manteau qui n'a pas été affecté par le brassage mantellique et a conservé sa composition initiale. Les MORB échantillonnent le DMM alors que les OIB correspondraient à un mélange en proportions variables des trois pôles HIMU et EM1 et 2, voire aussi le PM. Excepté le Primitive Mantle, les pôles des OIB correspondraient à du matériel recyclé dans le manteau profond, en grande partie constitué d'une lithosphère océanique, enfouie dans le manteau par subduction et déshydratée (Chauvel et al., 1992). Si l'origine du pôle HIMU est assez largement acceptée (croûte océanique altérée, Chase ; 1981), de nombreux modèles ont été proposés durant ces dernières décennies concernant l'origine des EM :

- lithosphère et/ou croûte continentale délaminé, refondues (McKenzie et O'Nions, 1983 ; Tatsumi, 2000 ; Lustrino, 2005),
- manteau primitif métasomatisé recyclé (Hart, 1988),
- lithosphère océanique appauvrie et métasomatisée (Niu et O'Hara, 2003 ; Donnelly et al., 2004 ; Workman et al., 2004 ; Prytulak et Elliott, 2007 ; Day et al., 2009),
- croûte océanique recyclée avec des sédiments (Hofmann et White, 1982 ; White et Hofmann, 1982 ; Weaver, 1991 ; Chauvel et al., 1992 ; Jackson et al., 2007 ; Prytulak et Elliott, 2007 ; Chauvel et al., 2008 ; Jackson et Dasgupta, 2008),
- plateaux océaniques recyclés (Gasperini et al., 2000).

La différence entre les deux composants enrichis serait due à l'origine pélagique des sédiments pour EM1 et terrigène pour EM2 (Othman et al., 1989 ; Chauvel et al., 1992).

Pour la plupart, les OIB ont des compositions isotopiques intermédiaires en regard de ces pôles. Dans un diagramme de rapports isotopiques Sr-Nd-Pb, ces compositions semblent converger vers un même point. Cet espace n'a jamais été identifié avec certitude, et a été nommé FOZO ("Focal Zone", Hart et al., 1992), C ("composant Commun", Hanan et Graham ; 1996), PHEM ("Primitiv Hélium Mantle", Farley et al., 1992) ou encore PREMA ("Primitive Mantle", Zindler et Hart, 1986). Il s'agirait d'une source commune à tous les OIB ou bien d'un manteau homogène à partir duquel les pôles se sont différenciés.

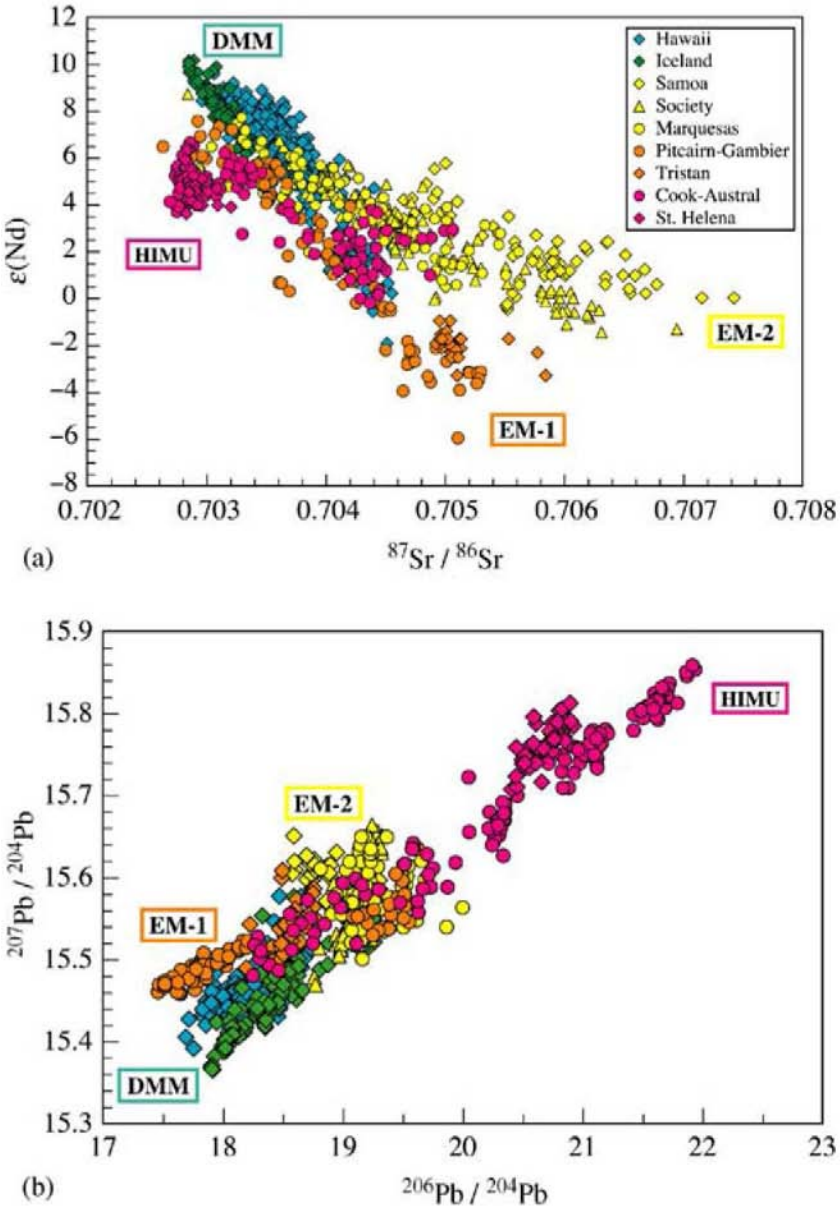


Figure I.2. *(a) ε(Nd) en fonction de ^{87}Sr / ^{86}Sr dans les îles océaniques basaltiques (arcs insulaires exclus). Les îles ou groupes d'îles sélectionnés sont considérés comme représentant les compositions extrêmes dans les diagrammes isotopiques ; il s'agit des localités représentant les pôles HIMU (îles Cook-Australes et Ste-Hélène), EM-1 (Pitcairn-Gambier et Tristan), EM-2 (îles Société, Samoa et Marquises), et DMM (îles d'Hawaii et Islande). (b) De la même façon pour les systèmes ^{207}Pb / ^{204}Pb en fonction de ^{206}Pb/ ^{204}Pb. D'après Hofmann (2003) et avec :*

$$\varepsilon_{Nd(t)} = \left[\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{échantillon(t)}}{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{CHUR(t)}} - 1 \right] \times 10000$$ *et* $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR} = 0{,}512638$.

Il existe des corrélations entre les rapports isotopiques de Sr, Nd et Pb et les rapports d'éléments traces très incompatibles tels que Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb, Th/La, Ba/La… (Weaver, 1991 ; Hoffman et al., 1996), ce qui suggère que ces rapports peuvent être utilisés comme des rapports caractérisant la source mantellique des OIB, du fait du faible fractionnement relatif de ces éléments lors de la fusion partielle. Les rapports d'éléments très incompatibles peuvent donc être discriminants pour l'identification des pôles de compositions dans la source des OIB (Weaver, 1991; voir synthèse dans Willbold et Stracke, 2006). De plus, il semblerait que chaque pôle ait sa propre signature en éléments majeurs (Jackson et Dasgupta, 2008).

I.1.3. La mécanique des panaches mantelliques

Les panaches mantelliques sont liés à la dynamique du manteau. Dans le cas des panaches à l'origine des îles Hawaii ou de La Réunion, il a été proposé qu'ils prennent leur source au niveau du manteau profond (2900 km ; Courtillot et al., 2003), où du matériel chaud et solide remonte par différence de densité jusqu'à la base de la lithosphère. A ce niveau, le contraste de comportement mécanique (entre la lithosphère rigide et l'asthénosphère ductile) bloque le panache qui s'étale latéralement à la base de la lithosphère, et provoque la fusion de matériel du manteau supérieur environnant. Morgan (1971) a proposé que l'arrivée de la tête des panaches entraine d'importants épanchements de laves qui forment des trapps ("flood basalts") et que la queue des panaches crée les chaines volcaniques. Cette hypothèse a permis à Morgan (1981) de relier certains plateaux basaltiques à la trace de points chauds, comme par exemple l'alignement Mascareignes (Maurice - La Réunion) - Chagos - Laccadives dans l'Océan Indien relié aux Trapps du Deccan (Duncan, 1990; Courtillot et al., 1999; Kent et al., 2002; Mahoney et al., 2002).

Toutefois si les "hotspots" sont des structures géologiques dont l'existence est incontestable, leur relation avec les panaches mantelliques est sujet de vifs débats (Courtillot et al., 2003 ; DePaolo et Manga, 2003 ; Foulger et Natland, 2003 ; synthèse de McNutt et Caress, 2007). Courtillot et al. (2003) proposent plusieurs origines possibles pour les points chauds : profonde pour le point de La Réunion par exemple, intermédiaire pour celui des Comores ou bien superficielle pour les îles du Pacifique. Certains points chauds pourraient être liés à un dynamisme de panache mantellique (Hawaii, La Réunion) alors que d'autres pourraient être rattachés à du volcanisme lié à un contrôle tectonique à l'échelle de la lithosphère (Pacifique).

I.2. A l'approche de la surface

Les points chauds en contexte océanique sont associés à la formation de chaines d'îles océaniques, et à l'existence d'une anomalie thermique à l'origine d'un magmatisme perçant régulièrement la croûte océanique qui se déplace (Wilson, 1963 ; Morgan, 1971 ; Steinberger et O'Connell, 1998). Ainsi, va être reliée une source plus ou moins profonde dans le manteau, avec une zone de fusion à la base de la lithosphère, à une série de volcans qui se forme en surface et évoluant chimiquement au cours du temps (Fig. I.3).

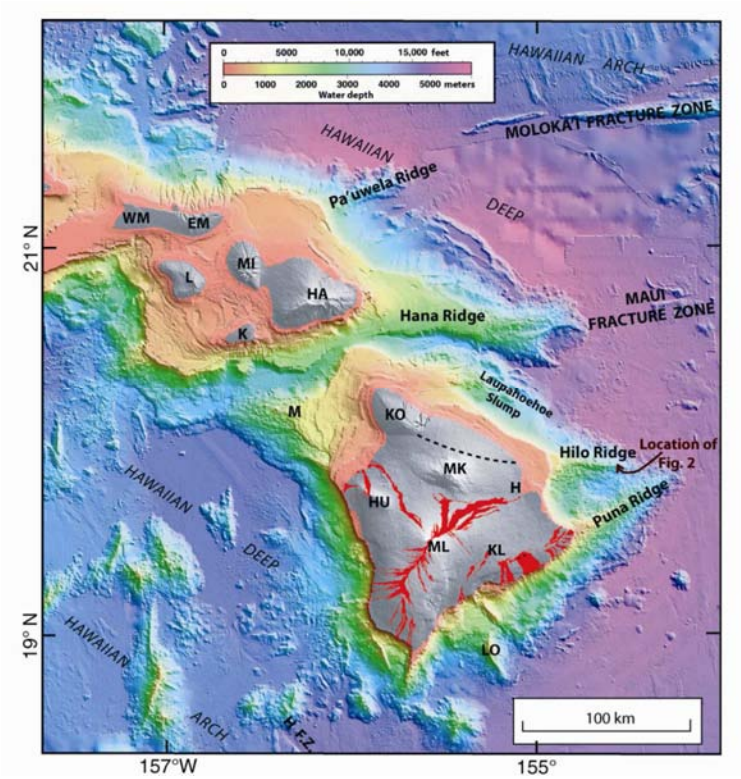


Figure I.3. *Carte Bathymétrique de l'archipel d'Hawaii. Abréviations des noms de volcan : EM pour East Molokai'i; HA pour Haleakala; HU pour Hualalai; K pour Kaho'olawe; KL pour Kilauea; KO pour Kohala; L pour Lanai; LO pour Lo'ihi; M pour Mahukona; MI pour West Maui; MK pour Mauna Kea; ML pour Mauna Loa; WM pour West Molokai'i. H pour Hilo (site de forage); HF.Z. pour Hawaii Fracture Zone (seulement la partie nord). D'après Lipman et Calvert, 2011.*

I.2.1. La lithologie du manteau supérieur

Le manteau est essentiellement constitué de roches ultrabasiques de composition minéralogique variable selon la profondeur et donc la pression. La composition minéralogique du manteau est connue, pour les premiers cent à cent cinquante kilomètres, à partir des

xénolites remontés par les laves ou de massifs péridotiques exhumés, ou bien déduite expérimentalement pour les domaines plus profonds (Green et Ringwood, 1967). Les études pétrologiques et géochimiques (McDonough et Rudnick, 1998…) montrent que le manteau supérieur serait essentiellement constitué d'olivine, de pyroxène et d'une phase alumineuse (feldspath, spinelle, ou grenat selon la pression). Les études en haute pression (Sautter et Gillet, 1994…) montrent qu'une succession de transformations minéralogiques se produit quand la profondeur augmente : à 410km Olivine α -> Olivine β (Wadsleyite), à 520km phase β -> phase γ (Ringwoodite). Au delà de 660km, la phase γ se transforme en un assemblage de pérovskite et magnésiowüstite. A cette profondeur une séparation minéralogique permet de distinguer le manteau supérieur et le manteau inférieur. La transformation de l'olivine γ en pérovskite représente un fort contraste thermodynamique qui, dans certains cas, marque la limite d'enfoncement du slab (plan de Benioff). Le manteau supérieur est également divisé physiquement par une limite thermique, représentée par l'isotherme 1300°C, qui sépare l'asthénosphère de la lithosphère. Ces deux entités, de même composition minéralogique (péridotite), possèdent des comportements mécaniques différents qui créent un contraste de viscosité important que ce soit vis-à-vis de la tectonique des plaques ou de la remontée d'un panache mantellique.

L'hétérogénéité chimique du manteau inférieur serait transmise au manteau supérieur. Allègre et al. (1984) proposent un modèle de "blob clusters", c'est à dire la présence de gouttes de matériel remonté par différence de densité depuis le manteau inférieur jusque dans la matrice asthénosphérique. Hirschmann et Stolper (1996) proposent que le manteau supérieur soit injecté, de façon plus ou moins dense, de veines ou de lits de pyroxénites plus faciles à fondre que la matrice appauvrie ("veined mantle"). Ce modèle rejoint celui du Marble-Cake d'Allègre et Turcotte (1986), basé sur l'observation de veines de pyroxénites dans les massifs xénolitiques à l'affleurement. Il est donc clairement établi qu'un panache peut avoir une source hétérogène qui génère une zone de fusion avec du matériel enrichi (pyroxénite) et du matériel appauvri (péridotite), comme le modélisent par exemple Sobolev et al. (2005) pour le panache d'Hawaii.

I.2.2. La modélisation de la fusion au sein d'un panache

Sobolev et al. (2005) s'appuient sur un modèle de fusion dynamique dans un contexte de panache hétérogène pour expliquer la variation de composition des magmas parents

d'Hawaii (Fig. I.4). Le panache contiendrait deux lithologies différentes (Hofmann et White, 1982) : de la croûte et/ou lithosphère océanique recyclée et de la péridotite. Le composant recyclé serait une éclogite qui dérive de basaltes océaniques primitifs, de gabbros océaniques et de sédiments. La température au solidus de cette éclogite étant beaucoup plus faible que celle de la péridotite, l'éclogite est un composé plus fertile. C'est-à-dire qu'elle fond plus facilement qu'une péridotite à pression égale ou fond à des profondeurs plus grandes dans le conduit d'un panache (Yasuda et al., 1994). D'après Sobolev et al. (2005), en fondant elle forme un liquide riche en SiO_2 qui est très réactif avec les péridotites riches en olivine. Ce liquide percolerait dans la péridotite et la transformerait à l'état solide en pyroxénite sans olivine. Ce métasomatisme (fusion de l'éclogite qui interagit avec la péridotite) se poursuivrait jusqu'à ce que l'éclogite soit trop réfractaire pour continuer à fondre. A ce stade, il y existe alors trois lithologies différentes dans le panache : une pyroxénite sans olivine (péridotite métasomatisée), la péridotite originelle non métasomatisée et des restites d'éclogite réfractaire. Les magmas sont ensuite générés par la fusion importante de pyroxénite qui se mélange à la péridotite environnante, qui elle fond en moindre quantité.

Stracke et Bourdon (2009) modélisent également un panache hétérogène en fusion dynamique et soulignent que l'on ne peut pas avoir la même approche lorsque le panache mantellique présente des hétérogénéités à la source que lorsqu'il est homogène. Ces auteurs montrent que des paramètres sont essentiels à prendre en compte dans la modélisation du panache pour essayer d'identifier au plus juste la composition initiale de la source. Les facteurs à considérer sont l'abondance des différents composants (appauvri / enrichi), leur lithologie, la différence entre leur température au solidus, et des paramètres de fusion comme l'extension, le style et la profondeur ou encore l'extraction du liquide. Par exemple, une plus grande quantité de matériel enrichi (pyroxénite) dans la source peut entrainer un liquide plus riche en éléments incompatibles. Il faut toutefois prendre sa lithologie en compte car plus la différence entre le solidus de la pyroxénite et celui de la péridotite est grande, plus la proportion de pyroxénite fondue au moment où la péridotite plus réfractaire commencera sa fusion sera importante. Ces deux paramètres (quantité et lithologie) ont donc une influence sur la quantité de liquide disponible pour le mélange des magmas et sur la tendance à obtenir une composition homogène du liquide final (plus le delta de solidus est grand, plus l'homogénéisation sera rapide). En complément des conditions de fusion, le cheminement des liquides est également à considérer. Si les liquides sont directement extraits après leur formation, ils n'ont alors pas le temps d'interagir et de s'homogénéiser.

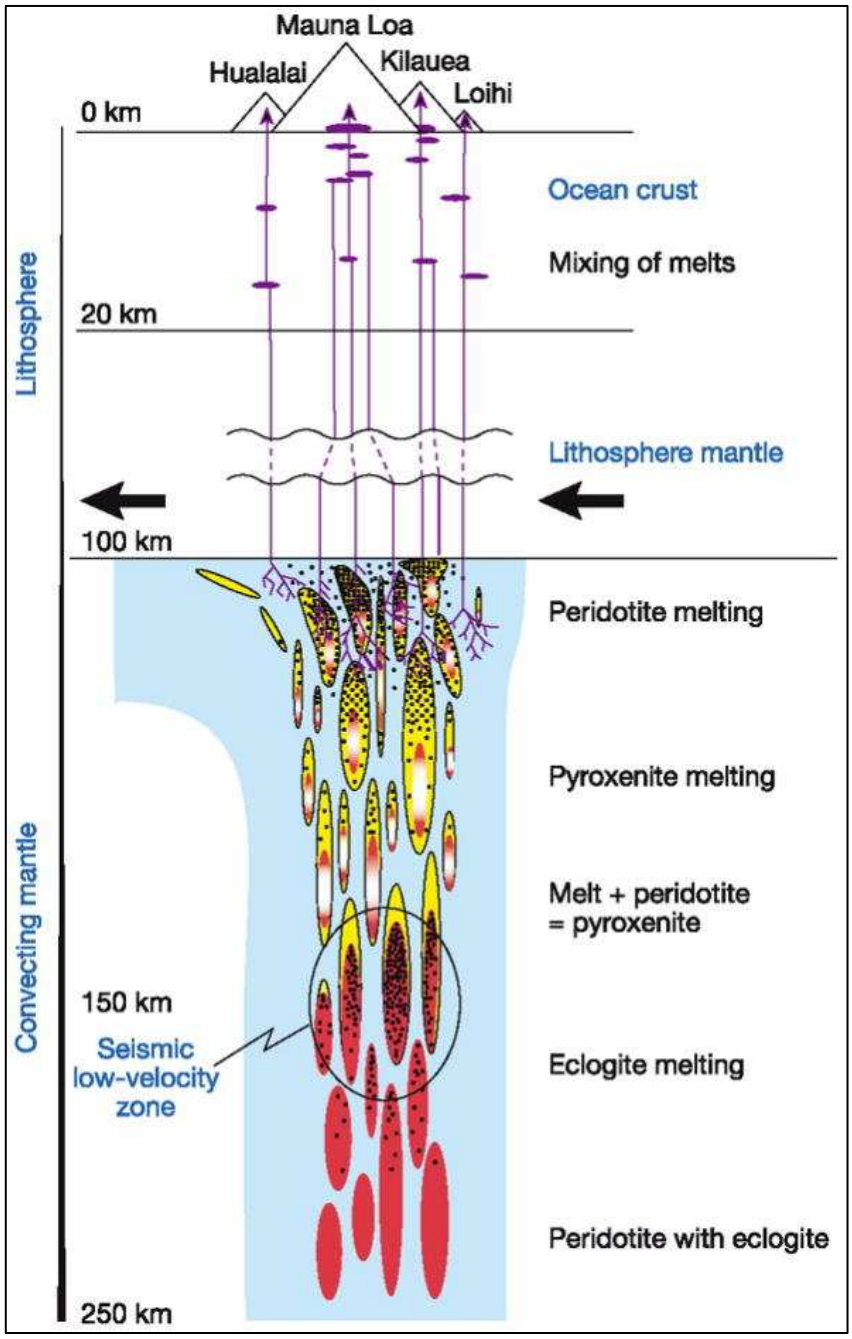


Figure I.4. *Modélisation du plume hawaiien. En rouge sont représentées les éclogites (croûte océanique recyclée), en bleu : la péridotite, en jaune : la pyroxénite secondaire, qui s'est produite par infiltration du liquide de fusion de l'éclogite dans la péridotite, en blanc et rouge : les restites d'éclogites réfractaires, en pointillés noirs : le liquide, en violet : le cheminement du magma sous forme de conduits et de petites chambres magmatiques. Le matériel recyclé est concentré dans le centre du panache. Vers 170-130 km de profondeur, la plupart de l'éclogite fond. Ce liquide disparait à plus faible pression en se séparant de l'éclogite restante et va métasomatiser la péridotite et ainsi produire la pyroxénite secondaire. Le mélange de ces liquides a probablement lieu dans des niveaux crustaux superficiels, dans des petits corps magmatiques plutôt que dans le manteau ou bien dans une grande chambre magmatique stable. D'après Sobolev et al., 2005.*

Ce modèle complexe nécessite de connaitre de nombreux paramètres pour bien contraindre la modélisation du panache. Ceci ne peut pas toujours être effectué de façon réaliste tant les inconnues restent grandes. Toutefois si ce modèle paraît complexe, il semble être le plus conforme à la réalité.

A partir d'études géochimiques, des modèles sur les hétérogénéités dans un panache mantellique ont été proposés sous forme d'enclaves de matériels (enrichis) dispersés dans le panache. Farnetani et Hofmann (2009 et 2010) ont modélisé numériquement la répartition spatiale dynamique de ces hétérogénéités dans le conduit du panache (Fig. I.5).

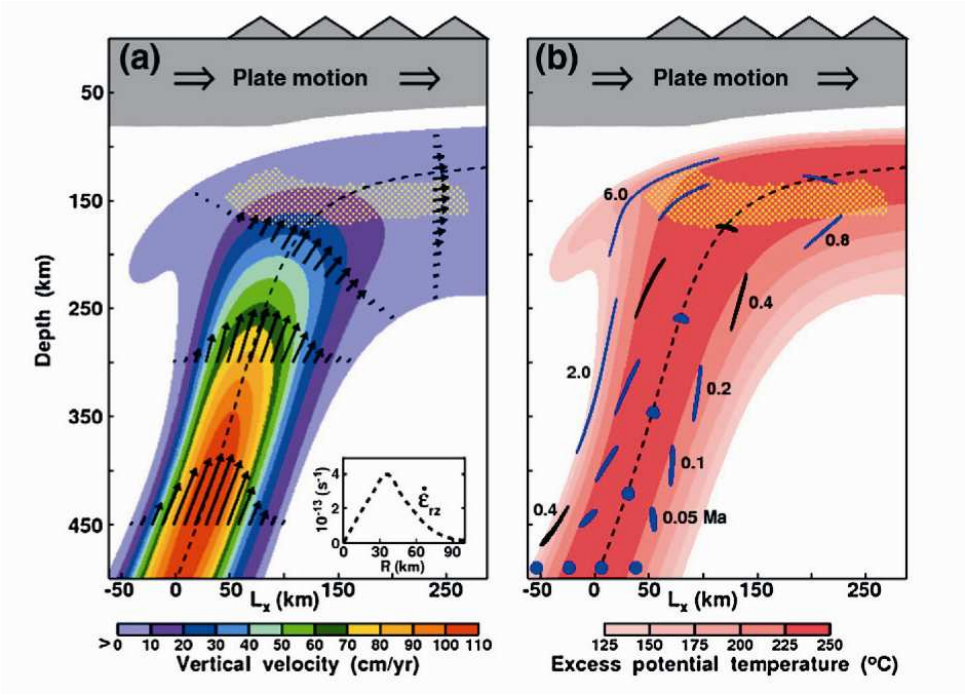


Figure I.5. *Modélisation numérique d'un panache hétérogène. (a) La composante de la vitesse verticale au sein du conduit est donnée par un code de couleur et par des vecteurs pour quatre profondeurs différentes. La zone de fusion est en pointillés jaunes et la trajectoire du flux central est représentée par la ligne en pointillée. La courbe insérée dans la figure représente la distance depuis le cœur du panache (rayon) en fonction des contraintes de vitesses. (b) Quatre hétérogénéités passives (en bleu) avec une forme initiale de demie sphère (Y=0 est le plan de symétrie de miroir) et d'un diamètre de 10 km, à une profondeur initiale de 500 km. Leur forme et leur position sont replacées à des temps donnés. Le temps de montée indiqué sur le côté gauche du conduit (de 0,4 à 6 Ma) correspond à une hétérogénéité remontée dans la partie extérieure, soit la marge du panache. Le temps de montée indiqué sur le côté droit du conduit (de 0,05 à 0,8 Ma) correspond respectivement aux hétérogénéités en aval, au centre et en amont. La position des quatre hétérogénéités après 0,4 Ma (en noir) permet d'estimer les différents temps de montée à travers le conduit selon leur position initiale. D'après Farnetani et Hofmann, 2010.*

Ces simulations en trois dimensions montrent qu'un panache bien que cisaillé par le mouvement rapide de la plaque océanique connait une déformation verticale majeure dans le conduit du plume, ce qui réduit les déformations horizontales et verticales au niveau de la tête du panache. En considérant des enclaves de forme sphérique (matérialisation des hétérogénéités chimiques) se trouvant à la base du panache, ces auteurs montrent que les fortes contraintes de vitesse qui existent au cœur du panache entrainent un étirement de ces enclaves, sous forme de longs filaments dont la longueur dépend de la position initiale de l'enclave dans le conduit. Sous cette forme étirée, les hétérogénéités peuvent persister dans le temps et être échantillonnées par différents centres éruptifs.

I.2.3. La formation des volcans boucliers sur le plancher océanique

Les volcans boucliers sont des volcans issus de la fusion du manteau, au niveau de points chauds. Cette appellation vient du profil aplati et arrondi de ces volcans, qui ressemble à celui des boucliers ronds des guerriers germaniques. Cette forme caractéristique est due à la grande fluidité des laves, qui peuvent s'épancher sur de longues distances et sur une faible épaisseur, et former des édifices volcaniques aux pentes faibles (entre 1° et 10°, Peterson et Moore, 1987). Les îles volcaniques océaniques sont souvent formées par l'accumulation de plusieurs volcans boucliers, qui se succèdent dans le temps et dont les produits se recouvrent largement. C'est par exemple le cas de l'île de La Réunion avec la juxtaposition du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise.

Le modèle d'édification d'un volcan bouclier, basé sur l'exemple des volcans boucliers hawaiiens, est marqué par trois principales étapes (Fig.I.6; Peterson et Moore, 1987 ; Rowland et Garbeil, 2000). Le stade initial est la mise en place d'un mont sous-marin sur le plancher océanique (Fig. I.6a) avec l'émission de magma de nature alcaline en faible quantité (Moore et al., 1982). Cette chimie est à relier à un faible taux de fusion partielle (Chen et Frey, 1985) au début de la mise en place du point chaud sous une lithosphère "neuve". Une fois le système bien installé, la production magmatique augmente et les laves sont émises en plus large quantité avec une chimie tholéiitique ou transitionnelle. Il s'agit du second stade d'édification, nommé stade bouclier, qui constitue la principale phase de construction du volcan, durant laquelle 95% du volume du volcan se constitue. Il continue à croitre sous l'eau (Fig. I.6b) puis émerge de l'océan (Fig. I.6c). La dernière étape est le stade de déclin d'activité (Fig. I.6d), qui se traduit par une baisse de la fréquence des éruptions et du

taux de la production magmatique (2% du volume de l'édifice). La composition chimique des laves évolue vers des compositions plus sous-saturées et différenciées (hawaiite, mugéarite à trachyte ; Frey et al., 1990).

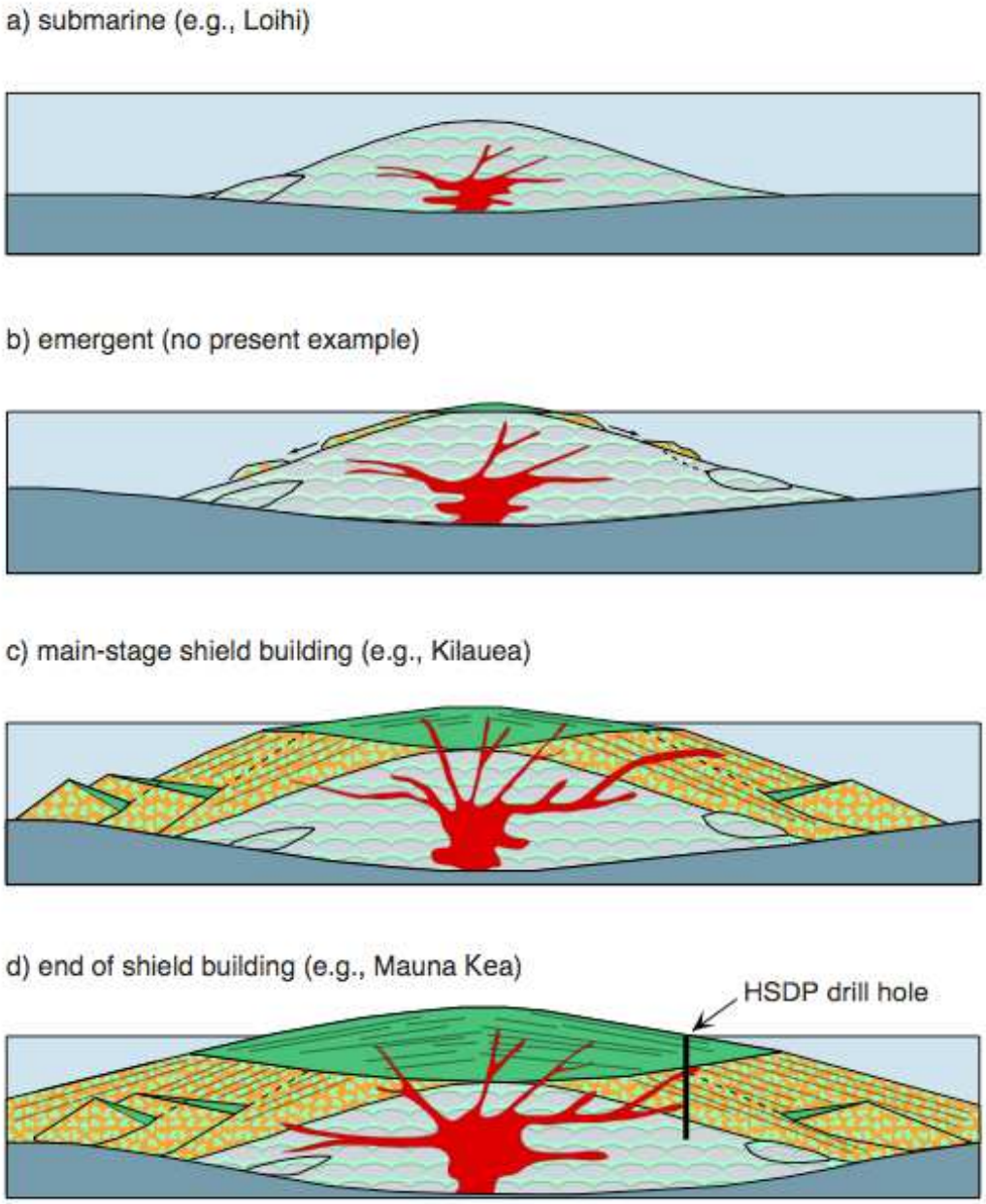


Figure I.6. *Etapes d'édification d'un volcan bouclier sur l'exemple des volcans d'Hawaii. (a) Construction d'un mont sous marin sur le plancher océanique avec des laves alcalines. (b et c) Stade bouclier où 95% de l'édifice se construit en émettant des laves tholéitiques, transitionnelles ou alcalines, sous l'eau (b) puis hors de l'eau (c). (d) Stade de déclin avec des laves alcalines et différenciées qui nappent l'édifice.*

Les volcans boucliers sont ainsi constitués par l'accumulation de laves basaltiques fluides, de roches intrusives et de produits d'érosion mécanique (Bachèlery, 1994). Leur morphologie est marquée par la présence de structures caractéristiques tel que les rift zones, qui sont des zones préférentielles d'injection et d'émission magmatique qui convergent vers le sommet où il existe généralement une ou plusieurs caldeiras. De ce fait, ces volcans possèdent des zones très actives, sculptées par les injections magmatiques, et des flancs dits "libres" ou "passifs" qui peuvent être instables et sujets à des épisodes de glissement entrainant les produits jusqu'à la mer pour constituer des dépôts d'avalanche de débris (Saint-Ange et al., 2011 ; Sisavath et al., 2011). La "vie" d'un tel volcan est rythmée par les déstabilisations de flancs en parallèle à sa croissance, particulièrement pendant le stade bouclier.

Cette édification, qui est marquée par des compositions et des dynamismes spécifiques, est à relier à la position du panache mantellique par rapport à l'édifice (Chen et Frey, 1985). En effet, lorsque le panache est à l'aplomb du volcan (stade bouclier), le taux de fusion partielle est plus important que lorsque le panache est désaxé par rapport au volcan (en bordures du panache). Un taux de fusion moins élevé favorise la production de laves plus alcalines.

Chapitre II. Cadre géodynamique : état de connaissances

II.1. Contexte général : La Réunion, une île volcanique active de point chaud

La Réunion (21°07'S, 55°32'E) située à environ 750 km à l'est de Madagascar, est l'île océanique la plus récente (~ 5 Ma) rattachée à l'activité volcanique d'un panache mantellique responsable de la formation des Trapps du Deccan, il y a 65 Ma (Fig. II.1. ; Courtillot et al., 1986). A l'activité de ce panache est également attribuée la formation des îles Laccadives, les îles Maldives (~ 60 Ma), les îles Chagos (~ 50-40 Ma), le Plateau sous-marin des Mascareignes (~ 30 Ma) et l'île Maurice (~ 8 Ma) (Morgan, 1981 ; Duncan, 1989 et 1991 ; White, 1990 ; Mahoney et al., 2002).

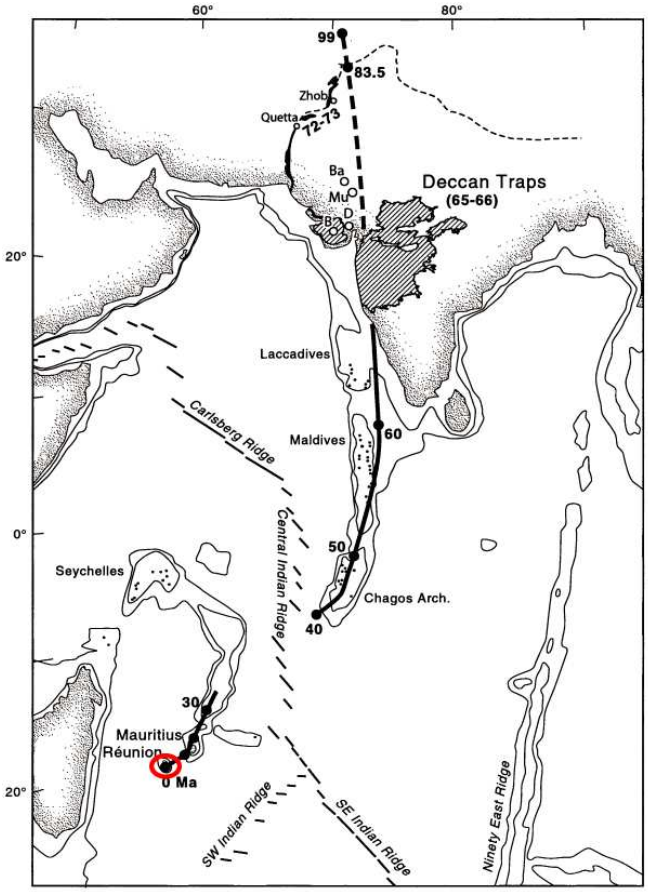


***Figure II.1**. Tracé du "hotspot" de La Réunion, depuis les Trapps du Deccan formés il y a 65 Ma, jusqu'à l'édification actuelle de l'île de La Réunion. Les âges sont en millions d'années. La Réunion est localisée dans le cercle rouge. D'après Mahoney et al., 2002.*

L'édifice volcanique réunionnais s'enracine à 4000 m de fond sur une croûte océanique d'âge crétacé, ce qui correspond à une épaisseur de lithosphère de 75 km (Fretzdorff et al., 1998 et Royer et al., 1992), avec un déplacement vers le Nord-Est à environ 24,3 mm.an^{-1} (DeMets et al., 1994).

Le plancher océanique de la zone est contraint de part et d'autre de l'île, par des paléo-failles transformantes de direction NE-SO (Fig. II.2.a), qui délimitent une zone tectonique considérée comme inactive et dépourvue de flexure lithosphérique (Fig. II.2.b ; Gallart et al., 1999 et Lénat et al., 2009.b). La bathymétrie de la plaque océanique environnante et des flancs sous-marins de l'édifice est désormais bien connue suite aux différentes campagnes océanographiques. Mais avant 2006, les travaux antérieurs étaient basés sur des données discontinues et de résolution moyenne (Oehler, 2005; Philippot, 1982), et portaient, la plupart du temps, sur des zones ciblées (Bachèlery et al., 1996; Labazuy, 1991, 1996; Lénat et al.,1989).

Les travaux les plus complets sur les flancs sous-marins de La Réunion ont été publiés entre 2004 et 2008, et ont porté sur l'étude des dépôts d'avalanches de débris formés par les instabilités de flancs successives (Oehler, 2005; Oehler et al., 2004 et 2008). Les campagnes océanographiques récentes FOREVER-ERODER (R/V Atalante-FOREVER en avril 2006 ; R/V Beautemps-Beaupré – ERODER 1 en juillet 2006 ; R/V Meteor – ERODER 2 en janvier 2007 ; R/V Marion Dufresne ERODER 3 et 4, respectivement en septembre 2010 et janvier 2011 ; Saint Ange et al., 2011) ont permis l'acquisition de données géophysiques complètes sur l'ensemble des flancs sous-marins de La Réunion et de la plaine abyssale associée, ce qui représente une surface couverte d'environ 165 000 km² (Fig. II.2. ; Lénat et al., 1990; Labazuy, 1991 ; Oehler, 2005 ; Oehler et al., 2008 ; Saint Ange et al., 2011).

Ces campagnes ont permis l'identification de larges dépôts volcano-détritiques et de nombreuses constructions volcaniques (monts sous-marins volcaniques, rides volcaniques) aux alentours de l'île, comme par exemple le Mont Moustik à 170 km au Sud-Ouest de La Réunion, mont volcanique d'une hauteur de 3000 m depuis le plancher océanique (première observation dans Oehler, 2005).

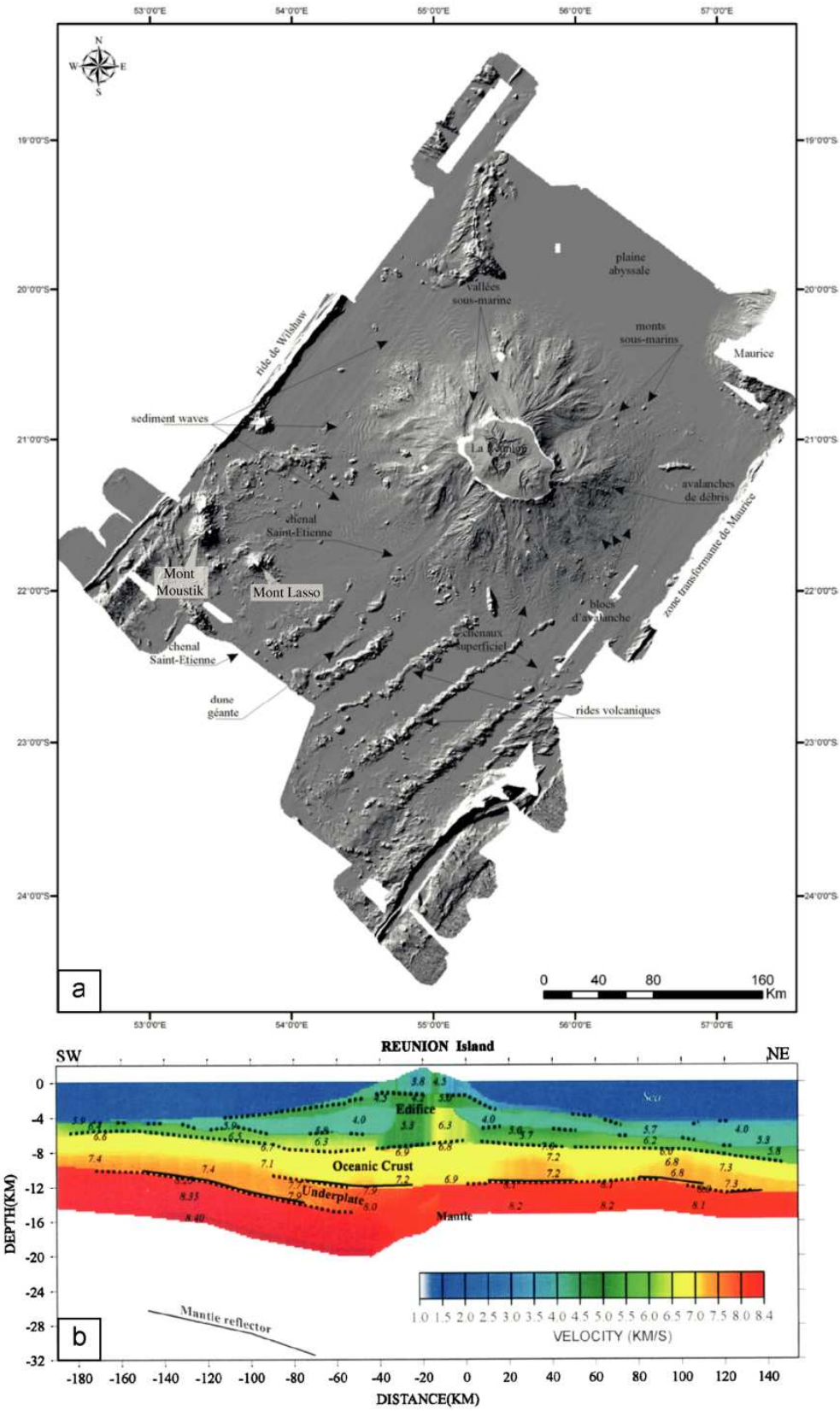


Figure II.2. (a) *Carte bathymétrique de La Réunion et de la plaque environnante, compilée par Saint Ange (2009) à partir de données de FOREVER et d'ERODER 1. Modifiée d'après Saint Ange, 2009.* ***(b)*** *Modèle de vélocité des ondes P sur un transect 2D SW–NE passant par La Réunion (36 stations à terre et 6 OBS en mer). D'après Gallart et al. (1999).*

L'édifice volcanique de La Réunion est un cône aplati d'une hauteur de 7000 m, de forme ellipsoïdale orientée NO-SE avec un diamètre de 200 à 240 km à la base. Il est formé de deux volcans boucliers juxtaposés : le Piton de Neiges au Nord-Ouest et le Piton de la Fournaise au Sud-Est, dont les caractéristiques seront détaillées par la suite. La portion émergée de l'île ne représente que 3% du volume total de l'édifice (Fig. II.3 ; De Voogd et al., 1999) qui ont récemment été réestimés à 4,2% à partir de données bathymétriques plus récentes (Catry, 2011).

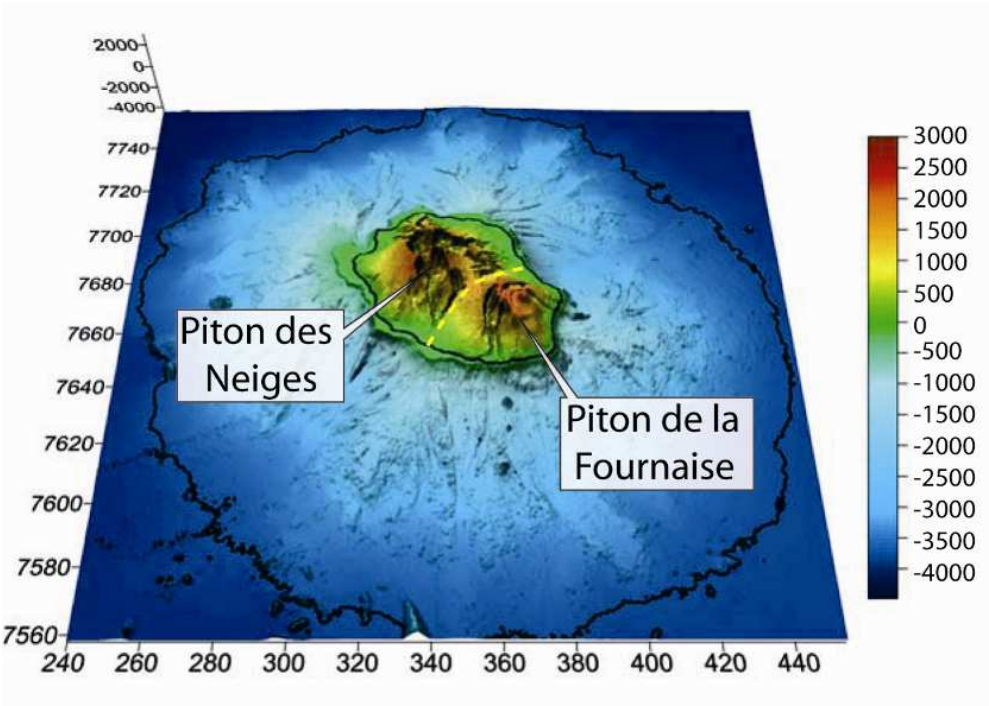


Figure II.3. *Modèle numérique de terrain (MNT) de l'édifice volcanique de La Réunion (échelle en mètres au dessus (+) et au dessous (-) du niveau de la mer). Le trait noir de plus grande circonférence marque la limite de l'édifice à -4000 m au contact avec le plancher océanique. Le trait noir plus petit correspond au trait de côte, c'est-à-dire au niveau de la mer. La ligne en tirets jaune marque la limite entre les deux volcans boucliers de La Réunion. Coordonnées en km (référentiel WGS 84 UTM 40S). Modifiée d'après Gailler, 2010.*

Le sommet du Piton des Neiges, à 3071 m d'altitude, est le point culminant de l'île. L'édifice est pour partie constitué de formations "construites" autour de complexes intrusifs (voir par exemple Gailler et Lénat, 2010) et rift zones (Bachèlery, 1981 ; Michon et al., 2007 ; Bonali et al., 2011), et de dépôts volcanoclastiques (avalanches de débris et slumps) (Fig. II.4. ; Oehler et al., 2008 ; Le Friant et al., 2011) souvent drapés par des dépôts sédimentaires constituant des systèmes turbiditiques (Saint-Ange, 2009 ; Saint-Ange et al., 2011 ; Sisavath et al., 2011).

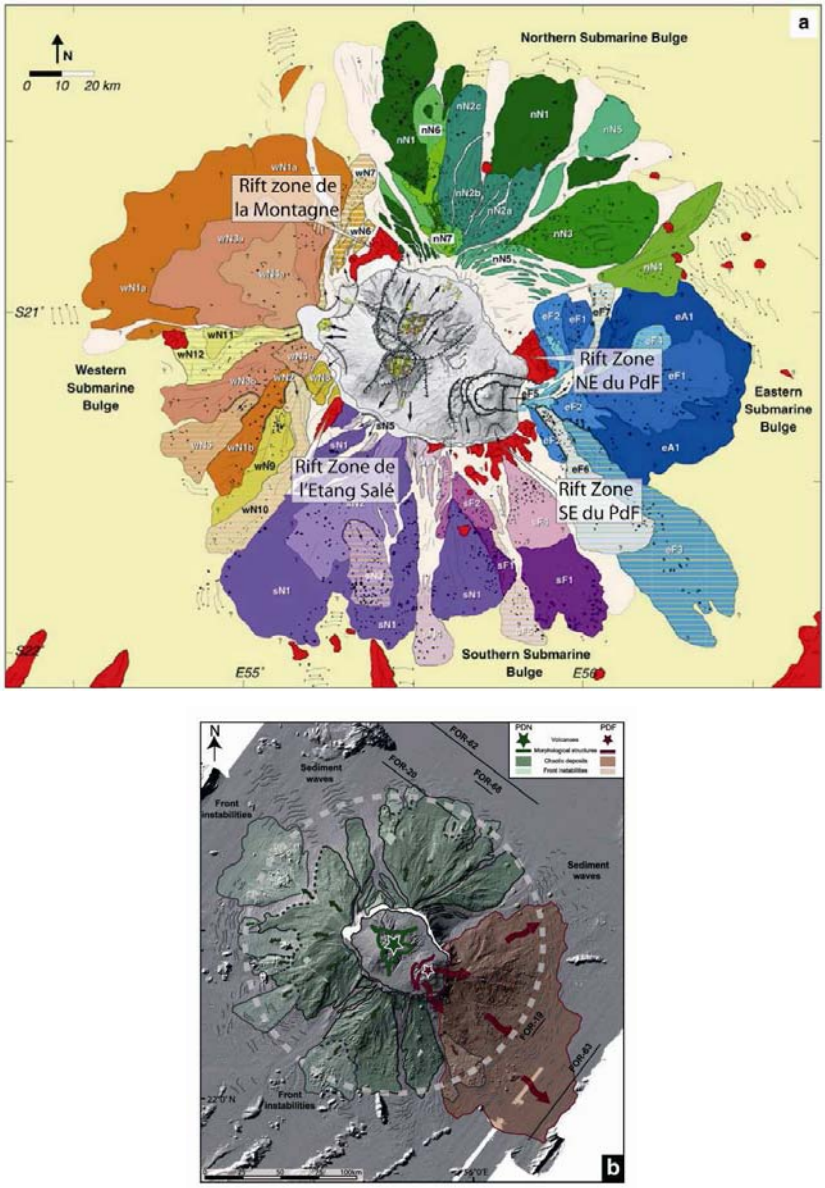


Figure II.4. (a) *Carte interprétative des glissements de flancs des volcans de La Réunion. Schéma de structure globale. Les acronymes des bombements sous-marins sont classés : par localisation des flancs (w : ouest, n : nord, e : est et s : sud), par le volcan source (A : le Volcan des Alizés, N : Piton des Neiges, F : Piton de la Fournaise) et par chronologie relative (1, 2, 3…). Les labels additionnels a, b et c sont utilisés pour distinguer des glissements d'âge estimé semblable. Les zones en rouge sont des zones construites (rift zones, rides volcaniques ou cônes). Sur la partie aérienne, les affleurements des avalanches de débris et les principaux critères topographiques sont interprétés comme des zones sources potentielles de glissement de flancs. Ils sont placés sur une carte de topographie ombrée. D'après Oehler et al., 2007.* ***(b)*** *Carte topographique et bathymétrique de l'édifice réunionnais représenté avec les étendus de terrains accidentés. Les zones d'interprétations vertes correspondent aux déstabilisations de flancs du Piton des Neiges, avec les déstabilisations secondaires en vert clair. Les zones rouges sont les grands évènements rattachés au Piton de la Fournaise. D'après Le Friant et al., 2011.*

II.2. Etudes géochronologiques, structurales et pétrologiques des volcans boucliers de La Réunion

Le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise présentent les mêmes types de roches, avec toutefois des termes plus différenciés pour le Piton des Neiges plus ancien. L'activité importante du Piton de la Fournaise a certainement incité à la réalisation d'un grand nombre de travaux sur cet édifice. Elle permet, par exemple, d'avoir un suivi temporel de l'évolution structurale et de la composition des laves. Le massif du Piton des Neiges, moins accessible du fait de son couvert végétal et de l'érosion, a été bien moins étudié.

II.2.1. Evolution du système volcanique de La Réunion

Les nombreuses études géochronologiques permettent de bien contraindre l'édification de la partie aérienne de La Réunion (Fig. II.5 ; par exemple McDougall, 1971 ; Gillot et Nativel, 1982 ; Gillot et al., 1994 ; Salvany, 2009).

L'identification d'un troisième volcan au Nord-Ouest de l'île, le Massif de la Montagne (Fig. II.6.), a été proposée (Gillot et Nativel, 1982 ; Gillot et al., 1994 ; Salvany, 2009). Il se serait construit avant le Piton des Neiges, entre 2,2 et 1,8 Ma. A partir de considérations morphologiques et des données géochronologiques, ces auteurs proposent l'existence d'un effondrement affectant ce massif il y a 1,8 Ma ; le Piton des Neiges se construisant après un gap de 400 ka, soit il y a 1,4 Ma (Salvany, 2009).

Ce déplacement amorce le début d'une migration de l'activité volcanique de La Réunion vers l'Est. Cette migration serait étroitement liée à une succession d'effondrements emboités, dont le diamètre et l'espacement dans le temps diminuent (Gillot et al., 1994). Il s'agit de la formation successive de la caldeira de la Montagne (1,8 Ma), suivie de celle de la caldeira des Remparts (250 ka), de la caldeira des Sables (35 ka) et de l'Enclos Fouqué (4,7 ka).

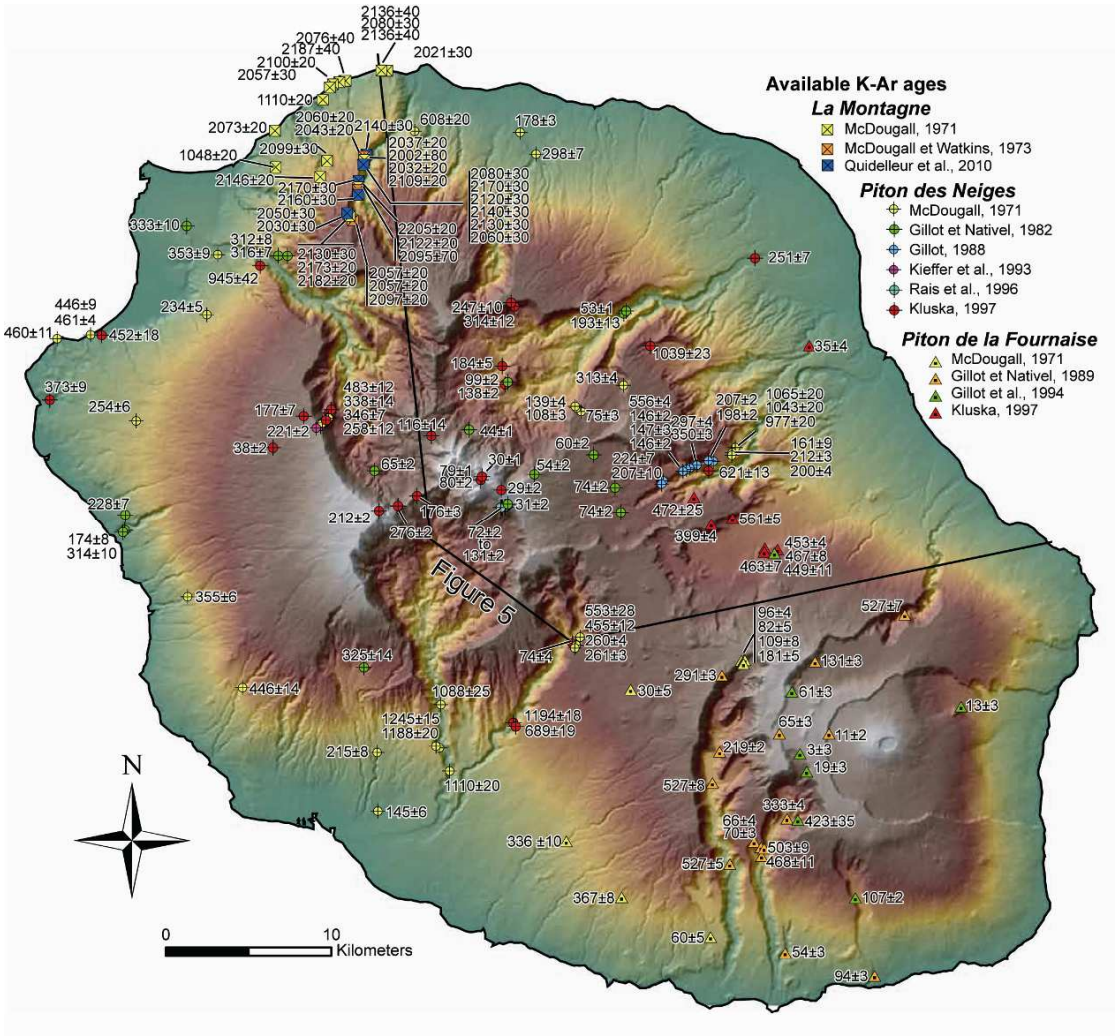


Figure II.5. *Compilations des datations faites par méthode K-Ar sur la partie aérienne de l'île de La Réunion. D'après de Salvany, 2009.*

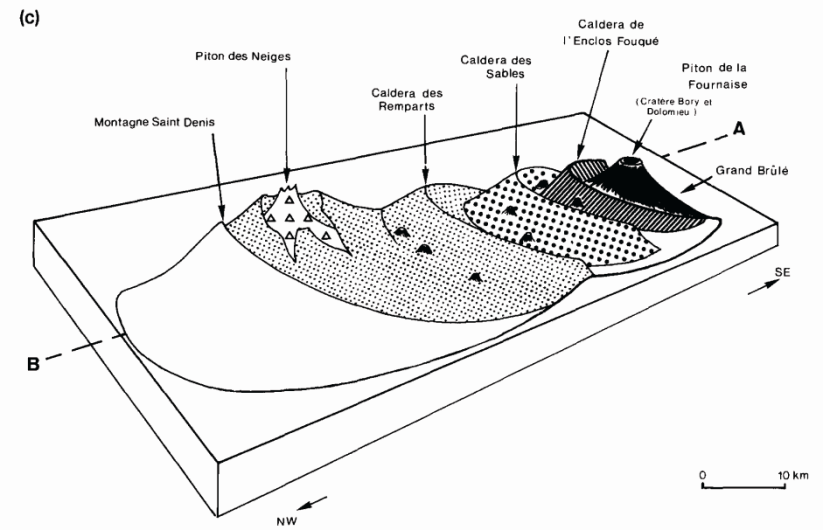


Figure II.6. *Schéma évolutif de la construction de l'île de La Réunion avec la succession des effondrements emboités (du NO vers le SE) au cours du temps. D'après Gillot et al., 1994.*

La proposition de l'individualisation de cet édifice de la Montagne est essentiellement motivée par le regroupement de laves anciennes datées sur le Massif de la Montagne (une trentaine d'échantillons datés entre 2205 et 2002 ka ; McDougall, 1971 ; McDougall et Watkins, 1973 ; Quidelleur et al., 2010), qui révèle, pour le moins, l'existence à cette époque d'une zone préférentielle d'activité magmatique. Aucun autre argument (pétrologique ou géophysique) ne vient conforter cette hypothèse du "volcan de la Montagne".

II.2.2. Evolution du Piton des Neiges

La morphologie du massif du Piton des Neiges est marquée par trois grandes dépressions radiales au sommet, nommées "cirques" (Fig. II.7). Le cirque de Mafate, au Nord-Ouest, se serait formé il y a plus d'1 Ma. Le cirque de Cilaos, au Sud, se serait mis en place entre 1 et 0,45 Ma. Enfin, le cirque de Salazie, au Nord-Est, se serait formé il y a 0,6-0,43 Ma (Kluska, 1997 ; Oehler, 2005). L'érosion a porté à l'affleurement des poches ou chambres magmatiques du Piton des Neiges. Une syénite est visible dans Cilaos (Upton et Wadsworth, 1967 ; Rançon et al., 1988) et un complexe gabbroïque affleure dans Salazie (Lacroix, 1923 ; Upton et Wadsworth, 1972 ; Rocher, 1988 ; Famin et Michon, 2010).

Des études récentes (Salvany, 2009 ; Saint-Ange et al. 2011 ; Sisavath et al., 2011) soulignent l'importance des processus d'érosion dans l'interprétation de la morphologie actuelle du Piton des Neiges, en complément des évènements de grande ampleur (Oehler et al., 2008 ; Famin et Michon, 2010 ; Le Friant et al., 2011). L'action couplée de ces mécanismes limite probablement l'accès à l'information géologique.

La morphologie de ce volcan est également liée au changement de dynamisme qui intervient il y a 350 ka, au moment de la mise en place de la série différenciée (Upton et Wadsworth, 1965 ; 1972 ; Billard et Vincent, 1974). Cette période s'accompagne d'une baisse d'activité volcanique, avec l'épanchement de coulées de lave plus visqueuses, plus épaisses et parfois avec un dynamisme explosif (Fretzdorff et al., 2000). Cet important changement d'activité favorise l'érosion et influence la morphologie de l'édifice.

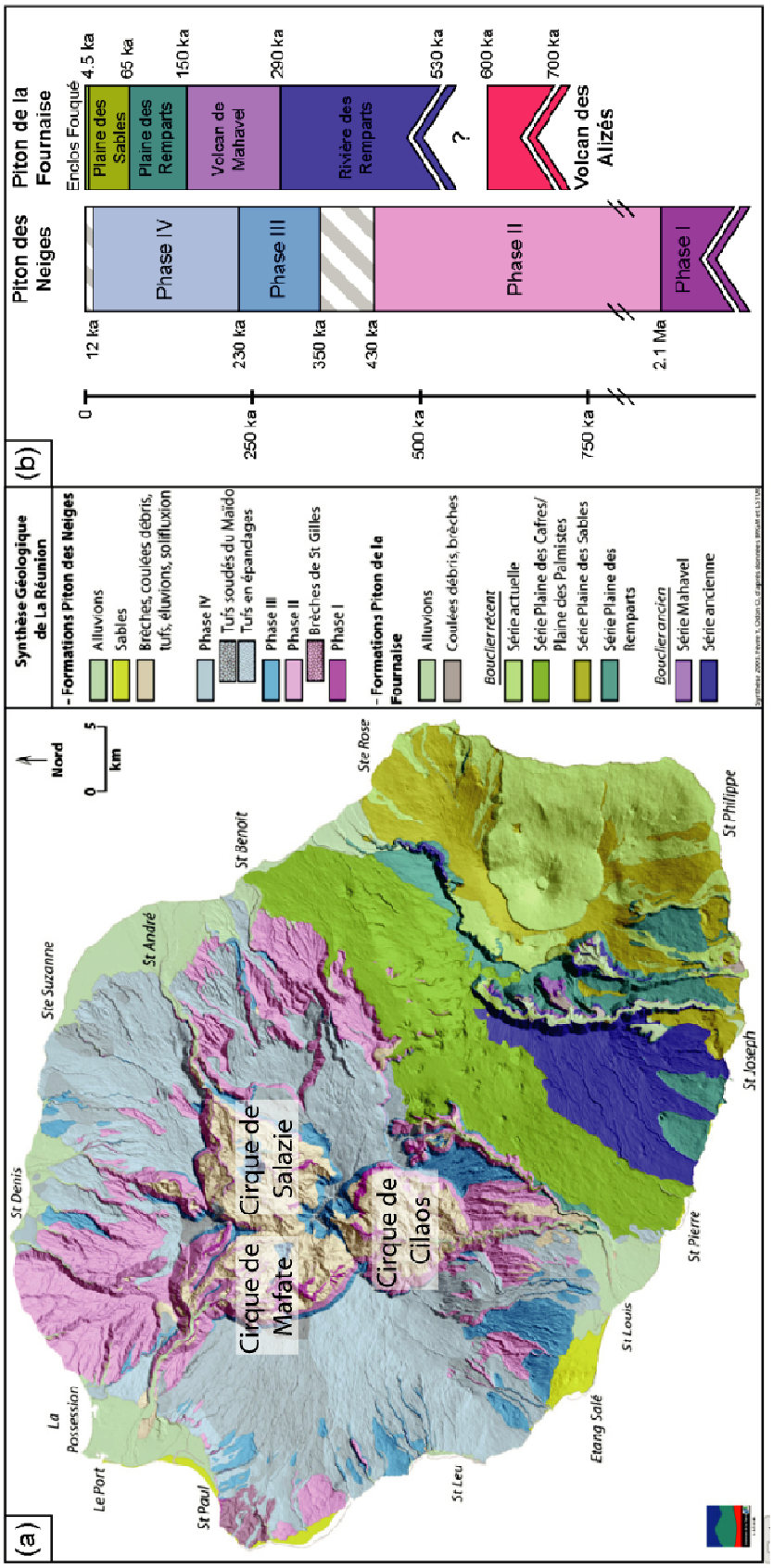


Figure II.7. (a) *Carte géologique de La Réunion. Synthèse de Fèvre et Odon (2003). Données BRGM et LSTUR.* ***(b)*** *Logs chronologiques du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Synthèse modifiée d'après Marine, Bret (2002), Fèvre (2005) et Kluska (1997). D'après Welsch, 2010.*

Le début de l'activité de ce volcan endormi est estimé à 5 Ma (Upton, 1982 ; Gillot et al., 1994) ou ~7 Ma (Lénat et Bachèlery, 1988). McDougall (1971) a daté le début de son activité aérienne à 2,08 Ma (2,2 Ma pour Quidelleur et al., 2010) sur le Massif de la Montagne. Des âges qui ont depuis été largement confirmés (Fig. II.5 ; McDougall et Watkins, 1973 ; Quidelleur et al., 2010). La fin de l'activité de ce volcan est moins claire. Certains auteurs l'estiment à 31 ka (Gillot et Nativel, 1982 ; Kluska, 1997), alors que d'autres la date à 22 ka (Delibrias et al., 1983) ou encore à 12 ka (Deniel et al., 1992). Ces deux dernières datations (^{14}C et U-Th respectivement) ont été remises en question en employant une autre méthode (méthode K-Ar ; Kluska, 1997), du fait de la non reproductibilité de l'âge obtenu et de la grande incertitude liée à la méthode.

Les successions lithologiques observées dans les laves du Pion des Neiges indiquent une histoire en quatre phases (Fig. II.7 ; Upton et Wadsworth, 1965 ; 1972 ; Billard et Vincent, 1974)

- La Phase I, nommée la Série des Océanites Anciennes, correspondrait à un stade de construction du bouclier sous-marin, avec la mise en place de basaltes (aujourd'hui très hydrothermalisés) parfois riches en phénocristaux d'olivine, avant 2,1 Ma (Upton et Wadsworth, 1969).
- La Phase II est appelée la Série des Océanites Récentes. Elle marque l'émersion du bouclier de 2,1 à 0,43 Ma, avec l'accumulation de basaltes aphyriques ou riches en macrocristaux d'olivine.
- La Phase III correspond au premier stade de la Série Différenciée. Elle se met en place de 350 à 230 ka après une période de repos de 80 ka, pour constituer une unité atteignant jusqu'à 700 m d'épaisseur. Ces laves correspondent à une série chimiquement évoluée allant de basaltes riches en phénocristaux de plagioclase (localement nommés "Roches Pintades") et de basaltes riches en phénocristaux de plagioclase-olivine-clinopyroxène, à des hawaiites et des mugéarites. Notons que les roches pintades font l'objet d'un paragraphe spécifique dans les chapitres IV et V.
- La Phase IV allant de 230 ka à environ 31-12 ka selon les auteurs, constitue le second stade de la Série Différenciée, qui correspond au stade ultime de l'évolution du volcan avec des épisodes explosifs. Elle comprend des basaltes à phénocristaux de plagioclase, des formations pyroclastiques de mugéarites et de benmoreites, et à des téphras de trachytes et de comendites (Gillot et Nativel, 1982). Ces formations se retrouvent principalement en plaquage sur les parois des falaises (Kieffer, 1990) et ne représentent qu'un faible volume de l'édifice (< 1 %).

Upton et Wadsworth (1972) proposent que les magmas du Piton des Neiges soient issus de la fusion partielle (entre 7 et 15%) d'une péridotite à grenat située entre 60 et 90 km de profondeur. Selon ces auteurs, la diversité des produits de ce volcan résulte d'une différenciation magmatique réalisée à des niveaux superficiels de l'édifice (3-4 km de profondeur) dans une ou plusieurs chambres.

L'évolution des laves basiques vers des laves différenciées (Phase III) suggère que le volcan a toutefois cessé d'être alimenté par des magmas mantelliques et qu'il a fonctionné en système fermé à partir de 350 ka (Rocher, 1988 ; Deniel et al., 1992 ; Kluska, 1997).

Fisk et al. (1988) expliquent la composition chimique de toutes les laves du Piton des Neiges par la cristallisation de l'augite et de l'olivine entre 5 et 15 km de profondeur, à partir d'un magma parent à 15-17% de MgO. La Série Différenciée aurait, en supplément, subit une contamination par des laves constituant l'édifice se traduisant par un enrichissement en éléments alcalins.

II.2.3. Evolution du Piton de la Fournaise

Pour le Piton de la Fournaise, son activité volcanique étant plus récente, il est plus aisé de proposer un modèle d'évolution précis. Ses premières laves datées remontent à 527 ka (Gillot et al., 1994) et son activité se poursuit aujourd'hui. L'important travail de l'érosion permet là aussi d'avoir accès à son histoire ancienne.

Un volcan bouclier est un édifice où les phénomènes d'instabilité sont nombreux. Il s'effondre partiellement à plusieurs reprises au cours de sa vie. Ces effondrements peuvent être verticaux comme la formation de caldeiras, ou latéraux comme les glissements de flancs et les processus d'étalement (Bachèlery, 1981 ; Duffield et al., 1982 ; Merle et Lénat, 2003 ; Oehler et al., 2004 ; Michon et Saint-Ange, 2008). Ces évènements structuraux peuvent être contemporains d'épanchements de lave et les structures caldeiriques alors formées peuvent être remplies par des dépôts volcano-sédimentaires comme des lahars ou des coulées de débris (Bachèlery et Mairine, 1990 ; Mairine et Bachèlery, 1997), ou par des coulées de laves qui peuvent remplir, voire déborder de la caldeira (Merle et al., 2008 et 2010). Ces structures tectoniques peuvent également guider l'érosion, en favorisant son travail sur un flanc du volcan isolé de l'accumulation des coulées de laves. L'enchevêtrement de ces événements rend la lecture et la compréhension du paysage volcanique très complexe.

Prenant appui sur les données géochronologiques (Fig. II.5 ; McDougall, 1971 ; Gillot et Nativel, 1982 ; Gillot et al., 1994 ; Kluska, 1997), des travaux récents ont revisité les différentes étapes d'évolution structurale du massif depuis 530 ka (Fig. II.8 ; Merle et al., 2010). Ces études ne modifient pas fondamentalement les modèles précédents (Bachèlery et Marine, 1990 ; Mairine et Bachèlery, 1997) mais les rendent plus élaborés en couplant des glissements de flancs, des formations et des débordements de caldeira, l'ensemble étant par la suite travaillé par l'érosion. Merle et al. (2010) proposent qu'en 530 ka (Fig. II.8. a et b), la Fournaise ait été affectée par deux principaux glissements de flancs (glissement de la Rivière des Remparts vers 290 ka et de Grand Coude vers 150 ka) et par la formation de quatre caldeiras (caldeira de la Rivière des Remparts vers 250 ka, du Morne Langevin vers 150 ka, de la Plaine des Sables vers 60 ka et de l'Enclos Fouqué vers 4,5 ka).

Ces caldeiras ont fortement contribué à la morphologie actuelle du massif, en isolant des parties de flancs de l'accumulation de coulées de laves, et d'un autre côté en limitant leur épanchement à un domaine "clos", formant ainsi des coulées de laves tabulaires, qui ont parfois débordées hors de la caldeira (comme la Série du Morne Langevin par exemple ; Merle et al., 2008).

L'édification du massif de la Fournaise a été scindée à deux grandes périodes de construction: le Bouclier Ancien et le Bouclier Récent (Fig. II.7 et II.8.c ; Bachèlery et Mairine, 1990). La transition entre ces deux périodes est marquée par la migration de la zone centrale du volcan depuis le centre de la Plaine des Sables (vers le Piton Chisny) vers le centre actuel (sous le cône terminal dans l'Enclos Fouqué), il y a environ 150 ka (Bachèlery, 1981). Plusieurs arguments ont été avancés en faveur de cette migration : l'orientation des dykes alimentant les laves du bouclier ancien, la convergence des pentes externes du massif ancien et la discordance marquée entre les coulées du Bouclier Ancien et celle du Bouclier Récent, l'anomalie gravimétrique lourde reconnue sous la Plaine des Sables (Rousset et al., 1989) et la présence d'enclaves péridotitiques et gabbroiques dans les produits des éruptions de cette zone (Bachèlery et Mairine, 1990).

Chacune des "phases boucliers" comprend plusieurs unités de laves qui se distinguent à partir des données pétrologiques et structurales, et qui ont récemment été contraintes par des nouvelles observations de terrain (Fig. II.8.c et II.9 ; Merle et al., 2010).

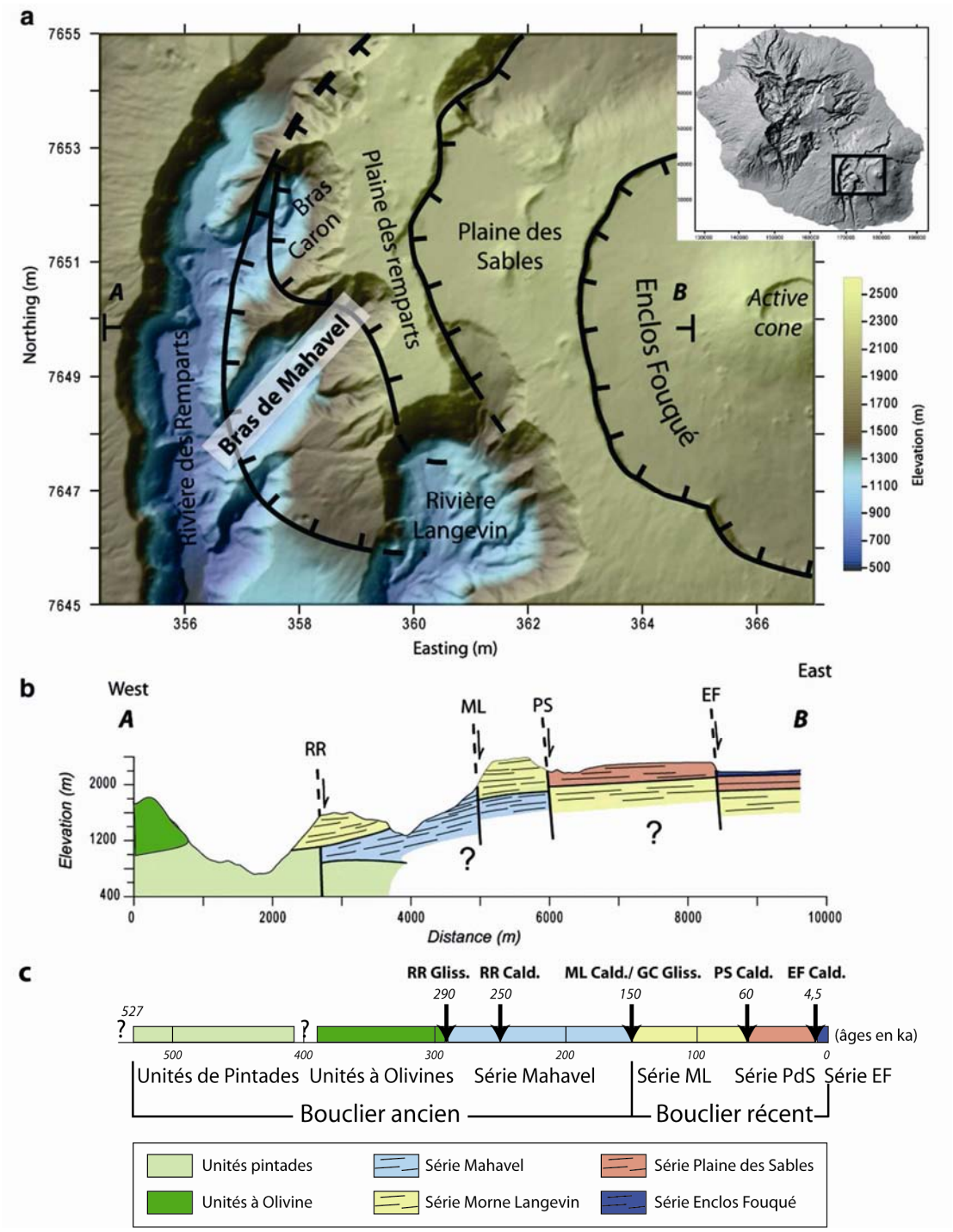


Figure II.8. *Modèle structural du Massif de la Fournaise.* ***(a)*** *Modèle numérique de terrain montrant d'Ouest en Est, les bordures des caldeiras de la Rivière des Remparts, du Morne Langevin, de la Plaine des Sables et de l'Enclos Fouqué. Le Bras Caron et le Bras Mahavel sont deux affluents du canyon principal de la Rivière des Remparts.* ***(b)*** *Coupe Ouest-Est simplifiée montrant les quatre caldeiras : la Rivière des Remparts (RR), le Morne Langevin (ML), la Plaine des Sables (PS) et l'Enclos Fouqué (EF). Modifiée d'après Merle et al., 2008.* ***(c)*** *Compilation des données structurales et pétrologiques à partir de Bachèlery et Mairine, 1990 ; Mairine et Bachèlery, 1997 ; Merle et al., 2008 ; Merle et al., 2010. Notons que les unités Pintades et à Olivine forme la Série Ancienne de la Fournaise. Abréviations supplémentaires : glissement de terrain (Gliss.), caldeira (Cald.).*

Le Bouclier Ancien comprend deux séries séparées par un événement tectonique majeur, le glissement de la caldeira de la Rivière des Remparts (Fig. II.8) :

- La Série Ancienne comprend des laves datées de 530 à 290 ka (Gillot et al., 1990). Elle est subdivisée en deux unités : les ”laves pintades” (> 530 à < 450 ka) et les ”laves à olivine” (< 450 à 290 ka). La première correspond à une série différenciée faiblement alcaline (Albarède et al., 1997) formée par une alternance de coulées de basaltes plagioclasiques (Roches Pintades), de basaltes aphyriques, de mugéarites et des basaltes cotectiques (basaltes dans lequel les trois phases, olivine, clinopyroxene et plagioclase, sont présentes sous forme de phénocristaux en proportions quasi-égales ; Ludden, 1978) de plus en plus nombreux dans la fin de la série. La seconde unité, de nature transitionnelle, est constituée de basaltes à olivine et d’océanites, associés à des basaltes aphyriques et cotectiques. La transition entre ces deux unités correspond à l’apparition de plus en plus fréquente des basaltes cotectiques et à la disparition quasi - totale des laves pintades (Merle et al., 2010).

  La composition plus alcaline de l’unité des ”laves pintades” pose la question de son lien avec les unités plus récentes de la Fournaise. Son caractère alcalin et la présence de termes différenciés rapprochent cette unité de la phase III du Piton des Neiges. Ainsi, elle pourrait appartenir à un édifice plus ancien et marquer sa fin d’activité (Kornprobst et al., 1984 ; Smietana et al., 2009). Une telle transition peut être liée à un grand événement tectonique entre les deux unités de la Série Ancienne. Les travaux récents de Merle et al. (2010) n’excluent pas qu’un évènement tectonique majeur ait pu avoir lieu entre la mise en place de ces deux unités, bien qu’aucune évidence de terrain n’ait pu être reportée.

- La Série du Volcan de Mahavel (290 – 150 ka) comble une grande structure d’érosion dénommée paléo-rivière des Remparts par Bachèlery et Mairine (1990), avec des basaltes à olivine, des océanites, des basaltes aphyriques, tous de nature transitionnelle.

Outre la migration du centre éruptif déjà évoquée, le Bouclier Récent est marqué par un second évènement tectonique majeur dans l’édification de la Fournaise : le glissement de Grand Coude, puis la formation de la Caldeira Morne Langevin (Fig. II.8. a et b ; Merle et al., 2010). Cette phase comprend trois unités laviques de compositions proches (basaltes

aphyriques, à olivine et océanites), séparées d'un point de vue chronologique par la formation de caldeiras successives (Fig. II.8.c et II.9).

- La Série Morne Langevin (150 à 60 ka) se situe entre la formation de la caldeira du même nom et de la caldeira de la Plaine des Sables.
- La Série de la Plaine des Sables (60 à 4,5 ka) est comprise entre la mise en place de cette dernière caldeira et celle de l'Enclos Fouqué.
- La Série de l'Enclos Fouqué comprend les laves misent en place depuis la formation de cette caldeira jusqu'aux laves actuelles.

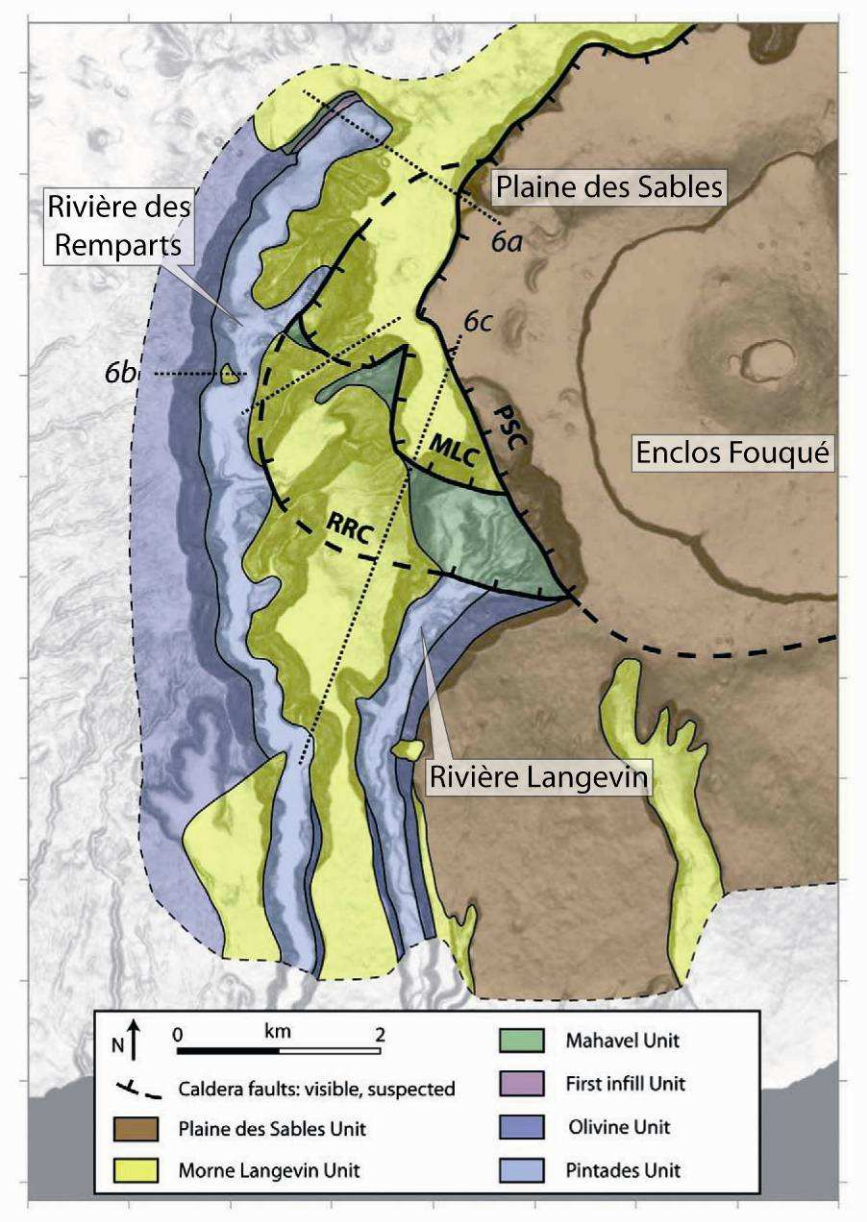


Figure II.9. *Carte géologique simplifiée du flanc Sud-Est du massif du Piton de la Fournaise. RRC : Caldeira de la Rivière des Remparts. MLC : Caldeira Morne Langevin. PSC : Caldeira de la Plaine des Sables. Notons que l'Unité de la Plaine des Sables comprend aussi l'Unité de l'Enclos Fouqué. Modifiée d'après Merle et al., 2010.*

L'ensemble des laves émises par le Piton de la Fournaise depuis 527 ka est classé en quatre principaux groupes (Upton et Wadsworth, 1965 ; 1972 ; Ludden, 1978 ; Albarède et Tamagnan, 1988 ; Albarède et al., 1997) :

- Les Steady State Basalts (SSB) qui sont les laves les plus courantes de la Fournaise. Ce sont des basaltes transitionnels, le plus souvent aphyriques, avec une composition qui varie peu (5-8 pds% de MgO ; 0,5-1 pds% de K_2O ; 10-12 pds% de CaO).
- Les basaltes riches en phénocristaux d'olivine, nommés localement "océanites" s'il y a plus de 30% de macrocristaux d'olivine en volume (Lacroix, 1936 ; Welsch, 2010). Leur composition varie de 8 à 28 pds% de MgO, 0,4 à 0,7 pds% de K_2O et 5 à 11 pds% de CaO, avec des olivines Fo_{83-85}.
- Les laves alcalines différenciées (1-5 pds% de MgO ; 1-4 pds% de K_2O ; 1,8-10 pds% de CaO) qui se trouvent exclusivement au début (530 à 450 ka) de la Série Ancienne.
- Le Groupe "Anormal" qui est assez rare (par exemple l'évent Hudson en 1998). Ces laves sont enrichies en Mg, Fe, Ti, Na, K et P et appauvries en Ca et Si relativement aux SSB. Leur composition est de 7,5-10 pds% de MgO, 0,9-1,2 pds% de K_2O et 8,5-10 pds% de CaO.

Ces variations de composition sont expliquées en grande partie par des processus de cristallisation fractionnée. Albarède et al. (1997) explique la transition entre la Série Différenciée (Unité "Pintades") et l'Unité à Olivine de la Série Ancienne par un fractionnement de moins en moins profond au cours de temps, qui favorise la cristallisation de l'olivine plutôt que du clinopyroxène. L'évolution magmatique marquée des laves de la Série Différenciée est en revanche expliquée par la cristallisation massive et profonde (> 9 kbar) du clinopyroxène. L'extrême constance de la composition des laves SSB est attribuée à un processus d'homogénéisation des compositions en éléments compatibles lors de la percolation des laves dans un réseau d'anciens conduits remplis de cristaux d'olivine et de clinopyroxène (mush). Pour ces auteurs, les océanites se mettraient en place lors de violentes remontées de magmas, qui arracheraient une partie de ces cristaux lors de leur transit rapide et les fondraient partiellement.

Lacroix (1936) et Kieffer et al., (1977) ont proposé qu'une chambre stratifiée permette de former des laves aphyriques (l'équivalent des SSB) en toit de chambre et des océanites cumulatives en base de chambre.

Famin et al. (2009) reprennent ce modèle d'une chambre stratifiée mais proposent une succession de cristallisations fractionnées à différentes profondeurs (> 7,5 et > 2,5 km sous le

cône terminal) à partir d'un magma parent de composition : 9-11 pds% de MgO ; 0,5-0,8 pds% de K_2O ; 10-12 pds% de CaO (Fig. II.10 ; Ludden, 1978).

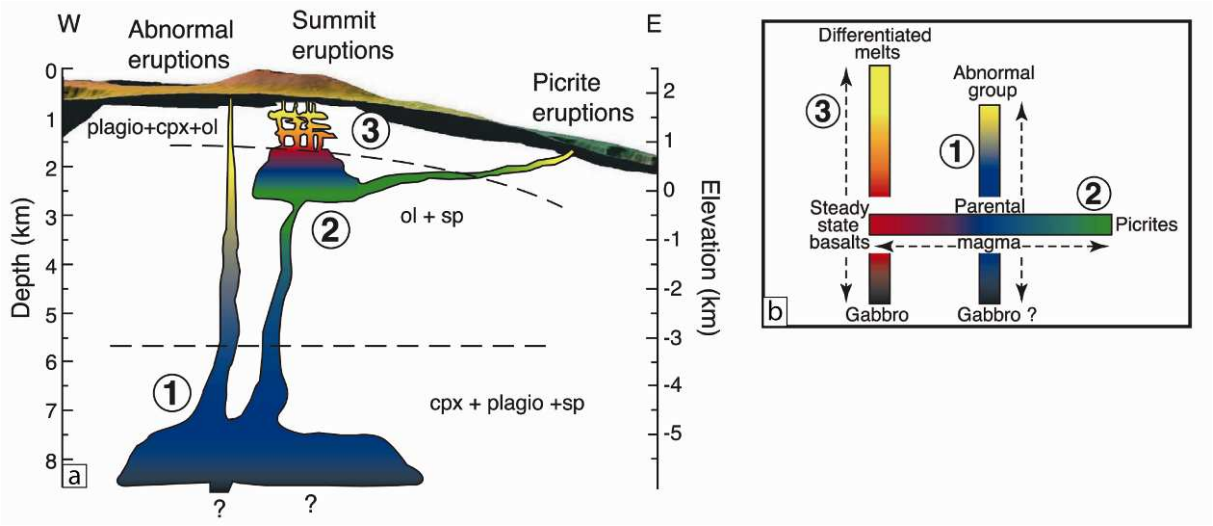


Figure II.10. (a) *Modèle géochimique conceptuel du stockage et du transport de magma sous la Fournaise.* ***(b)*** *Schéma interprétatif de la séquence de différentiation des laves du Piton de la Fournaise. La ligne 1 représente l'accumulation ou le fractionnement de plagioclase et de pyroxène depuis les magmas parents (en bleu), formant les magmas type "anormaux" (en jaune) et de possible gabbro (en noir) comme ceux du Piton des Neiges. La ligne 2 explique l'accumulation ou le fractionnement d'olivine depuis les magmas parents, formant respectivement des océanites (en vert) et des "steady state basalts" (en rouge). La ligne 3 représente l'accumulation ou le fractionnement de plagioclase et de pyroxène depuis les "steady state basalts", formant des magmas différenciés (en jaune) et des cumulats gabbroïques (en noir) comme ceux du Piton de la Fournaise. D'après Famin et al., 2009.*

Les travaux récents de Welsch (2010) et Welsch et al. (2009) montrent que les océanites ne sont pas des laves résultant d'une "sédimentation" de cristaux dans le fond de la chambre magmatique. Elles se forment par la remobilisation de cristaux croissant en paroi des chambres (toit, murs…), sous l'effet d'un gradient thermique, et impliquent une éruption avec un fort débit pour être mises en place (Peltier et al., 2009 ; Vlastélic et al., 2005).

II.2.4. Données sur la partie sous-marine de l'édifice

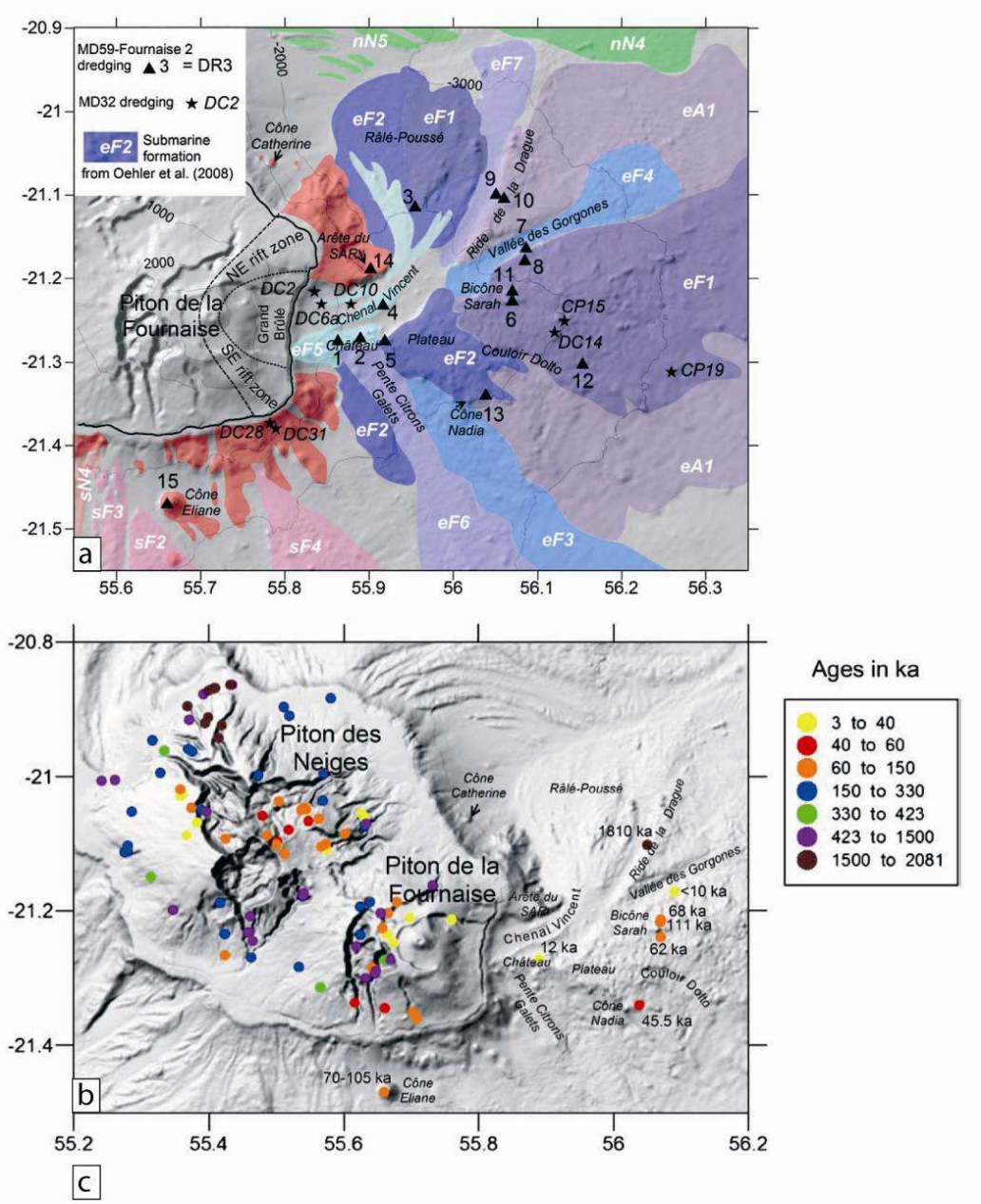
L'exploration de la partie sous-marine de La Réunion est très récente. Dans un premier temps, elle a concerné la bathymétrie des fonds marins des flancs de La Réunion (campagne MD 32 ; Philippot, 1982). Les premières dragues ont été obtenues en 1988, lors de la

campagne océanographique MD59-Fournaise 2, et les datations de ces échantillons ont été publiées en 2009 (Fig. II.11 ; Lénat et al., 2009). Il s'agit des seules roches sous-marines datées préalablement à cette étude.

Parmi les sept échantillons sous-marins dont les âges sont reportés dans Lénat et al. (2009), six semblent être des blocs mis en place lors d'éruptions aériennes et repris dans des avalanches de débris, si l'on s'appuie sur des critères morphologiques (forme émoussée, absence de bordure vitreuse) et géochimiques (teneur basse en soufre). Ceci confirme l'hypothèse que des grands glissements de flancs trouvent leur origine dans la partie subaérienne et arrivent en mer (Fig. II.4 ; Oehler et al., 2008). Excepté pour MD59-DR10 B daté à 1,8 Ma, les autres échantillons de part leur âge récent (< 111 ka) et leur localisation à l'est de l'édifice, sont attribués à l'activité récente du Piton de la Fournaise.

Seul l'échantillon MD59-DR15 A2 dragué sur le cône Eliane est typique d'une mise en place sous l'eau (Lénat et al., 2009). Notons que deux âges (MD59-DR8 D et MD59 DR15 A2) n'ont pas été obtenus analytiquement et sont seulement estimés à partir du rapport $^{230}Th/^{232}Th$. Pour l'échantillon MD59-DR8 D, ce rapport est proche de celui des laves actuelles de la Fournaise, ce qui laisse supposer un âge récent (< 10 ka). Concernant l'échantillon MD59 DR15 A2, les minéraux opaques de petite taille n'ont pas pu être séparés de la matrice, rendant impossible une datation. Toutefois le rapport $^{230}Th/^{232}Th$ de cette roche a permis d'estimer un âge entre 70 et 106 ka, en s'appuyant sur la corrélation entre le rapport $^{230}Th/^{232}Th$ et le temps, déterminée par Condomines et al. (2003) pour les laves aériennes de la Fournaise. Le Cône Eliane a été daté de nouveau par la suite à 80-120 ka (communication personnelle de Deniel dans Oehler et al., 2008 ; la méthode de datation n'est pas spécifiée mais il s'agit probablement de la méthode U-Th).

L'âge le plus ancien a été obtenu sur une roche draguée sur la Ride de la Drague (MD DR10 B à 1,8 ± 0,44 Ma). Sa position à l'est de l'édifice, c'est-à-dire loin du Piton des Neiges, et son âge largement supérieur aux datations obtenues sur les formations du Piton de la Fournaise, posent le problème de son origine. L'une des possibilités est de l'attribuer à l'activité volcanique aérienne d'un édifice volcanique ancien précédant le Piton de la Fournaise (voir partie III.3).



Age determinations on Fournaise 2 dredged samples (ages in ka).

Samples	DR2 K1	DR6 E3	DR8 D	DR10 B	DR11 A	DR13 B	DR15 A2
K–Ar ages	12 ± 7	62 ± 7	–	1810 ± 440[a]	68 ± 4	45.5 ± 2.9	–
Th–U ages	–	–	<10	–	111 ± 24	–	70–105

[a] Very high atmospheric argon contaminant level.

Figure II.11. (a) *Carte de localisation des échantillons dragués pendant MD32 et MD59-Fournaise 2. La carte géologique des formations sous-marines drapée sur la bathymétrie ombrée est due à Oehler et al., 2008. Les constructions volcaniques sont en rouge, et le reste correspond à des zones couvertes de sédiments ou par des dépôts d'avalanches de débris. Les abréviations sont les mêmes que celles de la figure II.4. Coordonnées géographiques en WGS 84.* ***(b)*** *Carte de datations pour l'édifice volcanique de La Réunion. Pour le domaine émergé, les références sont celles de la figure II.5. Pour les flancs sous-marins, les âges ont été obtenus par méthode U-Th et K-Ar.* ***(c)*** *Détails des âges sur les échantillons sous-marins. Modifiée d'après Lénat et al., 2009.*

Si la partie sous-marine de l'édifice reste encore peu datée, les données bathymétriques concernant les flancs de l'édifice sont complètes. Elles montrent deux types de constructions volcaniques : des cônes sous-marins sur les flancs et des rifts zones en continuité avec la partie aérienne (Lénat et Labazuy, 1990 ; Oehler et al., 2008 ; Gailler et Lénat, 2010). Des extraits de carte bathymétrique des sites cités ci-après se trouvent dans le chapitre III pour présenter les différentes zones d'échantillonnage.

Le Cône Eliane au large de la Rivière des Remparts (Fig. II.9 ; Lénat et al., 1989 ; Oehler, 2005 ; Oehler et al., 2008) constitue un bel exemple de cône sous-marin, d'un diamètre d'environ 3 km pour une hauteur de 600 m. Il se trouve dans l'alignement de la Rivière de Remparts et est accompagné, dans le même alignement, par deux autres cônes de morphologie semblable. Il s'agit de structures volcaniques aux pentes régulières, préservées des avalanches de débris. Les données pétrologiques (Fretzdorff et al., 2002) donnent au Cône Eliane une composition basaltique.

Les rift zones de La Réunion qui se prolongent sous le niveau de la mer sont au nombre de quatre : une au large de la ville de l'Etang Salé, une au Nord, au large du Massif de la Montagne (nommée structure du Cap Bernard par Lénat et Labazuy, 1990) et deux au NE et au SE de la Fournaise (voir les zones en rouge près du trait de côte sur la figure II.6). La première a une morphologie longue et étroite (environ 15 km de long pour un maximum de 4 km de large), semblable à celles décrites pour les volcans d'Hawaii. Les trois autres sont plus courtes (moins de 5 km depuis la côte) et plus larges vers l'aval (environ 10 km à leur extrémité sous-marine ; Lénat et al., 1990 ; Gailler et Lénat, 2010) :

- la Rift de Zone de l'Etang Salé a d'abord été identifiée comme une ride (Lénat et Labazuy, 1990), puis comme une rift zone du Piton des Neiges en raison de son alignement avec un ensemble de cônes adventifs sur les flancs du volcan en domaine subaérien (Michon et al., 2007 ; Bonali et al., 2010). Les données magnétiques confirment cette hypothèse et Gailler et Lénat (2010) proposent que cette zone ait été le centre d'un édifice volcanique, sans toutefois pouvoir lui attribuer de complexe gravimétrique.
- la Rift Zone de la Montagne a été identifiée comme l'accumulation de dépôts de hyaloclastites d'après une compilation des données magnétiques et gravimétriques (Gailler et Lénat, 2010).
- les rift zones de la Fournaise actuelle (Rift Zones Nord-Est et Sud-Est) se trouvent de part et d'autre d'un complexe hypovolcanique attribué à un ancien édifice (voir partie

II.3 ; Lénat et al., 1990 ; Gailler et al., 2009…). Lénat et al. (1990), Labazuy (1991) et Oehler et al. (2007) considèrent ces structures comme les vestiges d'anciennes constructions volcaniques non liées à la croissance actuelle de PdF (Lénat et al., 2001).

Cette interprétation repose sur l'analyse morphologique de ces structures. Leur relief est accidenté à la base et plus lisse sur la partie supérieure. Cette morphologie est celle d'un relief ancien, très travaillé par l'érosion, en partie nappé par des coulées de laves beaucoup plus récentes (Lénat et al., 2001 ; Gailler et al., 2009…). Les parties basales de ces structures sont associées à des anomalies magnétiques inverses, avec une magnétisation cohérente, ce qui leur confère un âge d'au moins 0,78 Ma (période de Matuyama).

Ainsi, la base de ces rift zones serait des vestiges d'un édifice volcanique ancien, recouverts par les rift zones de la Fournaise actuelle dans le prolongement des structures reconnues dans la partie subaérienne du massif fournaisien (Lénat et al., 1990 ; Labazuy, 1991 ; Michon et al., 2007 ; Oehler et al., 2007).

Toutes ces structures sous-marines ont été échantillonnées récemment : en 2008 pendant la mission M75 - ERODER 2 pour la Rift Zone de l'Etang Salé et celles de la Fournaise (les échantillons sont traités dans cette étude) et en 2010 pendant MD184 - ERODER 4, où les rift zones de la Fournaise ont de nouveau été draguées ainsi que la Rift Zone de la Montagne.

II.3. Un potentiel troisième volcan bouclier à La Réunion : le Volcan des Alizés

L'existence du Volcan des Alizés est encore aujourd'hui largement débattue. Les travaux effectués dans le cadre de cette thèse concernent en grande partie cette problématique. C'est pourquoi nous faisons ici un rapide état de l'art sur les indices de l'existence de ce volcan, et que nous consacrons un chapitre de discussion (Chapitre VI "Discussion sur l'existence du Volcan des Alizés") sur la réalité de son existence.

En 1985, dans le cadre de l'exploration géothermique de l'île de La Réunion effectuée par le BRGM et financée par la Région Réunion, un forage de 3003,5 m de longueur a été réalisé de juin à octobre 1985 sur le flanc Est du Piton de la Fournaise. Le déroulement de ce forage est largement détaillé dans la thèse de Lerebour (1987). Ce forage localisé dans la zone du Grand Brulé, a été, en grande partie, réalisé en mode destructif à l'exception de sept passes carottées. Ainsi, les roches étaient pour la plupart des déblais (ou cuttings) de 1 à 3 mm, remontés à la surface par la circulation de la boue de forage. En débutant à une altitude de 172 m d'altitude, le forage a échantillonné un complexe cumulatif gabbroïque et péridotitique (succession de gabbros à olivine, wehrlites et dunites) à partir de 1010 m, c'est à dire 838 m de profondeur et jusqu'à 2831 m sous le niveau de la mer (Rançon et al., 1989 ; Lerebour, 1987).

Parallèlement au forage, des études géophysiques ont permis de mettre en évidence l'existence d'une anomalie gravimétrique positive (Rousset et al., 1987, 1989 ; Malengreau, 1995 ; Gailler et al., 2009) dans la zone du Grand Brûlé. Cette anomalie correspond spatialement aux roches plutoniques échantillonnées par le forage, et est interprétée comme une chambre magmatique fossile localisée sous le flanc Est du Piton de la Fournaise.

Couvert par des formations volcaniques appartenant à la période magnétique Matuyama, ce complexe hypovolcanique serait âgé au minimum de 780 ka (Lénat et al., 2001). Trop peu d'arguments existent pour pouvoir établir une relation chronologique entre le fonctionnement de cette chambre et de celle du Piton des Neiges.

Cette ancienne chambre magmatique est attribuée à un édifice nommé, selon les auteurs ”Proto-Fournaise ” (Rousset et al., 1987 ; Rancon et al., 1987 ; Lerebour, 1985) ou ”Volcan des Alizés” (Malengreau, 1995; Lénat et al., 2001). Quelque soit le nom de cette ancienne structure volcanique, ces auteurs semblent en accord sur l’existence d’un édifice ancien sous la Fournaise actuelle.

Toutefois aucun vestige ne lui est attribué sur l’île, laissant supposer qu’il est aujourd’hui largement effondré (Labazuy, 1991 ; Lénat et al., 2001 ; Oehler et al., 2008) et recouvert par des coulées de laves du Piton de la Fournaise. L’exploitation récente de données de sismique marine (Le Friant et al., 2011) n’a pas mis en évidence de dépôts sédimentaires volcano-détritiques pouvant être attribués à la dégradation d’un volcan d’une telle taille, dans la zone Est de l’île. Sachant que le toit du complexe intrusif se trouve à environ 1000 m sous le niveau de la mer, l’édifice correspondant a eu, selon le modèle de Ryan (1987) sur la construction du volcan bouclier, une hauteur minimale de 1000 m au dessus du niveau de la mer.

L’ensemble de ces questions non résolues laisse aujourd’hui ouvert un important débat sur l’existence du Volcan des Alizés. Aussi dédierons-nous un chapitre à cette problématique, en y intégrant les apports de cette étude.

II.4. Etat des connaissances en géochimie

Peu de données isotopiques récentes (postérieures à 1985) ont été publiées sur le Piton des Neiges (Hamilton, 1965 ; MacDougall et Compston, 1965 ; Cooper et Richards, 1966 ; Oversby, 1972 ; Hedge et al., 1973 ; Zielinski, 1975 ; Dupré et Allègre, 1983 ; Fisk et al., 1988 ; Bosch et al., 2008). Toutefois, elles couvrent toute l’histoire du volcan et montrent une dispersion, pour tous les systèmes isotopiques (Sr, Nd, Hf et Pb), aussi large que celle obtenues pour les nombreuses analyses réalisées sur les laves de la Fournaise (Bosch et al., 2008).

Les laves historiques et récentes du Piton de la Fournaise ont été largement étudiées (Albarède et Tamagnan, 1988 ; Albarède et al., 1997 ; Luais, 2004 ; Vlastélic et al., 2005 ; 2007 ; 2008 ; Bosch et al., 2008 ; Pietruszka et al., 2009…) alors que les laves anciennes (Série Différenciée de la Rivière des Remparts et Série de la Rivière Langevin) ont été

analysées de façon complète (isotopes de Sr, Nd, Hf, Pb par Albarède et al., 1997 ; Luais, 2004 ; Bosch et al., 2008) mais, pour ces trois études, il s'agit du même lot d'échantillons. Ces échantillons ont été prélevés lors d'une descente en rappel de la falaise de la Rivière des Remparts, par Jacques Bertola et Christian Germanaz aux alentours de 1993, à 500 m en amont du Coteau Sipec. Concernant les données en Hf radiogénique, elles restent très récentes pour les deux édifices (Bosch et al., 2008 ; Pietruszka et al., 2009).

Les laves de La Réunion sont connues pour avoir une composition isotopique en Sr, Nd, Pb et He particulièrement homogène en comparaison avec les laves des autres points chauds dans le monde, comme Hawaii ou Kerguelen (Fig. II.12 ; Fisk et al., 1988 ; Graham et al., 1990 ; Staudacher et al., 1990 ; Albarède et al., 1997 ; Fretzdorff et al., 2002 ; Bosch et al., 2008 ; Pietruszka et al., 2009).

De petites variations systématiques en Nd, Pb radiogéniques et éléments traces ont été identifiées sur les laves de la Fournaise. Concernant le $^{143}Nd/^{144}Nd$, les laves anciennes du Piton de la Fournaise montrent les valeurs les plus faibles pour ce volcan. Ces valeurs augmentent (de 0,512751 à 0,512902) graduellement sur environ 530 ka. Cette augmentation s'accompagne d'une décroissance de l'index d'alcalinité (Luais, 2004). Ces variations concernant les isotopes du Nd ne sont pas corrélées avec une variation pour les isotopes du Sr. Luais (2004) explique cette variation par la contribution, décroissante au cours du temps, d'un élément enrichi avec un faible rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ dans le panache mantellique. Ces variations en Nd radiogéniques ont été remises en question par Bosch et al. (2008), qui notent une absence de séparation des autres Terres Rares (légères et moyennes) avant le passage sur colonne. Il est vrai que le signal isotopique semble fortement corrélé à la pétrologie de l'échantillon (le plus faible rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ correspond à une roche pintade et le plus fort rapport à une océanite).

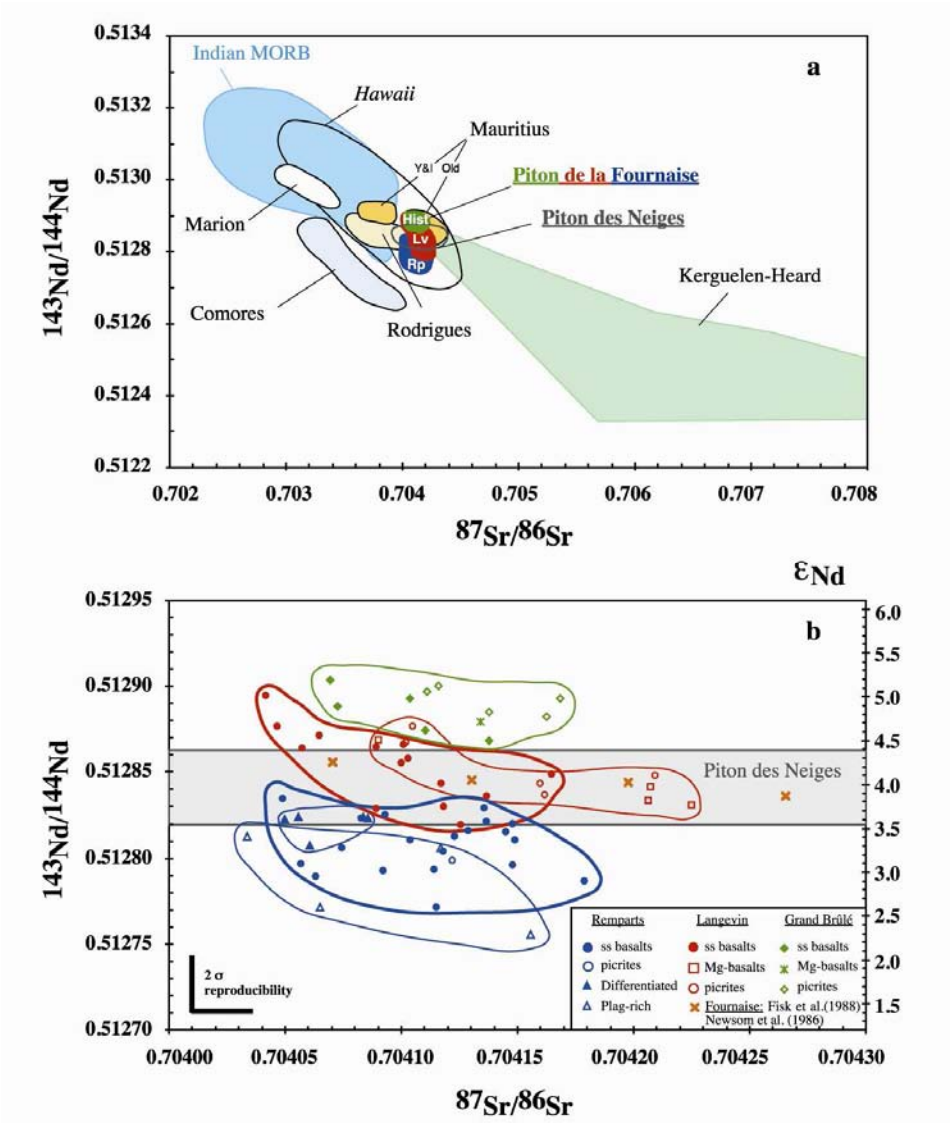


Figure II.12. (a) *Comparaison des rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ de La Réunion avec les OIB et les MORB de l'Océan Indien.* ***(b)*** *Digramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ des laves du Piton de la Fournaise (Remparts, Langevin, Grand Brûlé) et du Piton des Neiges. D'après Luais, 2004.*

Pour les éléments traces, Albarède et Tamagnan (1988) montrent une fluctuation rapide du Ce/Yb des laves historiques de la Fournaise (1931 à 1986). Ils interprètent cela comme le mélange de magmas produits par des degrés de fusion variables.

D'autres auteurs (Fisk et al., 1988 ; Albarède et al., 1997 ; Vlastélic et al., 2005, 2007, 2008 ; Bosch et al., 2008 ; Pietruszka et al., 2009) proposent que les laves de la Fournaise aient été légèrement ou fortement contaminées par la croûte océanique indienne et/ou l'édifice volcanique et/ou des composants hydrothermalisés. Par exemple, Vlastélic et al. (2005) ont identifié de fines variations du signal isotopique du plomb et en éléments traces dans les laves récentes de la Fournaise (parfois émises au cours même d'une éruption), dues à une

contamination du magma du panache avec l'encaissant. L'interaction avec la croûte océanique serait constante, de l'ordre de 5%, de 1998 à 2001, puis augmenterait jusqu'à 10% jusqu'en 2004. Parallèlement, la contamination par les formations de l'édifice volcanique serait décroissante de 15 à 0% sur toute cette période.

Les isotopes du plomb montrent plus de variations que les autres systèmes. Ceci a été décelé dès 1972 par Oversby pour les laves du Piton des Neiges. Ces variations restent toutefois subtiles. Toutes les laves de La Réunion sont marquées par une anomalie Dupal (valeurs hautes en $^{208}Pb/^{204}Pb$ et $^{207}Pb/^{204}Pb$ pour un rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ donné ; Hart, 1984) typique des OIB et des MORB de l'Océan Indien.

Bosch et al. (2008) présentent deux tendances, quasiment parallèles, pour les isotopes du plomb ; chacune étant associée à l'un des deux volcans de La Réunion, et tendant vers des compositions moins radiogéniques au cours du temps. A partir d'une analyse en composantes principales portant sur les isotopes du plomb, ils proposent que le panache mantellique de La Réunion moderne soit représenté par un mélange entre la composante C et la composante EM1, avec une contribution majeure de C (première composante principale pour 98,2 % de la variance totale). La seconde composante principale correspond à 1,4 %de manteau supérieur appauvri (DMM). Pour les laves du Piton des Neiges, la participation du composant appauvri serait plus importante : 90,8 % de C et EM1 pour la première composante et 8,8 % de DMM pour la seconde. Les compositions utilisées sont celles de Hanan et Graham (1996) pour C et Chauvel et al. (1992) ou Gasperini et al. (2000) pour EM1 qui représente la marque de l'anomalie Dupal. Bosch et al. (2008) proposent que ces laves aient pour source un panache mantellique hétérogène, qui est échantillonné par deux blobs de compositions différentes (Fig. II.13). Ces blobs de petites tailles (< 10 km de rayon) remonteraient rapidement depuis la base de la lithosphère avec un léger décalage temporel, donnant chacun naissance à un édifice volcanique. Ce modèle expliquerait "l'homogénéité" des laves de La Réunion, c'est-à-dire la faible dispersion des compositions isotopiques relativement aux autres OIB, en induisant une différence légère que l'on retrouve dans les laves des deux édifices.

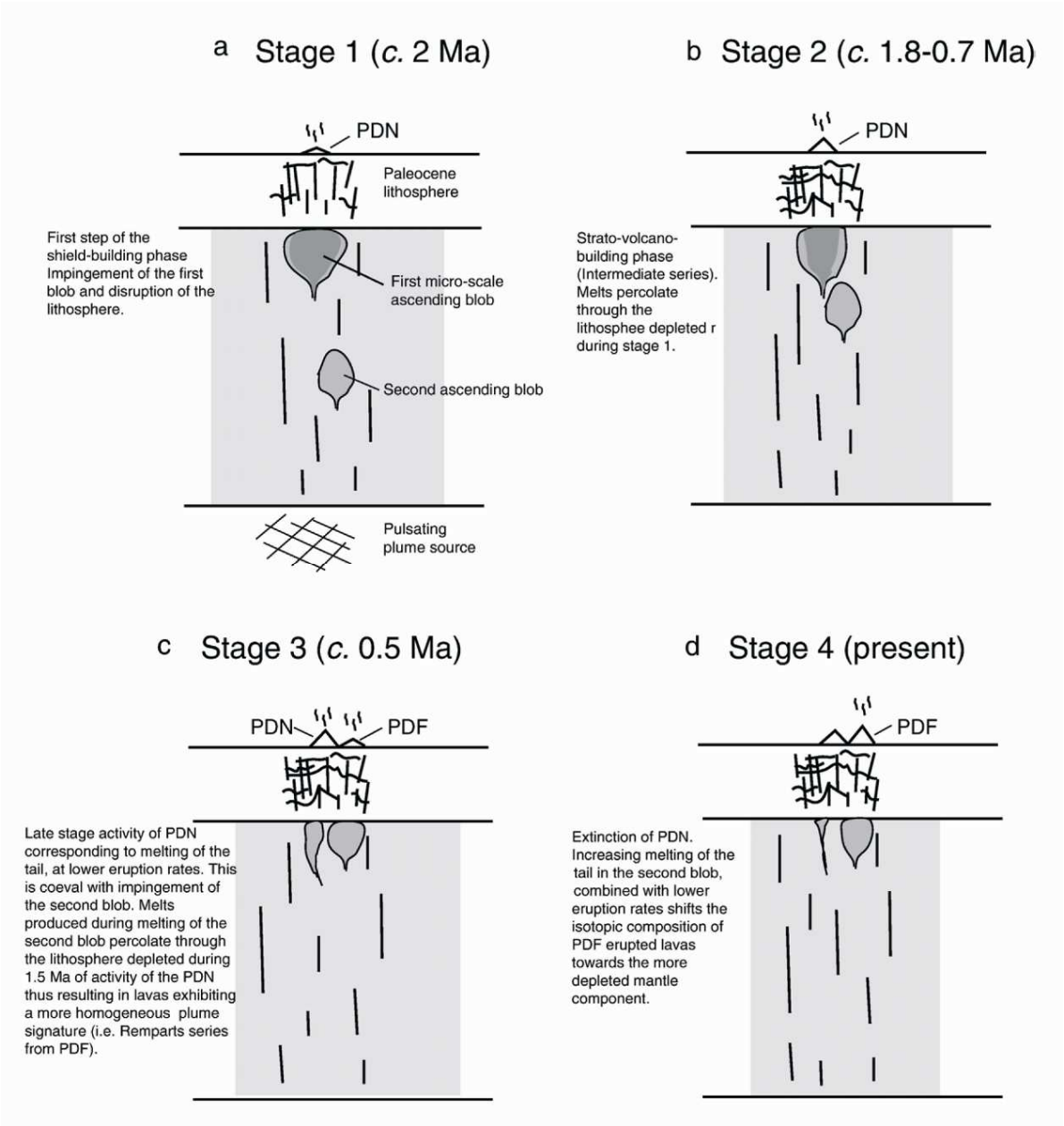


Figure II.13. *Modèle schématique de l'évolution du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise avec l'ascension de deux blobs mantelliques.* ***(a)*** *Stade 1 : première phase de construction du bouclier il y a 2 Ma, avec l'impact du premier blob sous la lithosphère rompue.* ***(b)*** *Stade 2 : Phase de la construction du volcan bouclier entre 1,8 et 0,7 Ma. Les liquides percolent à travers la lithosphère appauvrie pendant le stade 1.* ***(c)*** *Stade 3 : dernière phase d'activité du Piton des Neiges (il y a 0,5 Ma) correspondant à la fusion de la queue du blob avec de faibles fréquences d'éruptions. Ceci est contemporain de l'impact du second blob. Les liquides qu'il produit percolent à travers une lithosphère appauvrie par 1,5 Ma d'activité du PdN, c'est pourquoi ces laves présentent la signature du panache mantellique la plus homogène.* ***(d)*** *Stade 4 : actuellement, extinction du PdN accompagnée de l'augmentation de la fusion de la queue du second blob. Associées à une fréquence d'éruptions moins importante, les compositions isotopiques des produits du PdF ont tendance à se rapprocher du composant mantellique appauvri. D'après Bosch et al., 2008.*

Chapitre III. Stratégie d'échantillonnage

Cette étude comporte deux chantiers complémentaires : un échantillonnage sous-marin et un échantillonnage subaérien. L'objectif de cette vaste zone d'étude est de maximiser les chances de prélever des roches anciennes de La Réunion, plus particulièrement dans la zone Est de l'île. Nous détaillons dans cette partie le choix des sites d'échantillonnage. Les coordonnées des sites et les détails sur les techniques de prélèvement se trouvent en annexe.

III.1. Choix et localisation des sites sous-marins

Cet échantillonnage est destiné à couvrir deux objectifs principaux : identifier et caractériser des structures jusqu'alors inconnues (cône volcanique, mont sous-marin…), prélever des roches caractérisant les premiers stades d'évolution du Piton de la Fournaise ou appartenant à un potentiel édifice volcanique plus ancien.

Plus précisément, nous cherchons à savoir si :

- les laves sous-marines ont des caractéristiques géochimiques différentes des laves subaériennes ;
- l'échantillon MD59-DR10B (Fournaise 2 ; Lénat et al., 2009), qui est attribué au Volcan des Alizés se distingue chimiquement des autres roches ;
- les laves qui peuvent potentiellement appartenir au Volcan des Alizés sont identifiables.

Deux zones distinctes ont été échantillonnées lors de la campagne océanographique Meteor 75-ERODER 2 en janvier 2008 : les flancs sous-marins de l'édifice volcanique de La Réunion et les monts sous-marins au Sud-Ouest (Fig. III.1). En février 2010, suite aux résultats obtenus sur les échantillons dragués sur la Rift Zone NE de la Fournaise pendant ERODER 2, un deuxième prélèvement a été effectué dans cette même zone au cours de la campagne océanographique MD175-GEISEIR 2 (Fig. III.1).

Notre échantillonnage sous-marin a été complété par des laves draguées lors d'une campagne océanographique plus ancienne, MD59-Fournaise 2 réalisée en 1988. Les échantillons récupérés de Fournaise 2 ont été choisis soit pour leur nature chimique soit en raison de leur "grand" âge.

Cette thèse ne traite que des échantillons prélevés sur l'édifice volcanique réunionnais. Les cinq dragues faites sur les monts volcaniques au Sud-Ouest de La Réunion sont localisées plus précisément et décrites en annexe, avec les analyses correspondantes. Les dragues ERO2 DR3 (sur la RFZ NE du PdF) et ERO2 DR 5 (sur le Mont Lasso) ont été perdues en mer, leur localisation est seulement répertoriée en annexe.

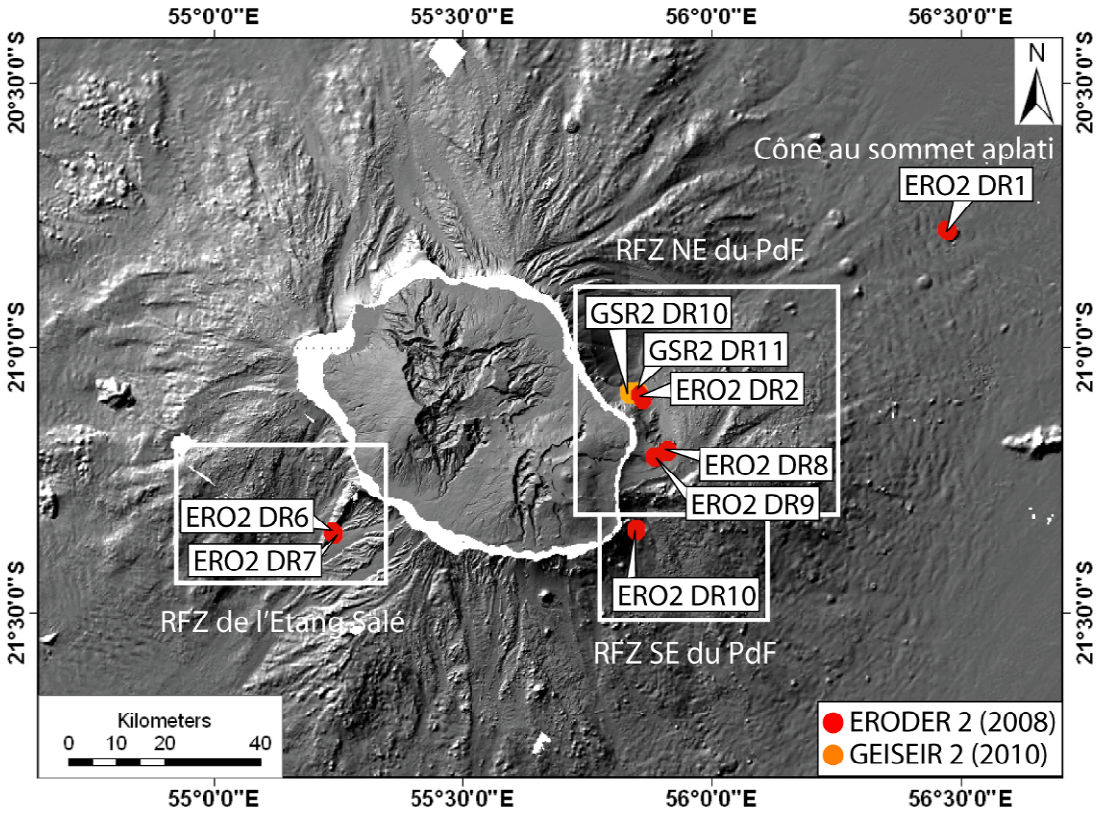


Figure III.1. *Localisation des sites de dragages autour de La Réunion, des campagnes ERODER 2 et GEISEIR 2, positionnés sur la carte bathymétrique ombrée compilée de FOREVER et ERODER 1-2.*

- ***Cône à l'Est de l'île : ERO2 DR1***

Le cône sous-marin au sommet aplati à 80 km au NE de La Réunion, présente une forme cylindrique avec une hauteur d'environ 250 m et un diamètre de 2,9 km (Oehler et al., 2007). Il y en a sept de ce type au large de la Rift Zone NE du Piton de la Fournaise (Fig. III.1 et III.2). Leur origine reste inconnue, et nous ne savons pas s'ils sont à rattacher au volcanisme du point chaud de La Réunion ou s'il s'agit de structures du plancher océanique comme cela est proposé par Oehler et al. (2007).

Cette première drague n'a remonté qu'un seul échantillon, très émoussé et altéré (un bloc d'océanite). Nous doutons fortement de son origine in situ et ne l'utiliserons pas dans

les diagrammes de résultats. Sa composition en éléments majeurs sur roche totale est fournie en annexe.

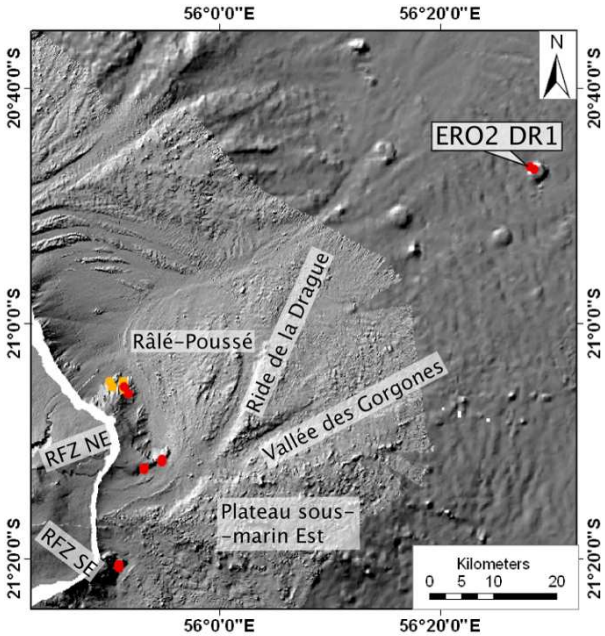


Figure III.2. *Carte bathymétrique du cône adventif à l'Est au large des Rift Zones du Piton de la Fournaise.*

- ***Rift Zones NE et SE de la Fournaise : ERO2 DR2, DR8, DR9, DR10 et GSR2 DR10, DR11***

Dans le chapitre précédent, nous avons rappelé les arguments en faveur de l'existence du Volcan des Alizés, avec la mise en évidence d'un complexe hypovolcanique sous le Grand Brûlé (Malengreau et al., 1999 ; Lénat et al., 2001 ; Gailler et al., 2009). D'après la compilation des données de forage (Rançon et al., 1988), de gravimétrie (Malengreau et al., 1999 ; Gailler et al., 2009) et de magnétisme (Lénat et al., 2001), la zone la plus probable pour trouver des laves appartenant à ce volcan disparu se situe dans la partie sous-marine.

Dans ce domaine sous-marin, la majeure partie des formations présentes est interprétée comme des dépôts d'avalanches de débris. Il existe peu de reliefs paraissant directement construits par l'activité éruptive. Parmi ceux-ci, il y a les rift zones actuelles du Piton de la Fournaise.

La morphologie de ces zones préférentielles d'injection magmatique est accidentée à la base alors qu'elle est plus lissée sur la partie supérieure (Fig. III.3 et III.4). Cette aspect laisse supposer qu'un relief ancien, façonné par l'érosion, est en partie nappé par des coulées de laves plus récentes (Lénat et al., 2001 ; Gailler et al., 2009). Nous avons donc dragué les formations présentes à la base de ces rift zones (Fig. III.3) pour tenter d'avoir accès à des roches anciennes, appartenant potentiellement au Volcan des Alizés.

La forme en éventail de la RFZ NE (Fig. III.3) la rend plus facile à échantillonner que la RFZ SE de la Fournaise, beaucoup plus abrupte (Figure III.5). Six dragues ont donc été faites sur la première (dont une perdue) (Fig. III.1, III.3 et III.4) et une sur la seconde (Fig. III.1 et III.5).

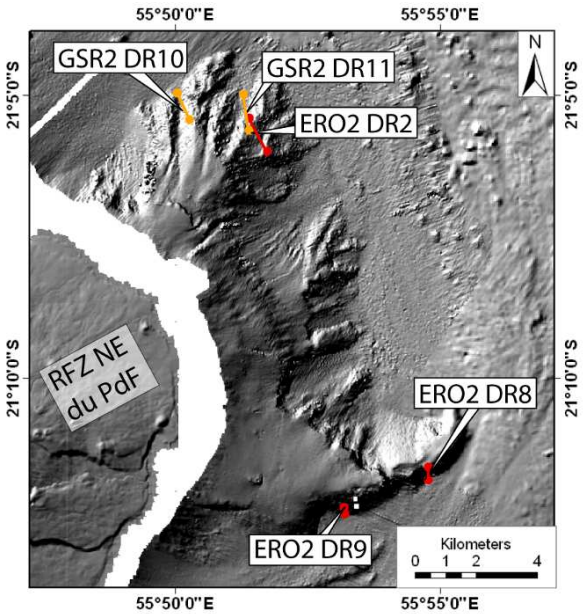


Figure III.3. *Carte bathymétrique de la rift zone NE du Piton de la Fournaise avec le positionnement des dragues ERO2 DR2, GSR2 DR10 et DR11 au nord et ERO2 DR8 et DR9 au sud.*

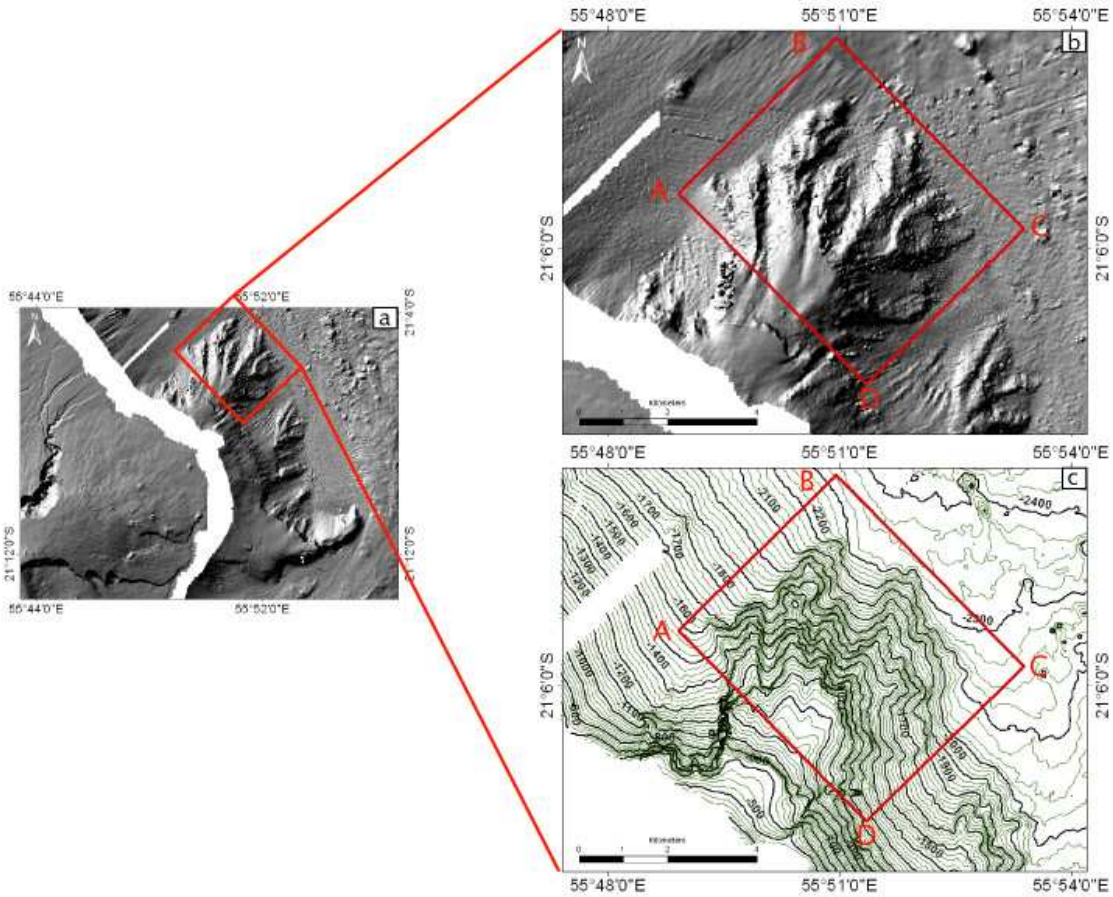


Figure III.4. ***(a)*** *Carte bathymétrique de la rift zone NE du Piton de la Fournaise.* ***(b)*** *Carte bathymétrique focalisée sur la partie nord.* ***(c)*** *Partie nord en courbes de niveaux espacées de 100 m.*

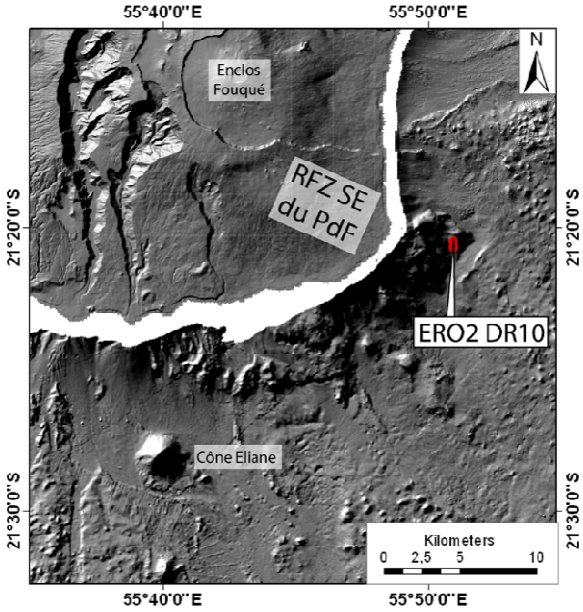


Figure III.5. *Carte bathymétrique de la rift zone SE du Piton de la Fournaise avec le positionnement de la drague ERO2 DR10.*

- ***Rift Zone de l'Etang Salé du Piton des Neiges : ERO2 DR6 et DR7***

Cette structure est plus étroite et plus longue que les autres rift zones de La Réunion (Fig. III.1 et III.6). Elle est plus proche de la morphologie des rift zones d'Hawaii (Lénat et al., 2001). Cette ride est dans le prolongement des cônes adventifs subaériens alignés du flanc Sud-Ouest du Piton des Neiges, orientée N25-30, ce qui correspond à l'orientation des failles transformantes régionales (Michon et al., 2007).

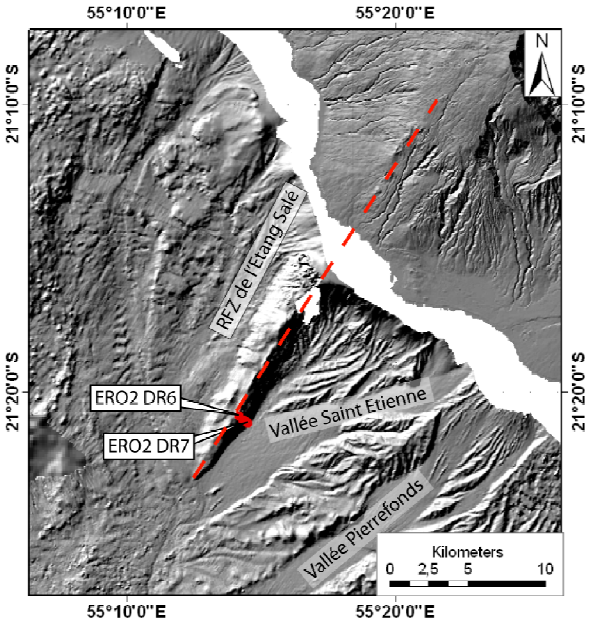


Figure III.6. *Carte bathymétrique de la rift zone de l'Etang Salé du Piton des Neiges avec le positionnement des dragues ERO2 DR6 et 7.*

- ***Echantillons de la campagne océanographique Fournaise 2 : MD59 DR10 et DR15***

Nous avons eu accès à des échantillons dragués en 1988, sur le Cône Eliane (MD59-DR15) et dans la Ride de la Drague (MD59-DR10 ; Fig. III.7) pendant la campagne océanographique Fournaise 2 (MD59-Fournaise 2 ; Lénat et al., 2009). Nous avons voulu étudier davantage la composition chimique de ces roches, pour leur particularité chimique (enrichissement en K_2O de MD59-DR15) ou pour leur "grand" âge (1,8 ± 0,44 Ma pour l'échantillon MD59-DR10).

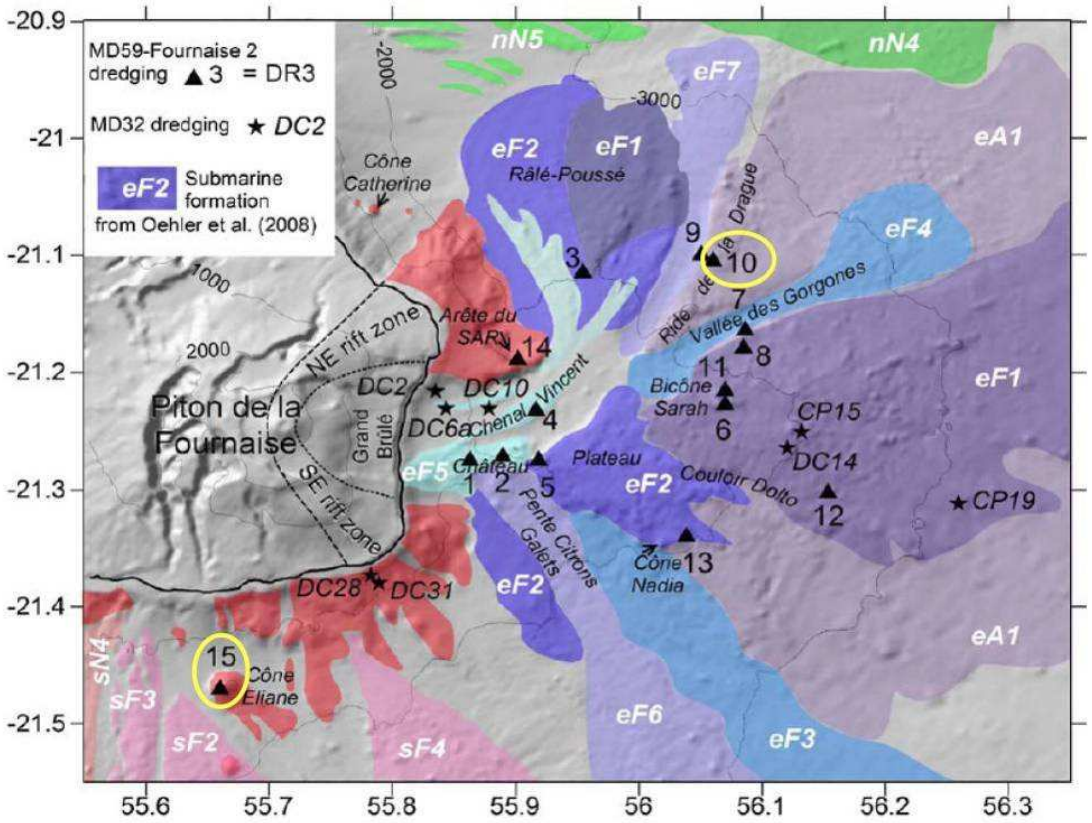


Figure III.7. *Localisation des dragues de la mission MD59-Fournaise 2. Les cercles en jaune sont les deux sites de dragages auxquels nous avons eu accès. Modifiée d'après Lénat et al., 2009.*

Le Cône Eliane se situe dans le prolongement de la Rivière des Remparts (Fig. III.8.a.), aligné avec deux autres cônes (Oehler et al., 2007). Postérieurement à la mission Fournaise 2, il a été échantillonné en 1993 pendant la campagne océanographique SO87 avec le navire allemand R/V Sonne. Les analyses chimiques montrent que les échantillons du Cône Eliane sont relativement riches en potassium (Fretzdorff et al., 2002). Ce critère est très intéressant car nous avons également des laves plus riches en potassium dans notre étude, c'est pourquoi nous avons voulu faire des analyses complémentaires sur cet échantillon.

L'échantillon MD59-DR10 B (Fig. III.8.b.) a été daté à 1,81 ± 0,44 Ma (Lénat et al., 2009). Du fait de son âge ancien (le plus vieil échantillon sous-marin connu avant cette étude) et de sa localisation à l'Est du Massif du Piton de la Fournaise, cette roche pourrait être un bon candidat pour être attribuée au Volcan des Alizés (Lénat et al., 2009). Bien qu'il s'agisse d'un bloc prélevé au sein d'une avalanche de débris (Fig. III.9), et qui n'a donc pas été échantillonné en place, il est très intéressant pour nous de connaître sa composition chimique pour identifier la composition possible (et supposée) des laves de cette époque.

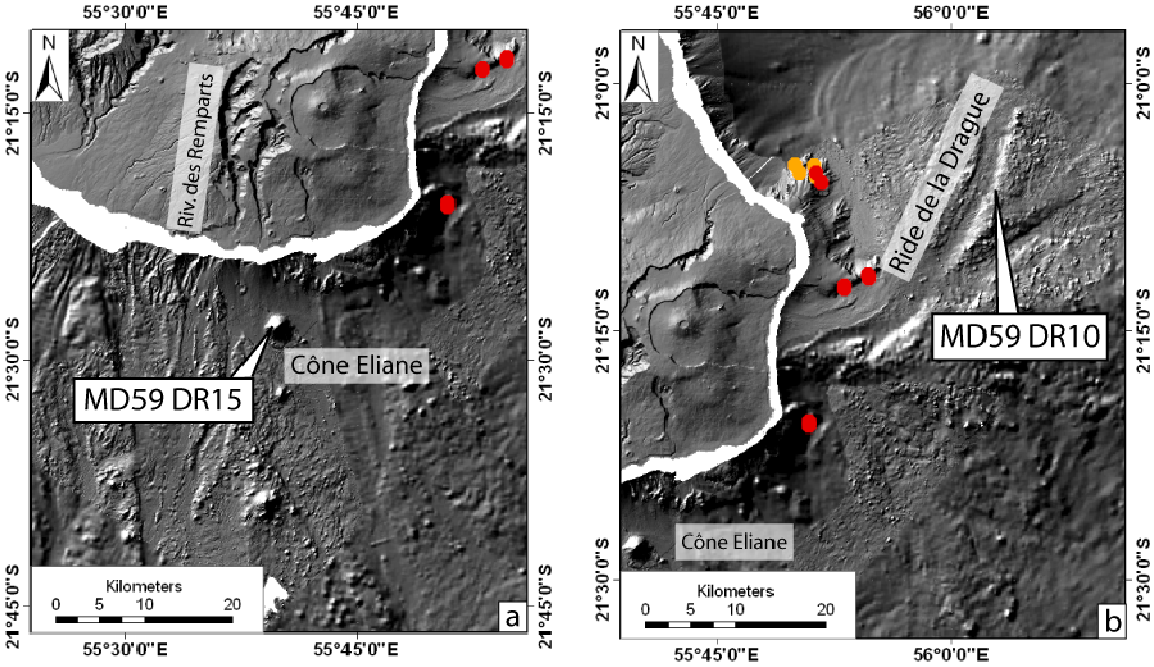


Figure III.8. (a) *Carte bathymétrique de la zone de dragage du Cône Eliane (MD59 DR15).* ***(b)*** *Carte bathymétrique de la zone de dragage de la Ride de la Drague (MD59 DR10). Les points oranges et rouges sont les sites de dragages d'ERODER 2 et GEISEIR 2.*

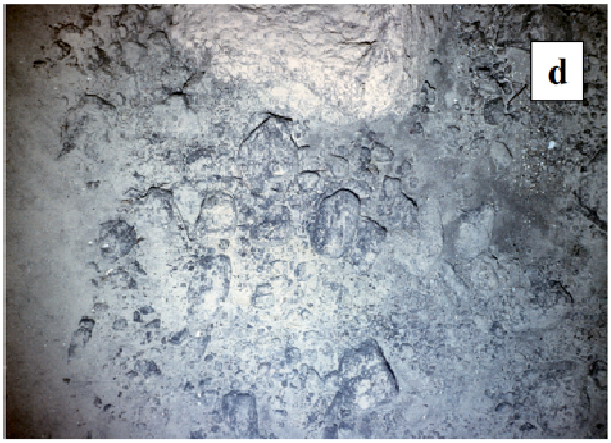


Figure III.9. *Photographie des fonds sous-marins prise au cours de la drague MD59 DR10, au niveau de la Ride de la Drague. Il s'agit de roches volcaniques remaniées sous forme de blocs noirs, recouverts par des sédiments marron clair. D'après le 9ème fichier supplémentaire de Lénat et al., 2009.*

III.2. Choix et localisation des sites subaériens

Cet échantillonnage est principalement dédié à l'étude de la Série Différenciée du Piton de la Fournaise et à l'obtention d'éléments permettant de discuter le positionnement de cette série dans l'évolution de l'île. Nous avons donc ciblé l'échantillonnage sur les formations appartenant à cette Série Différenciée, et nous l'avons complété par un échantillonnage réalisé au Piton des Neiges, sur des laves du même type, afin d'en identifier les similitudes ou les différences (Fig. III.10).

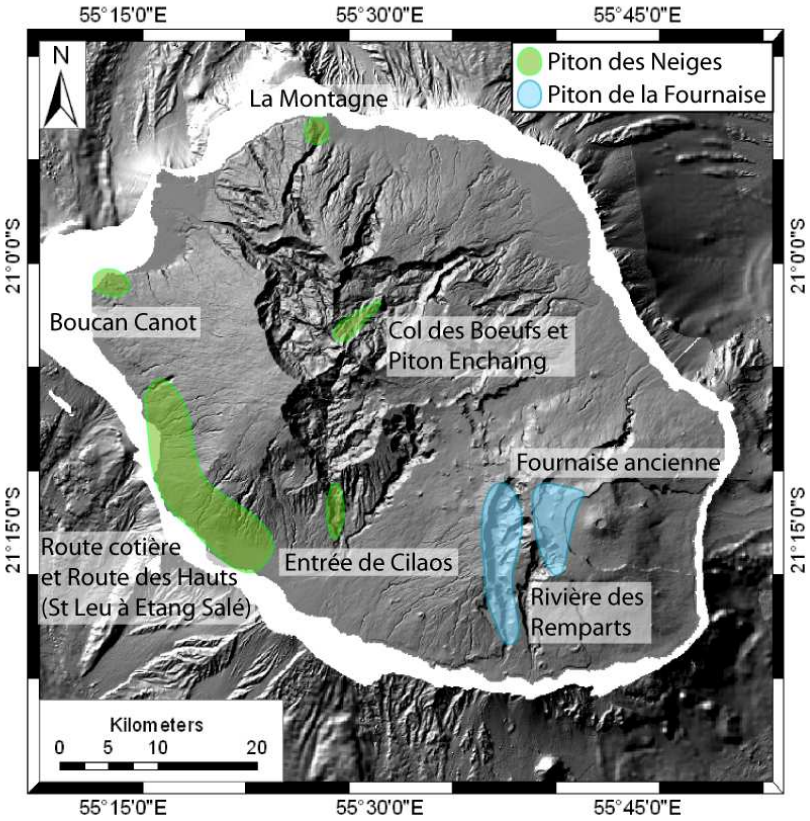


Figure III.10. *Carte de localisation des échantillons subaériens du Piton de la Fournaise et du Piton des Neiges.*

Au Piton de la Fournaise, nous avons également réalisé un échantillonnage plus large sur la partie plus récente (laves entre 88 et 10 ka). Deux finalités ont orienté ce choix : (1) disposer de notre propre base de données chimiques sur l'ensemble de la Fournaise, afin de pouvoir la comparer aux nombreuses analyses existantes et, en l'absence de biais analytique, intégrer si besoin ces données à notre étude, (2) apporter des éléments de discussion sur l'évolution structurale récente du Piton de la Fournaise.

L'objectif de cet échantillonnage est également de répondre aux questions suivantes :

- Pour les Roches Pintades du PdF et du PdN :

- quelle est l'origine des Roches Pintades ?
- sont-elles les marqueurs d'une série de laves différenciées ?
- si oui, les pintades de la Série Différenciée de la Fournaise appartiennent elles vraiment à ce volcan ?

- Pour le reste du massif fournaisien :

- est ce que l'on observe une évolution chimique de part et d'autre de marqueurs structuraux ?
- peut-on valider le nouveau modèle de Merle et al. (2010) en apportant de nouvelles datations ?

L'échantillonnage de la partie subaérienne concerne donc trois principaux sites : la Rivière des Remparts pour la Série Différenciée du Piton de la Fournaise, la Fournaise ancienne et récente et le Massif du Piton des Neiges (Fig. III.10).

III. 2.1. Le Massif du Piton de la Fournaise

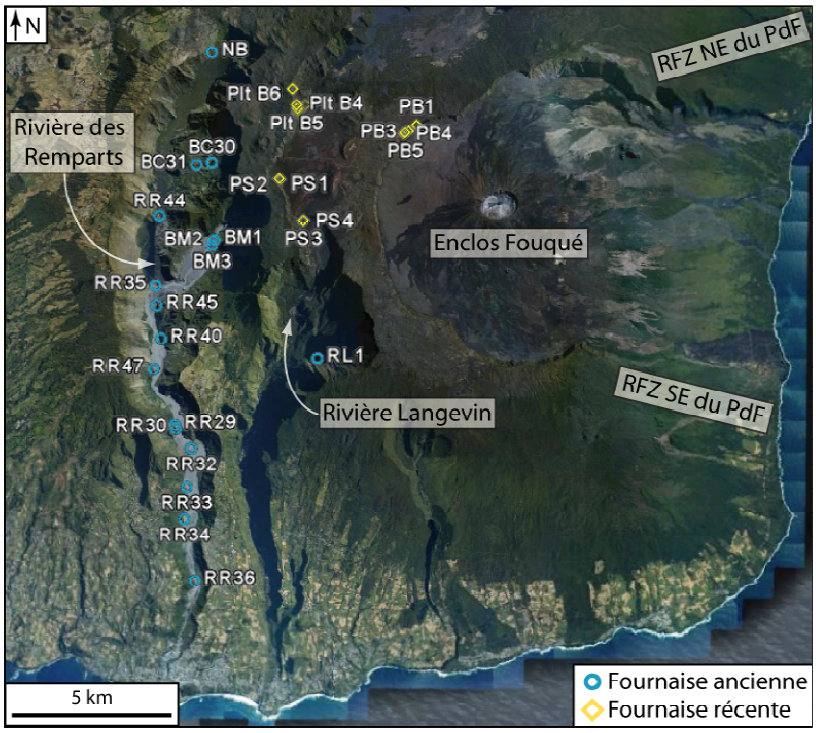


Figure III.11. *Carte de localisation des échantillons subaériens prélevés sur le massif du Piton de la Fournaise. Les échantillons sont référencés de la façon suivante : "BC" pour Bras Caron, "BM" pour Bras Mahavel, "NB" pour Nez de Bœuf, "PB" pour Pas de Bellecombe, "Plt B" pour Plateau des Basaltes, "PS" pour Plaine des Sables, "RL" pour Rivière Langevin et "RR" pour Rivière des Remparts. Les coordonnées GPS des sites d'échantillonnage sont en annexe. Extraite de Google Earth.*

- ***Rivière des Remparts : la Série Différenciée du Piton de la Fournaise***

La Série Différenciée est la plus ancienne unité de laves attribuée au Piton de la Fournaise, allant de 527 ka (Gillot et al., 1990 ; Fig. III.11 et III.12) à environ 395 ka (données non publiées de Gillot, 1991 dans Luais, 2004). Son origine et son appartenance sont débattues dans cette étude.

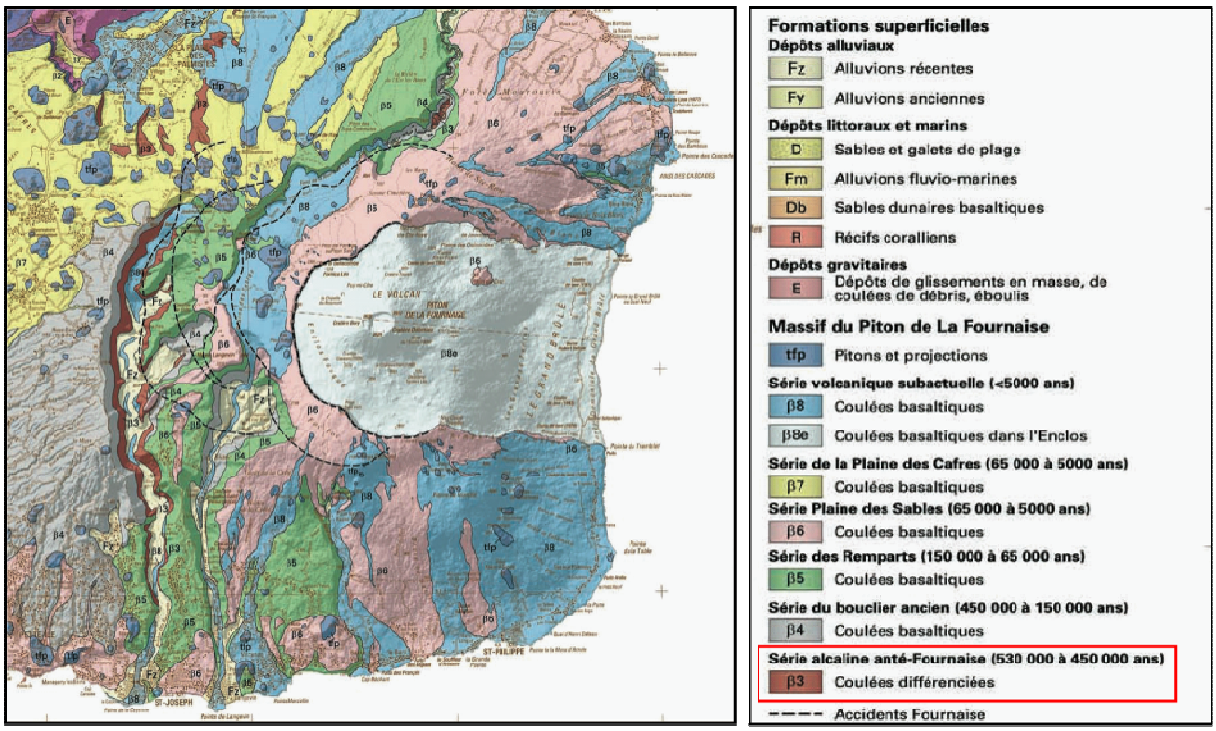


Figure III.12. *Carte géologique de La Réunion focalisée sur le Massif du Piton de la Fournaise. La Série Différenciée du Piton de la Fournaise y est représentée en marron orangé. D'après le Laboratoire Géosciences Réunion et le BRGM, 2006.*

Se situant à la base de l'édifice de la Fournaise, elle a été depuis largement recouverte par des coulées de laves plus récentes du Piton de la Fournaise. Il est donc difficile d'y avoir accès, excepté aux endroits incisés par l'érosion. La Série Différenciée du Piton de la Fournaise affleure sur la moitié inférieure du rempart (de plus de 1000 m de hauteur) de la rive droite de la Rivière des Remparts (Fig. III.13), dans la Rivière Langevin, dans le fond de la Rivière de l'Est et dans la Plaine des Palmistes (Fig. III.12).

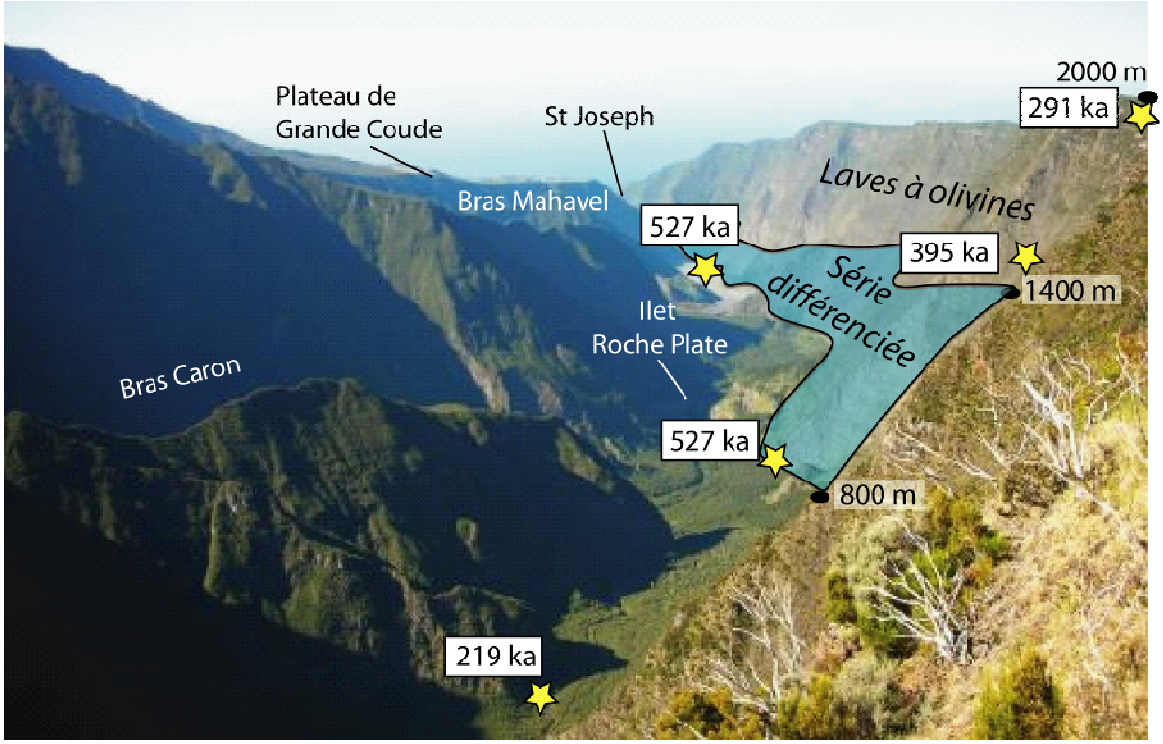


Figure III.13. *Vue sur la Rivière des Remparts depuis le point de vue du Nez de Bœuf. L'affleurement de la Série Différenciée de la rive droite est en bleuté. Les étoiles jaunes correspondent aux roches datées dans la zone par Gillot et al. (1990) et Gillot, 1991 (non publiée).*

Une grande partie des roches de cette Série Différenciée sont des roches basaltiques très riches en phénocristaux de plagioclase (Fig. III.14), localement appelées les Roches Pintades. Ces Roches Pintades sont aussi présentes sur le Piton des Neiges (dans les laves appartenant à la Série Différenciée) et elles marquent la transition entre le stade bouclier et le stade différencié de ce volcan (Upton et Wadsworth, 1972 ; Kluska, 1997). Facile à repérer et abondantes, nous avons ciblé l'échantillonnage des Roches Pintades, parce qu'elles paraissent être déterminantes pour comprendre le dynamisme du volcan à cette période.

Nous avons également prélevé des coulées de laves intercalées avec les coulées de laves de pintades ainsi que des filons magmatiques (par exemple basalte aphyrique (RR29), cotectique (RR34), à plagioclase (RR40), à olivine (RR47)…) en remontant la Rivière des Remparts, de façon à échantillonner sur différents niveaux stratigraphiques et à recouvrir une plus large gamme de temps de l'histoire du volcan. Les échantillons présentés ici sont numérotés "RRx".

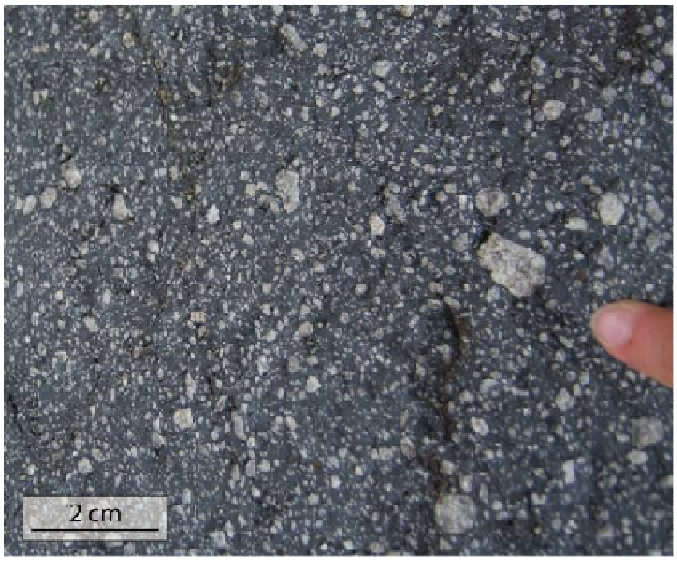


Figure III.14. *Photographie d'un échantillon macroscopique de roche Pintade de la Série Différenciée du Piton de la Fournaise, échantillonnée dans la Rivière des Remparts. Il s'agit d'un basalte très riche en phénocristaux de plagioclase pluri millimétriques.*

Dans la Rivière des Remparts, nous avons également échantillonné (Fig. III.11) au niveau de la tête de la Rivière (NB), à l'aplomb du lieu dit Nez de Bœuf et dans deux de ces affluents, le Bras Caron (BC30 et BC 31) et le Bras Mahavel (BM2, BM3 et BM4). Ces prélèvements ont le même objectif que celui cité ci-après pour la Fournaise ancienne.

- ***Fournaise ancienne et récente : quelques problèmes de structure***

Cet échantillonnage vise à prolonger la connaissance de l'histoire du Piton de la Fournaise vers les stades plus récents de son évolution. Le choix des sites s'appuie sur les travaux récents de Merle et al. (2010), qui revisitent les hypothèses sur l'évolution de la Fournaise au cours du temps (Bachèlery, 1981 ; Bachèlery et Mairine, 1990 ; Mairine et Bachèlery ; 1997). Le but est de voir si l'évolution structurale du volcan, comme la formation d'une caldeira, peut être corrélée à une évolution chimique. Les roches sélectionnées se trouvent donc parfois de part et d'autre d'une faille identifiée ou supposée sur le terrain (par exemple au Pas de Bellecombe PB1 et PB3, PB4 et PB5). Certains de ces échantillons ont été datés pour mieux contraindre les modèles (par exemple dans la vallée de la Rivière Langevin, RL1).

D'autre part, les analyses de ces échantillons récents permettent de comparer les résultats analytiques nouveaux obtenus dans le cadre de ce travail, à l'importante base de données bibliographique existant sur le Piton de la Fournaise.

Echantillonnage du Pas de Bellecombe

L'étude structurale de la Fournaise a montré à plusieurs reprises que certaines structures tectoniques pouvaient être masquées par des coulées postérieures, comme c'est le cas pour le remplissage de la paléo-Rivière des Remparts clairement visible au lieu dit "Le Bloc" (Fig. III.15 ; Bachèlery et Mairine, 1990 ; Mairine et Bachèlery, 1997 ; Merle et al. 2010).

La morphologie des cônes, l'épaisseur et l'inclinaison des coulées de laves peuvent être un indicateur d'une telle formation. Par exemple, une discordance dans le pendage des coulées peut renseigner sur l'ancienne existence d'une caldeira (Fig. III.16).

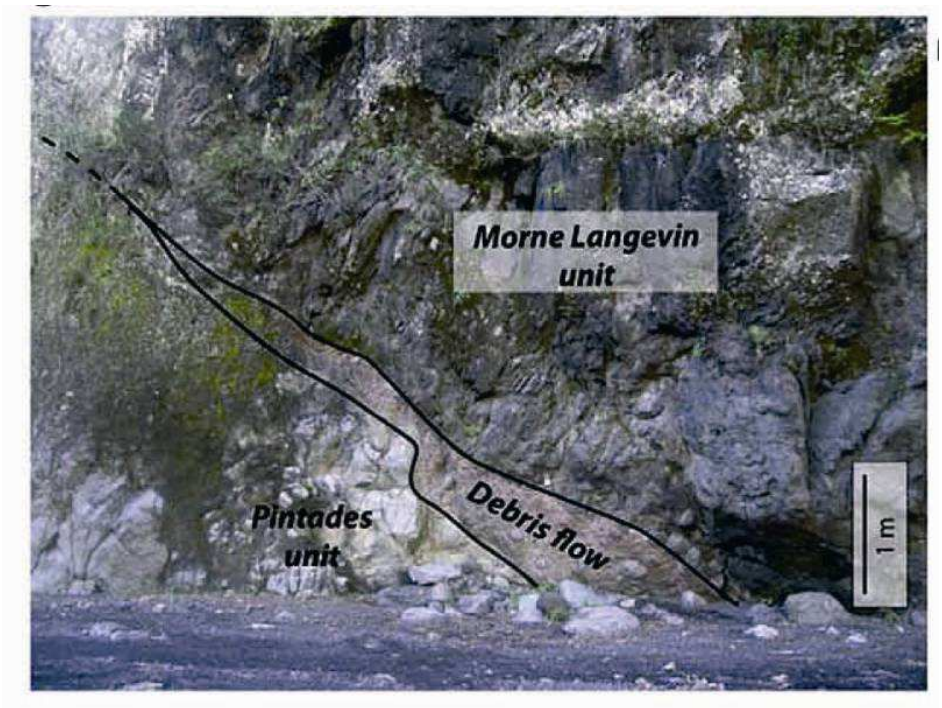


Figure III.15. *Exemple "d'enregistrement" de structures tectoniques et/ou d'érosion anciennes. Photographie et interprétions du lieu dit "Le Bloc" sur la rive droite de la Rivière des Remparts. Le creusement de la paléo vallée de la Rivière des Remparts (dans une formation de Roches Pintades / Pintades Unit) est fossilisé avec des dépôts volcano-sédimentaires (Debris flow), puis par le remplissage de coulées de lave de basaltes à olivine (Morne Langevin Unit). Localisation au niveau de l'échantillon RR32 de la figure III.11. D'après Merle et al., 2010.*

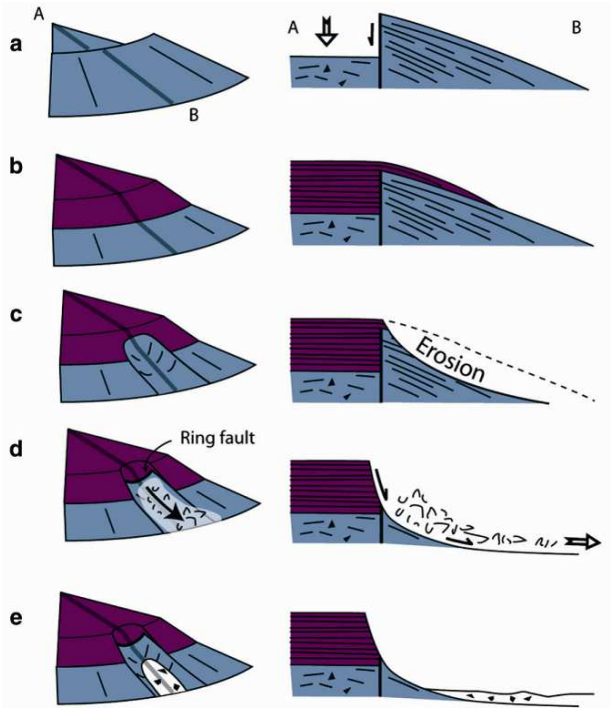


Figure III.16. *Formation d'une caldeira* ***(a)*** *remplie par des coulées de lave postérieures jusqu'au débordement* ***(b)****. L'ensemble est ensuite érodé* ***(c, d, e).*** *Le concept est donné en 3D (colonne A) et en coupe (colonne B). D'après Merle et al., 2008.*

Lorsque l'on regarde la morphologie de certains cônes adventifs de la Plaine des Sables (Piton Chisny, Demi Piton), on remarque leur forme particulière dite en "demi lune" (Fig. III.17). Cette morphologie peut avoir plusieurs explications comme un effondrement post éruptif, une orientation préférentielle des projections volcaniques qui forment un édifice par accumulation directe ou qui sont emportées avec l'écoulement des laves, ou encore l'existence d'un évent éruptif orienté par une structure préexistante.

Le Piton Chisny et le Demi Piton sont orientés selon un axe Nord-Sud, parallèlement à la caldeira de l'Enclos Fouqué. Des études de tomographie en cours tentent de mettre en évidence une faille cachée dans la Plaine des Sables. L'hypothèse de l'existence de cette faille repose d'une part sur l'orientation des deux demi-pitons et d'autre part sur l'observation d'une différence d'épaisseur des coulées dans le Rempart du Pas de Bellecombe, de part et d'autre de la "descente du Pas de Bellecombe". Cette faille pourrait constituer la limite entre un substrat plus ancien et le remplissage par des coulées d'une caldeira prédatant celle de l'Enclos Fouqué. Lorsque l'on observe le Rempart de Bellecombe depuis le Formica Léo dans l'Enclos (Fig. III.18), du côté droit de l'escalier se trouvent des coulées de laves épaisses et massives (PB1), alors que du coté gauche, elles sont plus fines (PB3). Cette observation a fait

l'objet d'un échantillonnage des coulées de laves de part et d'autre de l'escalier, pour analyses chimiques et datation.

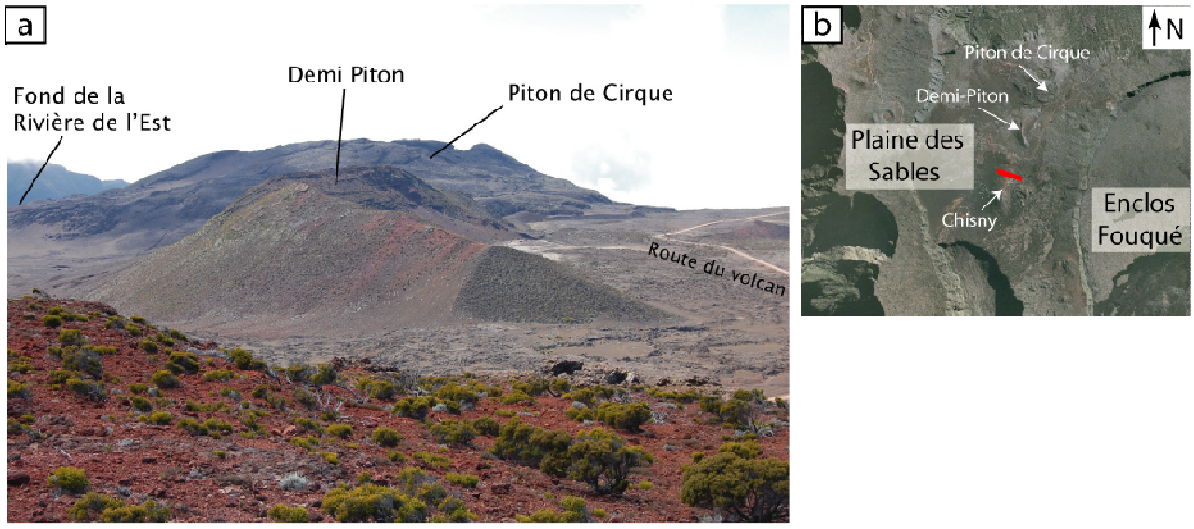


Figure III.17. (a) *Vue sur le Demi Piton dans la Plaine des Sables, au sommet du Piton Chisny, dans la direction sud vers le nord. On remarque l'alignement NS du cône avec une morphologie typique en "demi-lune".* ***(b)*** *Localisation sur carte du point d'observation (trait rouge).*

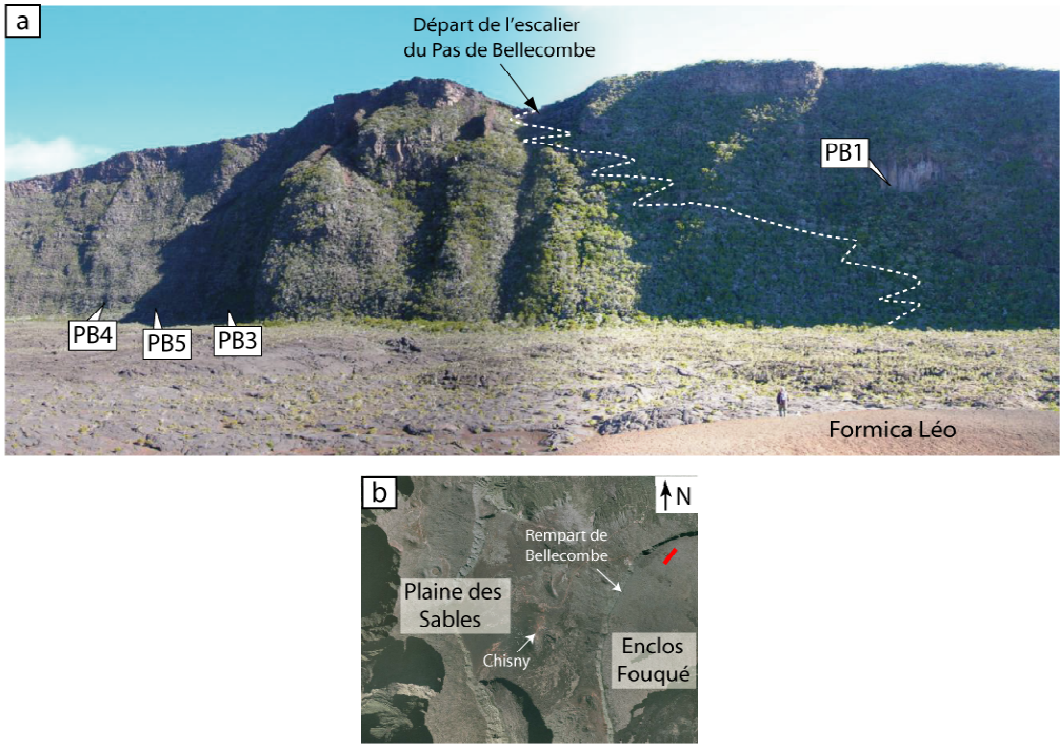


Figure III.18. (a) *Vue sur le Rempart de l'Enclos Fouqué depuis le Formica Léo (avec un tracé approximatif du sentier pour descendre dans l'Enclos en pointillés blancs). Echantillonnage de part et d'autre de l'escalier du Pas de Bellecombe.* ***(b)*** *Localisation sur carte du point d'observation (trait rouge).*

Echantillonnage du Rempart des Sables et du Plateau des Basaltes

La Plaine des Sables reste une structure complexe avec de nombreuses incertitudes d'interprétation. Des travaux de géologie structurale (Bachèlery, 1981 ; Merle et al. 2010) tentent de comprendre la structure et l'évolution de ce site en accord avec les contraintes d'âges (McDougall, 1971 ; Gillot et al., 1994). Certains échantillons ont des âges qui posent des difficultés d'interprétation (Gillot et al., 1990). Nous avons choisi d'analyser et de dater de nouveau quelques échantillons de la Plaine des Sables pour pouvoir mieux contraindre le modèle sur l'évolution de la Fournaise ancienne.

Le Plateau des Basaltes, au nord de la Plaine des Sables, est formé d'un empilement de coulées de laves épaisses et massives. Il semble être en discordance par rapport au Rempart des Sables, sur lequel il s'appuie (Fig. III.19 a et c). L'origine du Plateau est largement discutée (Mairine, Bachèlery, Merle et Michon, com. pers.) : cette structure tabulaire laisse penser à un remplissage (de vallée ou de caldeira). Pourtant, la discordance que l'on observe depuis la Plaine des Sables est beaucoup moins claire du côté du Fond de la Rivière de l'Est (Fig. III.19 b et c).

Nous avons échantillonné à la fois le Rempart des Sables et le Plateau des Basaltes, depuis sa base vers le haut, pour trouver une éventuelle évolution chimique et /ou différence entre les deux structures.

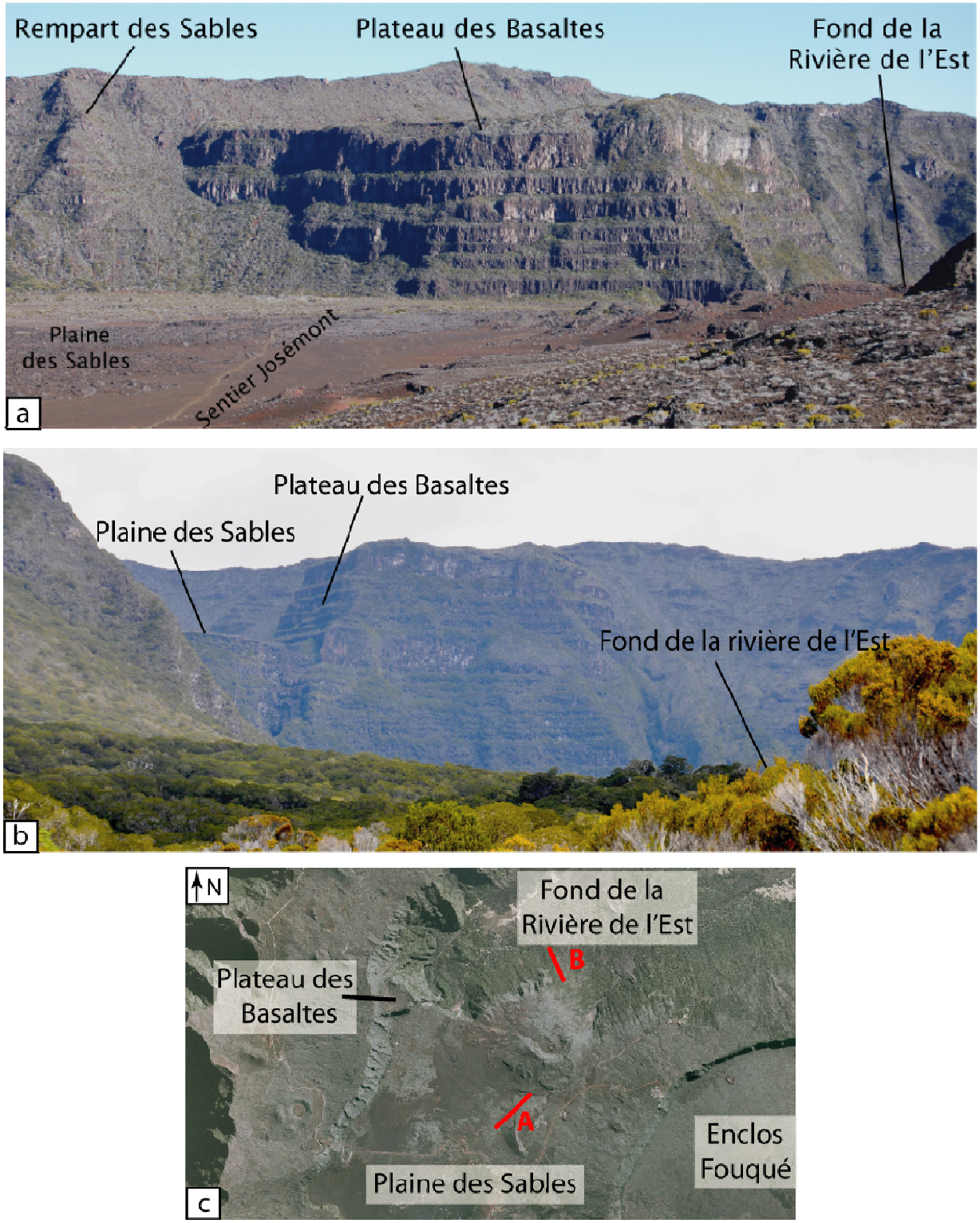


Figure III.19. (a) *Plateau des Basaltes observé depuis le Demi Piton. On remarque qu'il ne présente pas le même aspect que le Remparts des Sables, sur lequel il s'appuie.* ***(b)*** *Plateau des Basaltes observé depuis le fond de la Rivière de l'Est. Les structures tabulaires semblent se poursuivre sous la Plaine des Sables.* ***(c)*** *Localisation sur carte des deux points d'observations (traits rouges) : point de vue A pour la photographie a et point de vue B pour la b.*

III. 2.2. Le Massif du Piton des Neiges

Le Piton de Neiges est le ”frère aîné” du Piton de la Fournaise sur de nombreux points. Nous avons tout particulièrement étudié les Roches Pintades du PdN, qui représentent plus de 50% des laves de la Série Différenciée (Kluska, 1997) et montrent une évolution vers des magmas de plus en plus différenciés. Nous avons également échantillonné dans les différentes périodes de sa construction, en nous appuyant sur les travaux de McDougall (1971) pour avoir une base de données géochimiques sur toute l’histoire du volcan. Pour rappel, le but est ici d’obtenir des échantillons pouvant être comparés à ceux de la Série Différenciée du Piton de la Fournaise.

Cet échantillonnage est localisé sur la figure III.20. Le Piton des Neiges n’étant pas l’objet d’étude de cette thèse, les coordonnées et une description rapide des échantillons se trouvent en annexe.

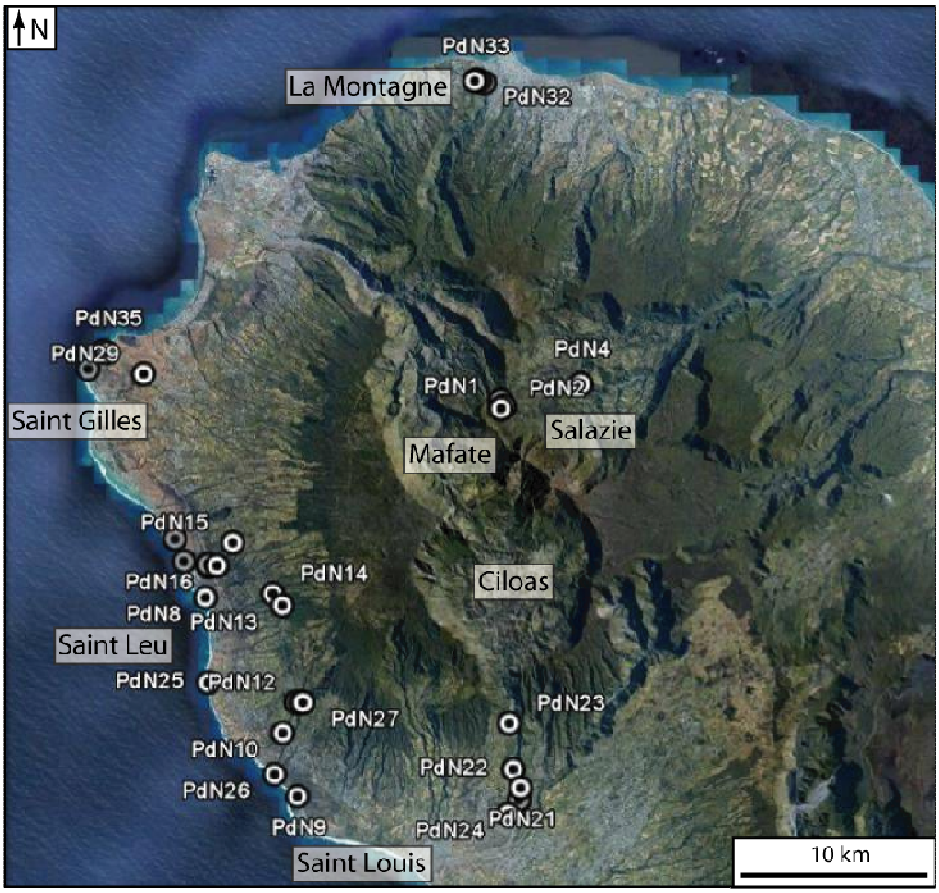


Figure III.20. *Carte de localisation des échantillons prélevés sur le Massif du Piton des Neiges. Plus de détails sont disponibles en annexe. Extraite de Google Earth.*

Chapitre IV. Présentation des résultats

Deux groupes de laves se distinguent remarquablement des autres laves qui ont une composition chimique commune et déjà décrites pour des roches de La Réunion. Il s'agit des Roches Pintades et d'une partie des échantillons sous-marins dragués (nommé Groupe Sous-marin 2 PdF) à l'Est de la Fournaise. Le premier groupe est particulier pour ces caractéristiques pétrographiques alors que le second se distingue principalement pour ces différences de compositions chimiques.

Les échantillons de cette étude qui ne font pas partie de ces deux groupes, ont des caractéristiques (pétrologiques et géochimiques) déjà identifiées et décrites dans la bibliographie (Lacroix, 1936 ; Nativel, 1978 ; Kluska, 1997 ; Bachèlery, 1981…). Nous présentons l'ensemble de nos roches, en mettant en avant ces deux groupes, les Roches Pintades et les échantillons sous-marins particuliers par rapport aux autres échantillons.

IV.1. Etude pétrographique des échantillons

IV.1.1. Description des laves

Les échantillons que nous avons étudiés ici sont des roches volcaniques, subaériennes ou sous-marines, appartenant pour partie au Piton des Neiges et essentiellement au Piton de la Fournaise. Il s'agit de basaltes aphyriques, à olivine, à clinopyroxène, à plagioclase, "cotectiques", des hawaiites et des mugéarites. Une description rapide en est présentée ici.

Le verre magmatique des bordures figées des pillow lavas, les basaltes sous-marins du Groupe Sous-marin 2 PdF et les cristaux des Roches Pintades sont présentés plus dans le détail. La nature de chacun des échantillons est précisée en annexe.

a. Verres basaltiques

Une grande partie des échantillons marins sont des pillows lavas, reconnaissables par leur forme globale arrondie, les fractures anguleuses et radiales, avec un gradient croissant de vésicules en allant vers le bord où se trouvent éventuellement une bordure figée (Fig. IV.1), et un gradient croissant de cristallisation vers le cœur. Les bordures vitreuses font quelques millimètres, sont de couleur noire et contiennent peu de cristaux (Fig. IV.2).

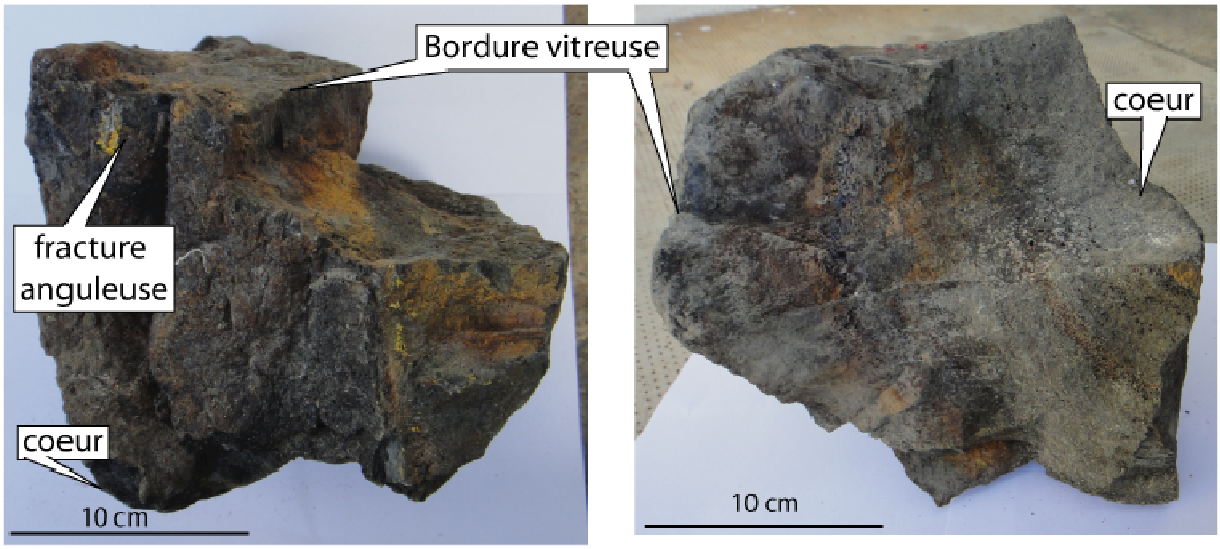


Figure IV.1. *Photographies de macro-échantillons de pillow lavas, présentant une fine bordure figée (de quelques millimètres), des vacuoles organisées de façon concentrique (perpendiculairement à la bordure figée) et un cœur légèrement plus cristallisé.*

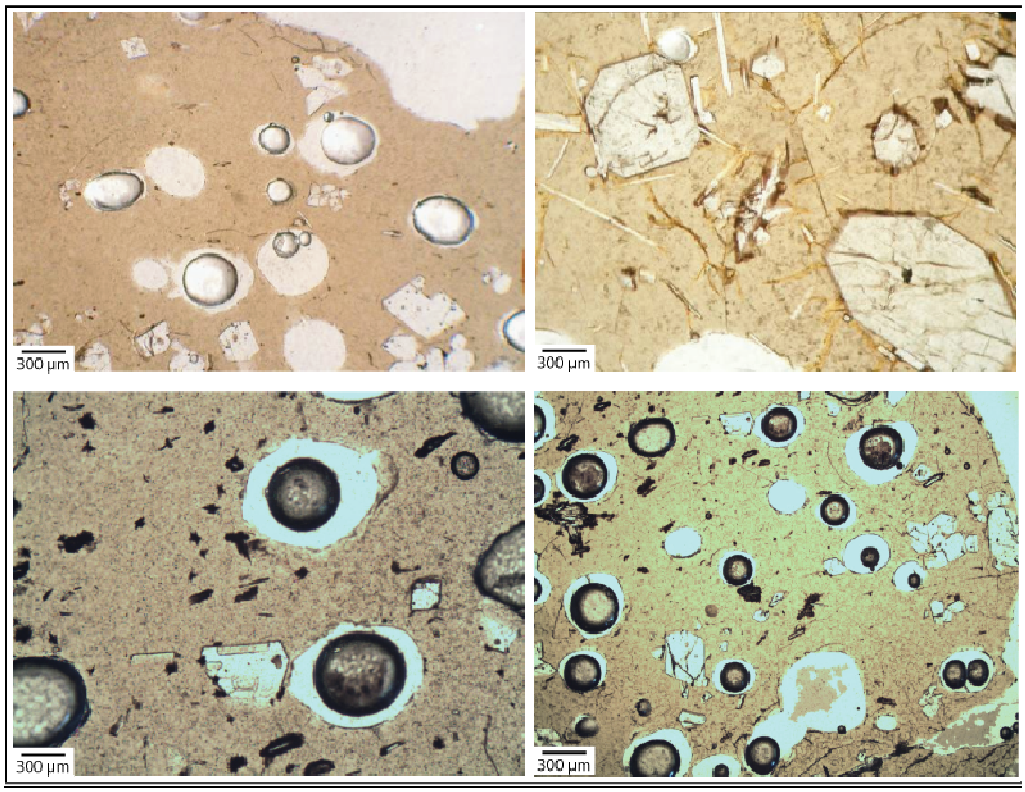


Figure IV.2. *Bordure vitreuse de pillow lavas observée sous microscope en lumière polarisée non analysée. Echantillons ERO2 DR7-3, DR8-1, GSR2 DR11-46 et DR11-3.*

b. Basalte aphyrique

Basalte à texture microlitique (Fig. IV.3), avec une mésostase qui contient essentiellement des plagioclases et des oxydes, mais aussi des clinopyroxènes et des olivines. Ce type de roche a été échantillonné exclusivement en domaine subaérien.

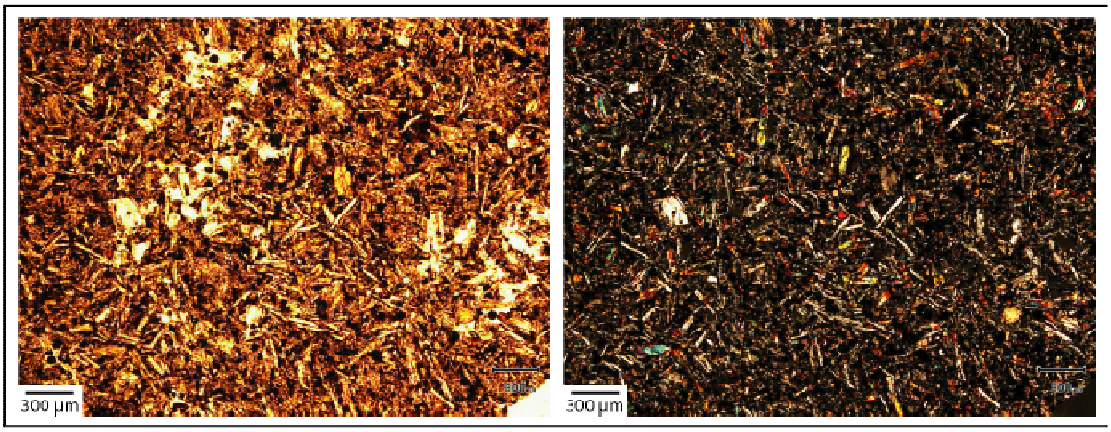


Figure IV.3. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte aphyrique de la Fournaise. Echantillon PB3.*

c. Basalte à olivine et océanite

Basalte porphyrique à phénocristaux d'olivine en proportion très variable de 5 % (Fig. IV.4), à 10-15 % (Fig. IV.5) à plus de 30 % dans les océanites (Fig. IV.6). Les phénocristaux ont des tailles variables de 0,5-1 mm à 1-2 cm dans les océanites. La mésostase peut être vitreuse (pour les échantillons sous-marins ; Fig. IV.4 et 5) ou finement cristallisée (Fig. IV.6), essentiellement avec des baguettes de plagioclases (partie subaérienne et sous-marine).

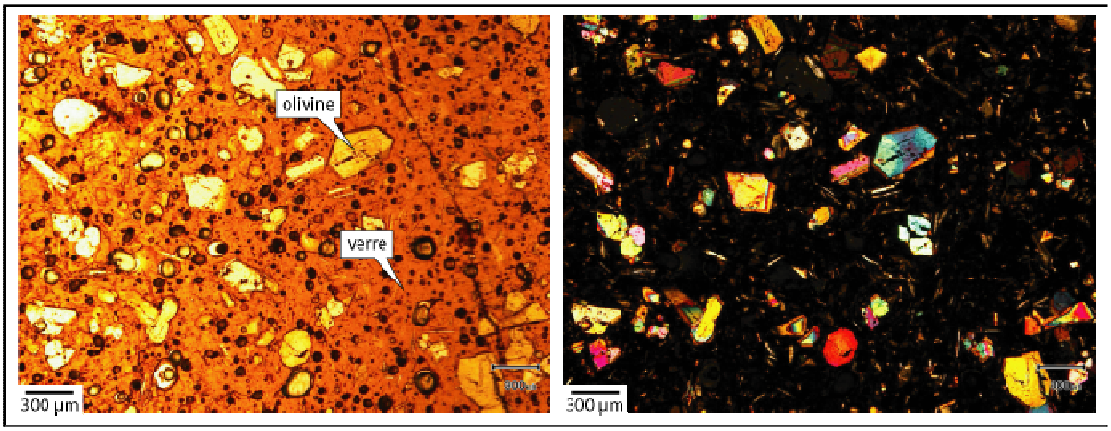


Figure IV.4. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à olivine de la Fournaise. Echantillon GSR2 DR11-36.*

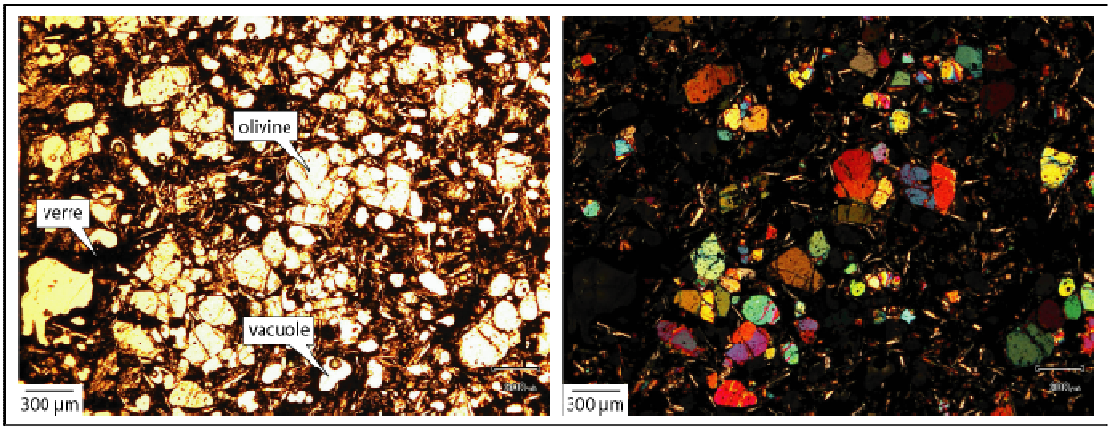


Figure IV.5. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à olivine de la Fournaise. Echantillon ERO2 DR8-1.*

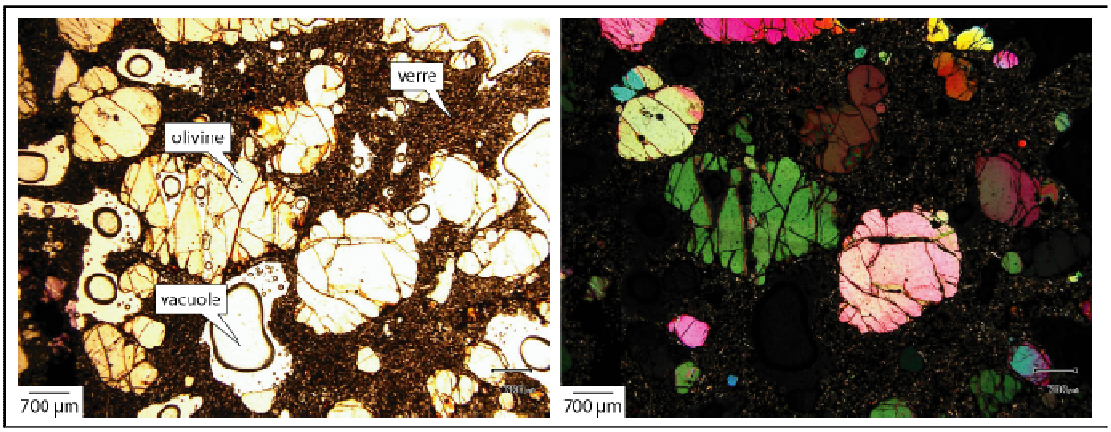


Figure IV.6. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'une océanite. Echantillon ERO2 DR1.*

d. Basalte à clinopyroxène

Basalte porphyrique à phénocristaux essentiellement de clinopyroxène (5 à 10 %), mais également de plagioclase et d'olivine (5 %) (Fig. IV.7). Les tailles de cristaux sont de l'ordre du millimètre.

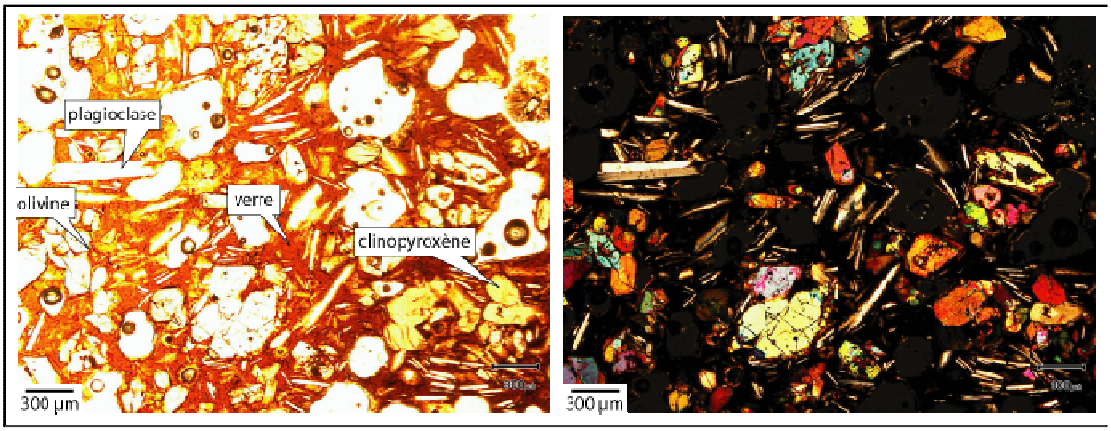


Figure IV.7. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à clinopyroxène. Echantillon GSR2 DR11-48.*

e. Basalte cotectique

Le terme cotectique signifie que les trois phases (olivine, clinopyroxène et plagioclase) sont présentes dans la roche dans des proportions et des tailles équivalentes. Ici, il s'agit d'un basalte porphyrique à phénocristaux d'olivine (iddingsitisées), de clinopyroxène et de plagioclase, de taille pluri-millimétrique dans une matrice finement cristallisée et essentiellement constituée de microlites de plagioclase (Fig. IV.8). Ces basaltes cotectiques, à cristaux de grande taille, ont été exclusivement échantillonnés en domaine subaérien.

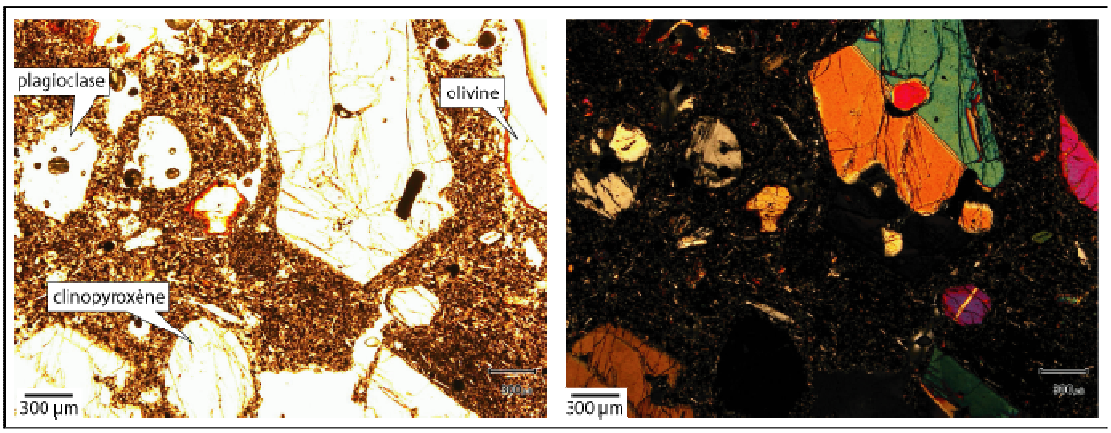


Figure IV.8. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte cotectique. Echantillon RR34.*

f. Basalte à clinopyroxène et plagioclase (et olivine)

Basalte à phénocristaux essentiellement de clinopyroxène et plagioclase (10-15 % en volume), mais aussi d'olivine (5-10 % ; Fig. IV.9 à IV.14). Parfois les olivines sont aussi

nombreuses que les clinopyroxènes et plagioclases (Fig. IV.13), formant des agrégats de cristaux (Fig. IV.14). Dans ce cas, ces roches peuvent être qualifiées de basalte cotectique. Les cristaux sont de taille millimétrique (plus petits que ceux en domaine subaérien) et répartis dans une matrice vitreuse, parfois vacuolaire. **Ces échantillons exclusivement sous-marins ont été dragués sur la partie nord de la Rift-Zone Nord-Est de la Fournaise : ils forment le Groupe "Sous-marin 2" du PdF.** Ces échantillons sont rares pour l'île de La Réunion, nous présentons donc ici de nombreuses photos sous-microscope.

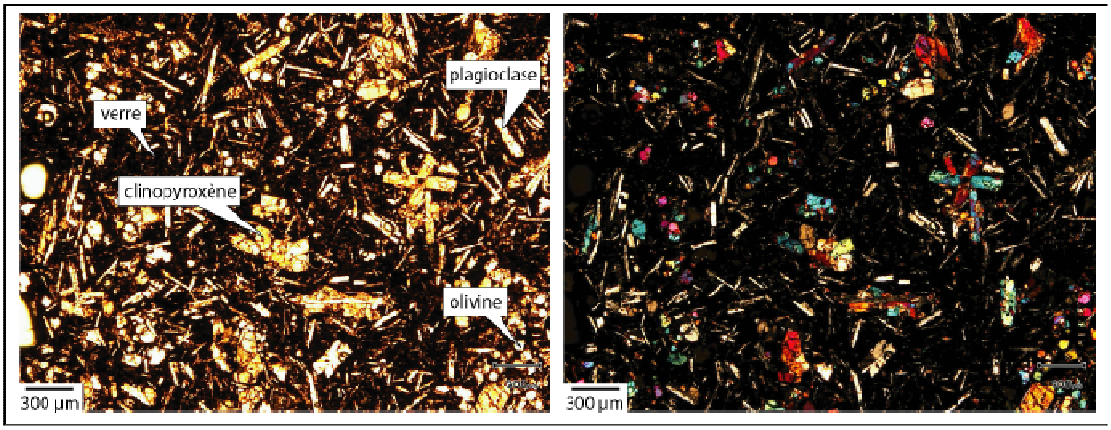


Figure IV.9. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à clinopyroxène et plagioclase. Echantillon ERO2 DR2-11.*

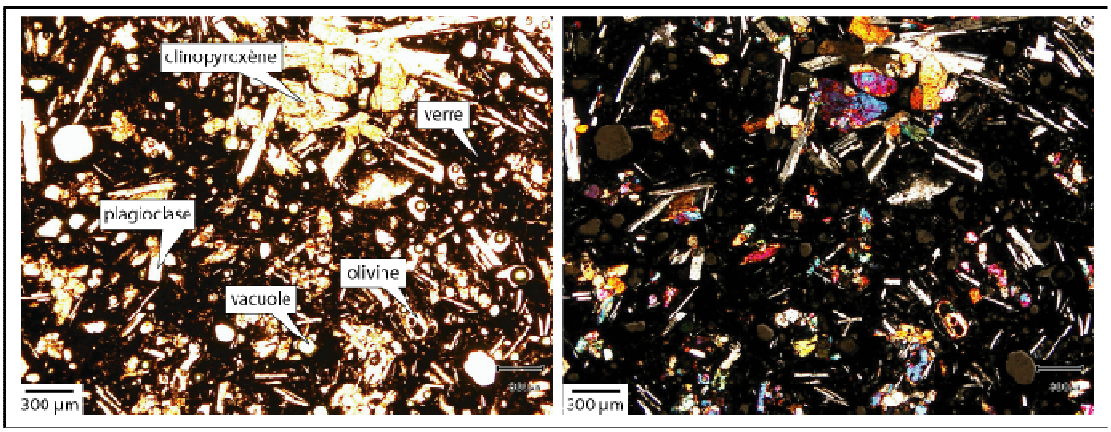


Figure IV.10. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à clinopyroxène et plagioclase (et olivine). Echantillon ERO2 DR2-7.*

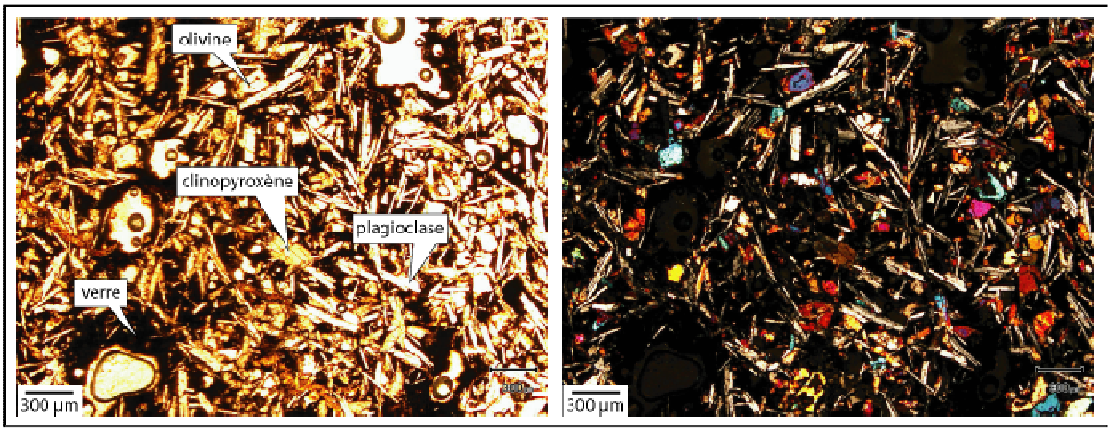


Figure IV.11. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à clinopyroxène et plagioclase (et olivine). Echantillon ERO2 DR2-9.*

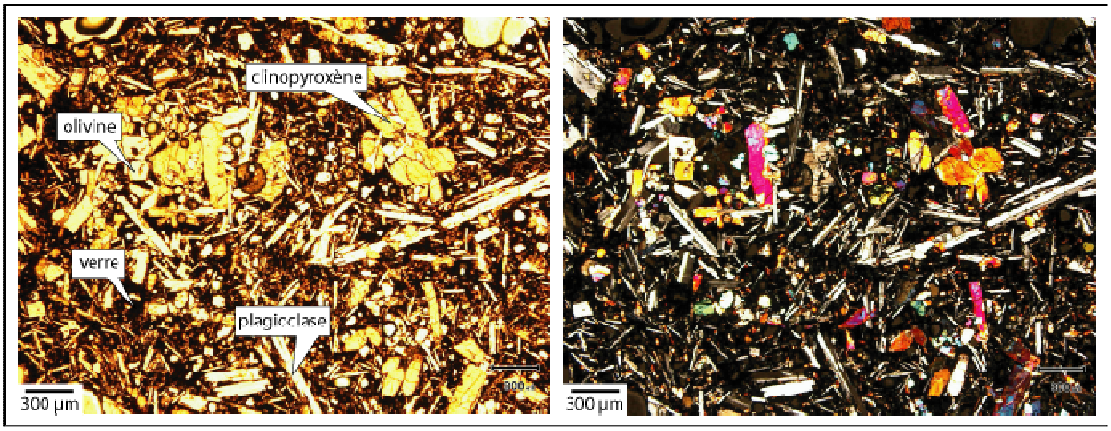


Figure IV.12. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à clinopyroxène et plagioclase (et olivine). Echantillon ERO2 DR2-12.*

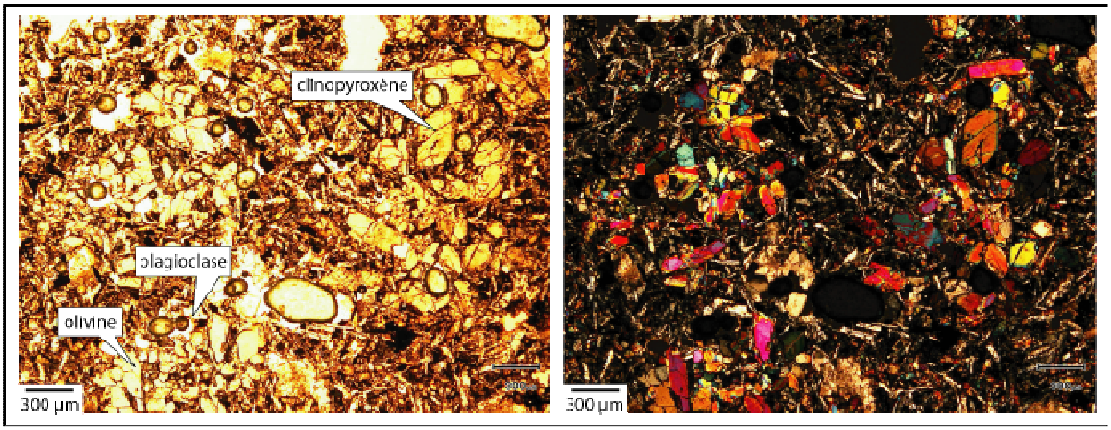


Figure IV.13*. Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à clinopyroxène et plagioclase (et olivine). Echantillon ERO2 DR9-2.*

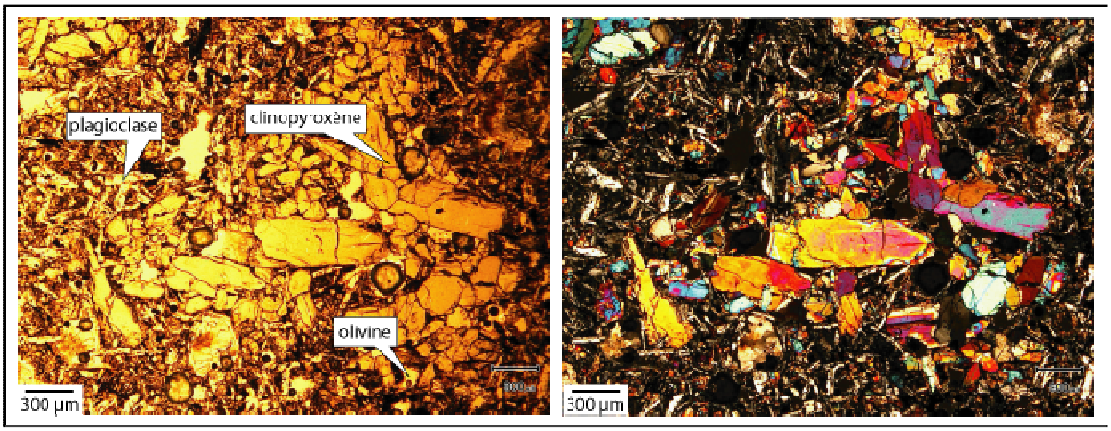


Figure IV.14. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à clinopyroxène et plagioclase. Echantillon ERO2 DR9-2.*

La présence en quantité importante de macrocristaux de clinopyroxène rend ces laves particulièrement atypiques parmi les basaltes du Piton de la Fournaise qui ont l'olivine comme phase macrocristaline majeure ; le clinopyroxène étant en faible quantité ou présent uniquement sous forme de microlites dans la mésostase. Cette différence de minéralogie peut être le reflet d'une composition chimique différente du liquide, plus riche en calcium ce qui favorise la cristallisation de clinopyroxène, ou d'une pression de cristallisation plus élevée (voir détails ci après).

g. Basalte à plagioclase et clinopyroxène (sans olivine)

Basalte à phénocristaux essentiellement de plagioclase (10 % en volume) et de clinopyroxène (Fig. IV.15 et IV.16). Les cristaux sont de tailles millimétriques et répartis dans une matrice vitreuse et vacuolaire. Ces échantillons sont exclusivement sous-marins et ont été dragués sur la Rift-Zone de l'Etang Salé : ils forment le Groupe Sous-marin du Piton des Neiges.

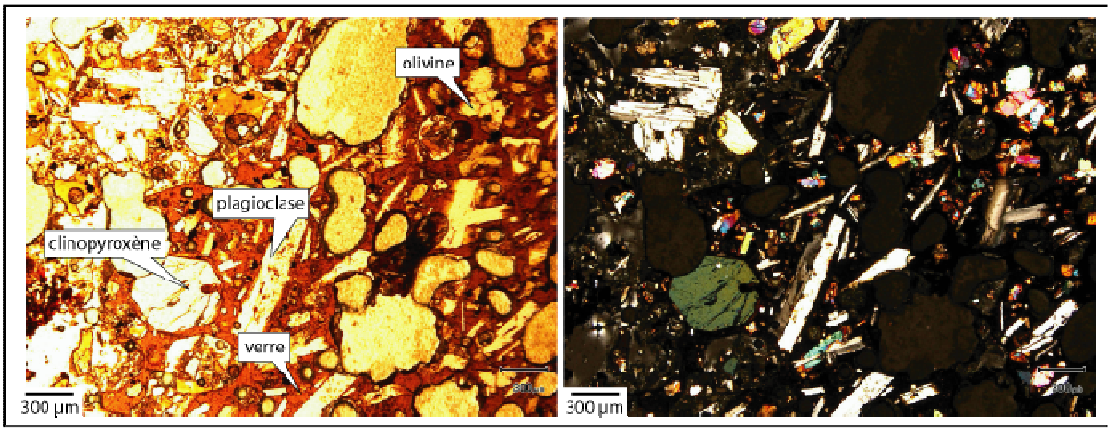


Figure IV.15. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à plagioclase et clinopyroxène. Echantillon ERO2 DR6-4.*

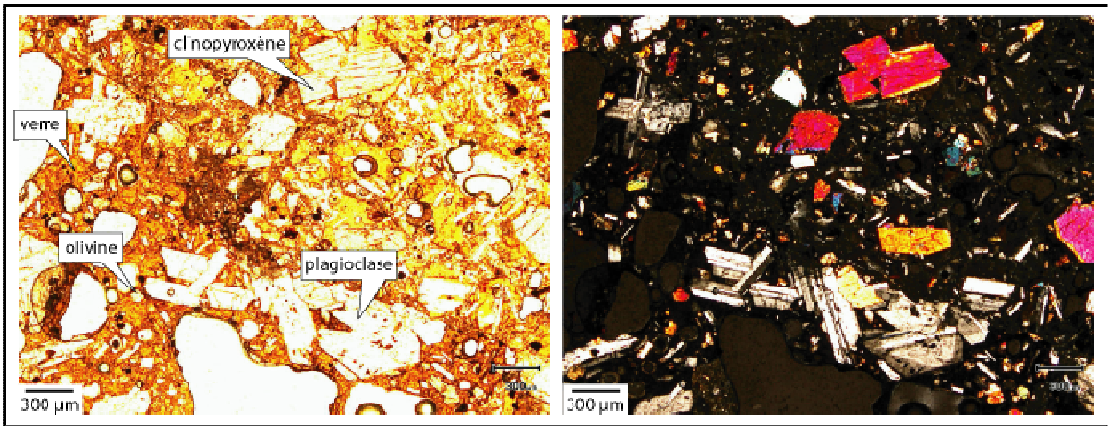


Figure IV.16. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à plagioclase et clinopyroxène. Echantillon ERO2 DR6-3.*

h. Hawaiite et mugéarite

Basalte à phénocristaux de plagioclases de quelques millimètres avec une mésostase à texture fluidale (Fig. IV.17 et IV.18). Il existe quelques rares cristaux de clinopyroxène et olivine. Ces roches sont exclusivement aériennes et constituent une partie de la Série Différenciée du Piton des Neiges.

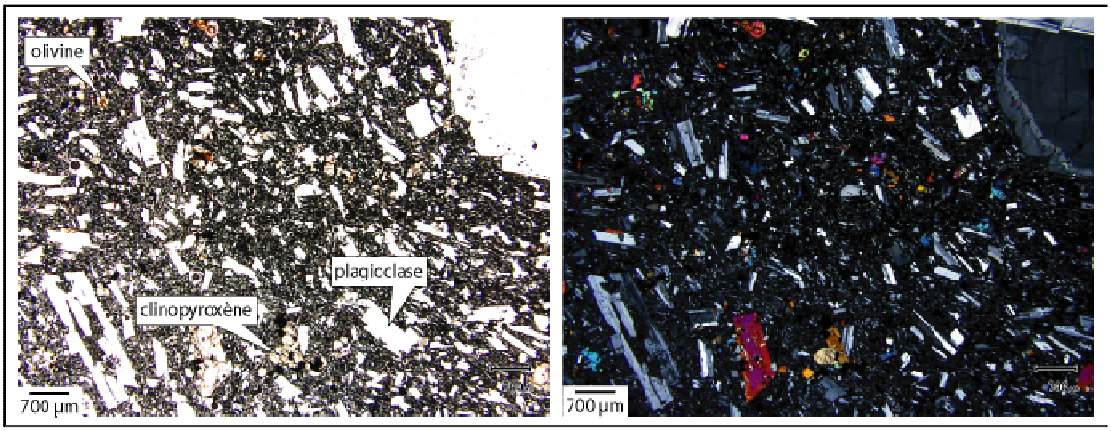


Figure IV.17. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'une hawaiite. Echantillon PdN 4.*

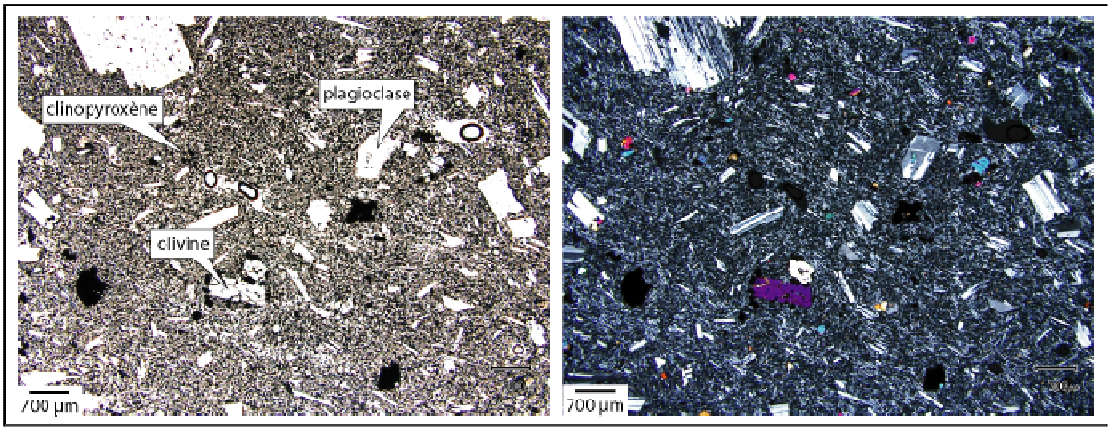


Figure IV.18. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'une mugéarite. Echantillon PdN 3.*

i. Roches Pintades

Il s'agit de basalte porphyrique à phénocristaux plurimillimétriques de plagioclase (Fig. IV.19). Les cristaux de plagioclase représentent entre 20 et 30 % du volume de la roche. Parfois des cristaux de clinopyroxène forment des agrégats avec les cristaux de plagioclase. La matrice a une texture microlitique, avec des cristaux de plagioclase et quelques cristaux d'olivine et clinopyroxène.

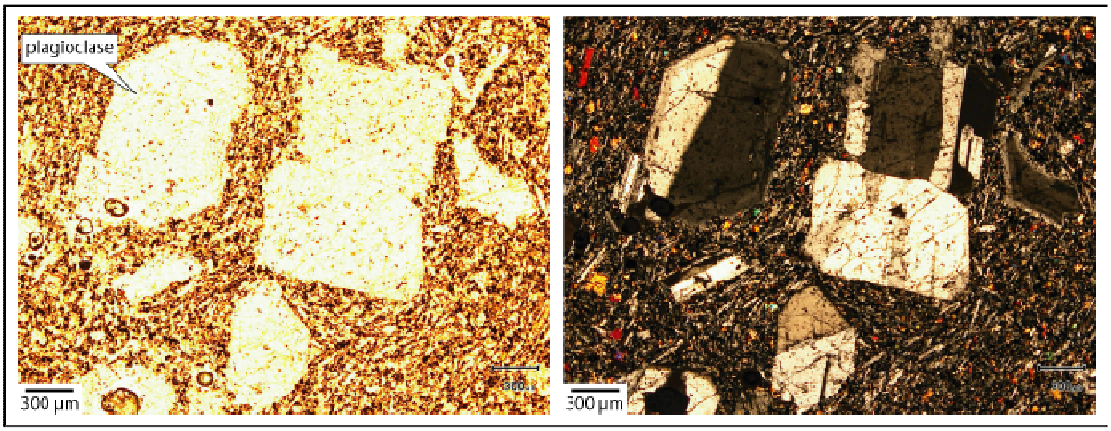


Figure IV.19. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à plagioclase, qualifiée de Roche Pintade. Echantillon RR30.*

IV.1.2. Les caractéristiques des Roches Pintades

a. Présentation des Roches Pintades

Le terme "Roche Pintade" a été introduit pour les laves réunionnaises par Nativel (1978) pour désigner des faciès pétrographiques laviques particulièrement riches (20 à 60 % en volume) en cristaux plurimillimétriques de plagioclase ; ces minéraux blancs englobés dans une matrice grise donnent à ces roches un aspect macroscopique rappelant fortement le plumage de la pintade (Fig. IV.20). Il s'agit donc d'un terme purement descriptif sans connotation chimique ou génétique.

Les Roches Pintades sont présentes dans les séries différenciées du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Au Piton des Neiges, cette dénomination recouvre deux types de faciès (Kluska, 1997), contre un seul à la Fournaise. Pour le Piton des Neiges, les Roches Pintades marquent dans un premier temps la transition du magmatisme entre les stades "océanitique" et "différencié" (Roches Pintades basaltiques et hawaiitiques de 330 à 260 ka), et dans un deuxième temps, elles constituent les premières émissions de lave après une période de quiescence éruptive qui succède à la phase la plus explosive du Piton des Neiges (Roches Pintades hawaiitiques de 130 à 98 ka ; McDougall, 1971 ; Gillot et Nativel, 1982 ; Kieffer, 1990).

Pour le Piton de la Fournaise, seules des Roches Pintades basaltiques ont été retrouvées à l'affleurement. Elles appartiennent à l'unité de lave la plus ancienne attribuée jusqu'alors à la Fournaise (Gillot et al., 1990 ; Albarède et al., 1997 ; Merle et al., 2010).

Après avoir rapidement présenté les Roches Pintades hawaiitiques du Piton des Neiges, seules les Roches Pintades basaltiques, qui sont un faciès commun aux deux volcans, sont abordées ici.

b. Différences entre les Roches Pintades hawaiitiques et basaltiques

La distinction entre les Roches Pintades basaltiques et hawaiitiques est dans un premier temps basée sur leur composition en roche totale (Kluska, 1997), avec principalement une différence d'enrichissement en alcalin (supérieure ou inférieure à 5 % respectivement) et un appauvrissement en CaO et SiO_2.

Cette distinction s'appuie également sur des caractéristiques pétrographiques. En macro échantillon, leur aspect général est très proche (Fig. IV.20) mais les analyses modales, la chimie des cristaux et les descriptions réalisées au microscope permettent de les distinguer (Tab. IV.1).

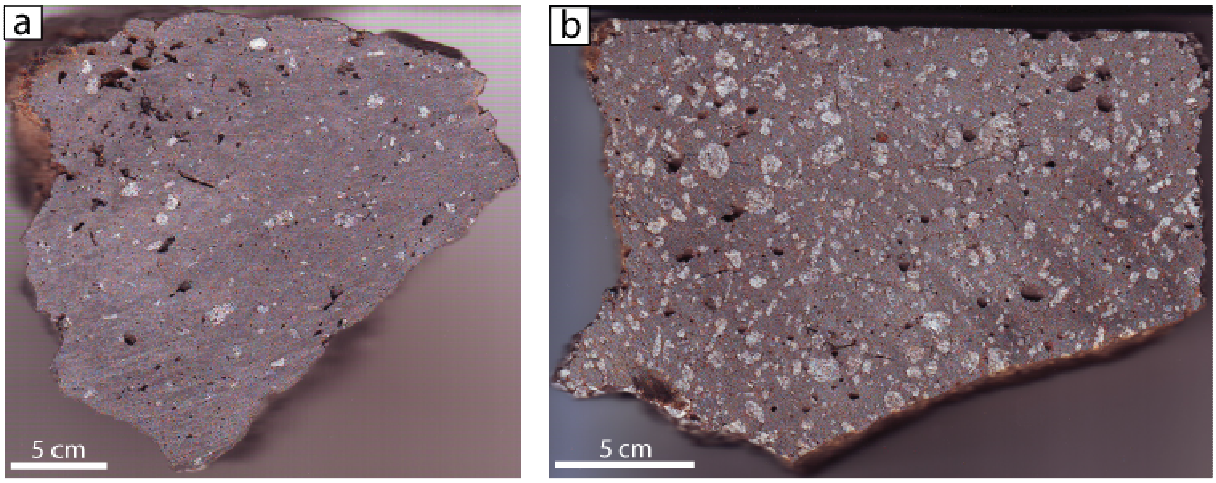


Figure IV.20. *Photographie de macro-échantillons de Roches Pintades du Piton des Neiges.(a) Type hawaiitique, échantillon PdN 12. (b) Type basaltique, échantillon PdN 10.*

Caractéristiques		Roches Pintades hawaiitiques	Roches Pintades basaltiques
Teneurs en alcalins	$Na_2O + K_2O$ (pds %)	4,21 à 5,91	2,1 à 3,95
Phénocristaux	Proportion de plagioclase (% en volume)	< 20 %	> 20 %
	Proportion de clinopyroxène et olivine (% en volume)	< 1 %	< 5 %
	Taille moyenne (mm)	2 à 3	3 à 7
	Teneur en Anorthite des cœurs (%)	75 à 85	80 à 95
Agrégats de cristaux	Proportion relative	Agrégats > monocristaux	Agrégats < monocristaux
Mésocristaux	Clinopyroxène et olivine (% en volume)	3 %	5 %
	Taille (mm)	< 0,5	1,5
Matrice	Couleur	gris à gris clair	gris à gris foncé
	Texture	microlitique et fluidale	microlitique

Tableau IV.1. *Caractéristiques principales différenciant les Roches Pintades hawaiitiques et basaltiques.*

Les principales différences pétrographiques entre ces deux types de roches concernent la proportion d'agrégats de cristaux de plagioclase contenus dans la roche et la morphologie des phénocristaux.

Les agrégats de cristaux de plagioclase sont d'autant plus présents que la teneur en silice de la roche augmente. A l'œil nu, ces agrégats ressemblent à des phénocristaux monocristallins, ce qui rend ce critère difficile à utiliser.

La seconde distinction importante est que les Roches Pintades hawaiitiques renferment des phénocristaux de morphologie complexe, des agrégats et des phénocristaux de plagioclase en baguette de morphologie simple (Fig. IV.21) alors que les Roches Pintades Basaltiques ont essentiellement des phénocristaux de morphologie complexe (Fig. IV.22 ; détails ci-après).

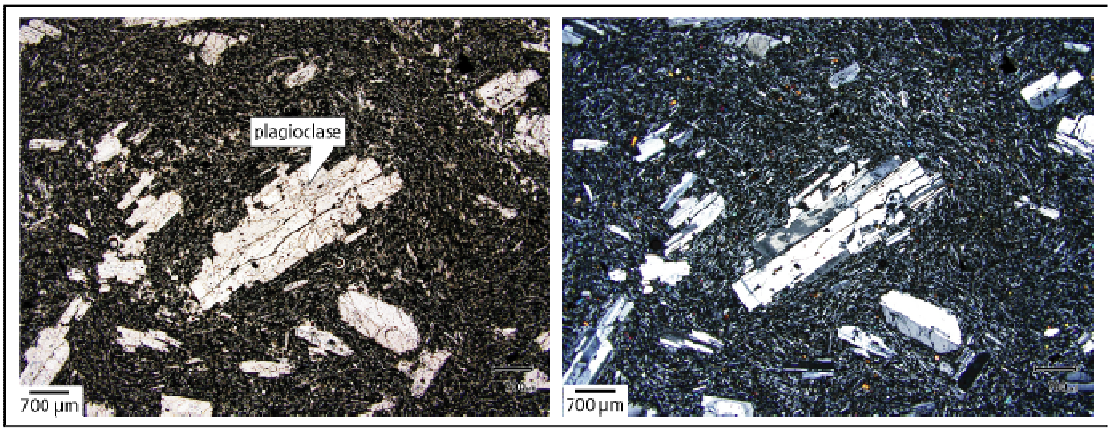


Figure IV.21. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'une Roche Pintade hawaiitique du Piton des Neiges. Echantillon PdN 12.*

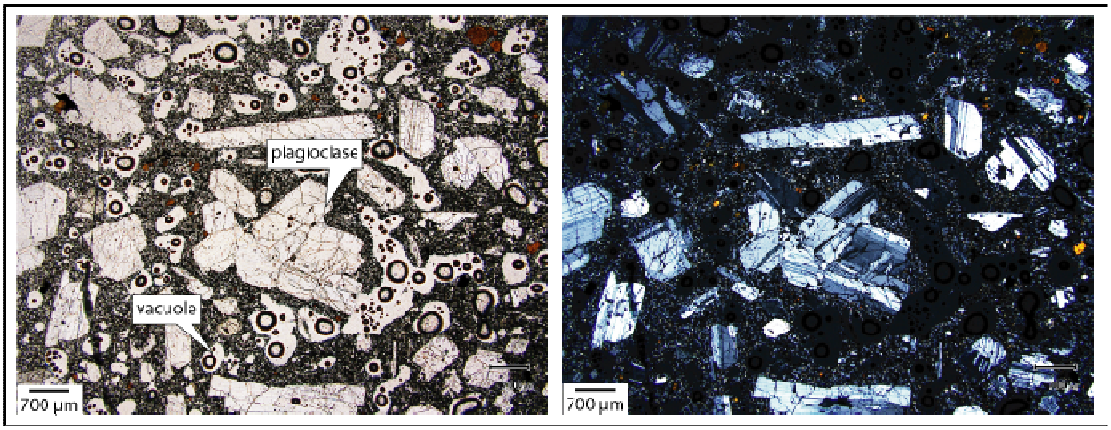


Figure IV.22. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'une Roche Pintade basaltique du Piton des Neiges. Echantillon PdN 16.*

D'après nos observations macroscopiques et microscopiques, nous pensons que les Roches Pintades hawaiitiques sont des hawaiites à plagioclase dans lesquelles les cristaux de plagioclases s'organisent en agrégats à partir de plusieurs noyaux contenus dans une lave plus visqueuse que celle des pintades basaltiques. Cette augmentation de viscosité, liée à une plus forte teneur en SiO_2, est confirmée par la texture microlitique fluidale de la matrice (Fig. IV.21). Elles indiquent un changement de processus de cristallisation au cours de la différenciation magmatique, amorcé par les Roches Pintades basaltiques qui se poursuit avec les Roches Pintades hawaiitiques.

Les Roches Pintades hawaiitiques étant absentes à l'affleurement du Massif du Piton de la Fournaise, nous nous sommes attachés à l'étude des Roches Pintades basaltiques qui sont présentes dans les deux massifs. Nous détaillons, au chapitre VI, la morphologie des cristaux présents dans ces roches basaltiques, afin de comparer ces laves sur les deux édifices volcaniques de La Réunion et de tenter de préciser leur origine et leur signification dans le magmatisme de La Réunion.

c. Description des phénocristaux des Roches Pintades basaltiques

Les zonations et les macles étant incolores en lumière naturelle, nous montrons des microphotographies de phénocristaux réalisées en lumière polarisée et analysée (LPA), pour les observer.

Cette partie descriptive comprend des laves appartenant au Piton des Neiges et au Piton de la Fournaise, qui sont semblables en tout point. L'interprétation sur la formation de ces roches est dans le chapitre V.

- *Forme externe des cristaux de plagioclase*

Les cristaux peuvent avoir une forme externe automorphe (Fig. IV.23), xénomorphe (Fig. IV.24), ou encore être sous forme d'agrégats (constitués d'un ensemble de plagioclases ou de plagioclases et de clinopyroxènes ; Fig. IV.25).

La forme externe d'un cristal reflète ses conditions ultimes de cristallisation. S'il est automorphe, les conditions de croissance (pression, température, composition chimique…) sont favorables au système cristallin alors qu'une morphologie xénomorphe suggère une déstabilisation du système, ayant pu accélérer la croissance du cristal (lacunes de croissance) ou le résorber.

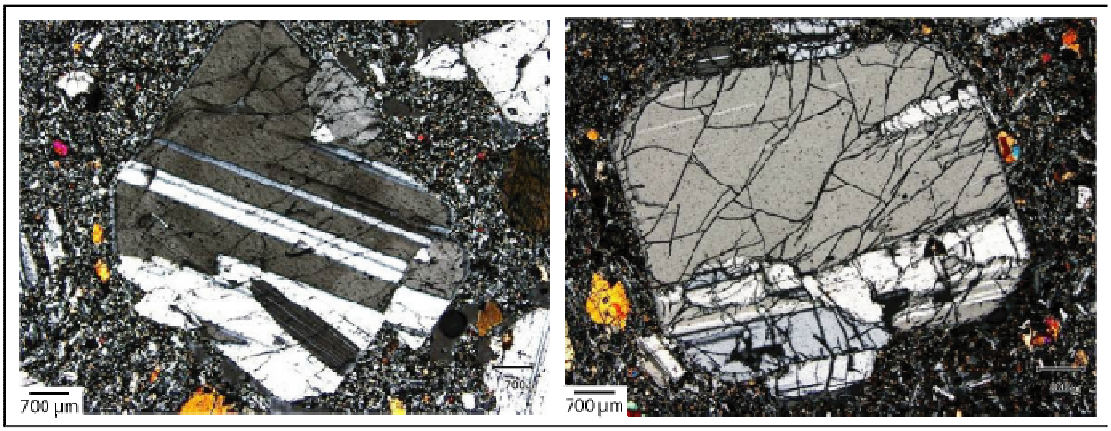


Figure IV.23. *Monocristaux de plagioclases automorphes.*

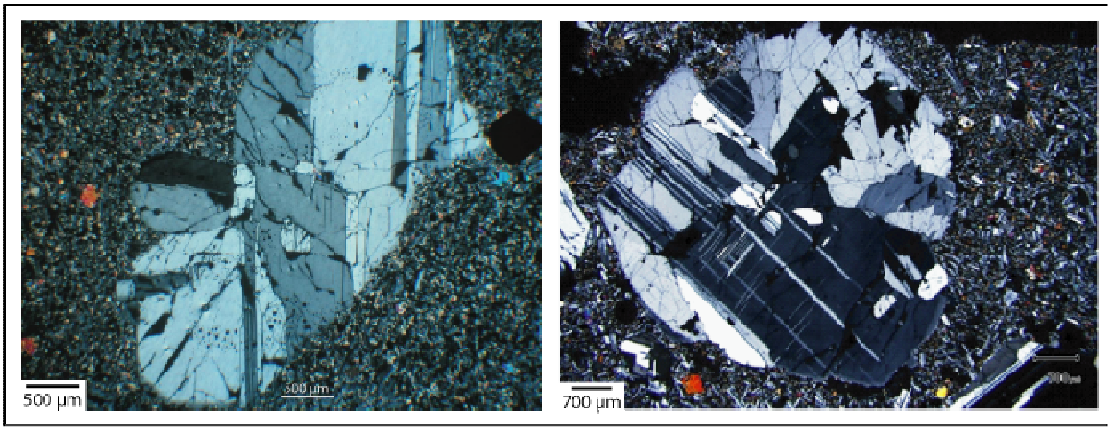


Figure IV.24. *Monocristaux de plagioclases xénomorphes.*

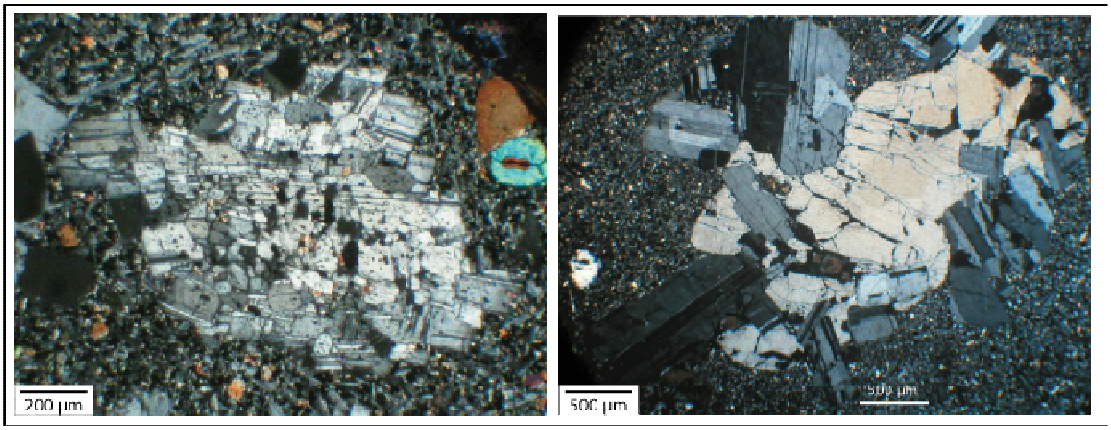


Figure IV.25. *Agrégats de cristaux de plagioclases (à gauche) ou de plagioclases et clinopyroxènes (à droite).*

Certains cristaux présentent des faces bien marquées et parallèles, et sont formées de sous-unités agencées en fractales (Fig. IV.26). Ces groupements de cristaux pourraient être interprétés comme l'agrégation de plusieurs cristaux, mais l'organisation rigoureusement

parallèle, selon les orientations cristallines laisse supposer qu'il s'agit d'un seul cristal qui croit de façon harrisitique comme cela a déjà été montré pour les cristaux d'olivine (Welsch, 2010) ; c'est-à-dire que le cristal a d'abord eu une texture dendritique avant d'acquérir de belles facettes externes et devenir automorphes. Cela suggère une accélération de la croissance du cristal avant de terminer par une période à l'équilibre.

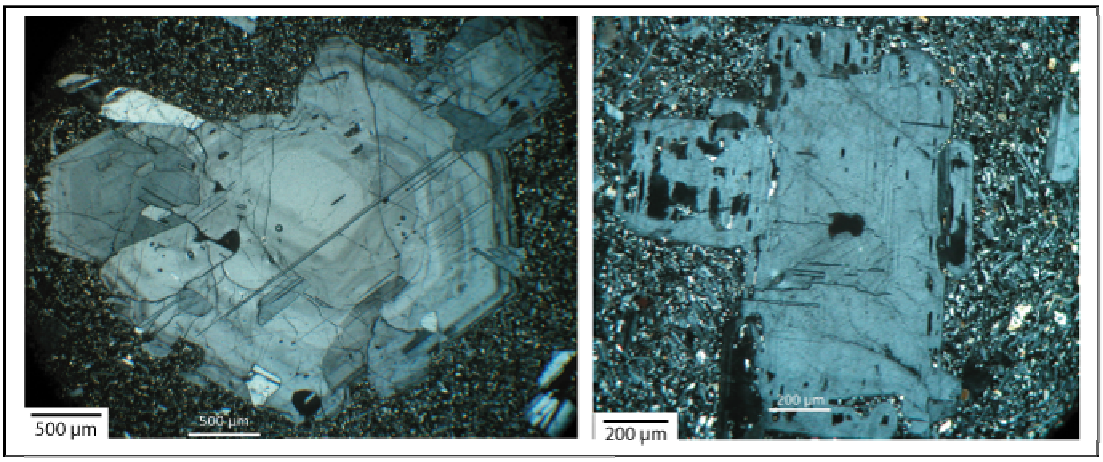


Figure IV.26. *Cristaux de plagioclases monocristallins de forme "harrisitiques" (terme employé communément pour les olivines).*

- *Zonation chimique*

Les plagioclases présentent souvent une zonation chimique, visible au microscope et confirmée par des analyses ponctuelles obtenues à la microsonde électronique (voir partie IV.2.2.). Elle peut séparer le cristal en un "bord", un "manteau" et un "cœur" et peut avoir une bordure franche et parallèle aux faces cristallines ou bien être irrégulière (Fig. IV.27).

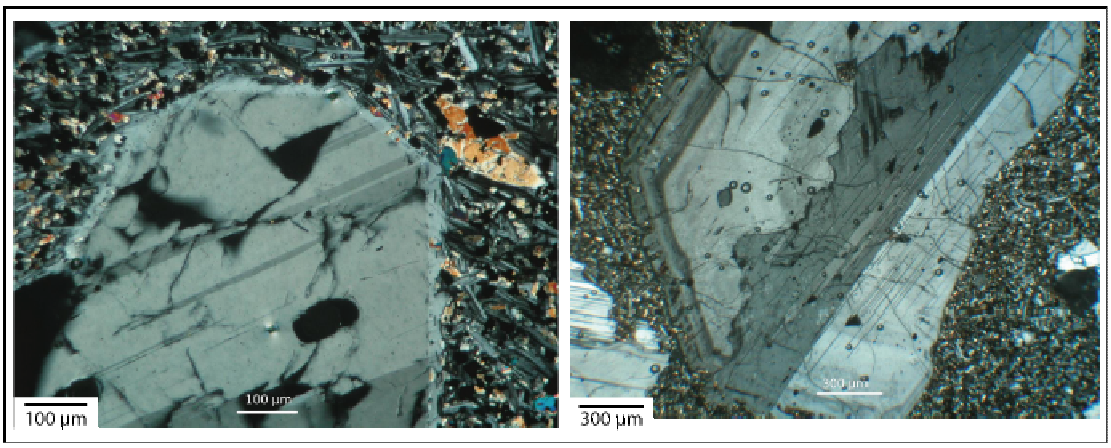


Figure IV.27. *Cristaux de plagioclases zonés, présentant un bord et un manteau avec une bordure en "dentelle" (à gauche) et un bord, manteau et cœur avec une bordure franche (à droite).*

Les zonations chimiques matérialisent une variation de l'environnement du cristal. Nous développons les différentes hypothèses possibles dans la partie suivante.

- *Inclusions*

Les cristaux peuvent contenir des inclusions de verre ou bien de phases cristallines (Fig. IV.28). Elles sont allongées et parallèles aux faces cristallines ou sphériques, et forment des couronnes qui accentuent la visibilité de la zonation chimique (rendue visible en lumière naturelle ; Fig. IV.29).

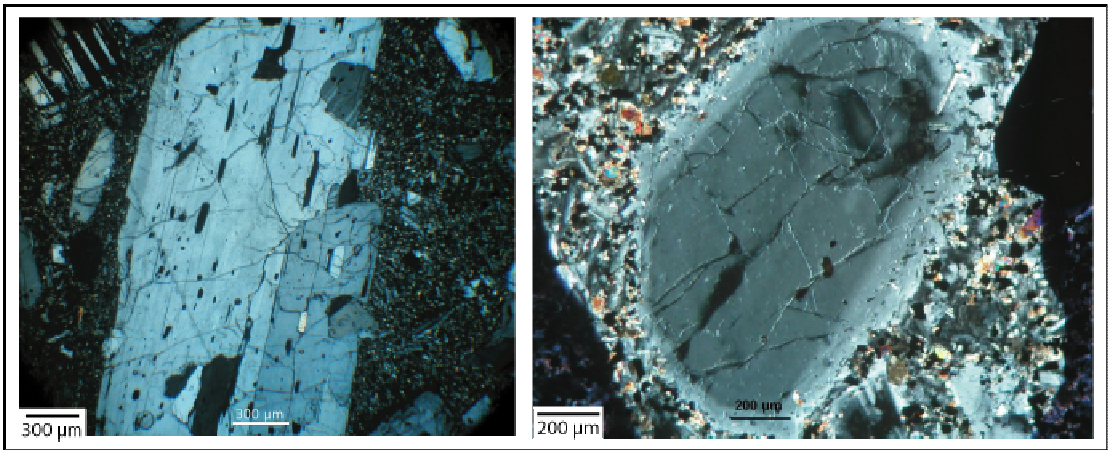


Figure IV.28. *Inclusions vitreuses de forme allongée (à gauche) et inclusions de petits cristaux de la matrice sur la bordure du cristal (à droite).*

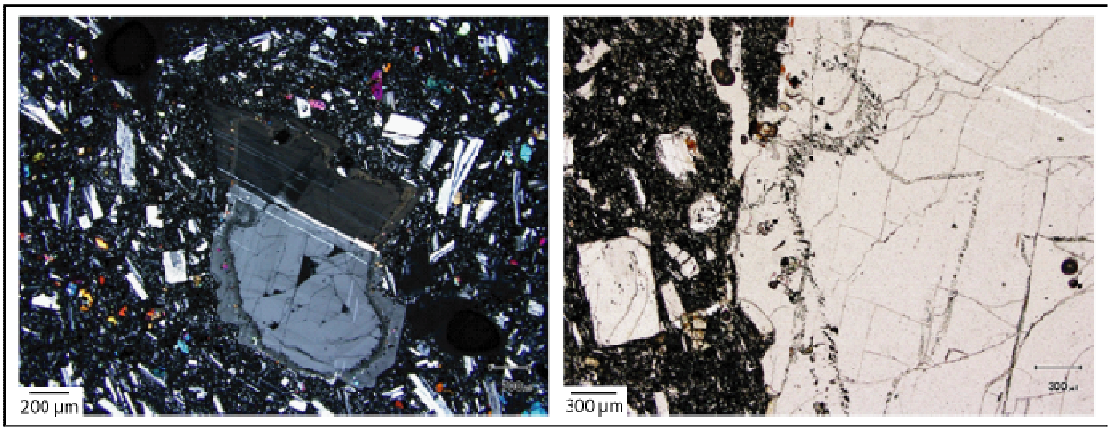


Figure IV.29. *Inclusions vitreuses intracristallines, qui accentuent la zonation chimique du cristal. La photo de droite est un zoom en lumière analysée non polarisée de la photo de gauche en lumière analysée polarisée.*

Des inclusions laissent supposer une croissance rapide du cristal (probablement pendant une déstabilisation du système (variation de la température et/ou de la pression,

composition du liquide magmatique…), qui entraine des anomalies dans la morphologie du cristal, piégeant ainsi son ”environnement” direct, qui peut être formé de liquide magmatique et/ou de microcristaux.

- *Textures*

Des cristaux présentent des bordures dentritiques et comportent de nombreuses lacunes dans leur structure (Fig. IV.30), qui sont comblées par la matrice environnante.

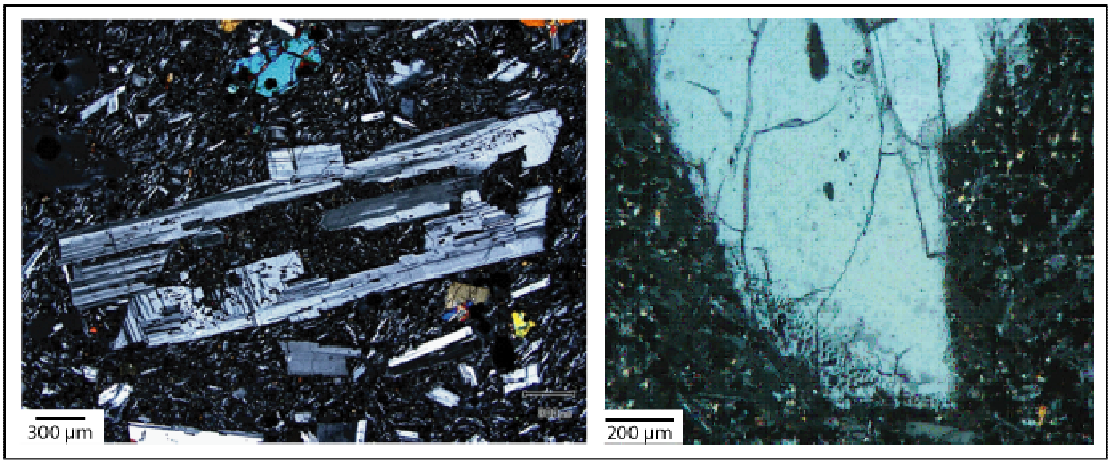


Figure IV.30. *Cristaux à structure squelettique (à gauche) ou à bordure dendritique (à droite).*

Comme précédemment, ces textures sont un signe de croissance rapide du cristal qui entraine des lacunes dans le système cristallin.

- *Déformations*

Quelques cristaux présentent de la déformation plastique (déformation du réseau cristallin ”continue”), visible de part et d’autre de petites craquelures ou en tournant la platine du microscope (Fig. IV.31).

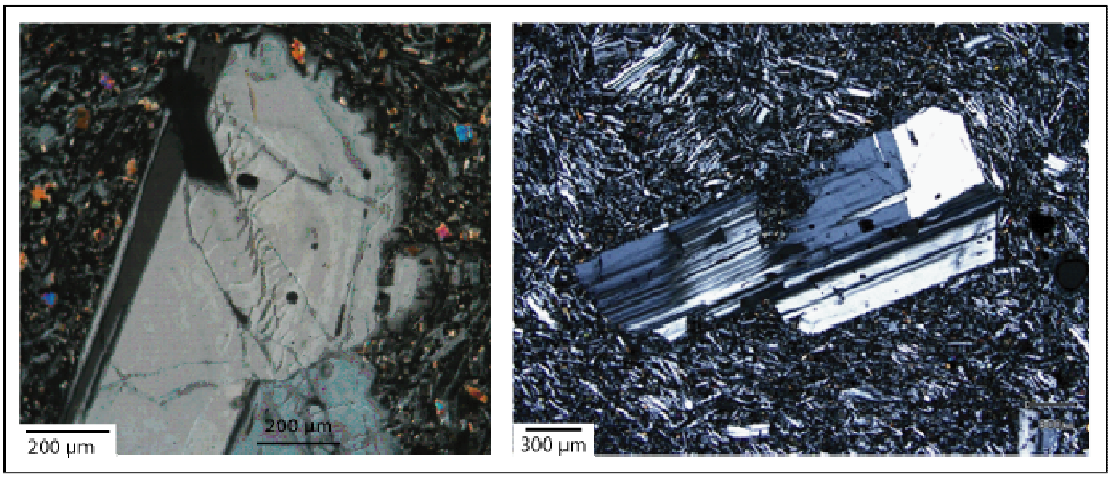


Figure IV.31. *Indices de déformation sur les phénocristaux de plagioclase : déformation ductile (à gauche) et extinction roulante (à droite).*

Ces zones de faiblesse montrent que les cristaux ont subi des contraintes mécaniques importantes au cours de leur formation. Cette caractéristique couplée à la présence d'agrégats plagioclase/pyroxéne, a permis à Albarède et al., (1997) de proposer une origine xénolitique pour ces cristaux de plagioclase, arrachés à des fragments de gabbro.

d. Bilan

Nos observations précédentes montrent que les Roches Pintades basaltiques présentent des cristaux qui ont enregistrés une histoire complexe : convection solutale dans la chambre, déséquilibre chimique et/ou thermique du système…).

IV.2. Classification utilisée et nature des phases minérales

IV.2.1. Préambule : classification des données

Pour faciliter la lecture des diagrammes de chimie, nous avons choisi d'utiliser un figuré différent selon l'origine subaérienne ou sous-marine des échantillons et en fonction de leur appartenance aux différents massifs volcaniques (Piton de la Fournaise, PdF ou Piton des Neiges, PdN). Comme cela est figuré dans la figure IV.32 : un carré correspond à un échantillon sous-marin récolté par dragage, alors qu'un triangle est utilisé pour une roche subaérienne. Les couleurs bleu et rouge sont attribuées au Piton de la Fournaise (PdF), le vert au Piton des Neiges (PdN). Les données issues de la littérature sont représentées en noir. Les sites d'échantillonnage sont rappelés sur la carte de la figure IV.32 et sont détaillés précédemment dans le chapitre III. La nature de chacun des échantillons est précisée en annexe.

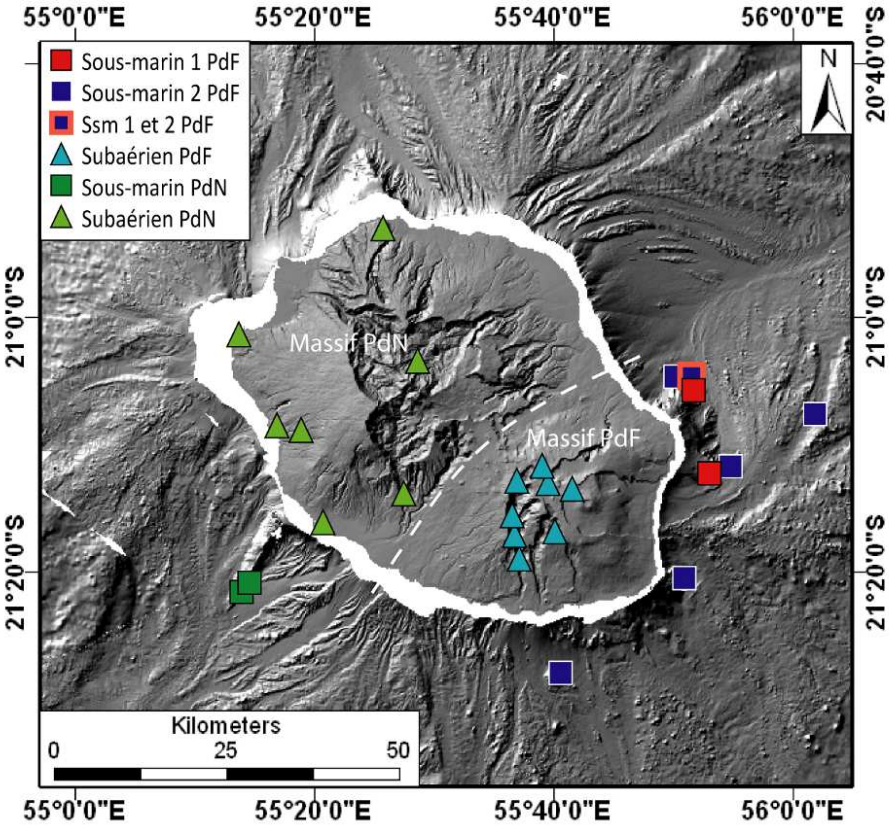


Figure IV.32. *Localisation simplifiée des différents sites d'échantillonnage de notre étude, répertoriés en cinq groupes pour les représentations graphiques. Détail des sites de prélèvement dans le chapitre III.*

Les échantillons sous-marins du Piton de la Fournaise sont séparés en deux groupes (Groupe Sous-marin 1 et 2 PdF) parce qu'ils présentent des critères géochimiques sur verre et roche totale différents. Nous appliquons cette distinction dès maintenant mais elle est plus largement justifiée dans la partie IV.3.

Ici nous détaillons les sites et la nature des échantillons contenus dans les différents groupes chimiques :

- Groupe Sous-marin 1 du Piton de la Fournaise / Ssm. 1 PdF

Il s'agit des roches prélevées lors des campagnes GEISEIR 2 (GSR2 DR 10 et DR11) et ERODER 2 (ERO2 DR8 et DR10), sur les rifts zone NE et SE du Piton de la Fournaise, ainsi que les échantillons récoltés pendant la campagne Fournaise 2 (MD59 DR15 et DR10 ; Fig. III.1, III.3, III.5 et III.8).

Ce groupe est majoritairement constitué de basalte à olivine, avec des proportions variables d'olivine. Certains sont des pillow-lavas et ont une bordure figée.

- Groupe Sous-marin 2 du Piton de la Fournaise / Ssm. 2 PdF

Dans ce groupe se trouvent les échantillons dragués sur la rift zone NE du PdF pendant les campagnes GEISEIR 2 (GSR2 DR 11) et ERODER 2 (ERO2 DR 2 et DR9) (Fig. III.1 et III.3).

Ce groupe comprend des blocs anguleux et des fragments de pillow-lava avec parfois des bordures figées. Il contient des basaltes aphyriques vacuolaires, renfermant quelques petits cristaux de plagioclase visibles à l'œil nu. La présence d'une minéralisation secondaire remplissant les vacuoles est notée dans certains échantillons (ERO2 DR9-1 et 2). Au microscope, on observe de petits cristaux d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase, en proportions équivalentes.

La drague GSR2 DR11 contient des roches qui appartiennent aux deux groupes de laves sous-marines de la Fournaise, Ssm1 et Ssm2 PdF (Fig. IV.32). Cela s'explique par le fait que la technique du dragage rend possible l'échantillonnage de différentes coulées de laves ou formations, selon la longueur de dragage sur les fonds marins. Dans le cas de la drague GSR2 DR11, le dragage a eu lieu sur environ 1 km de longueur, ce qui laisse la possibilité de passer sur des coulées de laves différentes.

- Groupe Subaérien du Piton de la Fournaise / Sub. PdF

Ce groupe contient tous les échantillons prélevés sur le Massif du Piton de la Fournaise (Rivière des Remparts, Rivière Langevin, Plaine aux Sables, Rempart du Pas de Bellecombe ; Fig. III.11).

Leur nature pétrographique est très variée avec des océanites (RR31, BM3), des roches pintades (RR30, RR36…), des basaltes aphyriques (Plt B1)….

- Groupe Sous-marin du Piton des Neiges / Ssm. PdN

Ce groupe ne contient que des roches draguées sur la rift zone de l'Etang Salé (ERO2 DR6 et DR7 ; Fig. III.1 et III.6).

Ce sont des pillow-lavas basaltiques, avec parfois des bordures figées. Olivine, clinopyroxène et plagioclase sont présents sous forme de mésocristaux.

- Groupe Subaérien du Piton des Neiges / Sub. PdN

Nous avons prélevé des Roches Pintades vers le Col des Bœufs et sur le Piton d'Enchaing dans Salazie et sur le flanc ouest du Massif, ainsi que d'autres roches appartenant à la Série Différenciée du Piton des Neiges (mugéarite, benmoreite) sur la partie ouest du Massif (Fig. III.10 et III.20).

IV.2.2. Analyses chimiques des minéraux

Les compositions des minéraux ont été obtenues sur des lames minces polies à l'aide de deux microsondes électroniques CAMECA SX 100 à Brest (Microsonde Ouest, Ifremer Brest) et Clermont-Ferrand (Lab. Magmas et Volcans). Les techniques et paramètres d'analyses, ainsi que de fabrication des lames sont indiqués en annexe.

a. Olivines

Les compositions ont été mesurées sur des phénocristaux (cœur et bord) et quelques microlites d'olivine. Les olivines ont des teneurs en Forstérite (Fo en %) comprises entre :

- Fo_{66} et Fo_{87} pour les cœurs des cristaux, avec un pic de fréquence à Fo_{83} (Fig. IV.33),
- Fo_{53} et Fo_{83} pour les bords des cristaux,
- Fo_{48} et Fo_{81} pour les microlites.

Les cœurs de phénocristaux sont plus riches en Mg que les bords des cristaux et les microlites. Sachant que la vitesse de diffusion du Mg dans les olivines est très importante, le déséquilibre chimique apparent entre les cœurs et les bords des cristaux peut être du à une cristallisation dans la chambre dans un magma plus mafique pour les cœurs et une cristallisation plus tardive (au moment de la remontée et/ou de l'épanchement) dans un magma plus évolué pour les bords. Ces compositions sont classiques pour les olivines de La Réunion (Welsch, 2010 ; Boivin & Bachèlery, 2009).

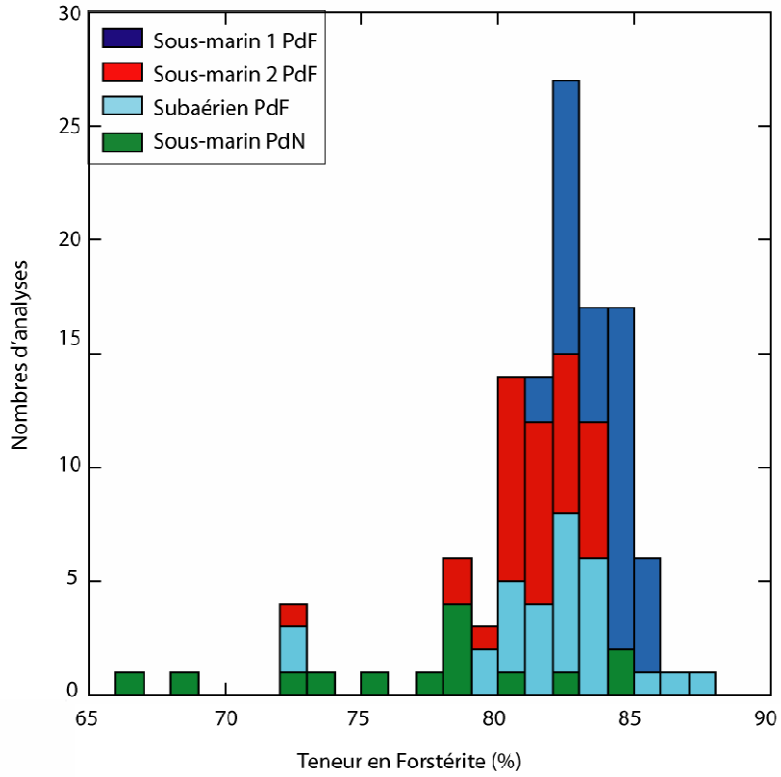


Figure IV.33. *Représentation du nombre d'analyses (n = 115) en fonction de la teneur en Forstérite (en %) des cœurs de cristaux d'olivine. Les analyses sont faites sur les échantillons suivants : Groupe Sous-marin 1 PdF : ERO2 DR8-1, DR8-7 et DR8-9 ; Groupe Sous-marin 2 PdF : ERO2 DR2-6, DR2-7, DR2-9 et DR2-12 ; Groupe Subaérien PdF : RR30-32-33-34-36, PB1-4-5, PS2, Plt B1-2-4, BM3-4 Groupe Sous-marin PdN : ERO2 DR8-1, DR8-7 et DR8-9 PdN : ERO2 DR6-2 et DR6-4 et ERO2 DR7-6.*

b. Clinopyroxènes

Dans un diagramme Enstatite – Ferrosilite – Wollastonite, la composition chimique des clinopyroxènes se situe dans un champ plutôt restreint : les clinopyroxènes sont essentiellement des augites, et une partie d'entre eux se trouvent à la limite entre le champ de composition de la salite et du diopside (Fig. IV.34).

Chacun des groupes peut être représenté par une moyenne des teneurs calculée en Enstatite, Wollastonite et Ferrosilite :

- Sous-marin 1 PdF : $En_{42,5}\,Fs_{15,5}\,Wo_{42}$
- Sous-marin 2 PdF : $En_{43}\,Fs_{13}\,Wo_{44}$
- Subaérien PdF : $En_{44,1}\,Fs_{13,6}\,Wo_{42,3}$
- Sous-marin PdN : $En_{45,1}\,Fs_{13,6}\,Wo_{41,3}$

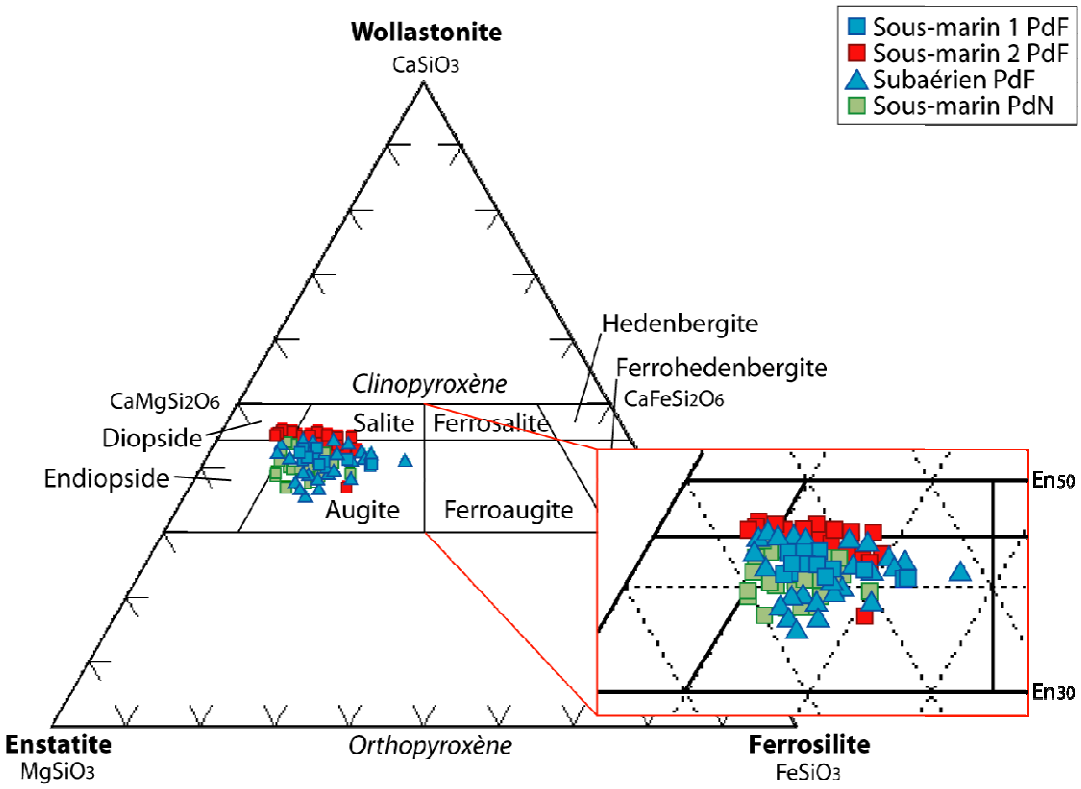


Figure IV.34. *Composition des clinopyroxènes (cœur et bord des phénocristaux et microlites) dans un diagramme ternaire Enstatite / Wollastonite / Ferrosilite. Groupe Sous-marin 1 PdF: ERO2 DR1 et DR8-7 ; Groupe Sous-marin 2 PdF: ERO2 DR2-7, DR2-9, DR2-10, DR2-12, DR2-16 et DR9-2 ;; Groupe Subaérien PdN : RR30-32-33-34-36, PB1-4-5, PS2, Plt B2-4, BM3, BC31. Groupe Sous-marin PdN : ERO2 DR6-2 et DR6-4, ERO2 DR7-6 et DR7-3.*

Toutefois, le Groupe Sous-marin 1 PdF contient peu d'analyses (11 analyses dont 8 sont faites sur ERO DR1…) alors que les autres groupes en possèdent plus de 50. Le groupe Subaérien du PdF est très largement dispersé, probablement parce qu'il regroupe des échantillons de nature très variée (Roches Pintades, océanites, basaltes aphyriques…) et qui ont une composition différente.

L'évolution des clinopyroxènes est un phénomène complexe sur lequel interviennent de nombreux facteurs tels que la pression, la température, la fugacité d'oxygène, la composition des liquides et des phases environnantes…Ces phases sont chimiquement peu sensibles aux rééquilibrations, sauf pour Fe et Mg. La pression et la composition de la roche sont les facteurs les plus influents, notamment sur la teneur en Al et Ti. En effet, le titane se substitue aux éléments qui disparaissent avec la différenciation des magmas et avec la chute de la pression et/ou de la température (Cr et Al_{VI} par exemple). La solubilité du Ti est plus élevée à basse pression et basse température, et celle de l'Al à haute pression et haute température (Thompson, 1974 ; Boivin 1982). La substitution Al/Ti est considérée comme un bon marqueur des conditions de pression de cristallisation : le rapport Al/Ti augmente avec la pression.

Dans notre cas, les rapports atomiques Al/Ti varient autour d'une moyenne de 2,7 pour le Groupe Sous-marin 2 PdF et de 3,2 pour le Groupe Sous-marin PdN, alors que ce rapport est compris entre 3,98 et 5,03 pour les laves émises entre 1977 et 1998 (Boivin et Bachèlery, 2009). Cela laisse supposer une pression de cristallisation plus importante pour les échantillons sous-marins du Piton des Neiges et une pression encore supérieure pour les roches de la Fournaise actuelle, par rapport aux laves du Groupe Sous-marin 2 PdF. Toutefois nous préférons ne pas interpréter ces variations car nous ne comparons pas des roches de même nature et possiblement pas de même composition de liquide initial.

Il est important de noter que les clinopyroxènes du Groupe Sous-marin 2 PdF sont plus riches en calcium et que ceux du Groupe Sous-marin PdN sont les plus appauvris (Fig. IV.34 et IV.35), ils doivent provenir de la cristallisation d'un magma respectivement plus basique et plus évolué.

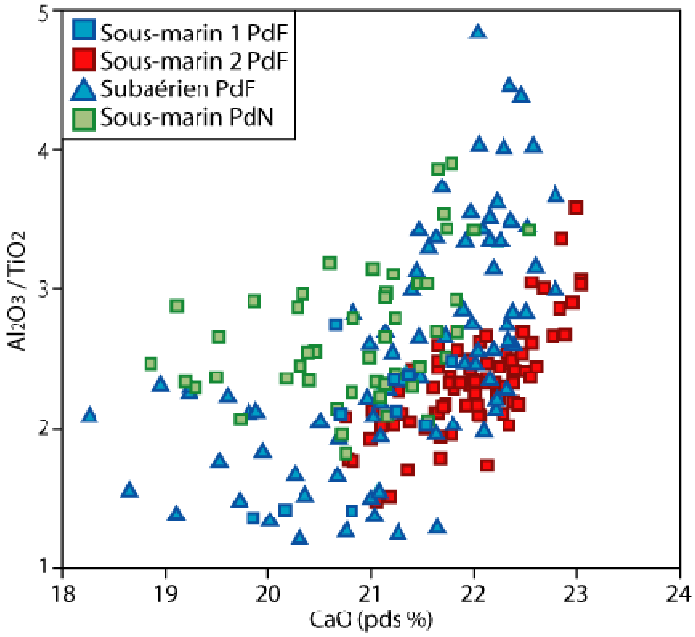


Figure IV.35. *Rapport Al_2O_3 / TiO_2 en fonction de la teneur en CaO (en poids %) des cœurs de clinopyroxènes des différents groupes.*

c. Plagioclases

Le plagioclase est la phase la plus présente dans nos échantillons. Présent sous forme de microlite dans tous les types de roches, il existe également en phénocristaux de morphologies complexes dans les Roches Pintades, parfois en agrégat, et quelques fois associé à des cristaux de clinopyroxènes.

Les plagioclases de cette étude sont essentiellement des bytownites et des labradorites (> An_{60}) (Fig. IV.36). Le nombre d'analyses est beaucoup plus important pour le Groupe Subaérien PdF parce qu'il constitue la phase dominante de la Série Différenciée du Piton de la Fournaise, en particulier des Roches Pintades. On remarque que les compositions des phénocristaux de plagioclase de ce groupe sont très dispersées et sont à la fois les plus primitives ($An_{87,4}$) et les plus différenciées ($An_{37,7}$).

Les plagioclases des échantillons dragués ont une composition plus restreinte que ceux du Groupe Subaérien PdF (Fig. IV.37). Ils sont relativement (pour une gamme de composition comparable) riches en sodium et moins riches en aluminium et en calcium. Le Groupe Sous-marin 2 PdF est également plus riche en potassium que l'ensemble des autres groupes.

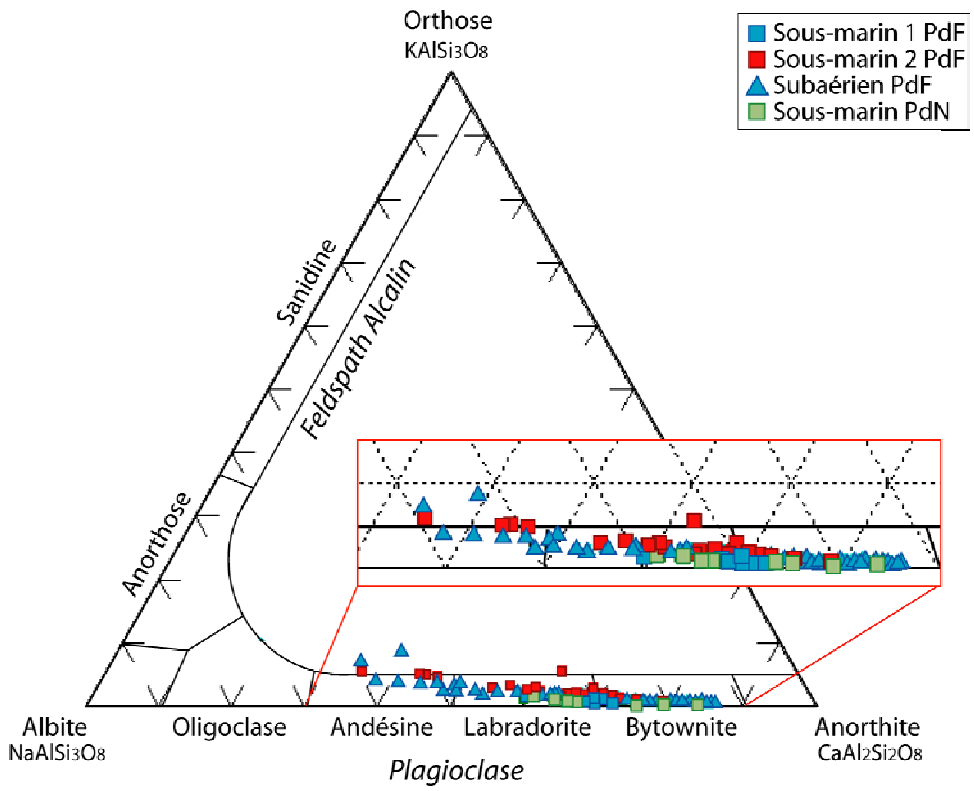


Figure IV.36. *Composition des plagioclases (cœur et bord des phénocristaux) dans un diagramme ternaire Albite/Orthose/Anorthite. Groupe Sous-marin 1 PdF : ERO2 DR8-1, DR8-7, DR8-9 ;Groupe Sous-marin 2 PdF : ERO2 DR2-7, DR2-9, DR2-10, DR2-12, DR2-16 et DR9-2 ; Groupe Sous-marin PdN : ERO2 DR6-2 et DR6-4, ERO2 DR7-6 et DR7-3 ; Groupe Subaérien PdN : RR30-32-33-34-36, PB1-4-5, PS2, Plt B1-2, BM3, BC31.*

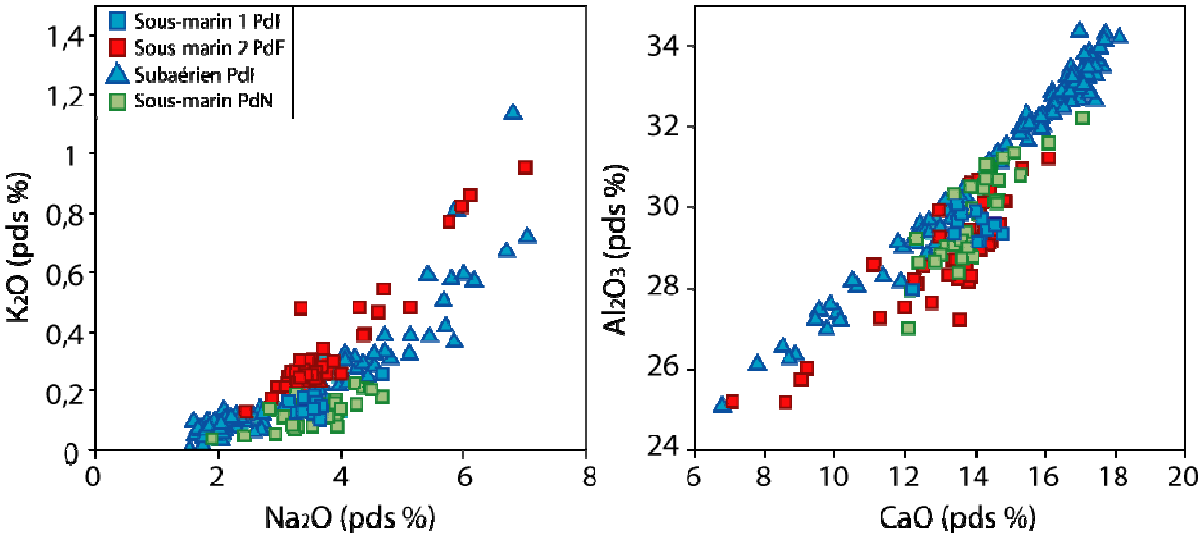


Figure IV.37. *Teneurs en K2O en fonction de Na2O et en Al2O3 en fonction de CaO (en poids %) des plagioclases de cette étude. Les échantillons analysés sont les mêmes que la figure IV.36.*

Bilan des analyses sur les phases minérales

Les Roches Pintades ont des plagioclases riches en anorthite ($An_{79,4-87,4}$ pour les cœurs des phénocristaux), plus riches en Al_2O_3, CaO et moins riches en Na_2O. Ces compositions sont certainement liées à celle du liquide, qui, par rapport aux autres basaltes, a connu une cristallisation fractionnée de clinopyroxène moins importante.

Le Groupe Sous-marin 2 PdF se distingue des autres groupes par ses teneurs plus élevées en CaO dans les clinopyroxènes et en K_2O dans les plagioclases. Un tel enrichissement implique que le liquide parent du Groupe Sous-marin 2 PdF est lui-même enrichi en CaO et K_2O par rapport à celui des autres groupes.

IV.3. Compositions chimiques

IV.2.1. Eléments majeurs

a. Verres magmatiques

Une partie des échantillons sous-marins du Piton de la Fournaise et du Piton des Neiges est constituée de pillows lavas avec une bordure figée de quelques millimètres (Fig. IV.1 et IV.2) qui présente des sections saines de verres magmatiques. Il s'agit des Groupes Sous-marin 1 PdF : ERO2 DR8-7 et DR8-9 ; Sous-marin 2 PdF : ERO2 DR2-9 et GSR2 DR11-10 et DR11-42 et Sous-marin PdN : ERO2 DR6-4 et ERO2 DR7-3.

Selon la classification de Le Bas et al. (1986), la composition des verres est basaltique pour les Groupes Sous-marin 1 PdF et Sous-marin PdN, et tend vers le champ hawaiitique pour le Groupe Sous-marin 2 PdF (Fig. IV.38). Pour une même gamme de teneur en silice (entre 46,6 et 49,7 pds %, sachant que le maximum est atteint par le Groupe Sous-marin 2 PdF), la teneur en alcalin ($Na_2O + K_2O$) est de 4,1 pds % au maximum pour les deux premiers groupes, alors qu'elle est comprise entre 4,3 et 5,8 pds %, avec une moyenne de 5 pds % pour le Groupe Sous-marin 2 PdF.

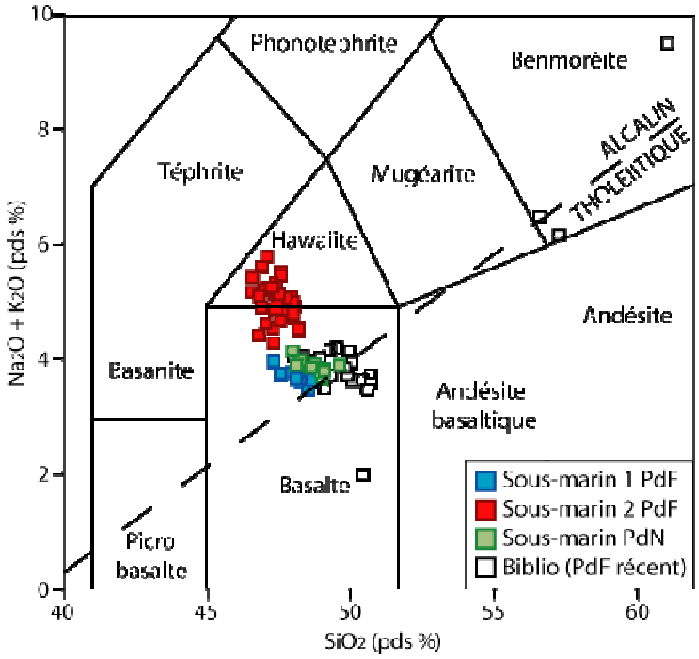


Figure IV.38. *Diagramme Total Alcalin (Na2O + K2O) en fonction de la Silice des compositions des verres des échantillons sous-marins, d'après Le Bas et al., 1986. Les données de la littérature correspondent à des compositions de laves subaériennes trempées (verre) de la Fournaise entre 1977 et 1998 (Boivin et Bachèlery, 2009). Limite entre le champ de composition alcaline et tholéiitique d'après Macdonald et Katsura, 1964.*

Dans les diagrammes de Harker (Fig. IV.39), on remarque que le Groupe Sous-marin 2 PdF se distingue clairement des deux autres par son enrichissement en éléments alcalins, en particulier le potassium, et aussi en phosphore. Les valeurs du Groupe Sous-marin 2 PdF sont comprises entre de 1,62 à 1,96 pds % pour le K_2O, alors que les autres groupes sont inférieurs à 0,95 pds %, et de 0,41 à 0,79 pds % pour le P_2O_5 , contre des valeurs inférieures à 0,42 pds % pour les Groupes Sous-marin 1 PdF et Sous-marin PdN.

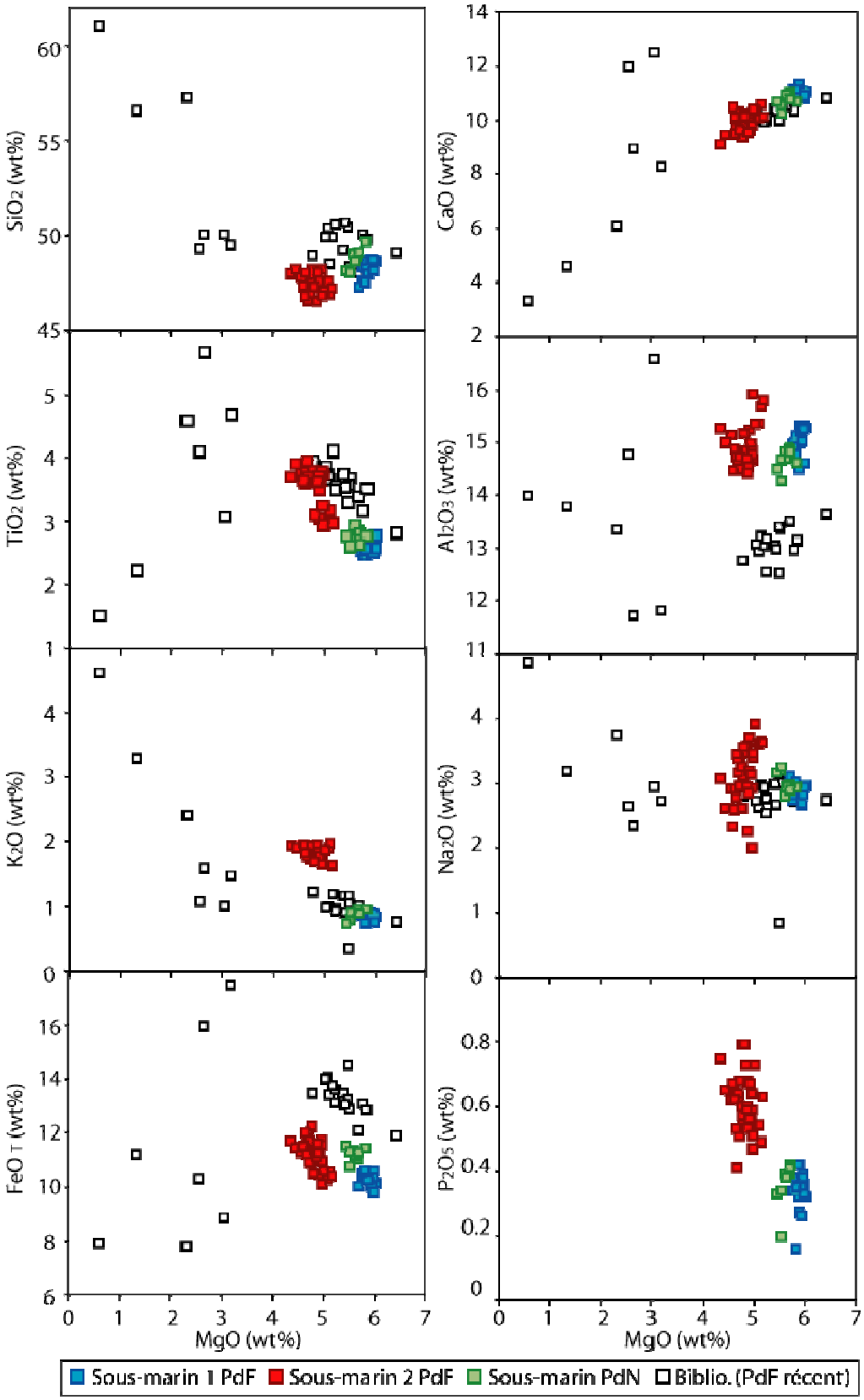


Figure IV.39. *Diagrammes des éléments majeurs en fonction de la teneur en MgO (en poids %) des verres des laves sous-marines. Données de la littérature d'après Boivin et Bachèlery, 2009.*

La différence entre le Groupe Sous-marin 2 PdF et les deux autres groupes n'est pas liée à une évolution par cristallisation fractionnée, puisque ce groupe présente une corrélation positive sur le diagramme SiO_2 versus MgO, alors qu'une différenciation magmatique entrainerait une corrélation négative, comme observée entre les données bibliographiques et les Groupes Sous-marin 1 PdF et PdN. De plus, on remarque, que les teneurs en K_2O, Na_2O et P_2O_5 du Groupe Sous-marin 2 PdF sont beaucoup plus élevées que celles attendues par une évolution par cristallisation fractionnée.

Comparés aux données de la littérature (Boivin et Bachèlery, 2009), les échantillons de cette étude ont un verre magmatique enrichi en aluminium et appauvri en fer pour une teneur en MgO donnée. Cette distinction est probablement due à une différence de temps de cristallisation due à une trempe ("trempe" : prélèvement dans une coulée subaérienne en cours d'écoulement ou une mise en place sous l'eau) moins efficace pour les roches subaériennes, ce qui favorise l'apparition précoce d'oxydes et de plagioclases.

Les analyses sur verre complétées par celles effectuées sur les phases minérales justifient de séparer les échantillons dragués sur le Massif de la Fournaise en deux groupes distincts : Groupe Sous-marin 1 PdF et Groupe Sous-marin 2 PdF. Cette distinction s'appuie également sur les analyses d'éléments majeurs, traces et rapports isotopiques sur roches totales présentées ci-après.

b. Roche totale

Les analyses en éléments majeurs sont données en annexe (avec le Fer considéré comme "total" sous forme Fe_2O_3). Le total calculé prend en compte les oxydes des éléments majeurs (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P), la perte au feu et la quantité de mineurs (Ni, Cr, Co, Zr , Zn, Sr, Ba, Cu, Pb en ppm). Les valeurs sont comprises entre 98 et 101 pds %, et 94 % des échantillons ont une perte au feu inférieure à 2 %. Deux échantillons (ERO2 DR9-1 et ERO2 DR9-2) sont conservés pour leur composition isotopique et leur exclusivité (seuls échantillons de la drague ERODER 2 DR9, prélevés sur la partie sud de la Rift Zone actuelle de la Fournaise) malgré une perte au feu élevée (6,39 pds % et 4,90 pds % respectivement).

Pour le Piton de la Fournaise, les données de la littérature utilisées à titre de comparaison proviennent de Albarède et Tamagnan (1988), Albarède et al. (1997), Fretzdorff et al. (2002), Vlastélic et al. (2005, 2007, 2009), Lénat et al. (2009) et Boivin et Bachèlery (2009) (extraites en janvier 2010 de la base de données GEOROC, http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de). Elles se veulent moins exhaustives que la compilation complète de données sur La Réunion disponibles sur GEOROC, mais sont tout aussi représentatives de la variabilité de la composition chimique des laves de La Réunion. Elles constituent des données récentes (postérieures à 1988), qui recouvrent toute l'histoire de la Fournaise (laves appartenant à la série différenciée, historique et actuelle) et avec une mise en place des coulées aériennes ou sous-marines.

Pour le Piton des Neiges, de nombreuses données bibliographiques sont anciennes (Lacroix, 1936 ; Upton et al., 1972…) et n'ont donc pas la même précision que les analyses actuelles. Mais comme elles sont beaucoup moins nombreuses que celles de la Fournaise, nous avons élargi le champ de comparaison jusqu'aux analyses faites en 1982, soit les articles de Gillot et al. (1982), Fisk et al. (1988) et Fretzdorff et al. (2002), pour être certains de recouvrir l'ensemble des compositions chimiques de laves du Piton des Neiges, sous-marines et subaériennes.

Dans un diagramme Total-Alkali-Silica (Fig. IV.40.a) de Le Bas (1986), nos échantillons ont, pour la plupart, une composition basaltique, exceptées quelques laves intermédiaires (Hawaiite, Mugéarite et Benmoréiite) du Piton des Neiges. Nos échantillons suivent la même tendance que les autres laves de La Réunion référencées dans la bibliographie, c'est à dire des laves qui ont une chimie transitionnelle (Macdonald et Katsura, 1964) et allant de la picrite au trachyte en terme de différenciation.

Les deux échantillons ERO2 DR9-1 et 2 du Groupe Sous-marin 2 PdF sortent distinctement du groupe ($SiO2 < 45,3$ pds % et $CaO/Al_2O_3 > 1,2$; Fig IV.40.a et b.), du fait de leur altération.

Sur la figure IV.40.b, on constate que les laves de cette étude appartiennent de nouveau au champ de composition connue des laves de La Réunion où l'on observe une évolution en forme de "L", avec une transition aux alentours de MgO = 5 pds %. Cette tendance est liée à une composition contrôlée par la cristallisation de l'olivine pour MgO > 5 pds % et une cristallisation du clinopyroxène et du plagioclase pour MgO < 5 pds %.

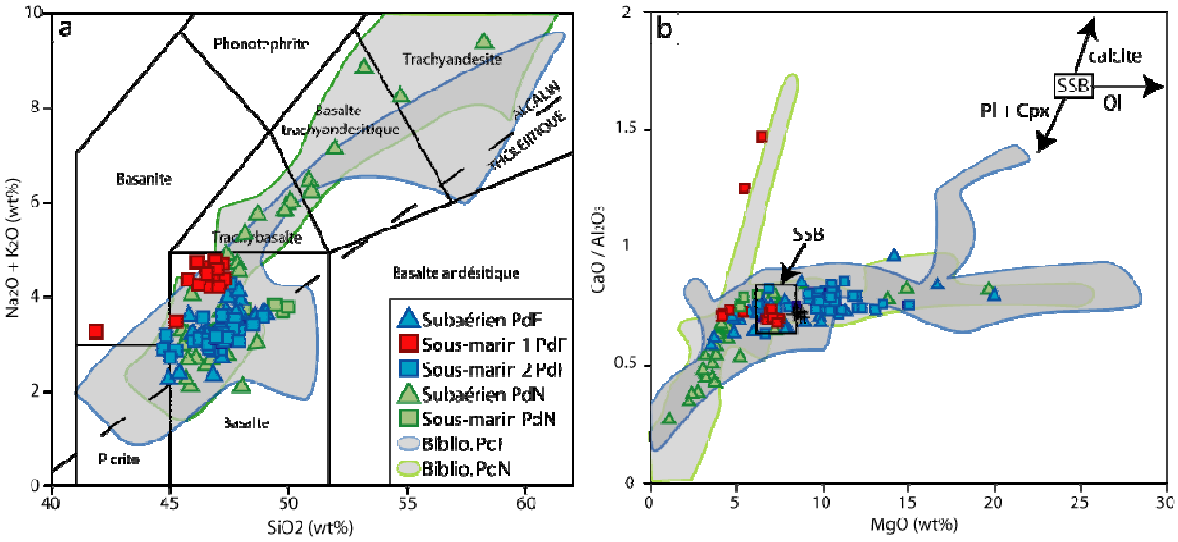


Figure IV.40. *(a) Diagramme TAS de Le Bas et al., (1986) avec la limite de Macdonald et Katsura (1964) qui délimite le champs de laves tholéiitiques et alcalines. (b) Rapport CaO/Al_2O_3 en fonction de la teneur en MgO (poids %). Les croix noires correspondent aux compositions du Groupe "Anormal" émises en 1998 au niveau du cratère Hudson (Bureau et al., 1998). Les flèches noires indiquent le contrôle des différents minéraux à partir d'une composition de liquide magmatique type SSB.*

En s'appuyant sur cette figure, trois principaux groupes de laves peuvent être constitués pour décrire la composition des laves réunionnaises (voir chapitre II ; Upton et Wadsworth, 1965 ; 1972 ; Ludden, 1978 ; Albarède et Tamagnan, 1988 ; Albarède et al., 1997) :

(1) les laves basaltiques aphyriques ou à faible contenu en phénocristaux,

(2) les laves enrichies en olivine cumulative,

(3) les laves différenciées et les basaltes porphyriques à plagioclase.

Les laves basaltiques aphyriques correspondent aux groupes dont nous avons vu qu'ils avaient été antérieurement dénommés "Steady State Basalts" (SSB) et "Basaltes Anormaux" (voir chapitre II). Ces deux groupes se distinguent l'un de l'autre par des variations subtiles : rapport CaO/Al_2O_3 plus faible (< 0,75) pour un MgO plus élevé pour les basaltes anormaux (Fig. IV.41).

Les laves enrichies en olivine cumulative sont de façon courante, et depuis Lacroix (1923), appelées océanites. Les termes de picrite ou de picro-basalte sont également fréquemment utilisés, en particulier dans les travaux publiés en anglais. Nous leur préférerons celui de basalte riche en olivine (olivine-rich basalt) qui est purement descriptif, et permet de différencier ces faciès cumulatifs des véritables magmas picritiques.

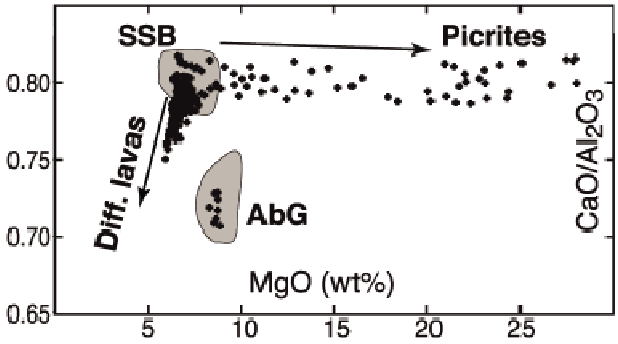


Figure IV.41. *Rapport CaO/Al_2O_3 en fonction de la teneur en MgO (poids %) des produits du Piton de la Fournaise entre 1998 et 2007."SSB" pour Steady State Basalts, "AbG" pour Groupe de Basaltes Anormaux et "Diff. Lavas" pour hawaiite à benmoreite. D'après Famin et al., 2009.*

Les laves différenciées et les basaltes porphyriques à plagioclase (Roches Pintades) appartiennent aux séries différenciées du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. L'évolution des compositions est liée à une cristallisation fractionnée vraisemblablement réalisée à haute pression, et dans laquelle le clinopyroxène joue un rôle dominant (par exemple Albarède et al., 1997 pour les laves du Piton de la Fournaise).

Les échantillons traités dans cette étude appartiennent à l'un de ces trois ensembles :

- de nombreux échantillons se trouvent sur la droite d'évolution de l'accumulation d'olivine (Groupe Sous-marin 1 PdF),
- une grande partie des laves du Groupe Subaérien PdN et Subaérien PdF appartient au groupe de laves différenciées.

Dans les diagrammes de Harker (Fig. IV.42), on remarque également une évolution en forme de "L", avec une transition aux alentours de MgO = 5 pds % contrôlée, comme précisé précédemment, par la cristallisation de l'olivine (pour MgO > 5 pds %) ou du clinopyroxène et du plagioclase (pour MgO < 5 pds %).

Le Groupe Sous-marin 2 PdF se distingue des autres groupes pour son enrichissement en K_2O, Na2O et P_2O_5, déjà observé dans la composition des verres magmatiques (Fig. IV.38 et IV.39).

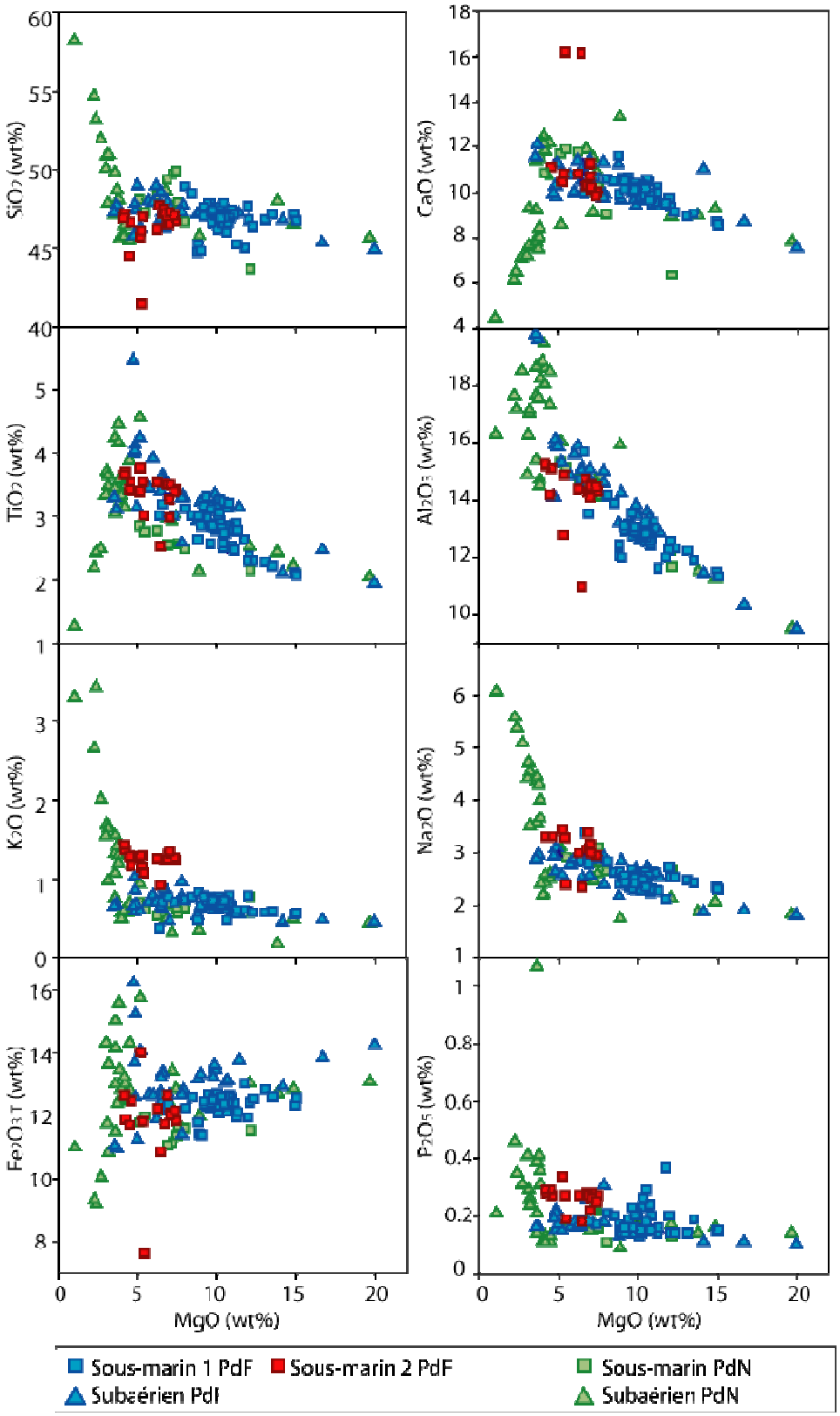


Figure IV.42. *Diagrammes des éléments majeurs en fonction de la teneur en MgO (poids %) sur roche totale.*

Sur la figure IV.43.a, on observe qu'un enrichissement en silice s'accompagne d'un enrichissement en potassium. Toutefois, le Groupe Sous-marin 2 PdF à des teneurs en K_2O supérieures (comprises entre 1,24 et 1,43 pds % contre 0,64 à 1,04 pour les autres groupes) pour une gamme de SiO_2 comparable (46,1 à 47,3 pds %, en excluant les laves ERO2 DR9-1 et 2). Ce groupe s'écarte de l'évolution habituelle par différenciation magmatique.

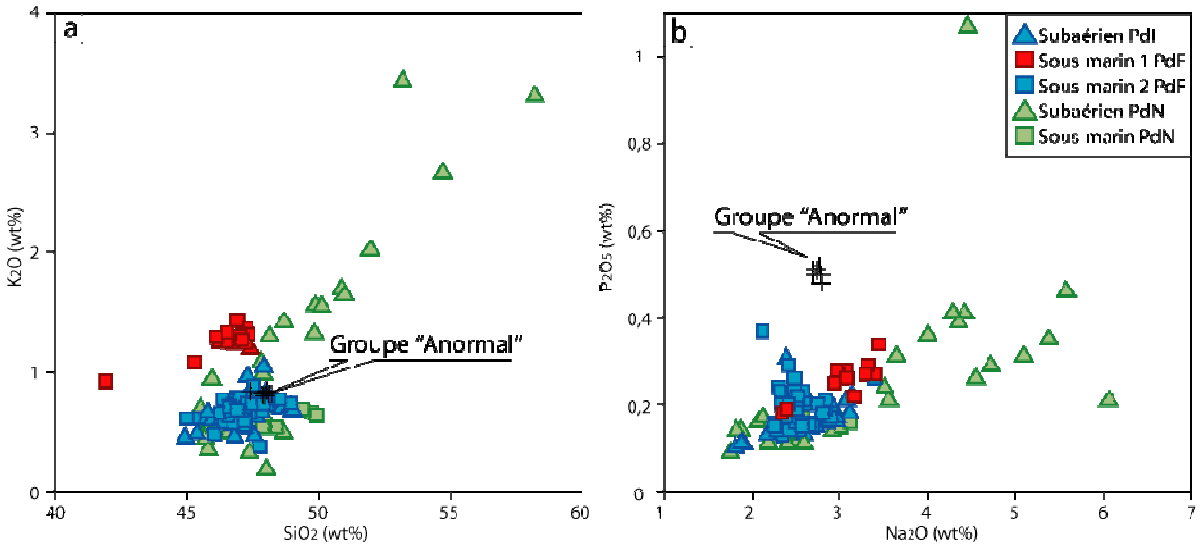


Figure IV.43. *(a) Teneurs en K_2O en fonction de SiO_2 (poids %). (b) Teneurs en P_2O_5 en fonction de Na_2O (poids %). Les croix noires correspondent aux compositions du Groupe "Anormal" émises en 1998 au niveau du cratère Hudson (Bureau et al., 1998).*

Nous avons placé sur ces figures (Fig. IV.40.b. et IV.43) les compositions de laves du Groupe Anormal du Piton de la Fournaise (Albarède et al., 1997) qui sont remarquables pour leur teneur élevée en P_2O_5. Comparée au Groupe Sous-marin 2 PdF, ce Groupe Anormal est moins enrichi en K_2O et Na_2O mais contient plus de P_2O_5 avec des valeurs comprises en 0,48 et 0,52 pds % alors que l'ensemble des autres échantillons de cette étude a une teneur inférieure à 0,46 pds %, sauf le PdN 25 (P_2O_5 = 1,07 pds %). Cet enrichissement en phosphore est expliqué par une origine profonde (< 7 km) et par le passage de magma en dehors du circuit classique, c'est-à-dire sans traverser la chambre superficielle stratifiée (Famin et al., 2009).

Bilan des analyses en éléments majeurs sur les verres magmatiques et sur roche totale

Les Roches Pintades basaltiques du Piton de la Fournaise ont une composition basaltique qui peut amorcer le départ de la série différenciée (MgO = [3,55- 5,2] pds %).

Le Groupe Sous-marin 2 PdF présente en enrichissement en K_2O, Na_2O et P_2O_5. Ces trois éléments sont incompatibles vis-à-vis de l'olivine et du clinopyroxène, qui sont les principales phases, avec le plagioclase, qui cristallisent dans les laves de la Fournaise actuelle. En corrélant avec les conclusions tirées des analyses faites sur les phases (enrichissement en CaO dans les clinopyroxènes et en K_2O et Na_2O dans les plagioclases), le liquide parent du Groupe sous-marin 2 PdF doit être enrichi en K_2O, Na_2O, P_2O_5 et légèrement en CaO par rapport aux autres liquides parents. Ces enrichissements en éléments incompatibles peuvent être liés à un taux de fusion partielle moins élevé, à une différence de source mantellique, ou bien, par le calcium, à une profondeur de cristallisation moins importante pour le clinopyroxène.

IV.2.2. Eléments traces sur roche totale

Les éléments utilisés dans les diagrammes suivants (Fig. IV.44) sont, excepté le rubidium, compatibles avec les principales phases qui cristallisent dans les laves de La Réunion : le nickel est compatible dans l'olivine, le scandium dans le clinopyroxène et l'europium dans le plagioclase. Ces diagrammes permettent ainsi de discuter du rôle de la cristallisation fractionnée.

Le magnésium étant un constituant majeur de l'olivine, la corrélation positive qu'il forme avec la teneur en Ni indique un fractionnement de l'olivine en allant vers des magmas différenciés, comme cela est déjà proposé pour les laves réunionnaises (par exemple Albarède et al., 1997 ; Famin et al., 2009 ; Welsch, 2010). Pour le Sc (et le vanadium, non présenté ici), on observe un important changement de teneurs aux alentours de 5 pds % de MgO : pour les laves différenciées du Groupe Subaérien PdN (MgO < 5 pds %). Ceci marque le fractionnement du clinopyroxène. Le rapport Eu/Eu* augmente beaucoup pour MgO < 5 pds %. Il traduit l'effet cumulatif du plagioclase pour les laves différenciées. Le Rb, beaucoup plus incompatible que l'Eu, voit sa teneur augmenter avec la différenciation des laves.

On observe que le Groupe Sous-marin 2 PdF sort du trend de différenciation dans le diagramme [Rb] en fonction du [MgO]. Cet élément, fortement incompatible et à affinité marquée pour le potassium, confirme les observations réalisées à l'aide des éléments majeurs (K_2O, P_2O_5).

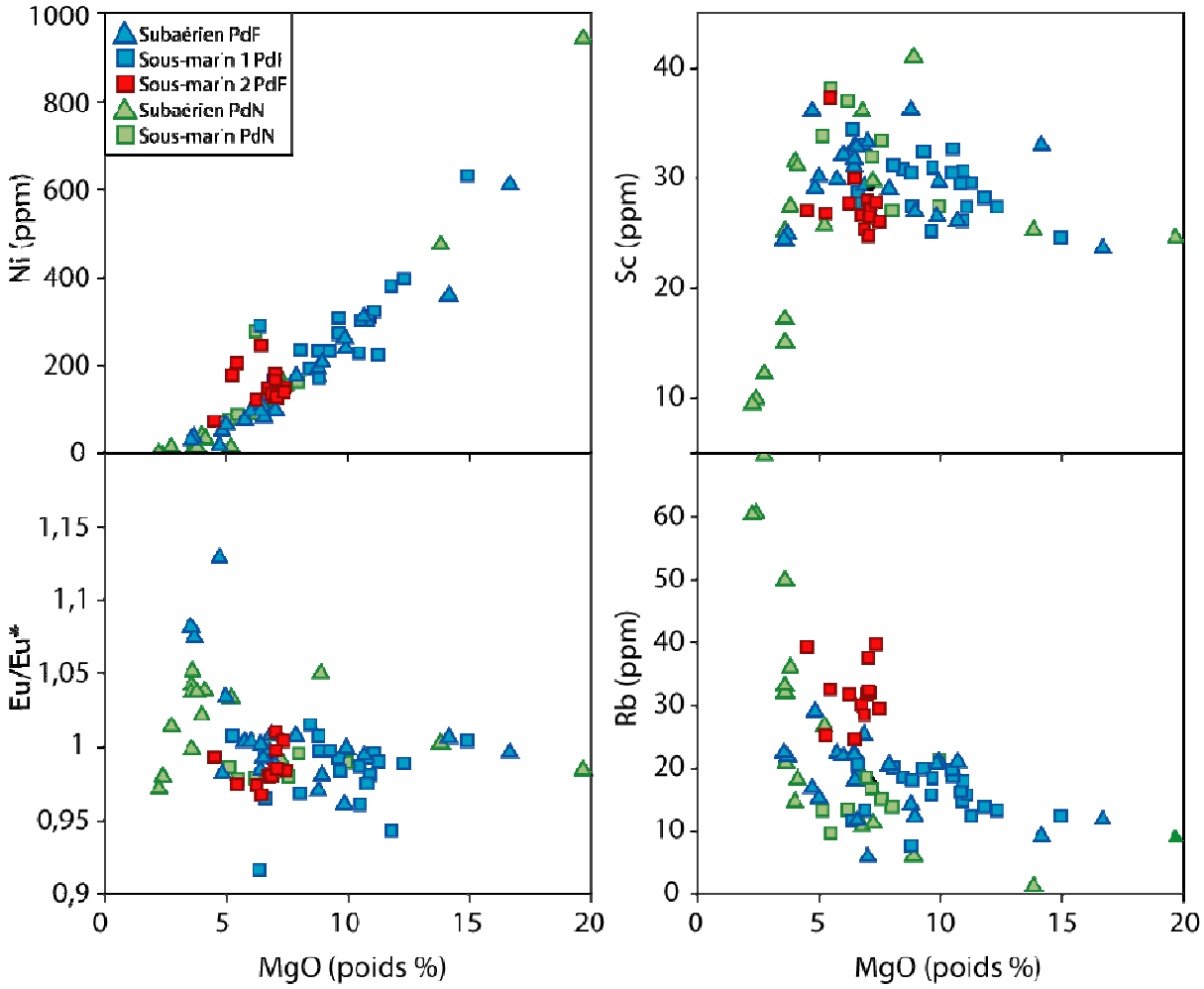


Figure IV.44. *Diagrammes des éléments traces (Ni, Sc, Eu et Rb) en fonction de la teneur en MgO (poids %) sur roche totale. Eu/Eu* défini comme* Eu_N / $(Sm_N \times Gd_N)^{0,5}$, *avec "N" normalisés à la Chondrite C1 de McDonough et Sun, 1995*

Dans les diagrammes suivants (Fig. IV.45) qui représentent un élément incompatible en fonction d'un élément très incompatible, le Th, l'ensemble de nos échantillons suit un trend de différenciation. Le Rb et le Ba sont des éléments lithophiles (LILE pour Large-Ion Lithophile Element) sensibles à l'altération. Mis à part quatre échantillons qui sortent du trend et qui ont des valeurs plus élevées en baryum pour une valeur de thorium donnée (ERO2

DR9-1 et 2 et GSR2 DR11-36 et 46), les autres échantillons ne sont pas affectés par l'altération. Le Nb et le Ta (ainsi que le Zr et l'Hf non présentés ici) sont des éléments à fort potentiel ionique (HFSE pour High Field Strength Elements) et se comportent ici comme des éléments incompatibles, confirmant la bonne qualité des analyses. Le Ce, Sm, Dy et le Lu sont des terres rares qui sont des éléments incompatibles au cours de la différenciation, classés dans un ordre d'incompatibilité décroissante. Le Groupe Sous-marin 2 PdF est plus enrichi en Th, élément très incompatible, et cet enrichissement montre un fractionnement progressif en allant vers les terres rares lourdes. Le Groupe Sous-marin PdN présente un fort enrichissement en Lu, élément compatible dans le grenat, pour une plus faible valeur en Th. Cela peut provenir d'une quantité plus importante de grenat dans la source mantellique, qui étant un "piège" à terres rares lourdes, les libère au cours de la fusion.

Les spectres élargis présentés ci-après sont normalisés au "Manteau Primitif" de McDonough et Sun, 1995 (Fig.IV.46). La composition moyenne d'un SSB, typique des laves actuelles du Piton de la Fournaise, est placée sur les diagrammes (courbe noire) pour faciliter le repérage. Comme tous les OIB, les laves du Piton de la Fournaise sont enrichies en éléments très incompatibles par rapport aux éléments moins incompatibles.

Tous les groupes présentent des anomalies positives en Ti et négatives en P, K et Pb (sauf l'échantillon MD59 DR10B du Groupe Subaérien PdF qui est particulièrement riche en plomb : 11,42 ppm). Les échantillons du Groupe Subaérien PdN ont des spectres très dispersés, quasiment parallèles entre eux, parallèles au spectre des SSB, et se trouvant de part et d'autre de cette courbe de référence, c'est-à-dire allant de termes basiques vers des termes plus différenciés. Les autres groupes ont des courbes plus resserrées entre elles, et cela n'est pas lié à une différence de quantité d'échantillons (par exemple 16 échantillons forment le Groupe Subaérien PdN contre 23 échantillons pour les groupes Subaérien et Sous-marin 1 PdF) mais à une gamme de composition moins variée. La plupart des laves des Groupes Sous-marin PdN, Sous-marin 1 PdF et Subaérien PdF, sont parallèles au spectre des SSB et se trouvent sous cette courbe. Alors que les laves du Groupe Sous-marin 2 PdF recoupent ce spectre. Plus précisément, les laves du Groupe Sm 2 PdF sont enrichies en éléments très incompatibles. Cet enrichissement est très visible sur les spectres de terres-rares (Fig. IV.47).

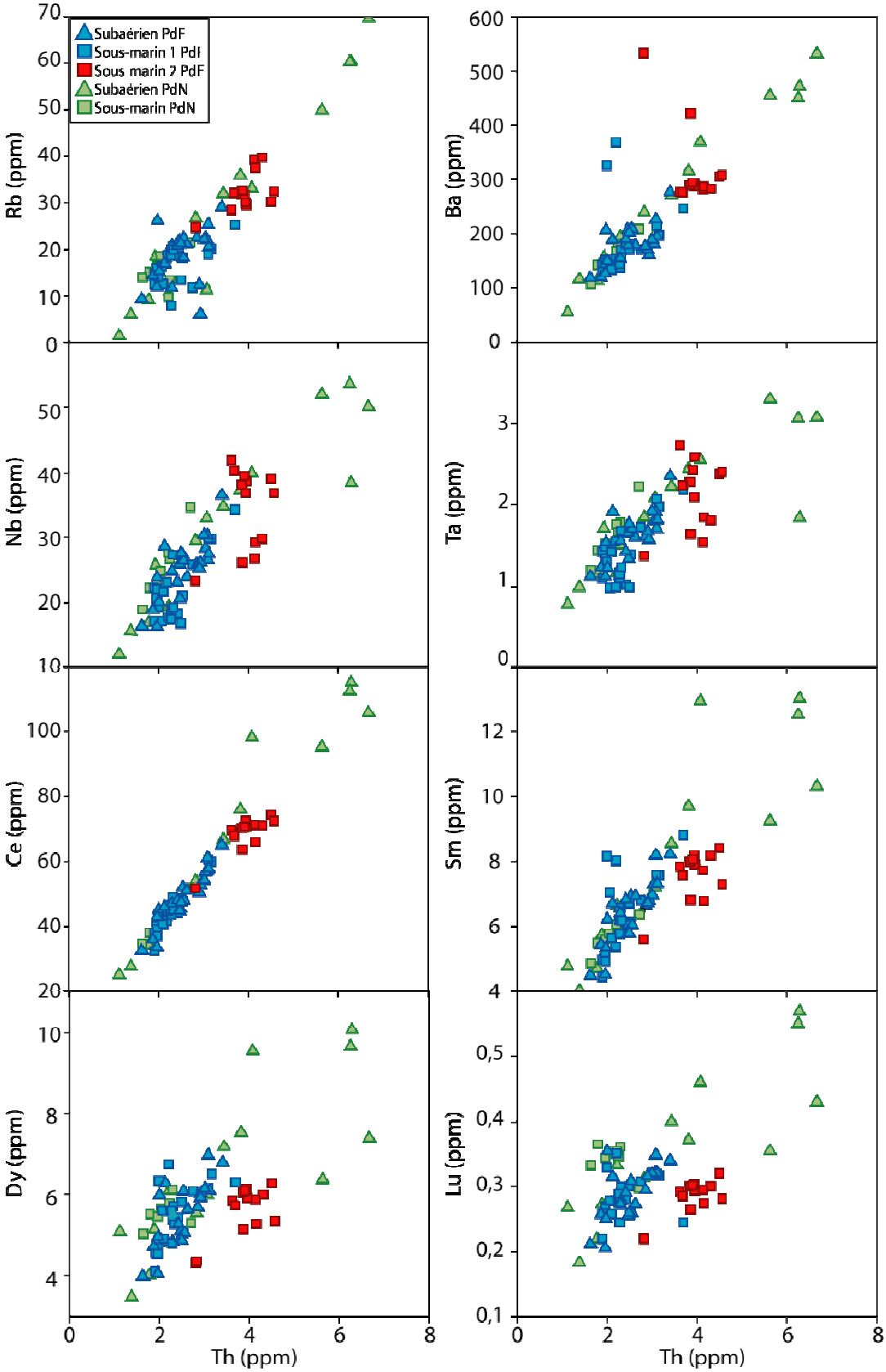


Figure IV.45. *Diagrammes d'éléments incompatibles en fonction de la teneur en Th (en ppm).*

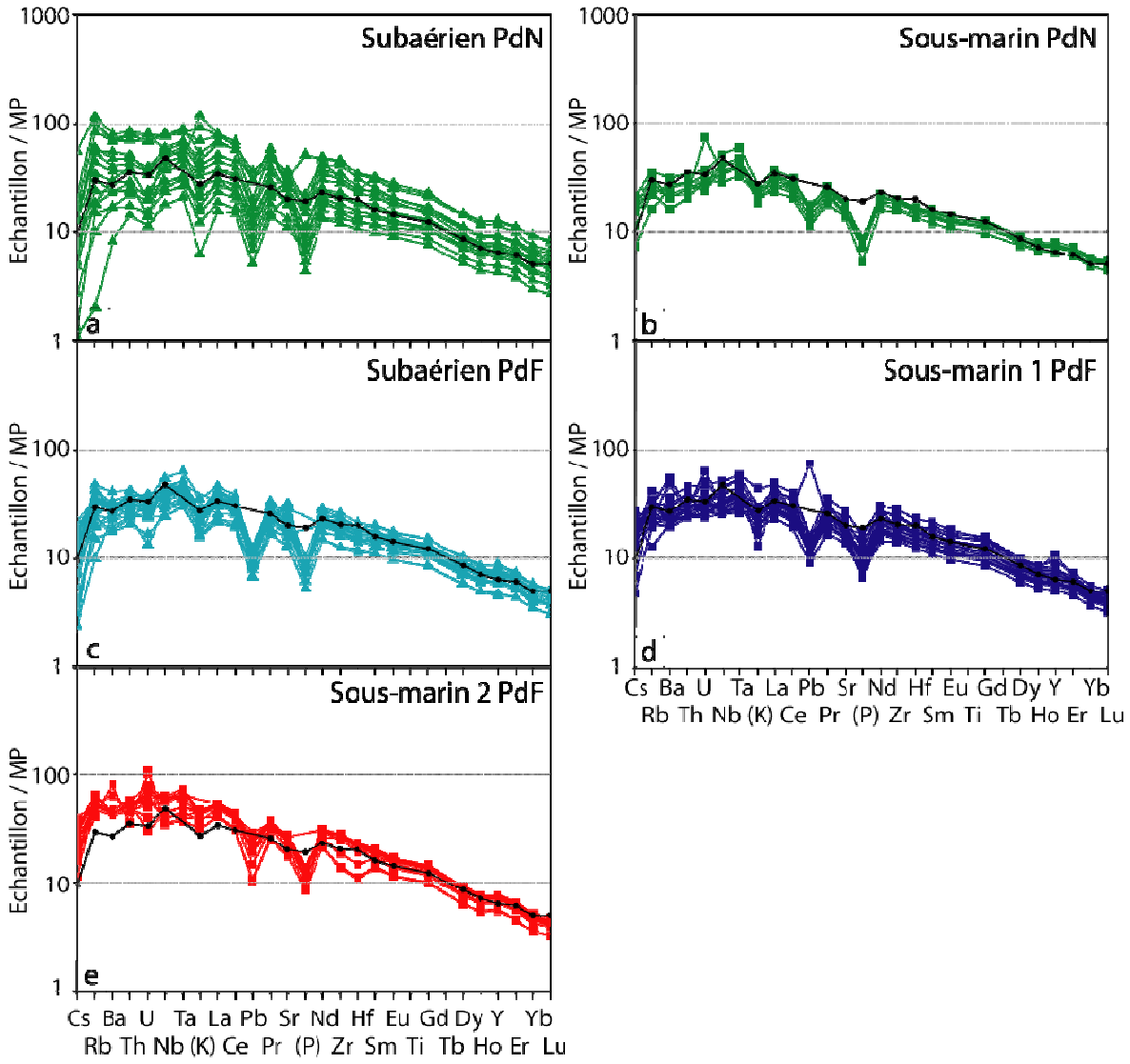


Figure IV.46. *Spectres élargis pour chacun des cinq groupes de laves de cette étude, normalisés au Manteau Primitif de McDonough et Sun, 1995. La courbe noire est la composition moyenne des Steady State Basalts d'Albarède et al., 1997.*

Sur les spectres de terres-rares (Fig. IV.47), les Groupes Sous-marin PdN et Sous-marin 2 PdF recoupent le spectre des SSB alors que les trois autres groupes sont globalement parallèles. Le Groupe Sous-marin PdN présente un fractionnement en terres rares lourdes moins important que les SSB (La/Sm_N = 1,94-2,36 et Dy/Lu_N = 1,51-1,78 avec "N" signifiant normalisé à la chondrite C1 de McDonough et Sun, 1995 pour le Groupe Ssm PdN contre La/Sm_N = 2,12 et Dy/Lu_N = 1,71 pour les SSB) alors que le Groupe Sous-marin 2 PdF, montre un fractionnement important en terres rares légères (La/Sm_N = 2,24-2,95 et Dy/Lu_N = 1,9-

2,58) et sur l'ensemble de terres rares (La/Lu_N = 11,3-13,4 contre La/Lu_N = 6,75 pour les SSB).

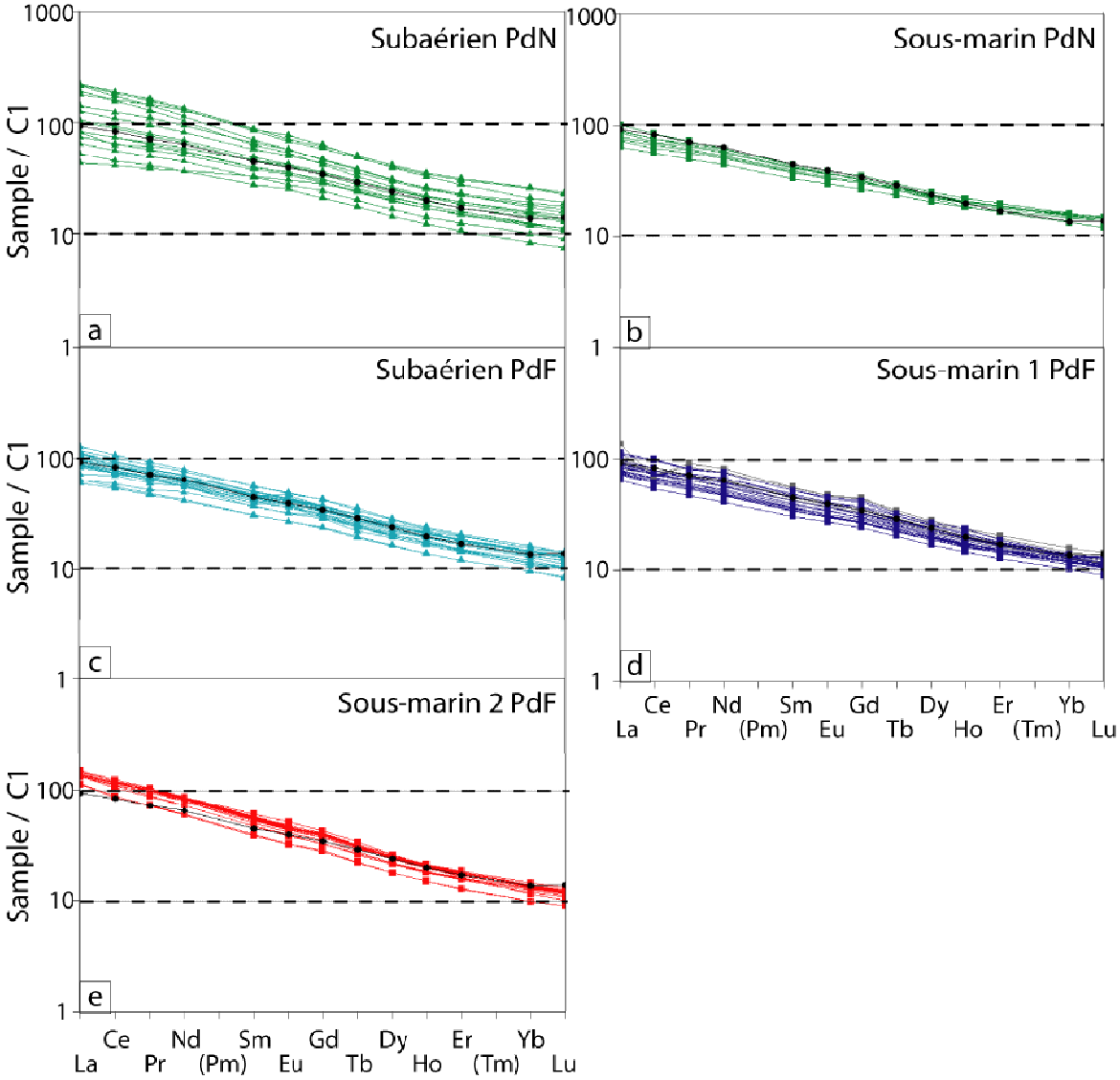


Figure IV.47. *Spectres de Terres Rares pour chacun des différents groupes, normalisés à la Chondrite C1 de McDonough et Sun, 1995. La courbe noire est la composition moyenne des Steady State Basalts d'Albarède et al., 1997.*

IV.2.3. Rapports isotopiques sur roche totale

De la même façon que pour les éléments majeurs et traces, nous avons trié la base de données GEOROC (extraite le 27 janvier 2010) pour comparer nos données à des analyses plutôt récentes de la littérature (à partir de 1988).

Pour le Piton de la Fournaise, les données sont extraites des articles d'Albarède et Tamagnan (1988), Fisk et al. (1988), Graham et al. (1990), Albarède et al. (1997), Fretzdorff et al. (2002), Vlastélic et al. (2005 ; 2007 ; 2009), Pietruska et al. (2009), et Bosch et al. (2009). Pour le Piton des Neiges, pour lequel il existe beaucoup moins d'analyses, nous avons pris les données de Fisk et al. (1988) et Bosch et al. (2008).

Nous utilisons également les données disponibles sur l'île Maurice (Sheth et al. (2003), Nohda et al. (2005), Paul et al. (2005) et Moore et al., 2011) qui sont classées en deux groupes : le groupe "Shield building" et le groupe "Post-shield", qui correspondent respectivement aux laves de la Série Ancienne (7,8 à 5,5 Ma, McDougall et Chamalaun, 1969) et aux laves de la série Intermédiaire (3,5 à 1,9 Ma, McDougall et Chamalaun, 1969) et Jeune (0,7 à 0,17 Ma, McDougall et Chamalaun, 1969).

Les données issues de deux publications sur des laves de La Réunion sont discutées ici : Luais (2004) et Bosch et al. (2008). Les données isotopiques de Nd de Luais (2004) ont été remises en question par Bosch et al. (2008), du fait que cette auteure présentent des résultats avec un rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ de moins en moins radiogénique au cours du temps pour un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ constant, dans la série différenciée de la Rivière des Remparts. Bosch et al. (2008) pensent qu'il s'agit d'un problème analytique, lié à une absence de séparation du Nd des autres REE avant le passage au MC-ICP-MS. Il est vrai que nous ne retrouvons pas cette variation des isotopes du Nd alors qu'une partie de nos échantillons appartiennent aussi à la Série Différenciée de la Rivière des Remparts (Groupe Subaérien PdF). Cette tendance n'ayant été retrouvée ni dans nos analyses, ni dans les analyses publiées par d'autres auteurs, et que de plus, elles ont été remises en question, nous avons décidé de ne pas utiliser les données de Luais (2004).

Concernant les données en isotopes du plomb de Bosch et al. (2008), ces auteurs proposent deux évolutions parallèles et distinctes pour chacun des volcans, Piton des Neiges et Piton de la Fournaise. Toutefois, aucune autre analyse (données personnelles ou anciennes de Oversby et al.(1972) et Nauret, non publiées) ne permettent de retrouver cette distinction : les laves du Piton des Neiges et celles du Piton de la Fournaise s'alignent selon une même

tendance. Les analyses de Bosch et al. publiés en 2008 sont beaucoup plus anciennes (1999) et ont été obtenues au début de la mise en place du MC-ICPMS VG plasma, qui n'était peut être pas encore complètement stabilisé. Nous avons choisi d'utiliser les données de Bosch et al. (2008) dans un but de comparaison avec nos données, en gardant cette particularité à l'esprit.

Les analyses obtenues au cours de cette étude sont replacées dans des diagrammes à large échelle, pour les situer par rapport aux compositions des MORB indiens, d'OIB (Hawaii et Galapagos) et des pôles mantelliques (HIMU avec les Iles Autrales Cook, EM1 avec Kerguelen, Pitcairn, Walvis Ridge, Tristan, et EM2 avec les Iles de la Sociétés, Samoa, Marquises)(Fig. IV.19.a et b). Nos données définissant un champ restreint, elles sont reprises dans des diagrammes à plus petite échelle, dans lesquels sont intégrées les données de la littérature des laves de La Réunion et de l'île Maurice (Fig. IV.49)

.

Les laves de La Réunion ont des compositions isotopiques en Sr, Nd, Hf et Pb plutôt restreintes et particulièrement homogènes en comparaison avec les laves des autres points chauds dans le monde, comme Hawaii ou Kerguelen (Fisk et al., 1988 ; Graham et al., 1990 ; Staudacher et al., 1990 ; Albarède et al., 1997 ; Fretzdorff et al., 2002 ; Bosch et al., 2008 ; Pietruszka et al., 2009). Les nouvelles données apportées par cette étude, et particulièrement les laves du Groupe Sous-marin 2 PdF, permettent d'élargir de façon significative le champ des compositions isotopiques (Sr, Nd et Hf) des laves de La Réunion en se rapprochant du pôle "OIB" (Fig. IV.48 et 49). Les compositions issues de la bibliographie pour le Piton des Neiges sont comprises entre $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70397 - 0,70430, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512797 - 0,512855, $^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0,283014 - 0,283082, et les laves de notre étude élargissent légèrement ce champ vers des compositions plus radiogéniques en Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,704054 - 0,704368), moins radiogéniques en Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512831 - 0,512875), et restent dans la même gamme de valeurs pour les rapports isotopiques d'Hf ($^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0,283032 - 0,283067). Concernant les laves du Piton de la Fournaise, l'ensemble des laves du Groupe Subaérien PdF et Sous-marin 1 PdF étendent de part et d'autre les valeurs en Sr isotopique ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,703978 - 0,704530 contre $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,704034 - 0,704299 pour les références de la littérature), et élargissent le champ vers des valeurs moins radiogéniques en Nd et Hf ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512815 - 0,512882 contre $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512811 - 0,512867 et $^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0,283008 - 0,283068 contre

$^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0,282995 - 0,283057 pour nos analyses et les données de la littérature respectivement).

Remarquons que ces extensions de gammes sont essentiellement dues aux compositions des échantillons sous-marins. Le Groupe Sous-marin 2 PdF quant à lui, double le champ de compositions connues des laves de La Réunion avec des valeurs plus proches du pôle ”OIB” (c'est-à-dire une composition plus radiogénique en $^{87}Sr/^{86}Sr$ et moins radiogénique en $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $^{176}Hf/^{177}Hf$): $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,704403 - 0,704794, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512786 - 0,512823, $^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0,282983 - 0,283018.

L’extension du champ de composition des laves de La Réunion apportée par cette étude permet de montrer que la source mantellique responsable des laves de La Réunion est hétérogène et qu’elle a une légère tendance type EMII.

Pour les isotopes du plomb, comme les autres laves de l’Océan Indien (MORB et OIB), les laves analysées dans cette étude ont la marque de l’anomalie Dupal (Hart, 1984) avec de forts rapports $^{208}Pb/^{204}Pb$ et $^{207}Pb/^{204}Pb$ pour un rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ donné.

Ces isotopes ne semblent pas marquer de différence entre le premier et le deuxième groupe. Les analyses de cette étude restent assez proches des compositions connues des laves de La Réunion ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,697 – 19,075, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,535 - 15,607, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38,630 – 39,075), excepté l’échantillon PdN 17 (Roche Pintade de la Série Différenciée du Piton des Neiges) qui a des compositions très peu radiogéniques ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,077, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,581, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38,088). Les laves du Piton des Neiges (Groupes Subaérien et Sous-marin PdN) ont les compositions les moins radiogéniques ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,697 – 18,976, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,581 - 15,601, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38,892 – 39,072). Le Groupe Sous-marin 2 PdF a des valeurs intermédiaires ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,889 – 18,963, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,594 - 15,603, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 39,017 – 39,108) avec celles du Piton des Neiges et celles des autres laves du Piton de la Fournaise (Groupes Subaérien et Sous-marin 1 PdF ; $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,858 – 19,013, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,589 - 15,608, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38,979 – 39,112).

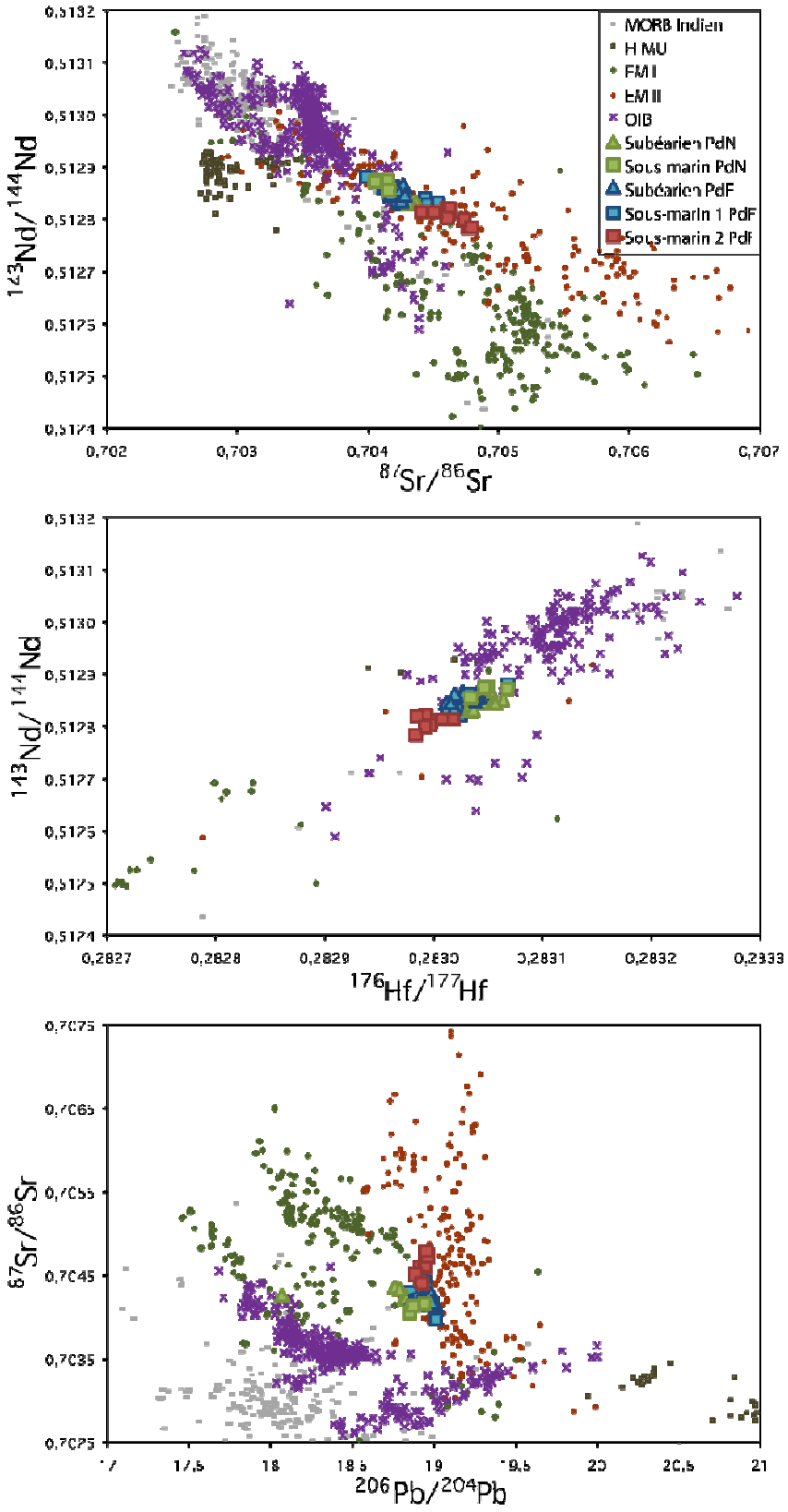


Figure IV.48. *(a) Diagrammes isotopiques des échantillons de cette étude. Les données de la littérature, indiquées pour comparaison, sont référencées dans la légende de la figure IV.48.b.*

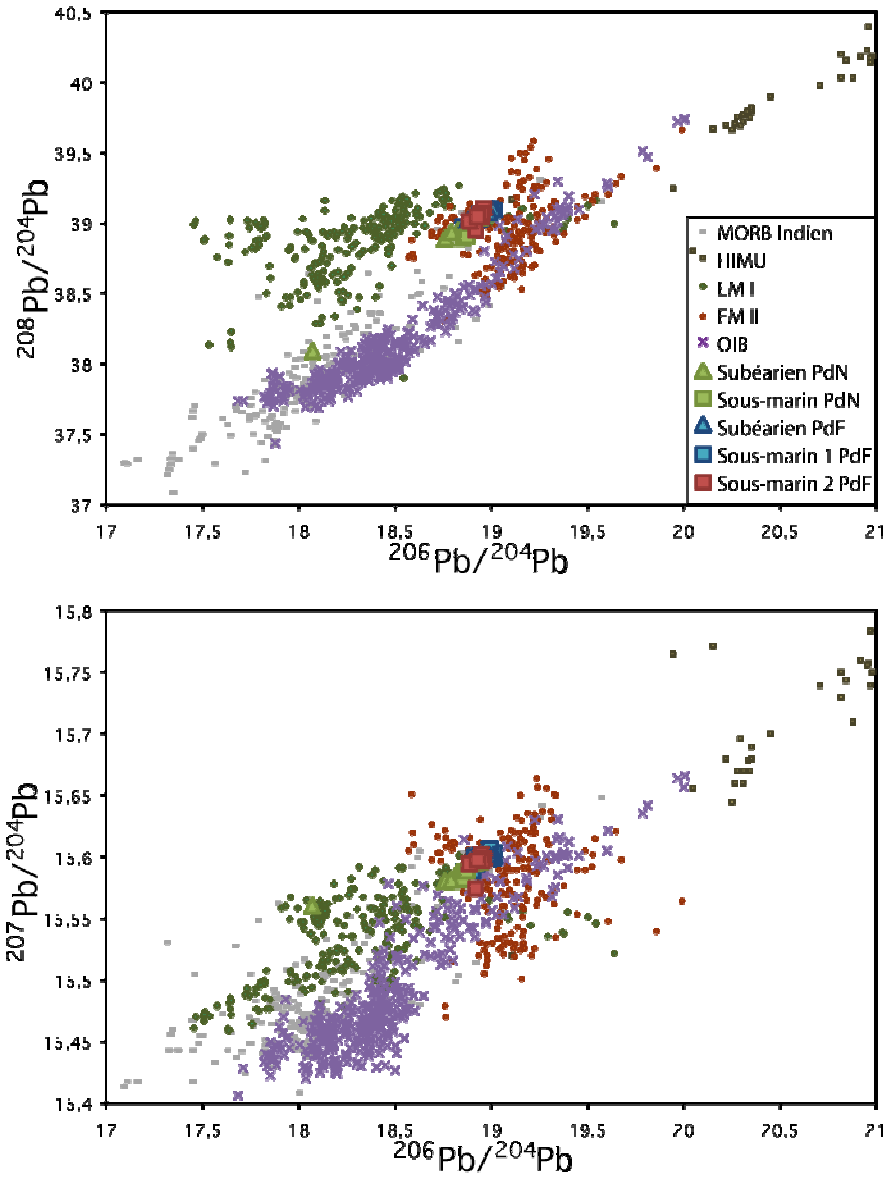


Figure IV.48. *(b) Diagrammes isotopiques des échantillons de cette étude. Les données de la littérature, sont issues de Hamelin et al., 1985 ; Hamelin et Allègre, 1985 ; Michard et al., 1986 ; Price et al., 1986 ; Ito et al., 1987 ; Dosso et al., 1988 ; Mahoney et al., 1989 ; 1992 ; 2002 ; Klein et al., 1991 ; Rehkaemper et Hofmann, 1997 ; Chauvel et Blichert-Toft, 2001 pour les MORB ; pour les OIB, Hawaii : Stille et al., 1983 ; Staudigel et al., 1984 ; Hegner et al., 1986 ; West et al., 1987 ; Tatsumoto, 1987; West, 1987 ; Chen et al., 1990 ; Kennedy et al., 1991 ; Kurz et Kammer, 1991 ; Garcia et al., 1993 ; 1995 ; Yang et al., 1994 ; Roden et al., 1994 ;Leeman, 1994 ; Rhodes, 1995 ; Valbracht et al., 1996 ; Hauri et al., 1996 ; Lassiter et al., 1996 (Hf dans Blichert-Toft et al., 1999) ; Bennett et al., 1996 ; Chen et al., 1996 ; Garcia, 1996 (Hf dans Blichert-Toft et al. 1999) ; Holcomb, 1997 ; Lassiter and Hauri, 1998 ; Pietruszka 1999 ; Stracke, 1999 ; Abouchami, 2000 et Galapagos : White et al., 1993 (Hf dans Blichert-Toft and White, 2001) et pour les pôles mantelliques (HIMU : Iles Australes Cook : Vidal, et al., 1984 ; Palacz et Saunders, 1986 ; Chauvel, 1992 ; Hauri et Hart, 1993 (Hf dans Salters et White, 1998) ; Reisberg et al., 1993 ; Chauvel et al., 1997 ; EM1 : Kerguelen, Storey et al., 1988 ; Barling, 1990 ; Gautier et al., 1990 ; Weis et al., 1993 ; Barling et Goldstein, 1994 (Hf dans Salters et*

White, 1998) ; Yang, 1998, Weis, 1998 ; Frey, 2000 ; Pitcairn, Woodhead 1989 ; 1993 (Hf dans Salters et White, 1998) ; Dupuy, 1993 ; Eisele et al., 2002 ; Walvis Ridge, Richardson, 1982 ; Richardson et al., 1982 (Hf dans Salters et White, 1998) ; Tristan, LeRoex et al.,1990 ; Cliff et al., 1991 et EM2 : Iles de la Sociétés, Palacz et Saunders, 1986 ; Hauri et Hart, 1993 ; Cheng, 1993 ; Hémond et al., 1994 ; *White et Duncan, 1995 (Hf dans Patchett et Tatsumoto, 1980) ; Samoa, Wright, 1987 ; Farley et al., 1992 ; Hauri et Hart, 1993 ; Reisberg et al., 1993 ; Marquises, Vidal, et al., 1984* ; *Dupuy et al., 1987 ; Desonie et al., 1993 ; Caroff, 1995 ; Le Dez, 1996.*

Sur la figure IV.49, on observe qu'une partie des laves du Groupe "Shield building" de Maurice (la Série Ancienne) recouvre le champ connu de La Réunion, comme le proposent déjà Nodha et al. (2005) et Paul et al. (2005), alors que le Groupe "Post-shield" a une composition plus proche du pôle "DMM".

A l'échelle du point chaud (Fig. IV.50), c'est-à-dire depuis les laves émises au niveau des Trapps du Deccan il y a 65 Ma, en passant par toutes les laves rattachées au point chaud (Laccadives, Maldives… ; Duncan, 1991 ; White, 1990) jusqu'à celles des Mascareignes, on observe une évolution de la composition des laves se rapprochant du pôle OIB au cours du temps. Les laves de La Réunion sont les laves les plus récentes rattachées au point chaud et sont les plus proches du pôle OIB. White et al. (1990) avaient déjà remarqué cette tendance et l'expliquaient par une diminution de la puissance du panache "vieillissant", entrainant ainsi une participation moins importante du manteau type MORB.

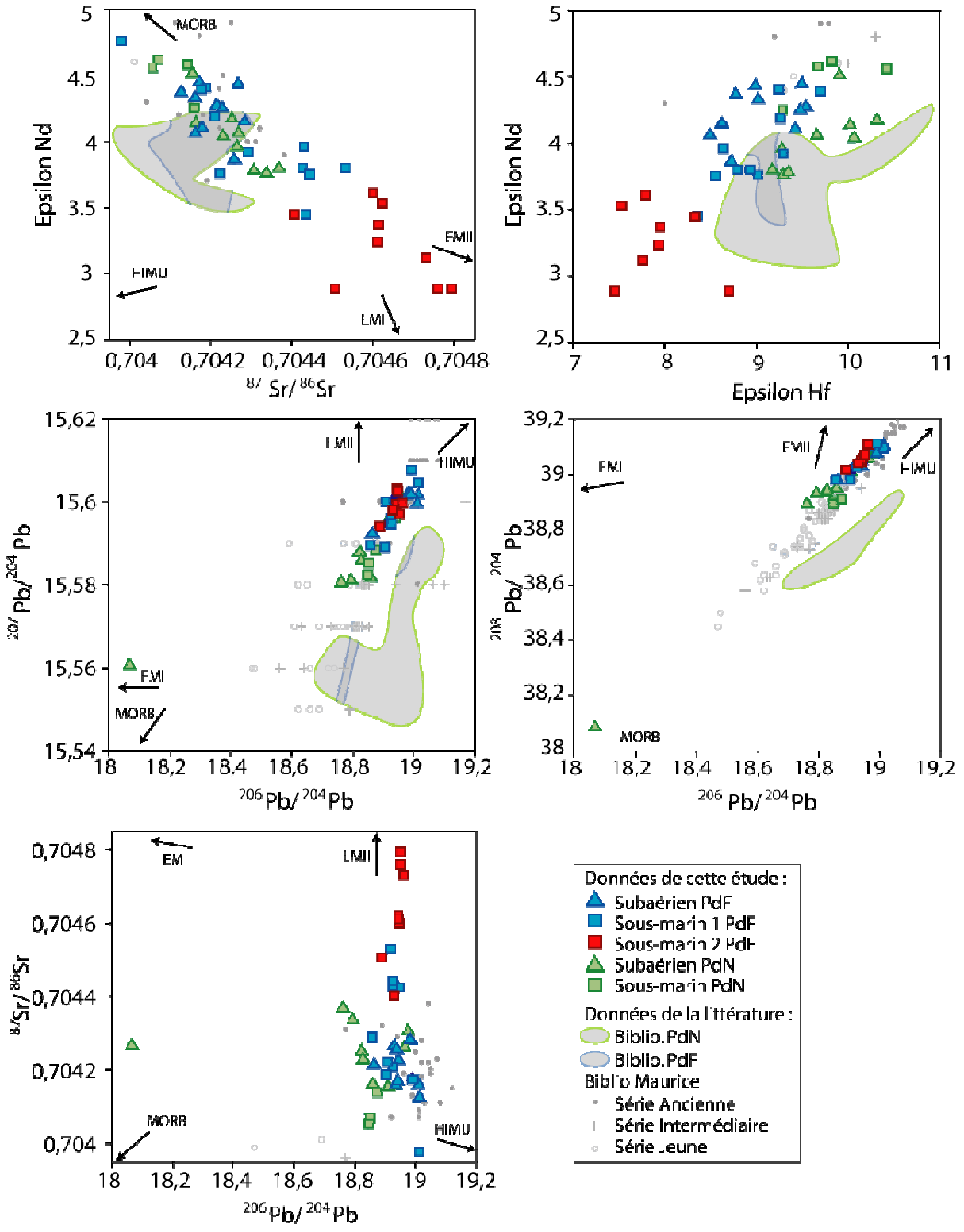


Figure IV.49. *Diagrammes des différents rapports isotopiques pour les laves de cette étude, les laves de La Réunion extraites de la littérature et les laves de l'île Maurice.*

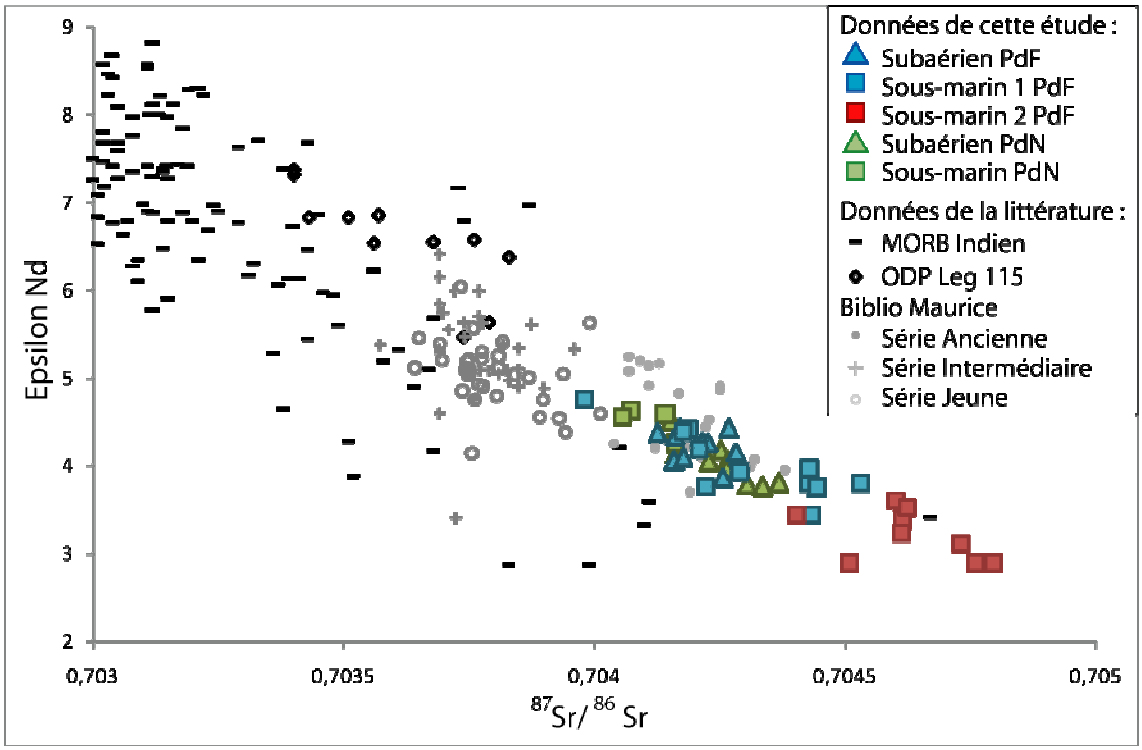


Figure IV.50. *Diagramme Epsilon Nd en fonction de $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour l'ensemble des laves rattachées au point chaud de La Réunion. Les données de Maurice sont issues de Sheth et al. (2003), Nohda et al. (2005), Paul et al. (2005) et Moore et al., 2011 ; celles de l'ODP 115 de White et al., (1990) et celles du MORB indien sont identiques aux références de la légende de la figure IV.48.b.*

Les laves de la Série Ancienne de l'île Maurice, comme déjà présentée précédemment, ont des compositions proches de celles connues des laves La Réunion alors que les laves du stade "Post-shield" sont moins radiogéniques. Les datations effectuées au cours de cette étude (voir ci-après) permettent de remarquer cette même évolution au cours du temps pour l'édification de La Réunion : les laves anciennes ont une chimie plus radiogénique que les laves plus récentes. Des données obtenues sur la Série Ancienne et Différenciée de l'île Maurice (Older Differentiated Series de Paul et al., (2007) sont remises en question par Moore et al. (2011). Paul et al. (2007) distinguent des laves obtenues par forage, qui montrent un enrichissement en éléments incompatibles (La/Sm_N = 2,14-2,56) proches des laves du Groupe Sous-marin 2 (La/SmN = 2,55 – 2,89 avec "N" pour normalisé à la chondrite C1 de McDonough et Sun, 1995). Mais Moore et al. (2011) pensent qu'attribuer ces laves à la série ancienne de Maurice en se basant, sur une logique stratigraphique sans datation est trop rapide et que cela reste à confirmer. Toutefois des laves de la Série Ancienne de Maurice de Moore et al., (2011) montrent un enrichissement équivalent au Groupe Sous-marin 2 PdF pour le

potassium (K_2O = 0,93 – 1,60 pds % pour des teneurs en SiO_2 comprises entre 44,07 et 47,11 pds %) et les terres rares légères (La/Sm_N = 2,2 – 2,68). Mais elles ont des rapports isotopiques proches du champ de composition connu de La Réunion (par exemple $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70415 - 0,70438, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512840 - 0,512870) et sont donc différentes du Groupe Sous-marin 2 PdF.

Bilan sur les compositions en éléments traces et rapports isotopiques

Nos analyses permettent d'élargir le champ des compositions isotopiques des laves de La Réunion. Le Groupe Sous-marin 2 PdF présente des compositions plus enrichies en Sr et plus appauvries en Nd et Hf radiogéniques que celles jusqu'alors connues.

Il apparait clairement que le Groupe Sous-marin 2 PdF qui contient des laves sous-marines draguées sur la Rift Zone NE de la Fournaise se distingue des compositions des laves jusque là connues. La différence notable observée pour les éléments majeurs et traces, avec un enrichissement en éléments incompatibles, est confirmée par les isotopes radiogéniques, avec une composition plus radiogénique et plus marquée par un composant de type manteau enrichi (EM) pour les isotopes du Sr, Nd et Hf. En revanche, les isotopes du plomb n'apparaissent pas discriminants pour ce groupe.

Dans les différents diagrammes isotopiques, on observe que la transition entre le Groupe Sous-marin 2 PdF et les autres n'est pas très franche et qu'il semble exister une certaine continuité. Le gap apparent serait alors probablement lié à un sous-échantillonnage des échantillons du Groupe Sous-marin 2 PdF.

La diversification qu'apportent les laves de cette étude à la composition chimique des laves de La Réunion permet, pour la première fois, de proposer un modèle à l'échelle du panache mantellique. Nous proposons de quantifier et d'identifier l'origine de l'hétérogénéité observée à travers les laves du Groupe Sous-marin 2 PdF dans le chapitre suivant.

IV.4. Datations

Onze de nos échantillons ont été sélectionnés pour déterminer l'âge de leur mise en place, en utilisant la méthode K-Ar sur matrice (Cassignol et al., 1978 ; Cassignol et Gillot, 1982 ; Gillot et Cornette, 1986 ; méthodologie développée en annexe). Ces roches ont été spécifiquement choisies pour :

- leur exclusivité (échantillons sous-marins des dragues ERO2 DR2, DR8, DR6 et GSR2 DR11),
- mieux contraindre le modèle d'évolution de la Fournaise de Merle et al. (2010) (échantillons BM3 et NB),
- confirmer les âges obtenus précédemment par Gillot et al. (1994) et Lénat et al. (2009) (échantillons PltB8, PB1, PS2, PS3, RL1 et MD59 DR15), et ainsi pouvoir proposer un modèle d'évolution pour la Fournaise sub-ancienne (150 ka à l'actuel).

Les échantillons datés sont localisés (Fig. IV.60) selon leur groupe d'appartenance tel que défini précédemment. Quatre de ces échantillons n'ont pu être datés, soit à cause de leur faible teneur en potassium couplé à leur âge trop récent, soit à cause de l'hydrothermalisme (altération type zéolite) qu'ils ont subi (voir détails sur les limites de la méthode de datation en annexe).

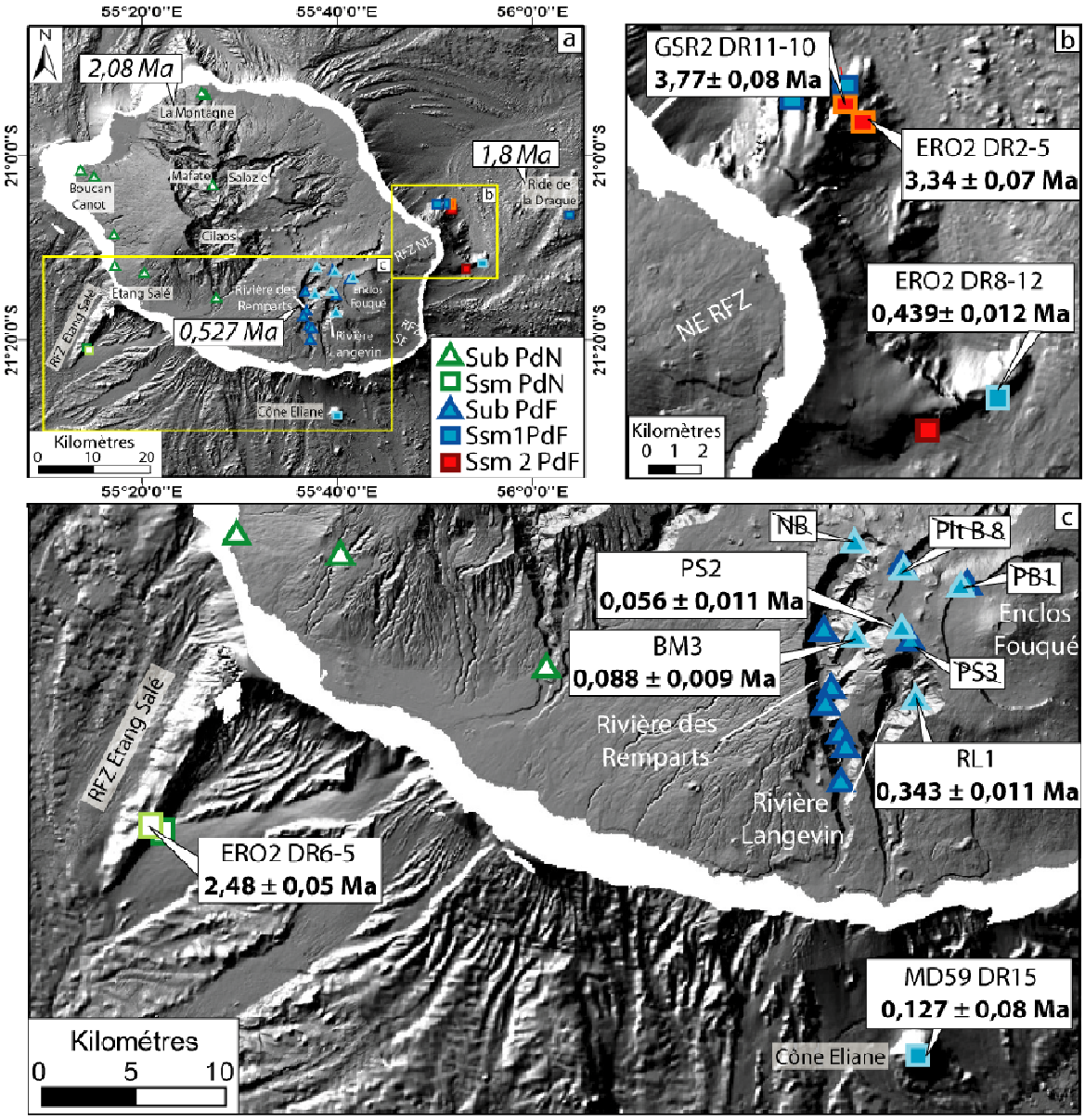


Figure IV.60. *Cartes d'échantillonnage avec les datations de cette étude. (a) Datations les plus anciennes déterminées dans la bibliographie : 2,08 Ma pour le Piton des Neiges (McDougall, 1971), 1,8 Ma pour le Volcan des Alizés (Lénat et al., 2009) et 0,527 Ma pour le Piton de la Fournaise (Gillot et al., 1990). (b) Echantillons de l'étude datés sur la Rift Zone NE de la Fournaise (localisation de la zone sur la carte "a"). (c) Echantillons de l'étude datés sur la partie sud de l'édifice volcanique (localisation de la zone sur la carte "a"). Les âges en gras sont indiqués sous le nom de l'échantillon. Les noms barrés correspondent aux échantillons qui n'ont pas pu être datés.. Abréviations : "Sub" pour subaérien et "Ssm" pour sous-marin, "PdN" pour Piton des Neiges et "PdF" pour Piton de la Fournaise (détails en annexe).*

IV.4.1. Echantillons sous-marins

Cinq datations ont été obtenues sur des échantillons dragués :

- ***ERO2 DR6-5 sur la Rift Zone de l'Etang Salé***

Cet échantillon daté est la première roche sous-marine, prélevée sur une zone construite (rift zone) et attribuée à l'activité du Piton des Neiges. **Son âge de 2,48 (± 0,05) Ma augmente la période d'activité connue du Piton des Neiges, qui était précédemment datée pour sa partie émergée à 2,2 Ma par Quidelleur et al. (2010).** L'échantillon ERO2 DR6-5 a été dragué sur la partie haute de la ride de l'Etang Salé entre -2100 et -1750 m. En l'absence de datation, la rift zone de l'Etang Salé était supposée en partie construite à 0,780 Ma (transition entre la période de Matuyama et Bruhnes) selon des modèles de paléomagnétisme (Gailler et Lénat, 2010). Désormais, on sait que cette structure est beaucoup plus ancienne, et qu'elle existait déjà pendant la période paléomagnétique normale de Gauss (de 3,3 à 2,43 Ma).

Précisons que les modèles d'interprétation des données magnétiques représentent la période (inverse ou normale) dominante de la zone, c'est-à-dire que la polarité finale d'une zone, correspond à la période de la plus grande quantité/épaisseur de coulées. Le fait que la Rift Zone de l'Etang Salé soit "faussement" attribuée à une période inverse (Lénat et al., 2001 ; Gailler et Lénat, 2010) indique qu'elle a été construite au cours d'une période paléomagnétique inverse dominante. Cette période doit probablement correspondre à la période inverse de Gilbert (de 5 Ma à 3,3), qui précède la période normale de Gauss (de 3,3 Ma à 2,43 Ma).

- ***ERO2 DR2-5 et GSR2 DR11-10 sur la partie nord de la Rift Zone NE de la Fournaise***

Avec un âge de 3,34 (± 0,07) Ma et 3,77 (± 0,08) Ma respectivement, ces deux roches sont les plus anciennes jamais datées à La Réunion. Leur morphologie en pillow lava avec des fractures anguleuses et leur fine bordure vitreuse préservée, permet d'affirmer qu'il s'agit de coulées de laves sous-marines draguées en place. Ces nouvelles données ont de grandes conséquences sur la chronologie de l'édification de La Réunion. Effectivement prélevées sur les parties érodées de la rift zone NE de la Fournaise (cf chapitre II et III), ces roches montrent l'existence de constructions volcaniques très anciennes sous le Piton de la

Fournaise. L'activité de ce dernier est supposée plus récente que 530 ka (Gillot et al., 1990), ce qui impliquerait que ces deux nouvelles datations appartiendraient à la gamme d'activité du Piton des Neiges ou du Volcan des Alizés. Ce débat fera l'objet d'un paragraphe dans le chapitre VI. Notons que ces deux échantillons font partie du groupe chimique Sous-marin 2 PdF, qui se distinguent des autres groupes par ses teneurs en éléments incompatibles et radiogéniques.

- ***ERO2 DR8-12 sur la partie sud de la Rift Zone NE de la Fournaise***

Ce fragment de pillow lava avec bordure vitreuse provient de la pointe de la partie sud de la rift zone NE de la Fournaise. Son âge (0,439 ± 0,012 Ma) n'est pas en accord (n'étant pas du même ordre de grandeur) avec les deux âges présentés précédemment, obtenus sur des échantillons de la même zone, environ 12 km plus au nord (ERO2 DR2-5 et GSR2 DR11-10 ; Fig. IV.23). En plus d'être "récent", la chimie des échantillons de la drague ERO2 DR8 est très proche de la composition chimique de la Fournaise actuelle (basalte à olivine du groupe Sous-marin 1 PdF), ce qui laisse penser que cet échantillon correspond à une lave en place de la Fournaise.

La drague ERO2 DR9, localisée à 2 km à l'ouest de la drague ERO2 DR8 (Fig. III.1 et III.3), à la base de la Rift Zone, comprend deux échantillons très altérés qui appartiennent au Groupe Sous-marin 2 PdF mais qui n'ont pas été datés. Malgré l'absence de datation, nous pensons que ces échantillons sont relativement anciens au vu de leur particularité chimique, qui reste une spécificité très localisée (Rift Zone NE de la Fournaise). Il est donc possible que la rift zone NE ne soit pas intégralement ancienne, et que "la pointe" de la partie sud où a été effectuée la drague ERO2 DR8 et le haut de la Rift Zone, présentant un aspect lisse, recouvre une structure érodée beaucoup plus ancienne, constituée de roches aux critères chimiques particuliers (Groupe Sous-marin 2 PdF).

- ***MD59 DR15 sur le Cône Eliane***

L'échantillon dragué pendant la mission MD59-Fournaise 2 a été daté pendant cette étude à 0,127 (± 0,008) Ma par la méthode K-Ar (Cassignol et al., 1978 ; Cassignol et Gillot, 1982 ; Gillot et Cornette, 1986) alors qu'il était précédemment daté à 80-120 ka (communication personnelle de Deniel dans Oehler et al., 2008) et estimé entre 70 et 105 ka avec la méthode U-Th (Lénat et al., 2009). Cet âge permet de relier cet échantillon à l'activité

récente du Piton de la Fournaise, ce qui est confirmé par sa composition ”classique” (il appartient au Groupe Sous-marin 1 PdF). L’âge ”récent” obtenu reste ainsi cohérent avec la composition chimique et la localisation de l’échantillon.

Fretzdorff et al. (2002) ont échantillonné sur le Cône Eliane des basaltes relativement riches en potassium (1,12 à 1,33 pds % de K_2O) mais qui ont des rapports d’éléments radiogéniques semblables au Groupe Sous-marin 1 PdF (par exemple $^{87}Sr/^{86}Sr < 0,704252$). Même si ces échantillons ont un enrichissement en éléments incompatibles atypiques pour les laves actuelles de la Fournaise, elles ne possèdent pas l’ensemble des critères pour appartenir au Groupe Sous-marin 2 PdF (fort rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ et faible rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $^{176}Hf/^{177}Hf$).

Bilan sur les datations d’échantillons sous-marins

Sur ces cinq nouvelles datations, trois d’entre-elles (ERO2 DR6-5, DR2-5 et GSR2 DR11-10) sont les plus anciennes roches jamais datées à La Réunion. Elles augmentent largement la période d’activité volcanique connue de La Réunion et permettent de proposer un nouveau modèle d’édification de l’île de La Réunion pour les quatre derniers millions d’années, que nous présentons au chapitre VI.

IV.4.2. Echantillons subaériens

Six échantillons ont été sélectionnés pour la partie émergée du Piton de la Fournaise (Fig. IV.52). Leur datation est destinée à contraindre le schéma structural proposé par Merle et al. (2010). Pour quatre d’entre eux, aucun âge n’a pu être obtenu.

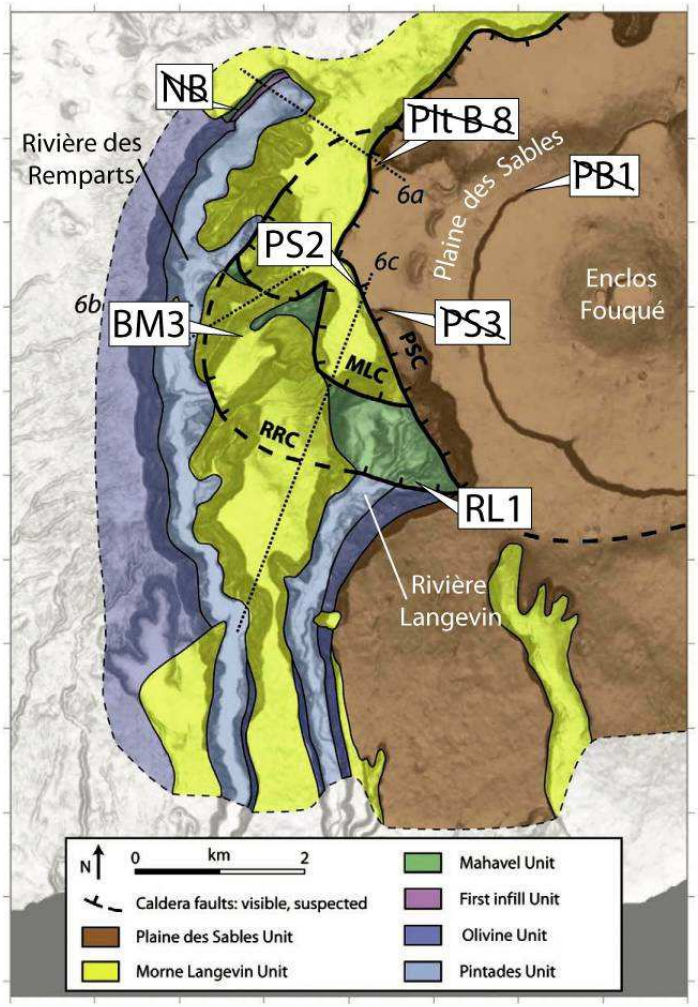


Figure IV.52. *Localisation des échantillons subaériens du massif de la Fournaise datés dans le cadre de cette étude, sur le fond de carte structurale de Merle et al., 2010. Les périodes correspondant aux unités laviques sont : "Pintades Unit", > 527 ka à 400 ka ; "Olivine Unit", 400 ka à 290 ka ; "Mahavel Unit", 290 ka à 150 ka ; "Morne Langevin Unit", 150 ka à 60 ka ; "Plaine des Sables Unit", 4,5 ka à l'actuel. Abréviations : RRC : Caldeira de la Rivière des Remparts. MLC : Caldeira Morne Langevin. PSC : Caldeira de la Plaine des Sables. Notons que l'Unité de la Plaine des Sables comprend aussi l'Unité de l'Enclos Fouqué.*

- ***NB à l'aplomb de lieu dit Nez de Bœuf***

Le Nez de Bœuf est un site exceptionnel pour reconstituer l'histoire structurale de la Fournaise ancienne (Bachèlery et Mairine, 1990 ; Mairine et Bachèlery, 1997 ; Merle et al., 2010). Dans cette falaise, affleurent les différentes unités de laves qui remplissent une paléo vallée (Fig. IV.53). L'objectif est de dater la dernière période d'érosion de la Rivière des

Remparts, qui précède le remplissage de cette paléo vallée estimée à 200-250 ka par Merle et al. (2010) et supérieure à 183 ka par McDougall, 1971 (datation effectuée à la base d'une coulée de remplissage).

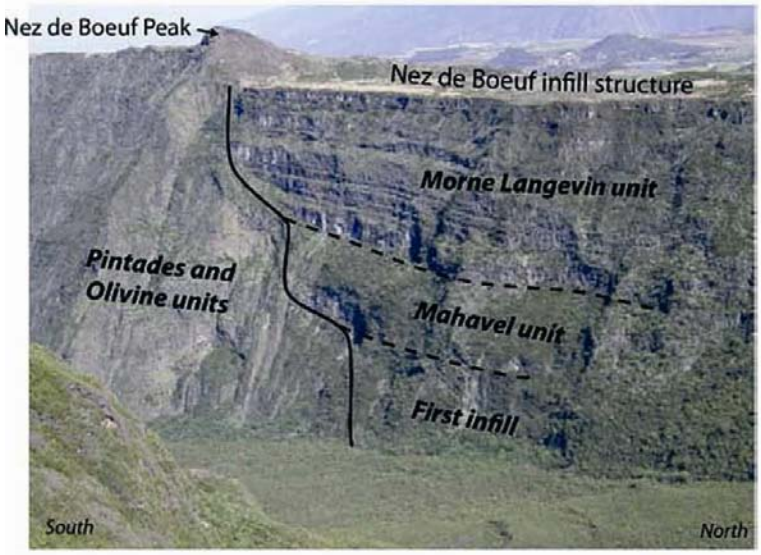


Figure IV.53. *Photographie et interprétions du lieu dit "Nez de Boeuf" au niveau de la tête de la Rivière des Remparts. Le creusement de la paléo vallée de la Rivière des Remparts (dans une formation de Roches Pintades / Pintades Unit) a connu une succession de remplissage (First infill / Mahavel unit / Morne Langevin Unit). Localisation au niveau de l'échantillon NB de la figure III.11. D'après Merle et al., 2010.*

L'échantillon prélevé a probablement subit de l'hydrothermalisme, ce qui rend impossible la datation (voir les conditions pour cette méthode de datation en annexe).

- ***Plt B8, la coulée formant la base du Plateau des Basaltes et PS2, une coulée du rempart du Pas des Sables, au sud des rampes de la Plaine des Sables***

Le Plateau des Basaltes est une structure qui reste peu comprise (voir chapitre III), et qui semble être en discordance avec le rempart du Pas des Sables, sur lequel il s'appuie (Fig. III.19). Cette discordance et la structure tabulaire des coulées qui constituent ce plateau, suggèrent un remplissage (type caldeirique) suite à un effondrement. Cette hypothèse entrainerait un âge plus récent pour la base du plateau et plus ancien pour le rempart du Pas des Sables. Pour valider ou invalider cette hypothèse, nous avons voulu dater la base du Plateau des Basaltes et une coulée appartenant au rempart du Pas des Sables. Ce travail avait

déjà été fait par Gillot et al. (1994) et donné un âge de 61 ka pour le plateau et 65 ka pour le rempart. Nous n'avons pas pu connaitre l'âge de notre échantillon provenant de la base du plateau et le rempart a été daté à 56 (± 11) ka, ce qui est en accord avec l'âge proposé par Gillot et al. (1994). Si l'on considère que les différents âges sont corrects, alors l'hypothèse d'un plateau formé par remplissage n'est pas valable. Dans notre cas, nous n'apportons pas plus de contraintes pour pouvoir proposer un modèle.

- ***PB1, coulée massive à l'est de l'escalier du Pas de Bellecombe***

Dans le chapitre précédent, nous avons abordé l'hypothèse d'une faille cachée dans la Plaine des Sables. Il s'agirait d'une caldeira en forme de fer à cheval, ouverte vers l'est et qui passe au niveau des cônes présentant une morphologie de "demi-lune" (Piton Chisny, Demi Piton; Fig. III.17). La forme de ces cônes peut être contrainte par le passage du bord de la caldeira. Cette structure d'effondrement aurait été remplie par la suite par des coulées de laves et serait ainsi aujourd'hui masquée. Le contact entre le substratum préexistant et les coulées de remplissage se situerait au niveau de l'escalier du Pas de Bellecombe, avec à gauche de l'escalier des coulées fines de comblement et à droite des coulées plus massives de l'encaissant (Fig. III.18).

En déterminant les âges de part et d'autre de cette faille cachée, nous cherchons à conclure sur son existence. Gillot et al. (1990) ont daté à 11 ka une coulée à l'ouest de l'escalier, nous avons voulu dater une coulée à l'est. Mais l'échantillon n'a pas pu être daté, peut être est-il trop jeune en plus de ne pas être assez riche en potassium (composition basaltique). La géochronologie ne nous permet donc pas d'apporter des indices sur l'existence de cette faille.

- ***PS3, coulée au niveau du cassé de la Rivière Langevin***

Le but était de dater une coulée sous le plancher que forme la Plaine des Sables, daté à moins de 10 ka par Gillot et al. (1994). Les coulées de laves du Piton Chisny (mises en place il y a 1105 ± 60 ans selon Bachèlery (1981) ou plus de 1 500 ans selon Tanguy et al. (2011)) ont ennoyé la Plaine des Sables et ont débordé au niveau du cassé de la Rivière Langevin. Nous avons prélevé un échantillon qui a certainement été recuit par ces coulées et qui n'a ainsi pas pu être daté.

- ***BM3 dans le goulet du Bras Mahavel, un affluent de la Rivière des Remparts***

L'objectif de cette datation est de vérifier le passage de la caldeira du Morne Langevin. Le modèle de Merle et al. (2010) propose que le goulet de rétrécissement du Bras Mahavel (au niveau des Sources Michel) appartienne à l'unité de laves du Morne Langevin, c'est-à-dire que les laves de cette zone se sont mises en place entre 150 et 60 ka. Notre datation à 88 (± 9) ka confirme cette hypothèse et valide le tracé proposé pour la caldeira du Morne Langevin et son débordement.

- ***RL1 dans la tête de la Rivière Langevin***

La reconnaissance d'une paléo-structure d'érosion ou de glissement dans la Rivière des Remparts et dans la Rivière Langevin (Bachèlery et Mairine, 1990 ; Merle et al., 2010) pose le problème de son extension vers l'est. L'âge de la paroi en rive gauche de la Rivière Langevin est un point clé de ce débat. Un échantillon de ce secteur a déjà été daté par Gillot et al. (1994) à 333 ± 7 ka. La possibilité que cette roche ait été prélevée au sein d'un bloc glissé (hummock de glissement de flanc) et donc non en place a été discutée (Mairine, com. pers.). Aussi, avons nous prélevé un second échantillon en veillant tout particulièrement à bien échantillonner la paroi. Un âge de 343 ± 11 ka a été obtenu, confirmant la datation de Gillot et al. (1994). Cette roche appartient donc à l'unité de laves à olivine ("Olivine Unit") de Merle et al. (2010) et est en faveur d'une fermeture vers l'est de la structure de glissement ou d'érosion.

Bilan sur les datations d'échantillons subaériens

Les datations des roches subaériennes confirment les âges obtenus précédemment et appuient le modèle d'évolution proposé par Merle et al. (2010).

Chapitre V. Interprétations des données pétrologiques et géochimiques

Dans ce chapitre, nous discutons dans un premier temps de l'origine des Roches Pintades basaltiques, et ensuite nous proposons un modèle qui permet d'expliquer nos données géochimiques.

V.1. Propositions sur l'origine des Roches Pintades

Dans le chapitre IV, nous avons montré que d'un point de vue pétrologique, rien ne permet de différencier les Roches Pintades basaltiques du Piton de la Fournaise de leurs homologues du Piton des Neiges. Les morphologies observées et décrites précédemment se retrouvent pour les deux volcans. Il est donc raisonnable de penser qu'elles relèvent de conditions de formation comparables bien qu'appartenant à des édifices distincts.

V.1.1.Interprétations sur les morphologies de cristaux

Les cristaux de plagioclase conservent une grande partie de l'enregistrement de leur histoire magmatique. Selon les cas, cela peut se traduire par un aspect complexe (zonations chimiques) auquel s'ajoute une croissance souvent marquée par la présence de macles, renforçant ainsi cette apparence complexe.

Les zonations chimiques, les inclusions vitreuses dans la structure cristalline et les textures dendritiques (Fig. IV.27 à IV.30) indiquent une variation dans l'environnement du cristal au cours de sa croissance. Cette variation peut être chimique et/ou liée aux conditions pression/température de cristallisation. La cristallisation d'un plagioclase dans un magma refroidissant à pression constante entraine une zonation normale du cristal, avec un cœur anorthique vers des bordures albititiques (Lindsey, 1966). Un cristal qui est en présence d'un magma enrichi en anorthite ou plus chaud, subira une résorption en ses bords et une zonation inverse (Kuo et Kurkpatrick, 1982 ; Fig. V.1). A l'inverse, un cristal en contact avec un magma appauvri en composant anorthique et/ou plus froid aurait une zonation normale parallèle aux faces cristallines, mais possiblement avec des lacunes de cristallisation, selon le gap de composition et de température (Fig. V.1). Sur les cristaux de plagioclase des Roches Pintades, le manteau (zone comprise entre le cœur et les bords du cristal) présente des oscillations de teneur en anorthite, c'est à dire une zonation normale et/ou inverse parfois en

alternance. Lofgren (1974) a montré que l'augmentation du taux de refroidissement entrainait l'obtention de morphologies squelettiques des plagioclases, et Kuo et Kurkpatrick (1982) ont proposé qu'un mélange magmatique puisse être à l'origine de telles zonations. Deux phénomènes peuvent donc expliquer les morphologies et les zonations observées : un mélange magmatique ou de la convection cristalline dans une chambre magmatique zonée chimiquement, entrainant dans les deux cas une variation thermique et chimique.

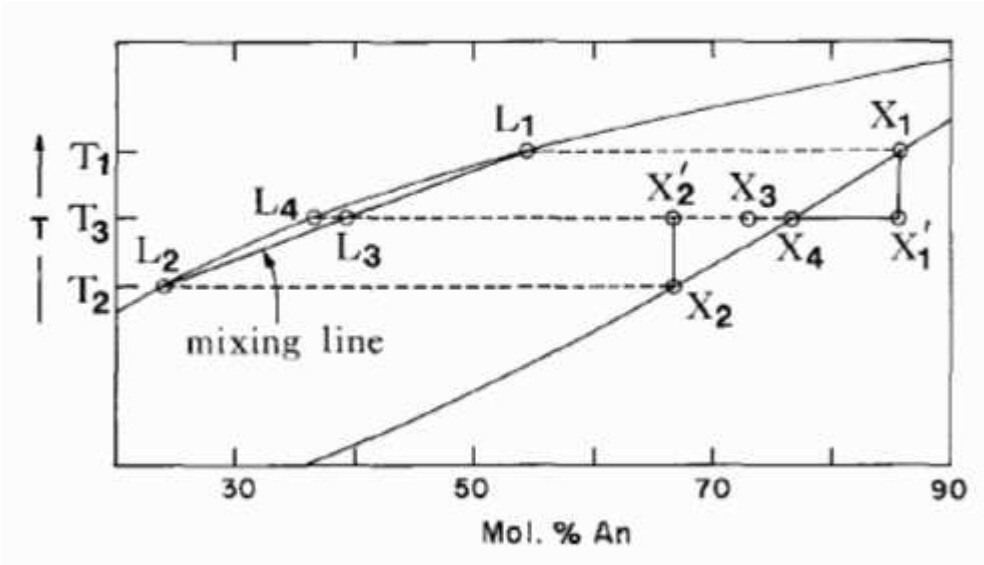


Figure V.1. *Diagramme de phases du système albite-anorthite ("L" : composition du liquide magmatique, "X" : composition des plagioclases, "T" : température). Lors d'un mélange de magmas L_1 et L_2, un liquide de composition L_3 puis L_4 se forme, et les cristaux préexistants de compositions X_1 et X_2 ne sont alors plus à l'équilibre et s'adaptent en modifiant leur composition en X_3 et X_4. D'après Kuo et Kurkpatrick, 1982.*

Des alimentations magmatiques successives dans la chambre entrainent des zonations chimiques des cristaux, qui sont dépendantes de la chimie du nouveau magma, de sa température ainsi que de la fréquence des alimentations. Des études récentes montrent que des microlites d'olivine et de clinopyroxène dans les laves récentes de la Fournaise enregistrent de telles oscillations chimiques et morphologiques (Welsch et al., 2009). Le passage d'un cristal alternativement dans une zone froide et appauvrie (bordures de chambre magmatique) et dans une zone chaude et enrichie (cœur de la chambre) par phénomène de convection, entraine une croissance dendritique avec présence d'inclusions vitreuses de compositions variables. Une chambre magmatique étant zonée chimiquement et thermiquement, la convection du cristal au sein de celle ci peut ainsi expliquer l'apparence des cristaux d'olivine et de clinopyroxène observés dans les laves récentes de la Fournaise. Nous proposons que les

plagioclases des Roches Pintades acquièrent leur morphologie complexe par ce même processus de convection.

V.1.2.Origine des Roches Pintades (extraits de la bibliographie)

Les laves porphyriques à plagioclase (plagioclase-rich basalt) sont courantes dans d'autres contextes géodynamiques comme les zones de subduction et de rifting continental, où les magmas sont respectivement plus hydratés ou stockés plus superficiellement. Elles sont également présentes au niveau des dorsales océaniques et des points chauds, comme en Islande, aux Galápagos et à Kerguelen.

Pour des contextes géologiques semblables à celui de La Réunion, Cullen et al. (1987), pour les Galápagos, mettent en évidence que les phénocristaux de plagioclase sont trop calciques pour avoir cristallisé dans le liquide hôte. Ils proposent, qu'un magma chargé de phénocristaux de plagioclase arrive dans un réservoir superficiel contenant un magma plus différencié, et entraine ainsi la mise en place de coulées de magma différencié avec des phénocristaux plus primitifs que ceux attendus à l'équilibre. A Kerguelen, les phénocristaux de plagioclase cristalliseraient à partir d'un magma hydraté et différencié dans des niveaux peu profonds durant une période de faible activité volcanique pour permettre la ségrégation des minéraux et la flottaison des plagioclases (Annell et al., 2007). En Islande, Hansen et Grönvold (2000) attribuent la formation de laves porphyriques à plagioclase à la cristallisation lente des plagioclases dans des réservoirs intermédiaires à profonds contenant un magma de haute température pendant une période d'inactivité. L'arrivée d'un magma en période de rifting qui proviendrait d'une chambre magmatique plus profonde permettrait alors l'arrachement de ces phénocristaux et leur transport jusqu'en surface.

A l'île de La Réunion, le mode de mise en place proposé pour les Roches Pintades diffère selon les auteurs. D'après Kluska (1997), la formation des Roches Pintades du Piton des Neiges serait attribuée à une différence de densité entre le magma et les phénocristaux de plagioclase dans une chambre magmatique profonde (à une pression supérieure à 5 kbar) et de grande taille, après une période d'inactivité volcanique. La transition entre le stade océanitique et le stade différencié se fait après un repos dans l'activité magmatique estimé à 80 ka (Upton et Wadsworth, 1972 ; MacDougall, 1971). Ce temps serait nécessaire pour fractionner de l'olivine (6,5 % de Fo_{88}) et du plagioclase (5,5 % d'An_{85}) et pour séparer ces phases du liquide par différence de densité. Plus précisément, le réservoir magmatique contenant un liquide de composition basaltique, typique de la série océanitique antérieure, ne serait plus alimenté et fonctionnerait ainsi en système semi-clos, entrainant une

différenciation du magma qui favoriserait la formation de plagioclases. A forte pression, ces cristaux remonteraient par flottabilité, alors que l'olivine "sédimenterait" au fond de la chambre. Des études expérimentales ont montré que pour une pression supérieure à 5 kbar, des phénocristaux de plagioclase (An_{85}) seraient moins denses que le liquide et pourraient remonter par flottaison (Kushiro, 1978 ; Stolper et al., 1981 ; Campbell et al., 1978). Housh et Luhr (1991) ont expérimentalement démontré que la composition des plagioclases dépendait fortement de la teneur en eau du liquide et de la température du système. Un système magmatique qui n'est plus alimenté diminue en température et peut éventuellement se charger d'eau. Ainsi, l'émission en surface des Roches Pintades de la première période du Piton des Neiges (émission de pintades basaltiques) serait due à l'isolement d'une chambre magmatique durant la période de transition et de faible activité volcanique, période pendant laquelle aurait lieu la cristallisation et la remontée des plagioclases au toit de la chambre. Des variations de pression lithostatique et la déstabilisation du système seraient à l'origine de la remontée des laves.

Pour le Piton de la Fournaise, Albarède et al. (1997) confèrent aux cristaux de plagioclases des laves Pintades une origine xénocristalline en remarquant la présence d'agrégats constitués de clinopyroxènes et de plagioclases. Ils proposent que les cristaux de plagioclases proviennent de fragments de gabbros disloqués. Nous avons également observé ce genre d'agrégats, présents dans les laves actuelles de la Fournaise (Welsch et al., 2009) et nous avons également remarqué des signes de déformations ductiles sur les mégacristaux de plagioclases.

V.1.3. Nouvelles propositions sur l'origine

Il est proposé que les laves actuelles de la Fournaise dérivent d'un liquide parent à 9,5 % de MgO (Ludden, 1978), qu'elles ont été stockées dans un réservoir superficiel entre 2 et 2,5 km de profondeur sous le sommet (environ 500 m au dessus du niveau de la mer) et qu'elles ont été émises à une température comprise entre 1150 et 1170°C, ce qui permet de cristalliser préférentiellement de l'olivine (Fig. V.2 ; par exemple Famin et al., 2009 ; Welsch et al., 2009). Il faut, pour augmenter dans le domaine de la cristallisation du plagioclase en conservant ces paramètres, soit une température d'émission des magmas plus faible (< 1090 °C) soit un stockage dans un réservoir plus superficiel (< 0,4 km). Mais ce changement de paramètres favorise la cristallisation de plagioclase sans en faire la phase qui cristallise préférentiellement, c'est à dire que l'olivine cristallise toujours avant le plagioclase.

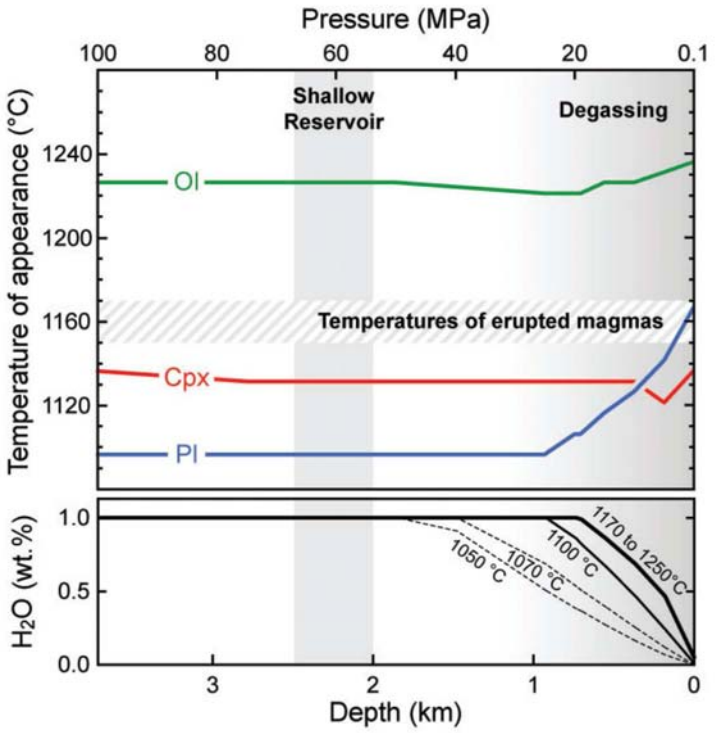


Figure V.2. *Simulation numérique (MELTS; Ghiorso & Sack, 1995) d'une cristallisation fractionnée entre 1300 et 1050 °C d'un magma parent de composition 47,7 pds % SiO_2, 2,7 pds % TiO_2, 13,25 pds % Al_2O_3, 1,6 pds % Fe_2O_3, 10,1 pds % FeO, 0,17 pds % MnO, 9,5 pds % MgO, 0,05 pds % NiO, 10,5 pds % CaO, 2,45 pds % Na_2O, 0,67 pds % K_2O, 0,3 pds % P_2O_5, 0,1 pds % CO_2 et 1 pds % H_2O[issu de Famin et al. (2009) et adapté de Ludden (1978) et Bureau et al. (1998)]. D'après Welsch et al., 2009.*

A partir d'études expérimentales (Fig. V.3), Fisk et al. (1988) proposent que pour un liquide de composition type Steady State Basalts, la cristallisation préférentielle de plagioclase par rapport au clinopyroxène, ait lieu pour une pression inférieure à 4 kbar (où se produit la cristallisation d'olivine, puis de plagioclase, puis de clinopyroxène), et pour une pression supérieure à 9 kbar (~ 30 km), l'olivine n'arrive jamais au liquidus (cristallisation de clinopyroxène, puis de plagioclase).

Il n'est donc pas possible de cristalliser préférentiellement (voire exclusivement) du plagioclase à partir des mêmes conditions de cristallisation que la Fournaise actuelle. Les Roches Pintades basaltiques témoignent d'un changement important dans le système volcanique.

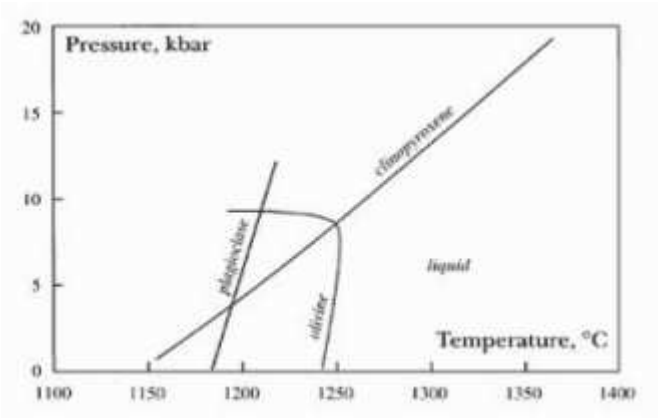


Figure V.3. *Domaines de cristallisation des phases minérales plagioclase, olivine et clinopyroxène dans un liquide magmatique de composition des SSB (Steady State Basalts) du Piton de la Fournaise obtenus à partir des études expérimentales de Fisk et al. (1988). Extrait d'Albarède et al., 1997.*

La morphologie des cristaux décrite précédemment indique une histoire complexe (convection, réalimentation magmatique) pour ces phénocristaux de plagioclase. Leur composition chimique, riche en calcium du cœur jusqu'au bord des cristaux, montre soit que la chambre magmatique est régulièrement alimentée par du magma de composition basaltique soit que le magma a cristallisé et fractionné seulement de l'olivine, puisque cette phase ne consomme pas de calcium, élément nécessaire pour former de la bytownite. Les conditions nécessaires à la formation des Roches Pintades semblent alors être un réservoir magmatique actif de grande taille, plutôt profond (> 30 km), pour ne pas cristalliser d'olivine ou au contraire, un réservoir superficiel avec du magma qui a déjà cristallisé de l'olivine. Un autre paramètre possible pour favoriser l'apparition de plagioclase au détriment de l'olivine est la température du liquide : un liquide plus "froid" cristallise plus facilement du plagioclase. Comme les Roches Pintades du Piton des Neiges apparaissent après une période d'inactivité volcanique d'environ 80 ka (de 430 à 350 ka), on peut supposer que l'activité de ce volcan décline et que la diminution de l'alimentation magmatique entraine une diminution de la température du système.

Les Roches Pintades basaltiques se forment après la Série Océanitique du Piton des Neiges et elles se trouvent en alternance avec des basaltes aphyriques et des laves chimiquement légèrement évoluées dans les deux séries différenciées (celle du Piton des Neiges et celle de la Rivière des Remparts). On peut proposer que ces laves se forment dans une chambre magmatique qui, après avoir vu cristalliser essentiellement de l'olivine, fonctionne en système fermé en cours de refroidissement, ce qui permet de former des Roches Pintades à partir du liquide interstitiel, et créer des niveaux d'anorthosite, comme on en voit dans les ophiolites d'Oman (Boudier et Nicolas, 2011).

Une autre possibilité pour la formation des Roches Pintades serait l'arrachement de fragments d'un gabbro en cours de formation. Des gabbros ont été échantillonnés dans les laves actuelles de la Fournaise (Bachèlery, 1981 ; Abchir et al., 1998). On peut supposer qu'avant ce stade ultime de cristallisation, un mush constitué de cristaux de plagioclase et clinopyroxène se forme en bordure de chambre magmatique active. Une éruption drainerait les phénocristaux de plagioclase avec des fragments de ce mush, contenant des agrégats plagioclase/clinopyroxène. Les cristaux entrainés peuvent subir une déformation ductile et ainsi être marqués. Cette hypothèse n'explique cependant pas la très faible proportion de phénocristaux de clinopyroxène dans les Roches Pintades, ni la mise en place de ces laves à un moment précis (transition stade océanitique/différencié) dans l'histoire du volcan. Peut être que la température dans la chambre en période de forte alimentation magmatique comme c'est le cas pour la période actuelle, est-elle trop élevée pour que le plagioclase puisse être au liquidus.

V.1.4. Synthèse

Les Roches Pintades basaltiques montrent la présence en grande quantité de cristaux de plagioclase en déséquilibre avec leur liquide magmatique. Actuellement, le Piton de la Fournaise produit des laves contenant préférentiellement des cristaux d'olivine, avec parfois des concentrations supérieures à 30 % en volume pour les océanites. Les Roches Pintades montrent des caractéristiques proches de ces roches ; ce sont toutes les deux des basaltes porphyriques avec des phénocristaux plurimillimétriques en déséquilibre avec leur liquide, que l'on peut qualifier de roches cumulatives du fait qu'elles emportent des cristaux formés dans la chambre magmatique au cours des éruptions. Toutefois, même si les Roches Pintades et les océanites ont des caractéristiques proches, les Roches Pintades ne s'inscrivent pas dans les conditions magmatiques actuelles.

Hormis l'absence de pintades hawaiitiques de la Série Différenciée de la Rivière des Remparts, les pintades basaltiques du Piton de la Fournaise et du Piton des Neiges sont semblables en tout point : morphologie des cristaux, chimie. Au Piton des Neiges, les pintades accompagnent un important changement de dynamisme du volcan. Nous pensons que les mêmes conditions sont requises pour former les Roches Pintades de la Série Différenciées de la Rivière des Remparts. Cela implique une diminution de l'activité volcanique (déclin d'activité ?) pour marquer la transition vers une série plus évoluée.

Nous intégrons ces interprétations à la discussion finale du chapitre VI.

V.2. Modélisation géochimique de la source du panache mantellique de La Réunion

V.2.1. Rappels des résultats géochimiques de cette étude

Dans les chapitres précédents nous avons mis en évidence l'existence de deux ensembles de laves au sein des formations de l'édifice volcanique de La Réunion (chapitre IV) : d'une part quatre groupes sur cinq de cette étude (Groupes Subaériens PdN et PdF, Sous-marin PdN et Sous-marin 1 PdF) ainsi que les données issues de la littérature et d'autre part, le Groupe Sous-marin 2 PdF (formé exclusivement d'échantillons de cette étude). Cette distinction s'appuie sur les compositions chimiques élémentaires et isotopiques ainsi que sur des arguments géochronologiques.

Nous conservons ici cette organisation, et nous renommons les deux ensembles précédemment cités en deux grands groupes : Groupe A, qui comprend le premier ensemble cité et Groupe B qui correspond au Groupe Sous-marin 2 PdF. Le Groupe A est donc constitué de laves subaériennes et sous-marines appartenant aux deux massifs volcaniques identifiables dans la morphologie actuelle de La Réunion et datées entre 2,48 ± 0,05 Ma et 0,056 ± 0,011 Ma (Fig. IV.51). Il comprend des basaltes aphyriques, basaltes à olivine, basaltes à plagioclase… et densifie le champ des données géochimiques existant sur les laves de La Réunion, sans s'en écarter réellement sauf pour le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. IV.49). Le Groupe B est constitué exclusivement de laves sous-marines prélevées au nord et au sud de la Rift Zone Nord-Est actuelle du Piton de la Fournaise (ERODER2 DR2 et DR9), dont deux échantillons ont été datés à 3,77 ± 0,08 Ma et 3,34 ± 0,07 Ma (notons que seulement deux datations ont été effectuées sur ce groupe). Ce second groupe se distingue par un enrichissement en éléments incompatibles (K, P, $(La/Sm)_N$…) et des rapports isotopiques plus élevés en $^{87}Sr/^{86}Sr$ et plus faibles en $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $^{176}Hf/^{177}Hf$ (Fig. IV.48 et IV.49). Il élargit de façon très significative, le champ des compositions isotopiques en Sr, Nd, Hf de l'ensemble des laves de La Réunion et indique clairement, pour la première fois, l'existence d'une source mantellique hétérogène à l'origine des laves réunionnaises, comme cela est le cas pour la plupart des autres points chauds.

Nous cherchons à caractériser la source à l'origine des laves de La Réunion grâce à des modélisations de fusion du manteau. La dispersion des isotopes radiogéniques présentée par le Groupe B permet de proposer un modèle pour une source hétérogène, dont l'objectif est d'être

cohérent avec l'ensemble de nos échantillons, en identifiant la source (composition, lithologie et minéralogie) ainsi que les paramètres de fusion (taux de fusion, type de fusion) et de mélange (proportions mises en jeu…).

A partir de ce modèle, et en nous appuyant sur les données géochronologiques, nous discuterons des implications au niveau de l'édification de l'île ainsi que sur l'évolution du panache mantellique.

V.2.2. Apport des éléments traces des laves de La Réunion

Dans un premier temps, nous utilisons l'importante base de données que forment les laves de La Réunion (analyses issues de la littérature et de cette étude) qui ont une composition que l'on nommera "classique" (Groupe A) pour avoir des informations sur la source. Ensuite, nous utilisons les laves de cette étude qui ont une composition chimique "particulière" (Groupe B) pour mieux contraindre et affiner le modèle.

a. Les laves de composition "classique" du Groupe A

Les échantillons du Groupe A sont en accord avec la littérature et la composition principalement enregistrée dans les laves réunionnaises, et présentent de faibles variations de composition isotopique (par exemple Fisk et al., 1988 ; Albarède et al., 1997 ; Albarède et Tamagnan, 1988 ; Vlastélic et al., 2005 ; Bosch et al., 2008 ; Pietruszka et al., 2009…). Ceci laisse supposer que la plupart des laves de La Réunion provient d'une source mantellique commune qui semble être relativement homogène ou bien que les laves, issues d'une source hétérogène, ont été homogénéisées par un processus de mélange.

Pour identifier la composition de la source du Groupe A, nous avons utilisé les travaux d'Hofmann et Feigenson (1983) et Feigenson et al. (1983). Ces auteurs s'appuient sur les travaux d'Allègre et collaborateurs, et appliquent une méthode de géochimie inverse pour retrouver la composition initiale et la minéralogie de la source à partir des compositions des laves émises. Cette procédure s'applique à une série de laves cogénétiques, montrant une variation de concentration des éléments traces, issues d'une fusion à taux variable. Dans le cas des laves de La Réunion, ces conditions ne sont pas réunies. Si la très faible dispersion des rapports isotopiques radiogéniques du Groupe A est un argument en faveur du paramètre cogénétique, la grande homogénéité chimique (pour les éléments majeurs, traces et isotopiques) des laves récentes de la Fournaise ainsi la faible dispersion des laves du Piton des

Neiges (par exemple Fisk et al., 1988 ; Albarède et Tamagnan, 1988 ; Famin et al., 2009) sont un argument en désaccord avec une variation du taux de fusion.

Les laves n'ayant pas une variabilité suffisante, l'application de cette méthode à nos données a engendré une marge d'erreur trop importante en regard des résultats, rendant leur interprétation impossible. Ces résultats ne sont donc pas présentés ici.

Si le modèle de Hofmann et Feigenson (1983) ne peut pas être utilisé pour identifier la proportion Clinopyroxène/Grenat de la source des laves de composition chimique "classique" de La Réunion, nous pouvons cependant extraire des données du Groupe A, l'information sur le fractionnement des terres rares lourdes, ($(Sm/Yb)_N > 2,24 >> 1$) qui indique la présence de grenat résiduel dans la source.

b. Les laves de composition "particulière" du Groupe B

Les laves échantillonnées sur la Rift Zone NE actuelle du Piton de la Fournaise (dragues ERO2 DR2, ERO2 DR9 et une partie de la drague GSR2 DR11, Groupe B) présentent des spectres de terres rares parallèles et très proches ($(La/Sm)_n$ compris entre 2,55 et 2,95 ; Fig. IV.46 et IV.47) et ont une composition en éléments majeurs sur roche totale très homogène. Elles ne répondent donc pas aux conditions requises pour appliquer la méthode d'Hofmann et al. (1983) pour retrouver la source mantellique à partir de la composition chimique de laves émises. Mais de la même façon que précédemment, le rapport $(Sm/Yb)_N > 3,68$ indique la présence de grenat résiduel au niveau de la source mantellique.

Notons dès à présent que la présence de grenat dans la source mantellique résiduelle implique une profondeur d'initiation de la fusion supérieure à 80 km, profondeur cohérente avec une épaisseur de lithosphère de 75 km (Fretzdorff et al., 1998 ; Royer et al., 1992).

V.2.3. Apport des compositions isotopiques des laves de La Réunion

Les laves du Groupe B se démarquent des laves plus conventionnelles de La Réunion dans les divers diagrammes isotopiques. Leurs compositions isotopiques apportent de nouveaux éléments, qui permettent de proposer un modèle sur la genèse et l'origine de ces laves.

Replacées dans les différents diagrammes de rapports isotopiques, les laves de La Réunion, assimilées au Groupe A, tendent vers un pôle enrichi, et les laves du Groupe B semblent tendre vers le pôle EM2 (Fig. IV.48 et IV.49), identifié entre autre pour les îles Marquises et de la Société (Chauvel et al., 1992). Ce type de composition est généralement attribué au recyclage d'une croûte océanique et de sédiments terrigènes (Hofmann et White, 1982 ; White et Hofmann, 1982 ; Weaver, 1991 ; Chauvel et al., 1992 ; Jackson et al., 2007 ; Prytulak et Elliott, 2007 ; Chauvel et al., 2008 ; Jackson et Dasgupta, 2008). Lithologiquement, un ensemble de croûte océanique et de sédiments recyclés dans le manteau qui subissent un métamorphisme entrainent la formation d'une éclogite ou d'une pyroxénite.

Ainsi, des compositions enrichies ont été expliquées comme étant liées à la présence de pyroxénite ou d'éclogite dans le manteau source (par exemple Zindler et al., 1979 ; 1984 ; Allègre et Turcotte, 1986 ; Prinzhofer et al., 1989 ; Hauri et al., 1996 ;…). Ces pyroxénites ou éclogites sont présentes sous forme de veines dispersées dans le manteau et seraient de bons candidats comme des reliques d'une croûte océanique contenant une quantité variable de sédiments et recyclée dans le manteau. Elles sont enrichies en minéraux (clinopyroxène et grenat) qui sont plus concentrés en éléments en traces par rapport au manteau supérieur (Prinzhofer et al., 1989 ; Hirschmann et Stolper, 1996). Concernant des compositions radiogéniques, les plus faibles rapports Lu/Hf et Sm/Nd et les plus forts rapports Rb/Sr et Re/Os des pyroxénites/éclogites par rapport aux lherzolites développent dans le temps une signature isotopique distincte du manteau environnant. Les liquides résultant de leur fusion présenteront des signatures isotopiques comparables à un ancien basalte de ride médio-océanique, c'est à dire de faibles rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{176}Hf/^{177}Hf$ et forts rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{187}Os/^{188}Os$ (Stracke et al., 1999).

V.2.4. Postulat de départ

Au vu de la dispersion des compositions isotopiques du Groupe B (voir chapitre IV), nous considérons la source mantellique de La Réunion comme hétérogène. A partir des constats précédents, nous partons du postulat qu'elle est constituée de **deux composants distincts : un composant majoritaire appauvri et un composant minoritaire enrichi, pouvant être échantillonnés ou fondus à des degrés variables.**

Nous devons pour caractériser la source mantellique identifier différents paramètres :

- la composition du composant majoritaire de la source,
- la composition du composant minoritaire,
- le type de fusion,
- les taux de fusion appliqués aux deux composants,
- et les proportions des liquides issus de cette fusion partielle et impliquées dans le mélange.

La nécessité de deux composants pour expliquer l'hétérogénéité de nos échantillons nous incite à penser que le panache mantellique du point chaud de La Réunion serait constitué d'enclaves de pyroxénite à grenat ou éclogite emballées dans une matrice de péridotite, comme cela a été proposé pour Hawaii (Sobolev et al., 2005 ; Stracke et Bourbon, 2009). Nous testerons donc la nature exacte du composé appauvri et sa lithologie ainsi que la minéralogie du composé enrichi.

Au cours de la fusion partielle, la pyroxénite ou l'éclogite a une température au solidus plus faible que la péridotite, c'est-à-dire qu'elle est plus fusible tant qu'elle n'est pas monominérale. La différence de température existant entre son solidus et son liquidus est plus petite que pour la péridotite. Ces conditions font que, dans un panache mantellique, la fusion de la pyroxénite ou de l'éclogite débute à plus grande profondeur et qu'elle est de plus grande ampleur que celle de la péridotite. Dans le conduit du panache, les liquides issus de la fusion de la pyroxénite ou de l'éclogite apparaissent les premiers (à plus grande pression) et avant ceux issus de la fusion de la péridotite, ce qui entraine au cours de la remontée, un mélange entre des liquides issus de taux de fusion partielle différents (liquides issus de degrés de fusion plus forts provenant de la pyroxénite ou de l'éclogite avec des liquides issus de plus faibles degrés de fusion de la péridotite). La combinaison de ces effets implique qu'un mélange de liquides issus d'un taux de fusion relativement faible, contient une proportion plus grande de liquides issus de la fusion de la pyroxénite ou de l'éclogite qu'un mélange obtenu avec un degré de fusion plus élevé (Stracke et al., 1999).

Nous proposons un modèle à deux composants, qui subissent des fusions indépendantes avec des taux de fusion variables, où les liquides produits se melangent en proportions variables.

V.2.5. Choix du type de fusion partielle

a. Les différents types de fusion partielle

Plusieurs modèles de fusion partielle mantellique ont été proposés (Fig. V.4). Ils divergent quant aux processus d'extraction et d'agrégation des magmas générés le long de la colonne de fusion :

- le modèle le plus simple est la fusion à l'équilibre (Equilibrium ou Batch Melting, Gast, 1968 ; Shaw, 1970), pendant laquelle le liquide formé reste en contact avec les phases solides avec lesquelles il s'équilibre en permanence, jusqu'à ce que la quantité de liquide soit suffisante pour être extraite totalement.
- Dans le modèle de fusion fractionnée (Fractional ou Rayleigh Melting), chaque incrément de liquide est extrait au fur et à mesure de sa production et seulement le dernier incrément est en équilibre avec le solide résiduel. Ce type de fusion peut être incrémentale, c'est-à-dire que les incréments de liquides extraits ne s'homogénéisent pas et ont une composition "instantanée" (Shaw, 1970), ou elle peut avoir lieu avec agrégation des liquides, qui implique que les liquides extraits se mélangent au sommet de la colonne de fusion (Allègre et Minster, 1978).
- Des processus intermédiaires de fusion ont été proposés comme la fusion dynamique (Dynamique Melting, Langmuir et al., 1977) pour laquelle les liquides produits sont en partie extraits et en partie retenus dans le solide en fonction d'un seuil de perméabilité. Pour ce dernier type de fusion, trois systèmes géochimiques coexisteraient lors de la fusion : le manteau résiduel, le liquide interstitiel piégé dans le solide résiduel et les liquides extraits, qui sont isolés chimiquement du manteau résiduel.
- Un autre modèle de fusion, dénommé écoulement poreux à l'équilibre (Equilibrium Porous Flow, Spiegelman et Elliott, 1993), intègre la migration différentielle des liquides et du solide résiduel. Ce processus entraine la réaction et la rééquilibration des liquides, en migrant lentement au sein du manteau.

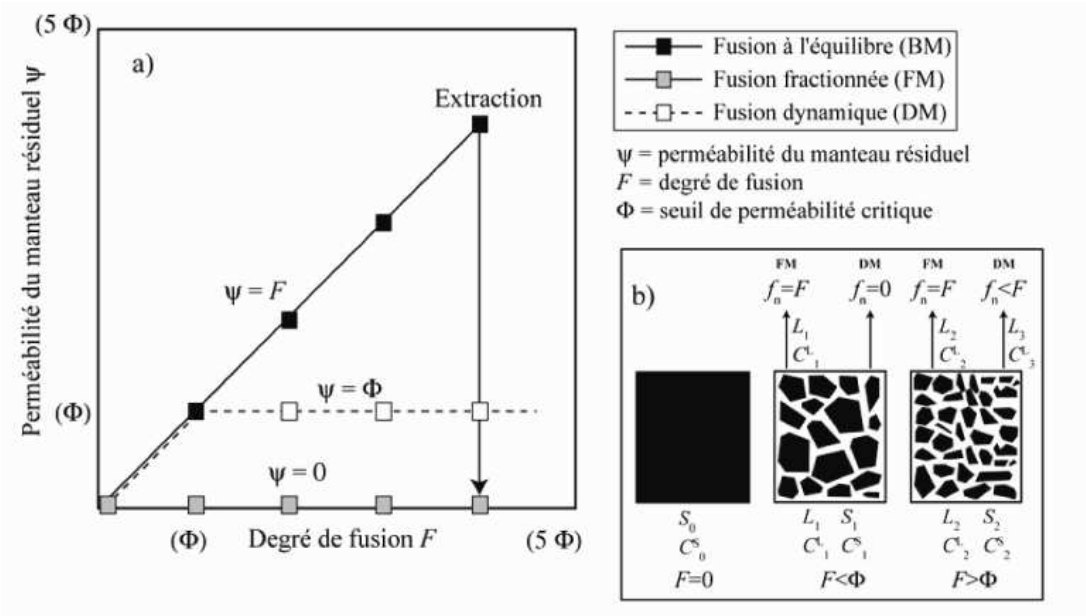


Figure V.4. *Modèles de fusion partielle. (a) Perméabilité du solide résiduel en fonction du taux et du modèle de fusion partielle (Zou, 1998). Fusion à l'équilibre : la perméabilité du manteau est inférieure à la perméabilité critique et le liquide n'est pas extrait du solide résiduel jusqu'à la fin de l'épisode de fusion. La flèche montre que la perméabilité s'annule lorsque l'extraction débute. Fusion fractionnée : n'ayant pas de perméabilité critique, le liquide est extrait du manteau source au fur et à mesure qu'il se forme. Fusion dynamique : l'extraction du liquide ne se fait que lorsque le seuil de perméabilité est atteint. Même lorsque l'extraction débute, une fraction de liquide n'est pas extraite et reste en équilibre avec le manteau résiduel. (b) Illustration schématique des modèles de fusion partielle fractionnée (FM) et dynamique (DM), avec "f_n", la quantité de liquide extraite du solide résiduel. Modifiée d'après Shaw (2000).*

Le modèle de fusion dynamique semble le plus approprié pour un contexte de type point chaud montrant une hétérogénéité au niveau de la source. Des composants de lithologies différentes, qui fondent à des taux de fusion et des profondeurs différentes doivent très probablement être stockés en début de fusion, puis percoler, interagir et évoluer progressivement au cours de la fusion et de la remontée. Cependant, ce modèle exige de connaitre de nombreux paramètres comme la porosité, la vitesse d'extraction, les proportions modales incrémentales au fur et à mesure de l'évolution de la fusion… S'ils peuvent être calculés à partir de données sur le déséquilibre de la série de l'U (McKenzie, 1985 ; Spiegelman et Elliott, 1993 ; Elliott et al., 1991 ; Sims et al., 1999), dans notre cas il n'est pas possible de contraindre ces paramètres primordiaux, puisque la fusion du panache de La Réunion est modélisée ici pour la première fois (en tant que panache hétérogène) et que nous ne disposons pas de données de déséquilibres radioactifs U-Th.

.

De ce fait, nous préférons en première approximation, utiliser le modèle de fusion partielle fractionnée non modale avec agrégation des liquides. Nous limitons ainsi les incertitudes sur les paramètres d'entrée du modèle. Même si ce type de fusion est probablement moins réaliste que la fusion dynamique, il semble plus approprié que le modèle de fusion à l'équilibre.

b. La fusion fractionnée

L'équation de la fusion fractionnée modale est définie par Shaw (1970) :

$\frac{C_i^l}{C_i^o} = \frac{1}{D}(1-F)^{\left(\frac{1}{D}-1\right)}$, avec les indices suivants :

C_i^o *:* la concentration de l'élément i dans le solide initial,

C_i^l *:* la concentration de l'élément i dans le liquide produit,

D : le coefficient de partage global,

F : le degré de fusion partielle.

Lorsque les proportions des phases qui participent à la fusion sont différentes de celles de la roche initiale, la fusion est non modale ce qui ajoute un coefficient P à l'équation :

$\frac{C_i^l}{C_i^o} = \frac{1}{D_i^o}\left(1-\frac{P_i F}{D_i^o}\right)^{\left(\frac{1}{P_i}-1\right)}$ avec P_i *:* le coefficient de partage global pour l'élément i, des minéraux contribuant au liquide.

Les équations précédentes donnent les compositions instantanées des liquides. Si ces derniers se mélangent, la fusion est fractionnée non modale avec agrégation des liquides telle que définie par Allègre et Minster (1978) :

$$\frac{\overline{C_i^l}}{C_i^o} = \frac{1}{F}\left[1-\left(1-\frac{P_i F}{D_i^o}\right)^{\frac{1}{P_i}}\right]$$

Dans notre modèle, nous appliquons une fusion partielle fractionnée non modale (Shaw, 1970) avec agrégation des liquides (Allègre et Minster, 1978), indépendante pour chacun de deux composants (appauvri et enrichi) avant de les mélanger en proportions variables.

V.2.6. Compositions chimiques initiales du modèle

Les compositions chimiques initiales (éléments traces et isotopes) des composés à fondre sont des paramètres essentiels à la justesse du modèle. La dispersion des rapports isotopiques radiogéniques des laves étudiées laisse supposer une source mantellique hétérogène, que nous matérialisons par la présence d'un composé relativement enrichi en éléments incompatibles emballé dans un composé relativement plus appauvri. Pour le modéliser, nous utilisons en grande partie et adaptons les données compilées par Stracke et Bourbon (2009), qui modélisent la fusion d'une pyroxénite et d'une péridotite en contexte de point chaud, ainsi que les feuilles de calcul de Stracke et al. (2003) pour le composé enrichi.

a. Le composé majoritaire appauvri

- *Composition initiale en éléments traces*

Nous faisons l'analogie de la matrice péridotitique du panache avec le manteau supérieur moyennement appauvri proposé par Salters et Stracke (2004). Les compositions en éléments traces sont des valeurs moyennes obtenues à partir des comportements et des rapports d'éléments traces dans les MORB des Océans Indien, Pacifique et Atlantique (Hofmann, 1986 ; 1988 ; Hofmann et al., 1986b ; Jochum et al., 1983 ; 1986 ; 1991).

- *Minéralogie, proportions modales et coefficients de partage*

Nous proposons que le composé relativement appauvri en éléments incompatibles soit une péridotite, c'est-à-dire une roche qui contient essentiellement de l'olivine, puis en moindre quantité de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et une phase alumineuse. Cette phase peut être du grenat ou du spinelle, selon la profondeur de fusion de la lherzolite (Fig V.5). La transition entre une lherzolite à grenat et une lherzolite à spinelle se situe vers à 80 km de profondeur selon le géotherme en domaine océanique (Wyllie, 1981).

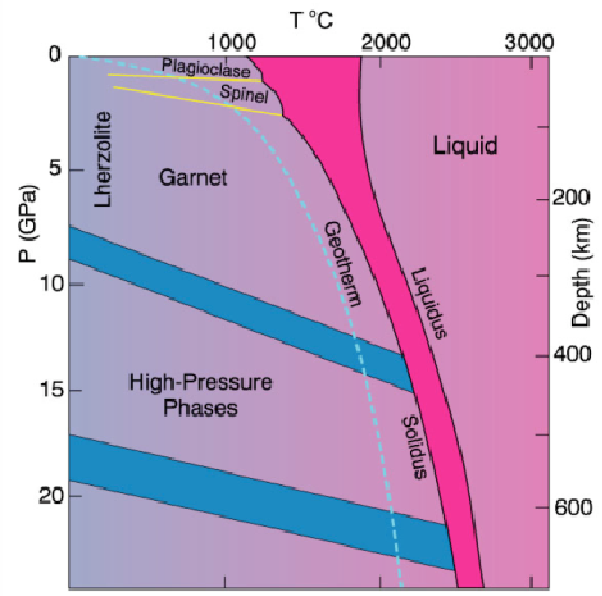


Figure V.5. *Evolution minéralogique dans le manteau supérieur, d'une lherzolite anhydre en fonction de la température et de la profondeur / pression, avec les différents domaines de stabilité des phases alumineuses (grenat, spinelle et plagioclase). Les transitions entre phases sont en bleu et la zone de fusion est en rose. La courbe en pointillé bleu représente le géotherme en domaine océanique. D'après Wyllie, 1981.*

Notre modèle repose sur un mélange de liquides de fusion, ce qui impose que les compositions des liquides de fusion issus des composés enrichi et appauvri, encadrent de part et d'autre la composition de nos données dans un graphique géochimique.

Le composé enrichi que nous retenons contient une part importante de grenat (20 % s'il s'agit de pyroxénite à grenat et 50 % s'il s'agit d'une éclogite ; Donnelly et al., 2004), il fractionne ainsi beaucoup les terres rares lourdes (Yb, Lu) entrainant, dans les liquides issus de la fusion, un rapport (Sm/Yb) normalisé aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) élevé ($(Sm/Yb)_N > 7$), supérieur à celui obtenu pour nos données ($(Sm/Yb)_N$ compris entre 2,5 et 4, avec une moyenne de 3,5 sauf pour deux échantillons PdN 25 à 4,2 et GSR2 DR10-14 à 5,2).

Dans un diagramme $(La/Sm)_N$ en fonction de $(Sm/Yb)_N$ (Fig. V.6), le liquide issu de la fusion du composé appauvri doit alors avoir un rapport $(Sm/Yb)_N$ inférieur à ceux de nos données pour le modèle. Une lherzolite contenant 5% de grenat, fractionne trop les terres rares lourdes et détermine un rapport $(Sm/Yb)_N$ trop élevé pour pouvoir retrouver nos données en considérant un mélange avec un liquide issu du composé enrichi. Alors qu'une lherzolite à spinelle présente un rapport $(Sm/Yb)_N$ suffisamment bas pour expliquer la composition de nos laves. Toutefois, nous avons testé une composition intermédiaire, avec des teneurs en grenat comprises entre 5 et 1% et les résultats montrent que 1% de grenat est la proportion maximum

à incorporer dans la source appauvrie pour retrouver les compositions chimiques présentées dans cette étude. Mais pour une teneur de 1 % en grenat, nous n'avons pas trouvé de proportions modales minéralogiques dans la littérature, et nous avons dû adapter les valeurs qui ne sont donc pas très bien contraintes. **Nous choisissons donc de modéliser la fusion du panache de la Réunion en utilisant comme composant appauvri une lherzolite à spinelle bien que celui-ci pourrait être une lherzolite avec 1% de grenat.**

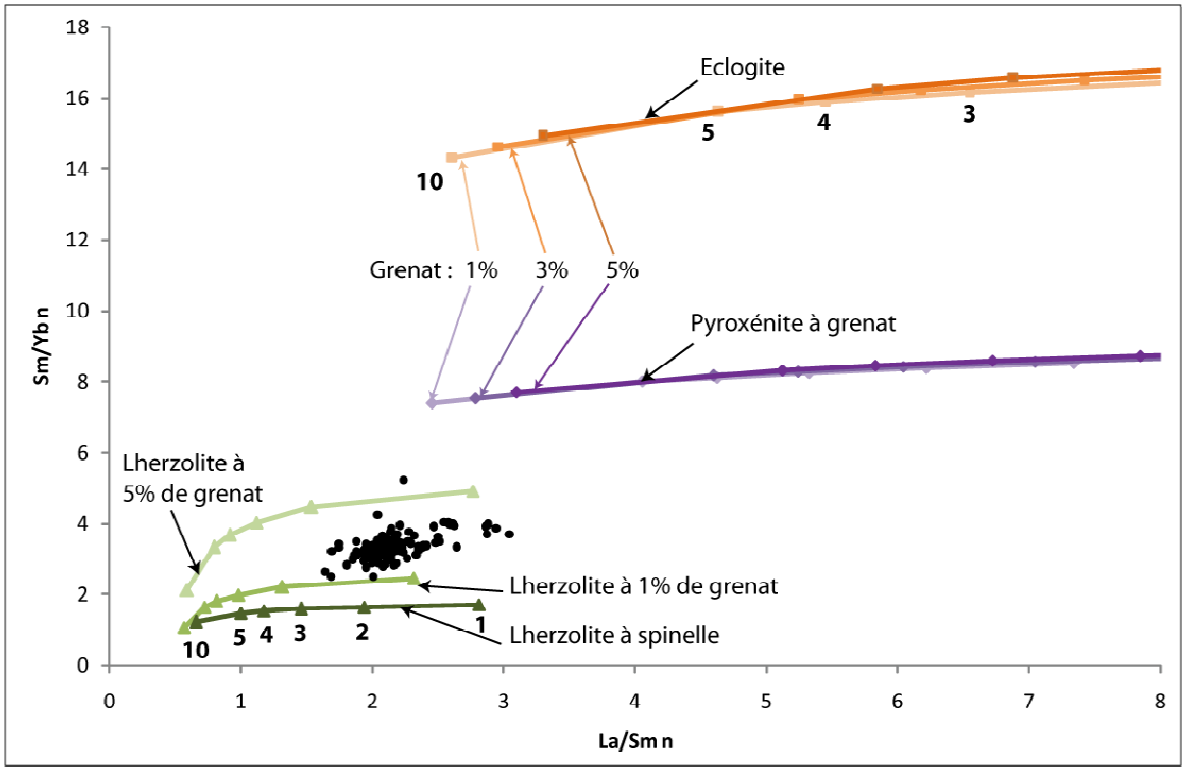


Figure V.6. *Rapport de terres rares lourdes (Sm/Yb) en fonction des terres rares légères (La/Sm) normalisées aux chondrites C1 (McDonough et Sun, 1995). Le composé enrichi est matérialisé par de la pyroxénite à grenat ou de l'éclogite et le composé appauvri par une lherzolite à grenat ou à spinelle. Ces pôles ont subi un taux de fusion partielle de 1, 2, 3, 4, 5 et 10 % (chiffres marqués en gras). L'éclogite et la pyroxénite contiennent 1 % (orange et violet clair), 3 % (orange et violet moyen) ou 5% (orange et violet foncé) de sédiments terrigènes recyclés avec la croûte océanique. Par soucis de clarté, les échantillons de cette étude sont représentés par des points noirs sans distinction entre les Groupes A et B.*

L'absence de grenat dans la lherzolite indique une fusion initiale moins profonde (< 80 km ; Fig. V.5), ce qui parait moins adapté à un contexte de point chaud qu'une fusion profonde. Toutefois, il est certain que les deux composés ne débutent par leur fusion à la même profondeur. Le composé enrichi plus fertile commence à fondre à de plus grandes

profondeurs dans le conduit du panache (dans le domaine de stabilité du grenat), alors que la péridotite plus réfractaire peut débuter sa fusion à moindre profondeur. Ce front de fusion dans le conduit du panache a également été proposé par Sobolev et al. (2005) pour le panache mantellique d'Hawaii. Une lherzolite à spinelle peut aussi être impliquée dans la formation de laves de La Réunion, comme cela a été proposé par Ludden (1978), au cours des épisodes de fusion moins profond dans le conduit, qui peuvent être dû à un front de fusion "courbe" (c'est à dire non linéaire et de profondeur variable).

Après avoir déterminé la minéralogie du composé appauvri, il s'agit de définir les proportions modales de la roche mère et du liquide (Tab. V.1). Les coefficients de partage correspondent à une moyenne compilée par Stracke et Bourbon (2009) pour les valeurs de péridotites (en annexe).

Proportions modales		**Ol**	**Opx**	**Cpx**	**Grt**	**Sp**	**Références**
Péridotite à grenat	Solide	0,56	0,12	0,27	0,05	-	Donnelly et al., 2004
	Liquide	0,08	0,14	0,53	0,25	-	
Péridotite à spinelle	Solide	0,55	0,25	0,18	-	0,02	Stracke et Bourbon, 2009
	Liquide	0,1	0,2	0,68	-	0,02	

Tableau V.1. *Proportions modales utilisées dans le modèle pour le composé appauvri. Ol : olivine, Opx : orthopyroxène. Cpx : clinopyroxène. Grt : grenat. Sp : spinelle.*

- *Compositions isotopiques initiales*

La composition qui parait la plus adaptée pour représenter le liquide issu du composé majoritaire appauvri est celle d'une des laves échantillonnées sur la trajectoire de l'ensemble du point chaud qui a la composition isotopique la moins radiogénique en Sr et la plus radiogénique en Nd, Hf et Pb, et qui s'est mise en place loin d'une dorsale. Cette lave correspond à un basalte du site 707 de l'ODP leg 115 (référencé 115-707C-26R-1, 11 à 15 par White et al., 1990), échantillonné au nord du Plateau des Mascareignes. Daté à 64 Ma (Duncan et Hargraves, 1990), la composition isotopique de ce basalte demande d'être corrigée de l'effet du temps. Pour cela, il est nécessaire de connaitre les concentrations des éléments père/ fils. Mais à part celle du Rb et du Sr, aucune concentration (Sm, Nd, Hf, Lu, U, Th, Pb) n'a été analysée (Backman et Duncan, 1988). Le rapport ^{176}Hf/ ^{177}Hf de ce basalte du leg ODP 115 n'a pas été analysé et ses valeurs des rapports ^{206}Pb/^{204}Pb, ^{207}Pb/^{204}Pb, ^{208}Pb/^{204}Pb sont trop

radiogéniques pour pouvoir retrouver nos données ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,78, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,58, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38,71).

Les autres données plus complètes obtenues sur les laves mises en place par ce même point chaud, sont celles de l'île Maurice (Sheth et al., 2003 ; Nohda et al., 2005 ; Paul et al., 2005 ; 2007 ; Moore et al., 2011). Etant "très" récentes (< 8 Ma ; Moore et al., 2011), il est probable que ces laves contiennent déjà une participation non négligeable du composé minoritaire enrichi (pyroxénite ou éclogite), c'est pourquoi nous n'utilisons pas les basaltes associés au point chaud pour définir la composition du pôle appauvri.

Nous avons cherché des compositions isotopiques qui puissent rendre compte de nos données, sachant que la composition "idéale" serait une composition appauvrie et de préférence ancienne, issu d'un volcanisme de point chaud. Il s'est avéré que les compositions qui correspondent le mieux sont des données isotopiques très récentes (Delavault, 2011) acquises sur des verres du Bassin Central Indien, délimité par la CIR et la dorsale Sud-Est Indienne (Schlich, 1975 ; Schlich et al., 1990 ; Dyment, 1993), qui se sont mises en place respectivement il y a 84 Ma (Courtillot et al., 1986 ; Royer et Coffin, 1992 ; Acharyya, 2000) et 110 Ma (Sahabi, 1993 ; Rostein et al., 2001 ; Acharyya, 2000). Nous utilisons la composition de l'un des échantillons les plus appauvri de cette étude (échantillon F6 mise en place durant l'anomalie 25, ce qui correspond à un âge de 56 Ma ; Delavault, 2011 ; Dyment, 1993) pour les données isotopiques du composé appauvri de notre modèle. Le fait que la composition de cet échantillon puisse rendre compte de notre modèle malgré un contexte géodynamique différent, souligne qu'il puisse exister il y plus de 56 Ma sous le Bassin Central Indien un manteau similaire à celui du panache de La Réunion. Cela montre que notre modélisation nécessite des pôles virtuels, issus de processus semblables et non des pôles physiques, délimité par une zone géographique ou une période de temps.

Les rapports isotopiques de cet échantillon F6 sont corrigés de l'effet du temps : $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,702710, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,513078, $^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0,283182, $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 17,41, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,50, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 37,21 et sont analysés sur des échantillons lessivés.

b. Le composé minoritaire enrichi

- *Origine du composant*

Les trois pôles mantelliques enrichis (HIMU, EM1 et EM2 ; Zindler et Hart, 1986) sont interprétés notamment comme le recyclage de matériel crustal dans le manteau ou encore de manteau métasomatisé. Concernant la première hypothèse, il s'agirait d'une croûte océanique, éventuellement hydrothermalisée au niveau de la ride océanique, qui est recouverte de sédiments au fur et à mesure qu'elle s'en éloigne. Cet ensemble croûte / sédiments est introduit dans le manteau par subduction, et peut alors être déshydraté voire fondu au cours de la subduction (Kogiso et al., 1997 ; Johnson et al., 2000). Ce matériel introduit dans le manteau et recyclé, évoluerait de façon isolée jusqu'à être repris et incorporé dans le panache mantellique migrant vers la surface. Il participe alors lors de la fusion partielle à la production de magma apportant une signature géochimique différente.

Si seule la partie magmatique de la croûte océanique était recyclée, cela mettrait en place en surface des laves de compositions type HIMU (par exemple Chauvel et al., 1992 ; 1997 ; Hart, 1988 ; Hofmann, 1997 ;…), si des sédiments ont également été introduits dans le manteau avec la croûte, alors les laves seraient de compositions type EM. Plus précisément, une nature pélagique de ces sédiments formeraient des laves de type EM1, alors que les laves de type EM2 correspondraient à des sédiments de nature terrigène (par exemple Othman et al., 1989, Barling et Goldstein, 1990 ; Blichert-Toft et al., 1999 ; Chauvel et al., 1992 ;…).

Dans notre cas, les compositions isotopiques (Sr, Nd, Hf et Pb) de l'ensemble des laves étudiées tendent vers le champ de composition du pôle mantellique EM2 (Fig. IV.48 et IV.49). **Nous proposons donc un modèle qui considère une croûte océanique chargée de sédiments terrigènes, recyclée dans le manteau** (Chauvel et al., 1992). La composition finale du composant minoritaire dépend à la fois de la composition de la croûte et de celle des sédiments et plus précisément de leur composition initiale, de leur âge respectif, de l'âge de la subduction, des altérations éventuelles (hydrothermalisme et déshydratation) pendant le recyclage et des quantités introduites (de sédiments et de l'ensemble croûte/sédiments) dans le manteau (Chauvel et al., 1992 ; synthèse de Stracke et al., 2003).

- *Compositions initiales en éléments traces de la croûte océanique et des sédiments*

Les paramètres qui rendent le mieux compte de nos données sont :

- pour la croûte océanique : la composition de croûte globale de Stracke et Bourdon (2009), altérée lors de la subduction (Kogiso et al., 1997) constituée de 25% de N-MORB, 25% de MORB altéré et 50% de gabbro (Tab. V.2) et dont les compositions respectives sont extraites de Hofmann (1988), Staudigel et al., (1996) et Hart et al. (1999).
- pour les sédiments, la composition utilisée est proche de celle d'un sédiment terrigène (référencé GS 7605-55) échantillonné dans l'Océan Atlantique (Tab.V.2 ; Othman et al., 1989). Il parait être le plus adéquat dans notre cas, particulièrement pour ses concentrations relatives en Pb, Th et U. Les compositions des sédiments pouvant être très variables, nous avons augmenté sa teneur en U (modifiée à 3,1 au lieu de 2,5, soit un rapport Th/U de 4,1 au lieu de 5) pour mieux rendre compte de nos résultats. Une altération liée à la circulation de fluides tel que proposé par Johnson et Plank (2000) lors de la subduction correspond mieux à nos données.

La proportion de sédiments recyclés avec la croûte pour former l'ensemble qui est introduit dans le manteau, varie entre 1 et 5 % du total, comme cela est proposé par Chauvel et al., 1992.

	Rb	**Sr**	**Hf**	**Nd**	**Sm**	**Lu**	**Pb**	**Th**	**U**
Croûte océanique globale (ppm)	2,991	136,05	2,229	9,550	3,113	0,454	0,482	0,142	0,115
Fractionnement pendant la subduction	81 %	41 %	22 %	22 %	14 %	1 %	81 %	38 %	76 %
Sédiments terrigènes (ppm)	95,2	99	2,8	31,42	5,89	0,38	19,76	12,56	*3,1*
Fractionnement lié à la circulation de fluide	40,1 %	38,4%	10,7 %	37,1 %	33,4 %	16 %	23,6 %	15 %	17,1 %

Tableau V.2. *Composition des éléments père / fils et coefficients de fractionnements utilisés dans le modèle pour représenter le composant enrichi (voir dans le texte pour les références)*

- *Minéralogie, proportions modales et coefficients de partage*

Comme expliqué précédemment, les minéralogies proposées dans la littérature pour des composés recyclés dans le manteau, enrichis en éléments incompatibles, plus

radiogéniques en Sr et moins radiogéniques en Nd, Hf et Pb, sont la pyroxénite à grenat ou l'éclogite. Ces deux roches sont principalement constituées de clinopyroxène et de grenat en proportions variables (Tab.V.3). Les proportions modales utilisées sont données dans le tableau V.3 et les coefficients de partage utilisés sont une moyenne de la compilation faite par Stracke et Bourbon (2009) pour les valeurs de pyroxénites (en annexe).

Proportions modales		**cpx**	**grt**	**Références**
Pyroxénite à grenat	solide	0,8	0,2	*Donnelly et al., 2004*
	liquide	0,89	0,11	
Eclogite	solide	0,5	0,5	*Stracke et Bourbon, 2009*
	liquide	**0,5**	**0,5**	

Tableau V.3. *Proportions modales utilisées dans le modèle pour le composé enrichi. Cpx : clinopyroxène. Grt : grenat*

La différence la plus notable entre ces deux roches est leur teneur en grenat (20 % et 50 % respectivement), qui entraine un fractionnement plus ou moins important des terres rares lourdes. Cette différence de fractionnement est surtout visible sur des diagrammes qui représentent des rapports de terres rares mettant en jeu les terres rares lourdes comme les rapports $(Sm/Yb)_N$ (Fig V.7 ; par exemple $(Sm/Yb)_{N\ \text{éclogite}} > 14\text{-}18$ et $((Sm/Yb)_{N\ \text{pyroxénite}} > 7\text{-}10$). Une conséquence importante liée à la teneur en grenat de la source sur le mélange des liquides issus de la fusion, est qu'un liquide issu d'une éclogite est plus enrichi en terres rares lourdes et implique une participation moins importante du liquide "enrichi" pour obtenir les compositions de nos données.

Dans notre cas, comme le montre la figure V.7, un mélange des liquides issus de deux fusions indépendantes nécessite une part de liquide issu de la fusion d'une éclogite de 15 à 50 % pour le Groupe A (sauf pour l'échantillon GSR2 DR10-14 qui nécessite 55 %) et de 35 à 45 % pour le Groupe B. En revanche, pour un liquide provenant de la fusion d'une pyroxénite à grenat, le Groupe A en nécessite entre 20 et 65 % (sauf pour l'échantillon GSR2 DR10-14 qui nécessite 75 à 80 %) et le Groupe B, entre 50 et 60 %.

Le composé enrichi est un composé particulier, minoritaire, probablement présent sous forme d'enclaves dans la matrice péridotitique. Sa participation en termes de proportion dans le mélange devrait être inférieure à celle du manteau environnant. **Nous privilégions de ce**

fait la lithologie de l'éclogite comme composé enrichi au vu des proportions requises qui sont plus cohérentes.

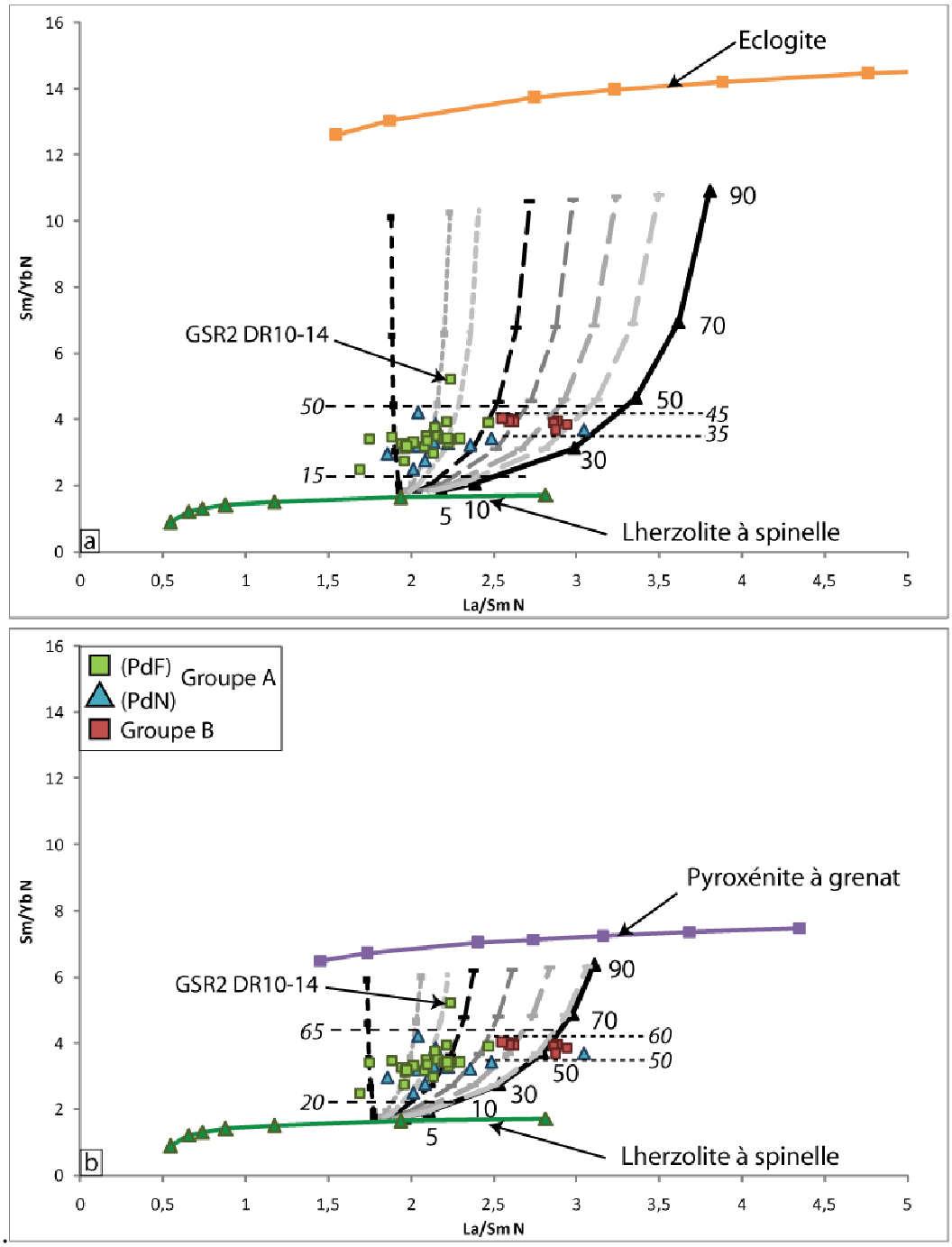


Figure V.7. *Comparaison des proportions de la participation des liquides enrichis mises en jeu dans le mélange final pour retrouver les données de cette étude, pour des pôles appauvris de nature différente. (a) Modélisation avec une éclogite (b) Modélisation avec une pyroxénite à grenat. Les chiffres correspondent aux pourcentages de liquide enrichi dans le mélange. Les chiffres en italiques correspondent aux pourcentages qui permettent de retrouver les données de cette étude. La légende des courbes correspond à celles de la figure V.9.*

- *Compositions isotopiques initiales de la croûte océanique et des sédiments*

Concernant la partie croûte océanique du composé enrichi, les MORB enregistrent, lors de leur mise en place, la composition isotopique du manteau duquel ils sont issus. En s'éloignant de l'axe, ces roches conservent en grande partie leurs caractéristiques isotopiques. Il est alors possible de remonter à la composition du manteau supérieur à l'époque de la mise en place. Dans notre modèle, les compositions radiogéniques de Sr, Nd et Hf, sont issues de la source des MORB dérivée de la composition de la croûte globale (bulk crust) présentée précédemment, formée il y a 2 Ga.

Les compositions isotopiques des sédiments sont équivalentes à celles de la croûte continentale au moment du recyclage. Nous supposons que ces sédiments évoluent avec des rapports père/fils moyens de la croûte continentale pour les éléments isotopiques Sr, Nd et Hf, depuis leur formation il y a 4,55 Ga jusqu'à leur recyclage dans le manteau, il y a 2 Ga.

V. 3. Résultats de la modélisation de la source mantellique

Les graphiques suivants représentent des mélanges de liquides en proportions variables, entre un composé enrichi (éclogite) et un composé appauvri (lherzolite à spinelle), ayant subi des taux variables de fusion partielle. Ainsi, quatre paramètres peuvent influencer la composition du mélange final (Fig. V.8) :

- la quantité de sédiments introduite avec la croûte océanique pendant la subduction [X(sed)],
- le taux de fusion partielle du composé appauvri [F]
- et celui du composé enrichi [F'],
- la quantité de liquide provenant du composé enrichi mise en jeu dans le mélange final [X (liq)]. Dans les graphiques suivants, les différentes courbes représentent des mélanges pour lesquels :
- la quantité de sédiments recyclés varie de 1 à 5%,
- le taux de fusion appliqué à l'éclogite et à la lherzolite de 1 à 20%
- et les proportions de mélange du liquide issu de la fusion du composant enrichi est de 5 à 90%.

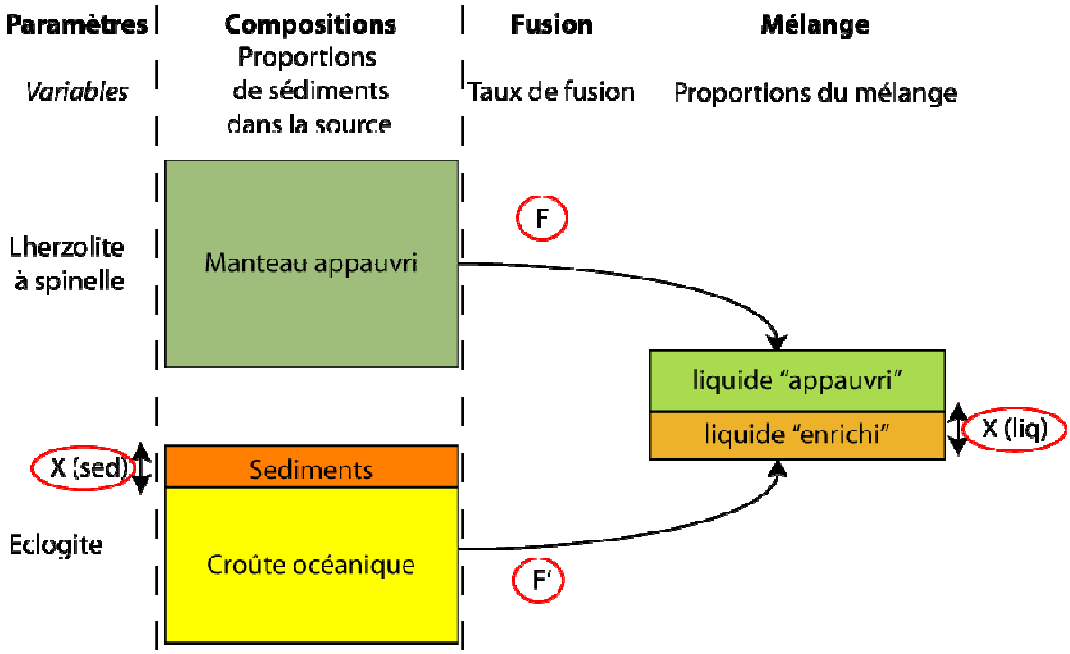


***Figure V.8**. Schéma de principe du modèle proposé. "X" pour proportion. Les paramètres du modèle qui influencent la composition du liquide final sont entourés en rouge et correspondent à la quantité de sédiments [X(sed)] qui est recyclée avec la croûte océanique, les taux de fusion partielle [F pour la péridotite et F' pour l'éclogite] et la quantité de liquide issue de l'éclogite qui entre dans le mélange final [X(liq)].*

D'après les arguments précédents, nous appliquons un taux de fusion à l'éclogite supérieur à celui subi par la lherzolite. Les compositions chimiques à retrouver correspondent à celles de cette étude, Groupe A et B. Ces données étant représentatives de celles de toute La Réunion, nous n'ajoutons pas les données issues de la littérature qui auraient seulement pour effet de surcharger les figures. Pour les mêmes raisons, seules les valeurs modélisées qui permettent de retrouver ces compositions sont représentées.

Il est important de noter que les paramètres du modèle que l'on modifie (les taux de fusion partielle, la quantité de liquide enrichi et celle de sédiments) sont fortement liés entre eux. Par exemple, un taux de fusion partielle globale (pour l'éclogite et la lherzolite) moins important a pour conséquences de produire un liquide final qui comprend une part de liquide issu du composant enrichi plus fusible, plus importante. Ces relations entrainent deux conséquences :

- il est difficile d'isoler l'influence de chacun des paramètres de façon indépendante,

- différentes combinaisons de paramètres peuvent rendre compte de mêmes valeurs : la fusion moins importante d'un composant très riche en sédiments peut donner des résultats équivalents à une fusion plus élevée sur un composant plus pauvre en sédiments.

C'est pourquoi, nos résultats sont présentés selon les rapports des éléments en traces et/ou des éléments isotopiques et non selon les différents facteurs. Nous extrayions successivement les informations apportées par ces éléments, en mettant en avant lorsque cela est possible le ou les facteurs dont l'influence est dominante. De cette façon, nous rétrécissons progressivement les gammes de valeurs des paramètres et affinons le modèle.

V.3.1.Apports des éléments traces et influence du taux de fusion partielle

Dans un premier temps, nous cherchons à évaluer l'influence du taux de fusion partielle sur les compositions utilisées dans le modèle. Rappelons que le taux de fusion partielle joue un rôle direct sur la quantité de liquides de fusion impliquée dans le mélange.

On observe sur la figure V.9 ($(Sm/Yb)_N$ versus $(La/Sm)_N$), que les terres rares légères (du La au Sm) sont affectées par le taux de fusion (b) de chacun des composés (éclogite et lherzolite), et plus particulièrement celui de l'éclogite : pour une quantité de sédiments équivalente, un taux de fusion moins élevé (pour l'éclogite et/ou la lherzolite) entraine un rapport $(La/Sm)_N$ plus important.

L'augmentation de la quantité de sédiments pour un même taux de fusion partielle appliqué, entraine également une augmentation du rapport $(La/Sm)_N$.

Concernant les terres rares lourdes (Sm à Yb), elles contraignent la proportion de liquide issu du composé enrichi contenu dans le mélange (voir Fig. V.7). Une augmentation de la participation du liquide "enrichi" augmente le rapport $(Sm/Yb)_N$ (c). Cela est lié au contrôle du grenat sur les terres rares lourdes, grenat qui est essentiellement contenu dans le composant minoritaire enrichi. De ce fait, plus le mélange des liquides de fusion contient une quantité importante de liquide issu de la fusion du composant enrichi, plus les terres rares lourdes sont fractionnées, restant piégées au niveau de la source. La variation de fusion (qui se lit verticalement sur le graphique) n'a pas d'influence directe sur les terres rares lourdes, parce que le grenat joue un "effet pépite".

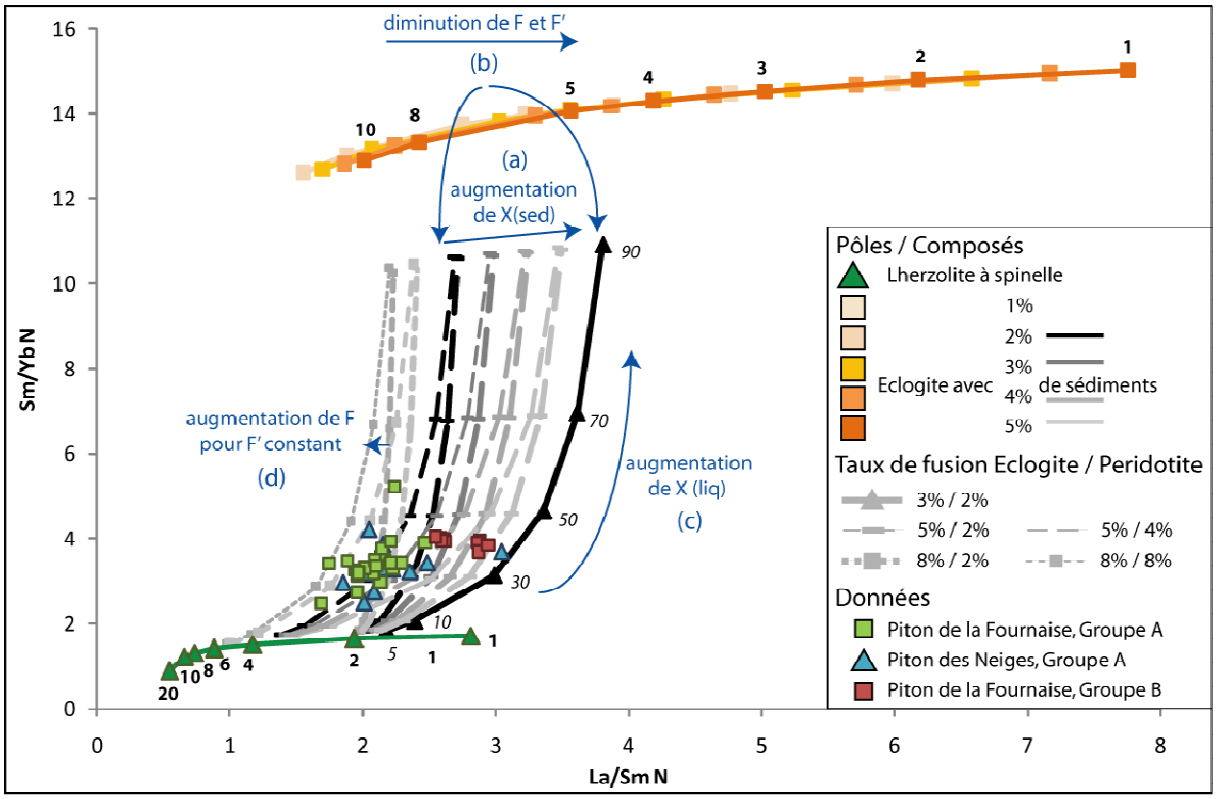


Figure V.9. *Rapports des terres rares lourdes (Sm/Yb) en fonction des terres rares légères (La/Sm), normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995). Les incréments de fusion des pôles sont indiqués en gras et italique (de 1 à 20%) et les proportions du liquide enrichi sont en italique (de 5 à 90%).*

L'ensemble de ces informations permet de proposer plusieurs scénarii pour rendre compte de nos données et plus particulièrement pour passer de la composition du Groupe A à celle du Groupe B. Par rapport au Groupe A, le Groupe B semble nécessiter soit :

- (1) une fusion partielle moins élevée (en particulier pour l'éclogite),
- (2) plus de sédiments dans la source,
- (3) une quantité de liquide enrichi plus élevée.

Quantitativement, le Groupe B est retrouvé pour une fusion d'éclogite de 5%, avec des teneurs en sédiments allant de 2 à 5% alors que le Groupe A, peut connaitre une fusion plus forte (de 10 à 5%) pour une quantité de sédiment variant entre 2 et 5% (5% de sédiment pour une forte fusion et 2% de sédiment pour une moindre fusion). L'augmentation de la fusion de la lherzolite (F) pour un taux de fusion d'éclogite F' constant recouvre une plus large composition de $(La/Sm)_N$, et permet ainsi de retrouver l'ensemble des laves du Groupe A, légèrement dispersé.

V.3.2. Apports des éléments traces et isotopiques et influence de la quantité de sédiments

Sur la figure V.10 qui représente $(La/Yb)_N$ en fonction de $^{87}Sr/^{86}Sr$, nous voulons mieux contraindre la quantité de sédiments à recycler avec la croûte océanique pour former le pôle enrichi. Le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ n'étant pas influencé directement par la fusion mais seulement par la quantité de sédiments recyclés, il impose la quantité de sédiments recyclés minimale requise pour le mélange. Comme il s'agit d'un mélange, nos données doivent se trouver entre les deux pôles : le pôle "lherzolite" et le pôle "éclogite". On observe que la quantité de sédiments nécessaire pour générer nos données est comprise entre 3 et 5 % et que le taux de fusion se situe entre 3 et 8% pour l'éclogite.

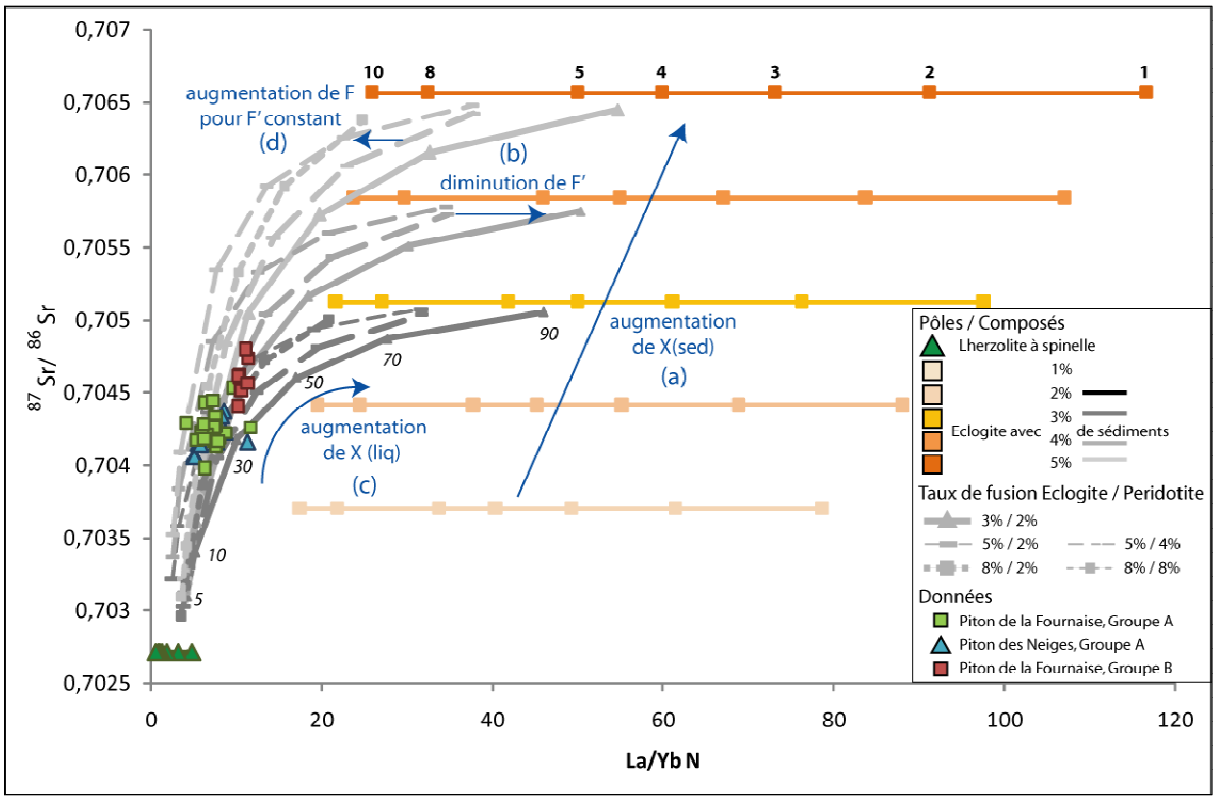


Figure V.10. *$^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de $(La/Yb)_N$, avec "N" pour normalisées aux chondrites C1 (McDonough et Sun, 1995)*

On peut également obtenir à partir de cette figure des informations sur la fusion, de la même façon que précédemment, en utilisant le rapport de terres rares $(La/Yb)_N$, ce qui permet de proposer une gamme de teneurs en sédiments et en taux de fusion :

- pour les taux de fusion appliqués (> 3%), l'ensemble de nos données (Groupes A et B) nécessite une éclogite qui contient au moins 3% de sédiments, voire 4% pour le Groupe B. On

remarque également que le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ impose une proportion de liquide enrichi dans le mélange plus importante pour le Groupe B que pour le Groupe A. Par exemple, pour une fusion de 5 % appliquée à une éclogite à 4 % de sédiments, le Groupe A se retrouve entre 20 et 30 % de participation du liquide enrichi et le Groupe B, pour 30 à 40 %.

V.3.3. Complément des apports des rapports isotopiques et influence de la quantité de sédiments

Nous avons observés dans les figures précédentes, que ces rapports sont essentiellement influencés par la nature de la source, c'est-à-dire la quantité de sédiments recyclés et la quantité de liquide enrichi dans le mélange. Une augmentation de la quantité de sédiments de la source ainsi que la proportion du liquide enrichi ont tendance à donner des compositions isotopiques plus proches du pôle enrichi, et ainsi de se ”rapprocher” des compositions du Groupe B.

Sur la figure V.11 qui représente les rapports isotopiques du ^{143}Nd / ^{144}Nd en fonction du ^{87}Sr / ^{86}Sr, on voit clairement l’influence des sédiments. Les ”pôles éclogites” qui rendent le mieux compte de nos données sont ceux qui possèdent entre 3 et 5% de sédiments.

Notons que le taux de fusion de la lherzolite a une légère influence sur les courbes de mélange : une augmentation de cette fusion accentue la courbure des lignes de mélange, c'est-à-dire augmente le rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ pour un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ donné et inversement. Dans notre cas, le taux de fusion de la lherzolite ne semble pas être influent.

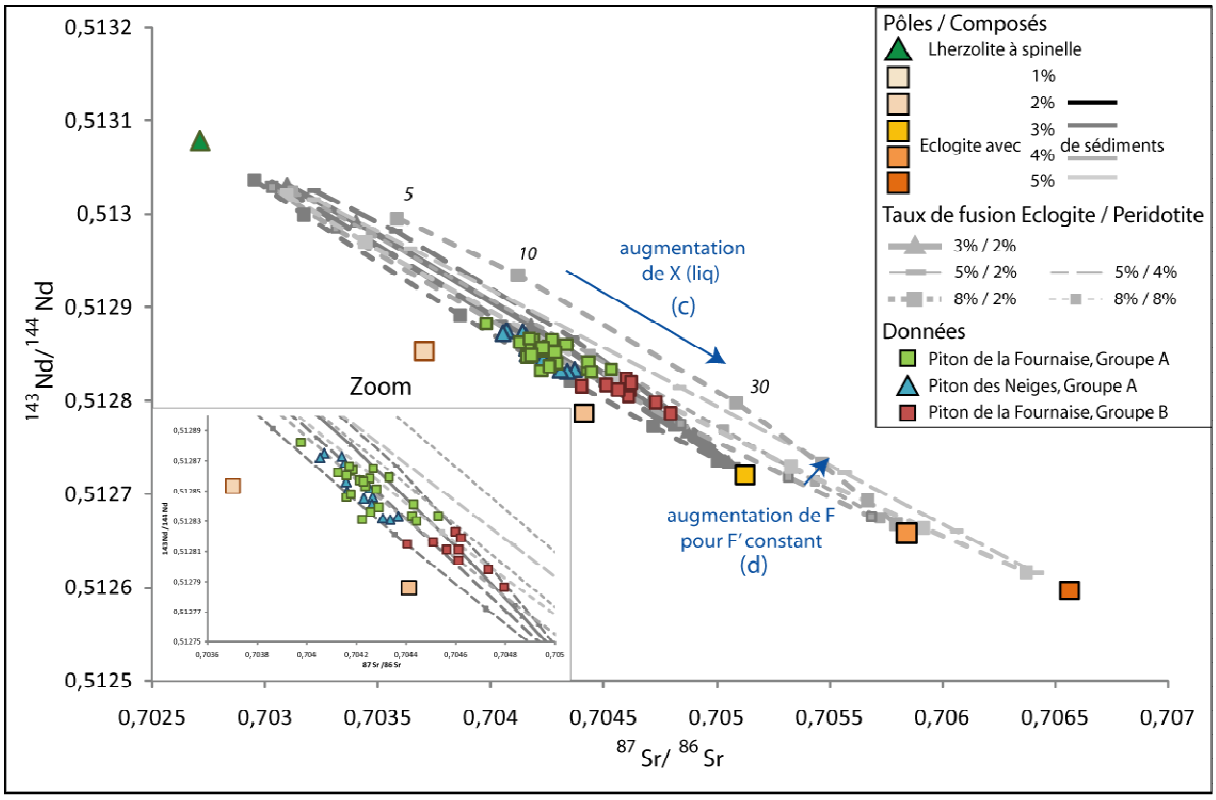


Figure V.11. *Rapports isotopiques du ^{143}Nd / ^{144}Nd en fonction du ^{87}Sr / ^{86}Sr.* .

V.3.4. Confirmation des résultats précédents

Les deux diagrammes suivants (Fig. V.12 a et b) qui montrent les rapports isotopiques du ^{176}Hf / ^{177}Hf en fonction du ^{143}Nd / ^{144}Nd et du ^{206}Pb/ ^{204}Pb en fonction du $^{87}Sr/^{86}Sr$ confirment les conclusions précédentes sur les différents paramètres qui permettent de retrouver nos données:

- une teneur en sédiments recyclés X(sed) de 3 à 5 %,
- un taux de fusion de l'éclogite (F') compris entre 3 et 8 %,
- un taux de fusion de la lherzolite (F) entre 2% et 8 % au maximum.

La participation du liquide enrichi au mélange dépend du taux de fusion (de l'éclogite et/ou de la lherzolite) appliqué et essentiellement de la quantité de sédiments recyclés. Ainsi plus, le taux de fusion est faible et/ou plus l'éclogite est riche en sédiment, moins la quantité de liquide enrichi mise en jeu pour retrouver les laves du Groupe B est importante.

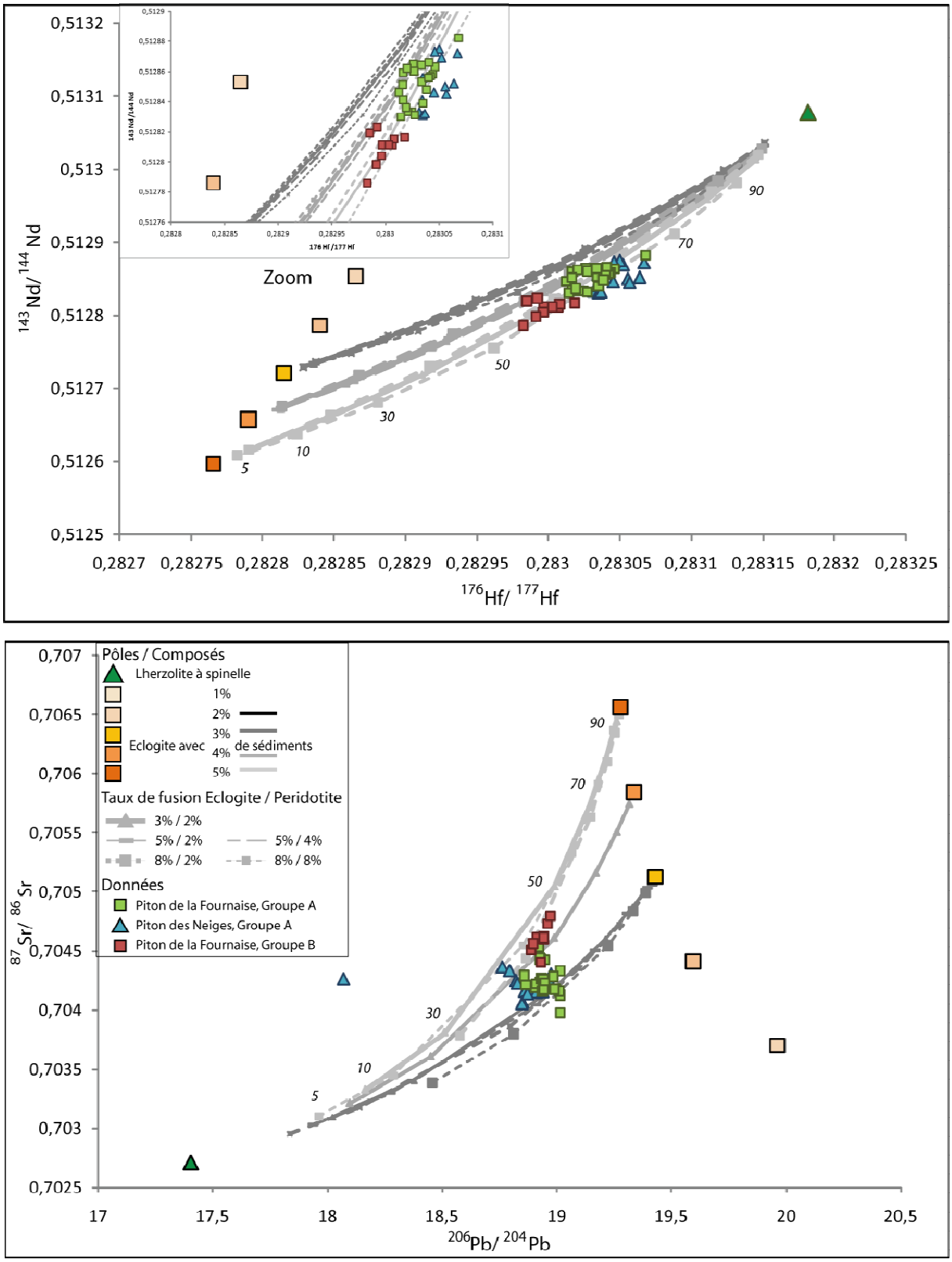


Figure V.12. *Rapports isotopiques (a) du ^{143}Nd / ^{144}Nd en fonction du ^{176}Hf / ^{177}Hf et (b) du $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction du $^{206}Pb/^{204}Pb$.*

La figure V.13 qui présente les rapports ^{208}Pb / ^{204}Pb en fonction ^{206}Pb / ^{204}Pb, met en avant pour la première fois qu'une teneur en sédiments de 2-3% parait nécessaire pour retrouver les compositions du Groupe A, alors que précédemment les gammes étaient comprises en 3 et 5 %. Toutefois, les isotopes du plomb ne sont pas discriminants entre les Groupe A et B (voir chapitre IV), mais on remarque qu'une partie des laves du Piton des Neiges sont moins radiogéniques que celles du Piton de la Fournaise du Groupe A et celles du Groupe B, dont l'échantillon PdN 17 a une composition particulièrement peu radiogénique ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,07, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,56, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38,09). Notre modèle semble indiquer une participation beaucoup moins importante du liquide enrichi dans la composition d'une partie des laves du Piton des Neiges pour les isotopes du plomb.

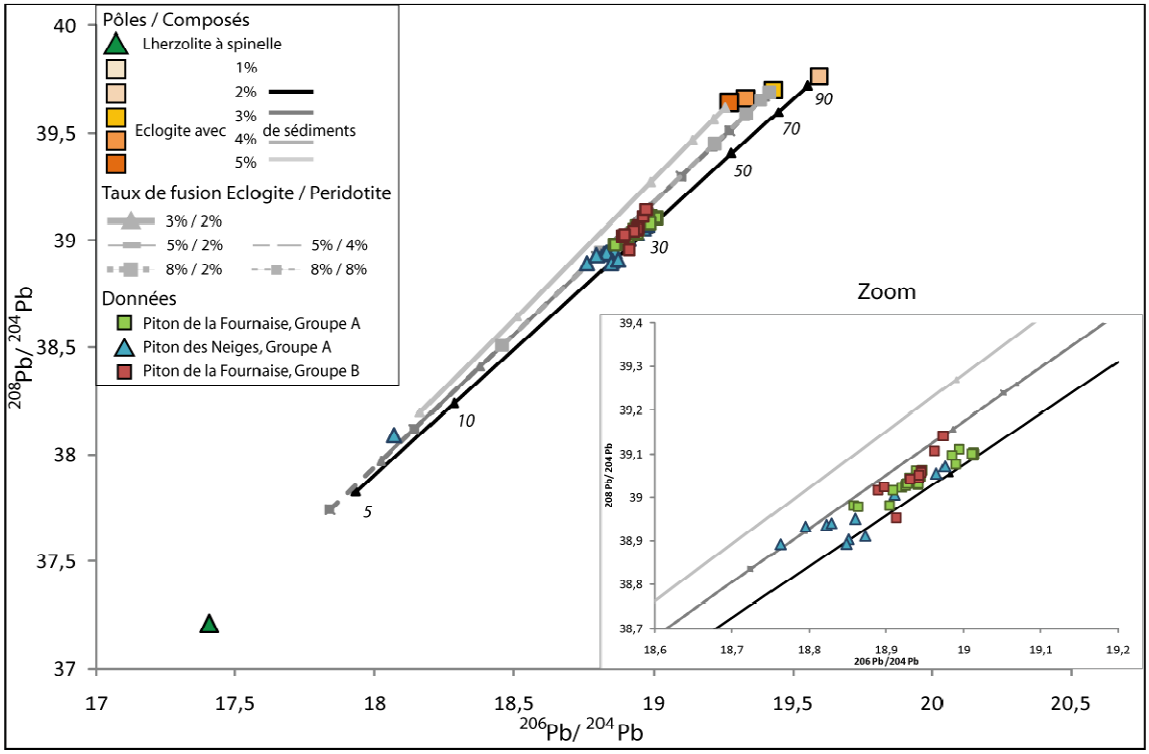


Figure V.13. *Rapports isotopiques ^{208}Pb / ^{204}Pb en fonction ^{206}Pb / ^{204}Pb.*

V.3.5. Bilan de la modélisation

De façon générale, les éléments en traces contraignent le taux de fusion alors que les rapports isotopiques renseignent sur la nature de la source, c'est-à-dire la quantité de sédiments recyclés avec la croûte ou les proportions du liquide issu de la fusion de l'éclogite dans le mélange.

Le Groupe B se distingue clairement du Groupe A par son enrichissement en terres rares ($(La/Yb)_N$ = 10,1 – 11,4 pour le Groupe B et inférieur à 9,6 pour le Groupe A, sauf pour trois échantillons de la Série Différenciée du PdN, $(La/Yb)_N$ = 11,2 – 12,2) et son signal isotopique qui tend plus vers le pôle EM2 (voir chapitre IV). La transition du Groupe A vers le Groupe B peut être due à trois paramètres :

- une quantité de sédiments recyclée avec la croûte océanique plus importante pour former le pôle enrichi,
- une proportion plus grande de liquide issu de l'éclogite,
- un taux de fusion partielle plus faible pour une éclogite de même nature (c'est-à-dire pour une même quantité de sédiments recyclé avec la croûte océanique),

Il est important de rappeler que ces paramètres sont plus ou moins liés entre eux, par exemple une éclogite issue d'une croûte océanique recyclée plus riche en sédiments nécessitera une fusion moins importante qu'une éclogite moins riche pour avoir la même composition en éléments traces. De même, un taux de fusion partielle moins important entrainera une proportion moindre de liquide très enrichi issu de l'éclogite. Ces relations font que nous ne pouvons pas proposer un modèle unique exclusif de formation des laves de cette étude, mais permettent néanmoins de contraindre l'ordre de grandeur de chacun des paramètres, résumés dans le tableau suivant (Tab. V.4) :

	Quantité de sédiments dans la source : X (sed)	**Taux de fusion partielle de l'éclogite : F'**	**Taux de fusion partielle de la lherzolite : F**
Groupe A	2 à 5 %	3 à 8%	(2% à 8%)
Groupe B	3 à 5 %	3 à 8 %	(2% à 8%)

Tableau V.4. *Ordres de grandeur des paramètres du modèle qui rendent compte de la composition des laves de cette étude.*

Ce modèle permet de conclure que deux paramètres contrôle le "passage" des compositions du Groupe A vers celles du Groupe B :

- (1) une diminution du taux de fusion partielle et en particulier celle de l'éclogite (la péridotite ayant moins d'influence),
- (2) un enrichissement de la source en sédiments et/ou une proportion de liquide enrichi plus importante dans le mélange final.

Ces résultats sont compatibles avec les éléments majeurs, qui montrent un enrichissement relatif en K_2O et P_2O_5 dans les laves du Groupe B par rapport au Groupe A (teneurs de 1,62 à 1,96 pds % pour le K_2O et de 0,41 à 0,79 pds % pour le P_2O_5 pour le Groupe A contre des valeurs inférieures à K_2O = 0,95 pds % et à P_2O_5 = 0,42 pds %). Cet enrichissement que l'on retrouve dans les phases telles que dans les clinopyroxènes et les plagioclases (voir chapitre IV) impose un liquide qui contient plus d'éléments incompatibles, soit parce que sa nature est différente soit parce qu'il a subit une fusion partielle moins élevée.

Nous allons donc dans les parties suivantes tester ces 2 modèles, et tenter de les discriminer, en les replaçant dans le contexte de l'île de La Réunion, puis du point chaud.

V.4. Implications à l'échelle de la construction de l'île

Avant cette étude, le champ restreint des compositions isotopiques des laves de La Réunion laissait supposer que la source mantellique était homogène (Fisk et al., 1988 ; Graham et al., 1990 ; Staudacher et al., 1990 ; Albarède et al., 1997 ; Fretzdorff et al., 2002 ; Bosch et al., 2008 ; Pietruszka et al., 2009), ce qui paraissait exceptionnel pour un contexte de point chaud. Les laves sous-marines, échantillonnées sur le flanc Est de la Fournaise (Groupe B), ont des compositions isotopiques qui tendent vers le pôle enrichi de type EM. Elles permettent aujourd'hui d'infirmer cette hypothèse ou du moins de modifier cette image.

Le fait que ces laves particulières soient si rares peut indiquer (1) qu'elles se sont mises en place seulement avant 3 Ma et que, depuis leur mise en place, elles ont été largement recouvertes par des coulées de laves postérieures, (2) qu'elles se sont épanchées sur une zone très restreinte. Leur faible étendue d'affleurement, leur difficulté d'accès (coût, échantillonnage par dragage, recouvrement probable par des laves plus récentes de la Fournaise), peut expliquer que jusque là elles n'aient pas été échantillonnées.

La question se pose de savoir s'il s'agit d'une hétérogénéité échantillonnée exceptionnellement pour des raisons géographiques (leur émission fut uniquement localisée sur le flanc Est de l'édifice) ou pour des raisons temporelles (elles sont plus largement représentées mais anciennes et recouvertes de formations plus récentes).

Pour cela, les laves de la Rift Zone de la Montagne pourraient être un bon indicateur. Ces laves sous-marines qui se trouvent à l'autre extrémité de l'île (NNO) sont

stratigraphiquement situées sous des coulées émises en domaine subaérien et datées à 2,2 Ma (Quidelleur et al., 2010). Elles sont donc supposées anciennes, probablement de la même période que les laves du Groupe B (> 3,44 Ma). Leur étude géochimique pourrait montrer si à cette époque une hétérogénéité chimique existait de façon générale ou très localisée. Ce site a été dragué pendant la mission MD 184/ ERODER 4 en janvier 2011. Si ces laves présentent les mêmes critères géochimiques (enrichissement en éléments incompatibles et signal isotopique vers OIB), cela apporterait la confirmation qu'il y a plus de 3 Ma, le panache mantellique échantillonnait une hétérogénéité à l'échelle de l'île.

Rappelons toutefois que dans la même drague (GSR2 DR11), prélevée sur la Rift Zone NE de la Fournaise, les deux types de laves ont été échantillonnés (composition "commune" du Groupe A et "particulière" du Groupe B). Malheureusement, seules les laves du second type ont été datées. Nous ne sommes donc pas en mesure de dire si, il y a 3,34 Ma, ces laves du type du Groupe B étaient exclusivement émises. Leur échantillonnage simultané lors du même dragage, la courte distance draguée (d'environ 1 km), et l'aspect homogène des échantillons (même épaisseur de croûte de manganèse, même type d'altération) rend possible le fait que les deux types de laves (Groupes A et B) se soient mis en place en même temps. Ainsi, et quelque soit la nature des laves de la Rift Zone de la Montagne, nous pourrions considérer que le panache mantellique a pu échantillonner à cette époque des hétérogénéités tout en continuant à produire des laves de composition commune.

Nous voulions tester nos deux hypothèses issues du modèle (variations des conditions de fusion ou bien différence de source mantellique) en nous replaçant à l'échelle de l'île de La Réunion. Mais la localisation des laves du Groupe B si restreinte géographiquement (< 100 km^2) et en quantité d'échantillons (peu d'analyses et de datations), ne permet pas de conclure sur le fait que le panache sous La Réunion a échantillonné exceptionnellement un composé enrichi plus abondant parce qu'il était physiquement plus volumineux (taille de l'enclave d'éclogite), ou bien parce que la fusion était moins importante. Une autre possibilité serait que le Groupe B soit issu d'un lieu d'émission distinct des autres laves, possiblement plus périphérique, dans lequel l'extraction des laves est plus rapide, subissent ainsi un temps de stockage moins important, ce qui ne permettrait pas d'homogénéiser les compositions isotopiques.

Comme il parait difficile de conclure en restant à l'échelle de l'île, nous pouvons élargir la discussion à l'échelle du point chaud.

V.5. Implications à l'échelle du point chaud

Les représentations des différents rapports isotopiques montrent que les laves de l'île Maurice présentent la même tendance que les laves de La Réunion (Fig. IV.50 et V.14 ; Sheth et al., 2003; Nohda et al., 2005 ; Paul et al., 2005 ; 2007 ; Moore et al., 2011). C'est-à-dire que les laves les plus anciennes (Older Series) sont celles qui ont la composition la plus proche du pôle enrichi et les laves des séries plus récentes (Intermediate et Younger Series) sont moins radiogéniques. D'où l'analogie avec les laves de La Réunion, où celles du Groupe B sont les plus anciennes (> 3,34 Ma) et les plus radiogéniques que celles du Groupe A (< 2,48 Ma).

La prudence impose de mentionner quelques réserves. Peu des laves anciennes ont été échantillonnées, ou en tout cas datées, à La Réunion. La Réunion ne connait pas encore de stade de "rejuvenescence", contrairement à l'île Maurice qui est une île volcanique plus ancienne (> 8 Ma, Moore et al., 2011) avec un volcanisme très tardif. En revanche, les laves étudiées de l'île Maurice sont toutes subaériennes (même si certaines sont issues de forage, Paul et al., 2005), la partie sous-marine de l'édifice est encore inconnue.

Concernant les autres laves issues du point chaud, échantillonnées essentiellement en 1988 au cours de la mission Leg ODP 115, les laves sont trop "espacées" dans le temps et dans l'espace pour pouvoir établir une évolution chronologique et géochimique aussi fine. White et al. (1990) ont déjà mis en avant la tendance des laves du point du chaud de La Réunion à se rapprocher du pôle enrichi au cours du temps (c'est-à-dire que les laves les plus récentes, sont les plus radiogéniques en $^{87}Sr/^{86}Sr$). Ils expliquent cela par une participation de moins en moins importante du manteau environnant au cours du temps, en liaison avec la diminution de la puissance du panache. Cette hypothèse s'applique sur une échelle de temps beaucoup plus importante (~ 65 Ma) que celle de notre étude (~ 8 Ma).

Bosch et al. (2008) proposent que le panache sous La Réunion s'exprime sous forme de blobs (Fig. II.12) de compositions chimiques légèrement distinctes, qui font ascension dans la lithosphère de façon légèrement décalée dans le temps. Sobolev et al. (2005) proposent un panache pour les laves d'Hawaii qui contient des enclaves pouvant se présenter sous forme de blobs ou de veines, ou représenter une large zone dans la queue du panache. Toutefois, dans notre cas, la continuité qui existe entre les compositions des laves des deux îles et entre les séries magmatiques d'une même île, ne semble pas en accord avec une rupture qu'implique

ces ”alimentations” en blobs ou avec des enclaves dispersées, pouvant être aléatoire dans le temps et dans l’espace. Cependant le modèle de Farnetani et al., (2009) propose qu’une enclave présente à la base du panache puisse être conservée sous forme de veine dans tout le panache (voir chapitre I). Une structure du composé enrichi en filament pourrait expliquer le continuum chimique observé à l’échelle du point chaud, mais il n’explique pas la transition géochimique systématique observée entre les laves anciennes et les laves plus récentes pour les deux îles.

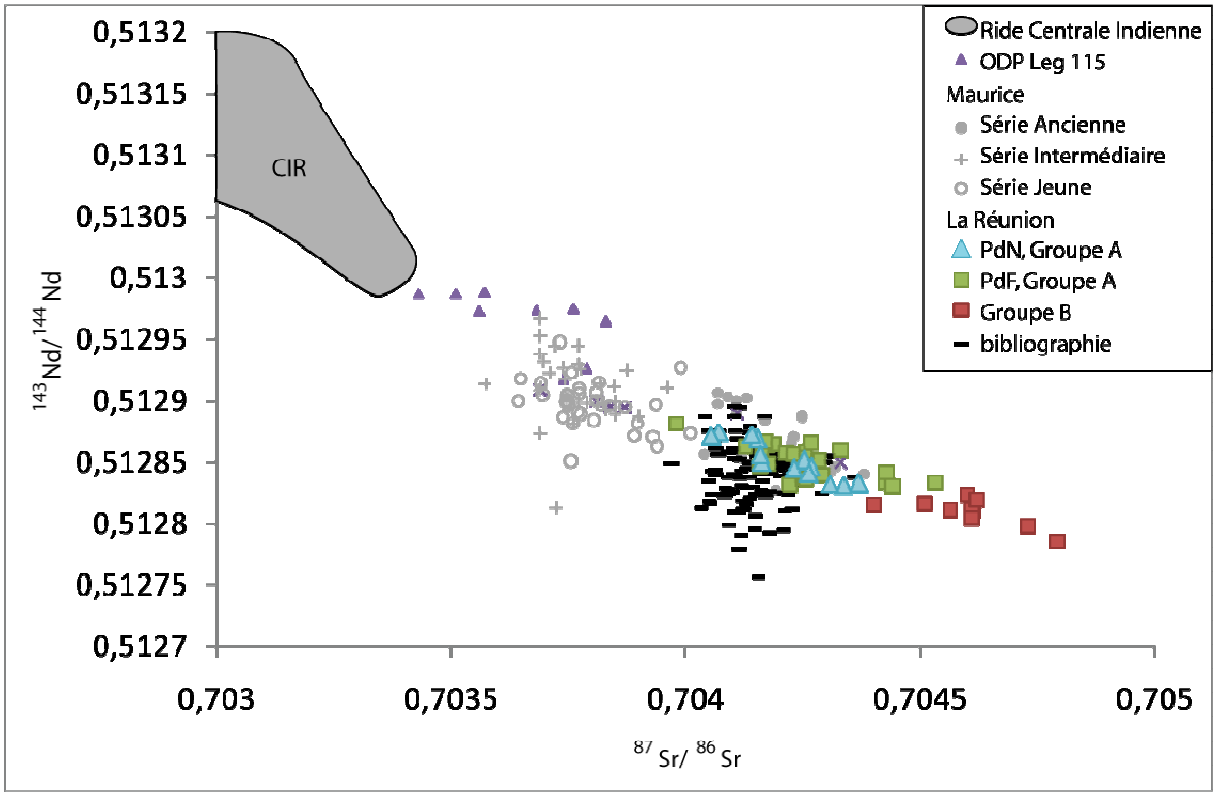


Figure V.14. *Rapports isotopiques du ^{143}Nd / ^{144}Nd en fonction du ^{87}Sr / ^{86}Sr des laves associées au point chaud de La Réunion. Les données sont issues de : CIR (Ito et al., 1987 ; Mahoney et al., 1989 ; Salters, 1996 ; Chauvel et Blichert-Toft, 2001 ; Escrig et al., 2004), ODP Leg 115 (White et al., 1990), Maurice (Sheth et al., 2003 ; Nohda et al., 2005 ; Paul et al., 2005 ; Moore et al., 2011) et la bibliographie de La Réunion est extraite de GEOROC.*

Cette transition sur deux sites différents laisse suggérer une variation de processus et nous fait pencher en faveur d’une variation du taux de fusion partielle au cours du temps plutôt que d’une hétérogénéité dans la taille de l’enclave d’éclogite. Chen et Frey (1985) ont proposé que la construction d’un volcan bouclier soit fortement dépendante du taux de fusion. Ainsi, pouvons nous considérer que cette ”veine” de composé enrichi ne subisse pas le même taux de fusion partielle au cours de la mise en place du point chaud. En début de construction du

volcan bouclier, le taux de fusion est plus faible, laissant ainsi s'exprimer plus fortement le composé enrichi. Puis le taux de fusion augmente au fur et à mesure que le système est de mieux en mieux établi. Une telle hypothèse (fluctuation du taux de fusion) permet d'obtenir sur les flancs d'un même édifice cette variation géochimique (laves plus enrichies et plus proches du pôle enrichi) qui s'appauvrissent par la suite en éléments incompatibles en se rapprochant du pôle appauvri, comme c'est le cas pour l'île Maurice et l'île de La Réunion.

Les laves du Groupe B correspondent donc à une fusion partielle moins importante d'une source mantellique hétérogène, qui se présenterait une structure en "filament". Cette variation de fusion, visible également à l'île Maurice, est directement reliée à la croissance du volcan bouclier. Des études récentes sur les laves d'Hawaii (Lipman et Calvert, 2011) attribuent des roches similaires (roches anciennes, stratigraphiquement basses dans l'édifice et enrichies en éléments incompatibles) au début du stade bouclier du volcan Kohala. Par analogie, le Groupe B marquerait le début du stade bouclier d'un volcan réunionnais. A partir de tous ces arguments, nous replaçons précisément les laves du Groupe B dans l'édification de La Réunion dans le chapitre VI.

Chapitre VI. Discussion sur l'existence du Volcan des Alizés

L'hypothèse de l'existence d'un édifice volcanique ancien sous le Piton de la Fournaise a émergé dans les années 80, à la suite de prospections géophysiques (Rousset et al., 1987 et 1989) et de la réalisation d'un forage profond (Rançon et al., 1989 ; Lerebour, 1987) dans un but d'exploitation géothermique, dans la zone du Grand Brûlé sur le flanc oriental du Piton de la Fournaise. D'autres travaux (en géologie structurale, géophysique…) sont par la suite venus apporter, ou tenter d'apporter, des observations pour approfondir cette idée.

Si aujourd'hui, des nombreux arguments sont présentés en faveur de l'existence d'un troisième volcan bouclier réunionnais, nommé le Volcan des Alizés (Malengreau, 1995) ou Proto-fournaise (Lerebour, 1987), certains d'entre eux sont très discutés. Des contre-arguments sont également avancés et d'importantes questions restent sans réponse.

L'un des objectifs de cette étude était d'apporter de nouvelles données (pétrologiques, géochimiques et géochronologiques) pour tenter de mieux contraindre cette hypothèse. Dans ce but, la zone d'échantillonnage a concerné la partie sous-marine de l'édifice où des vestiges de ce volcan sont susceptibles d'être présents à l'affleurement, au delà des formations du Piton de la Fournaise. L'échantillonnage s'est également focalisé sur la partie subaérienne en particulier sur la Série Différenciée du Piton de la Fournaise, qui représente un épisode d'activité volcanique délicat à intégrer à l'édification de ce volcan, en respectant un schéma "classique" d'évolution d'un volcan bouclier, et qui pourrait correspondre à des formations appartenant à la fin de la "vie" du Volcan des Alizés, par analogie avec le Piton des Neiges.

Une discussion critique sur l'existence du Volcan des Alizés a donc toute sa place ici. Pour que le lecteur se forge sa propre opinion, nous donnerons tout d'abord un bilan des données existantes sur ce sujet ainsi que celles apportées par cette étude. Puis, nous ferons une synthèse des interprétations proposées et nous développerons une discussion sur l'existence du Volcan des Alizés qui se terminera par une proposition de modèle d'évolution pour la construction de l'île de La Réunion.

VI.1. Un troisième volcan à l'Est de La Réunion : les études précédentes

VI.1.1. Données extraites de la littérature

a. Apports du forage géothermique du Grand Brûlé

En 1985, dans le cadre d'une exploration menée à des fins de recherche géothermique sur l'île de La Réunion et à la demande du Conseil Régional et du Conseil Général de La Réunion, un forage profond de 3003,5 m, piloté par le BRGM, a été réalisé de juin à octobre 1985, sur le flanc Est du Piton de la Fournaise (Fig. VI.1 ; le déroulement de ce forage est largement détaillé dans la thèse de Lerebour, 1987). Localisé dans la zone du Grand Brulé à une altitude de 172 m, il a été en grande partie opéré en mode destructif sauf pour sept passes carottées. Ainsi, les roches étaient pour la plupart des déblais (ou cuttings) de 1 à 3 mm, remontés à la surface par la circulation de boue. Un log stratigraphique a été proposé à partir de l'étude de 600 cuttings et d'environ 30 m de carottes, et de l'observation de 300 lames minces (Fig. VI.2).

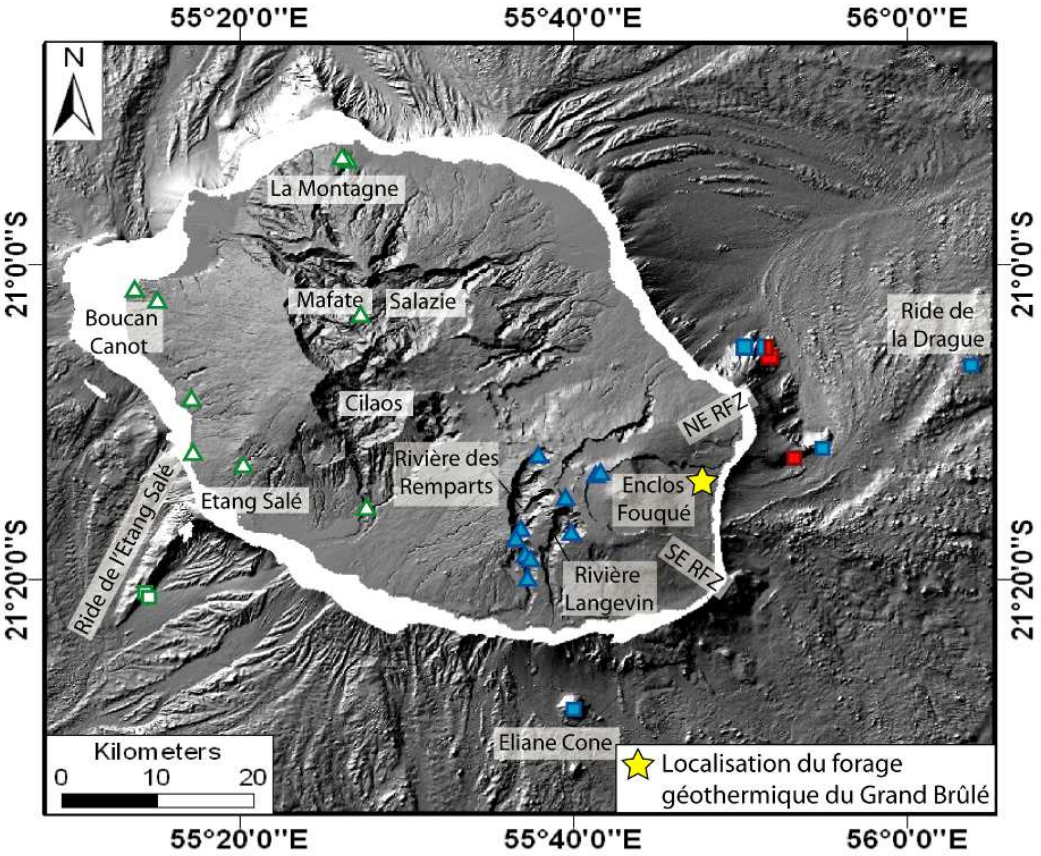


Figure VI.1. *Localisation du forage du Grand Brûlé sur le flanc Est de la Fournaise, replacé sur la carte d'échantillonnage de cette étude.*

La colonne stratigraphique est caractérisée par deux grandes séquences, avec une transition placée à la cote 1010 m c'est-à-dire à une profondeur de 838 m sous le niveau de la mer (Fig. VI.2). La première séquence, en partant du haut du forage, recoupe un empilement de produits volcaniques de composition transitionnelle proche de ceux de la Fournaise actuelle. Certains niveaux contiennent des fragments scoriacés et d'autres des hyaloclastites. La seconde séquence correspond à une succession de roches intrusives, allant de termes basiques à ultrabasiques du haut vers le bas du forage : gabbros à olivine / gabbros et wehrlites à plagioclase / wehrlites et dunites / dunites à la fin du forage (Lerebour, 1987 ; Lerebour et al., 1989 ; Rançon et al., 1989).

La transition entre les deux séquences est brutale et montre une discontinuité lithologique clairement identifiée sur le log du forage (Fig. VI.2). A cela se superpose une minéralisation secondaire, la première partie (partie haute) de la colonne ayant été affectée par une altération hydrothermale estimée à partir des minéraux secondaires à 350°C maximum, alors que la seconde aurait vu deux phases de minéralisation secondaire : une phase tardi magmatique à environ 900-600°C puis une serpentinisation à une température inférieure à 350°C. De plus, les laves directement au dessus du toit du complexe intrusif ne sont pas recoupées par des intrusions filoniennes, comme l'on pourrait s'y attendre au droit d'une chambre magmatique. La discontinuité lithologique est donc surimposée d'une discontinuité structurale.

La température dans le forage a été mesurée tous les 100 m, à l'aide d'une sonde thermique. Excepté quelques passes avec des anomalies, le profil thermométrique du forage est particulièrement linéaire avec une moyenne de 4,6°C/100 m, soit une température d'environ 140°C en bout de forage (à -2831 m). Le géothermomètre de Lehman (1983) basé sur la distribution Fe-Mg entre les olivines et les spinelles, permet d'estimer une température d'équilibre entre ces phases, à environ 1050°C pour les dunites à la base du forage, ce qui implique que le complexe intrusif du Grand Brûlé soit entièrement refroidi.

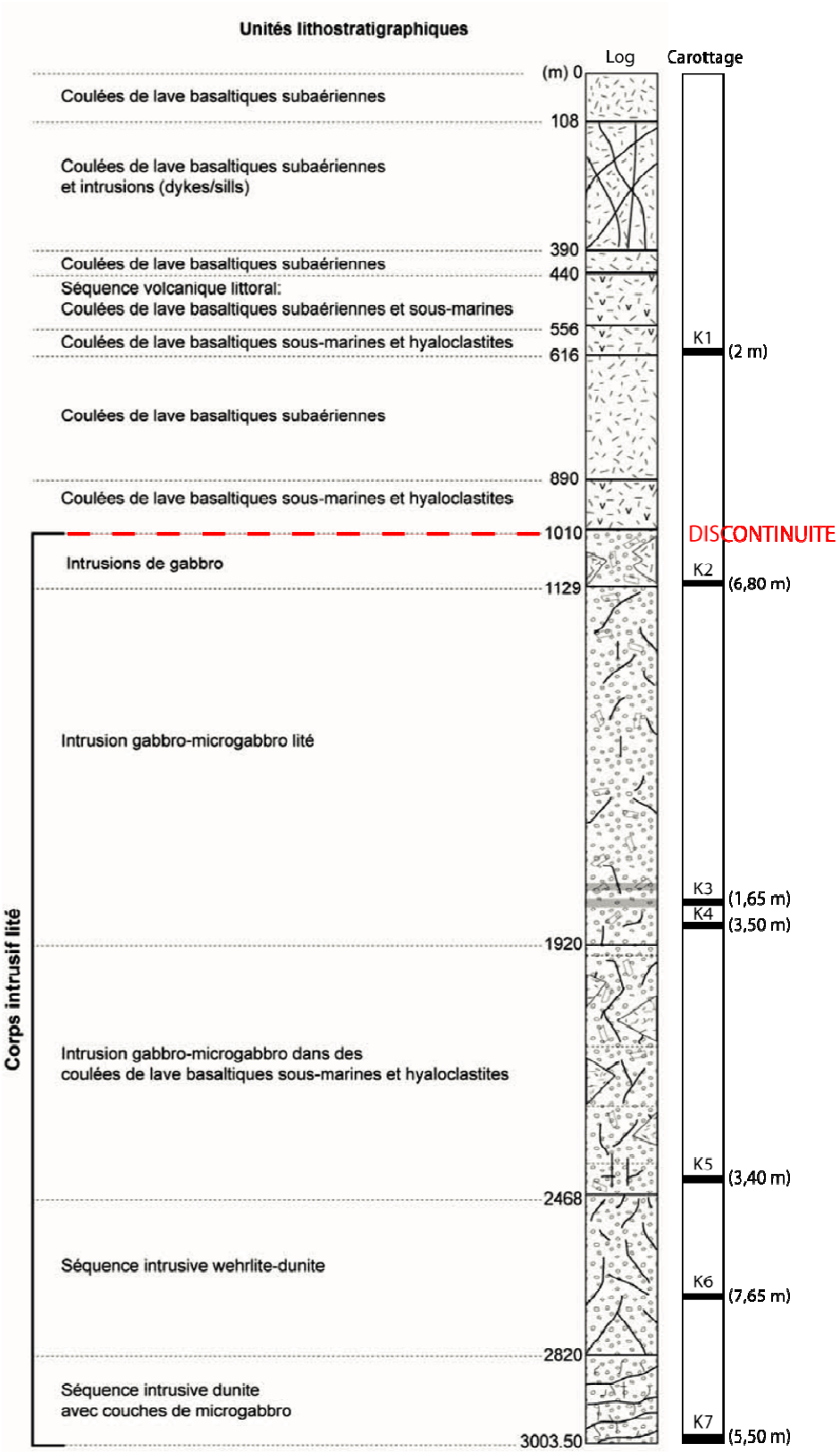


Figure IV.2. *Synthèse stratigraphique du forage du Grand Brûlé. Les valeurs entre parenthèses à droite de la colonne de carottage correspondent aux épaisseurs de roches récupérées par carottage. Modifiée d'après Lerebour, 1987 et en partie compilée par Gailler, 2010.*

b. Gravimétrie

Les campagnes gravimétriques menées entre 1979 et 1984, montrent une importante anomalie positive à l'aplomb et centrée sur le Grand Brûlé, d'un maximum de 50 mGal et de 24 km d'extension selon la direction N10 (Gérard et al., 1980 ; Demange et al., 1984) avec une faible extension Est-Ouest (Rousset et al., 1987). Depuis, d'autres travaux (Malengreau et al., 1999 ; Gailler et al., 2009) ont permis d'affiner les données, et Gailler et al. (2009) ont compilé 1943 données subaériennes et 5344 données sous-marines (Lambert, 2003 ; Levieux, 2004 ; campagnes océanographiques ERODER et Gallieni ; Gailler et al., 2009), acquises avec des gravimètres modernes et des positionnement GPS, qui confirment la présence d'une anomalie gravimétrique positive sous le flanc Est du Piton de la Fournaise, dans la zone du Grand Brûlé (Fig. IV.3). Le forage a été effectué sur la bordure ouest de cette anomalie (Fig. VI.1).

En élargissant la zone à l'échelle de l'île, deux autres anomalies positives majeures distinctes sont mises en évidence (Gailler, 2010) : l'une dans le secteur Plaine des Sables-Enclos Fouqué, dans la zone proche du centre d'activité actuel de la Fournaise (localisée sous le "D" dans la figure VI.3) et l'autre qui s'étend jusqu'à la Plaine des Palmistes, au cœur du Massif du Piton des Neiges (localisée sous le "A" et le "B" dans la figure VI.3).

Ces trois anomalies gravimétriques, observées en coupe (non présentées ici), ne semblent pas reliées entre elles.

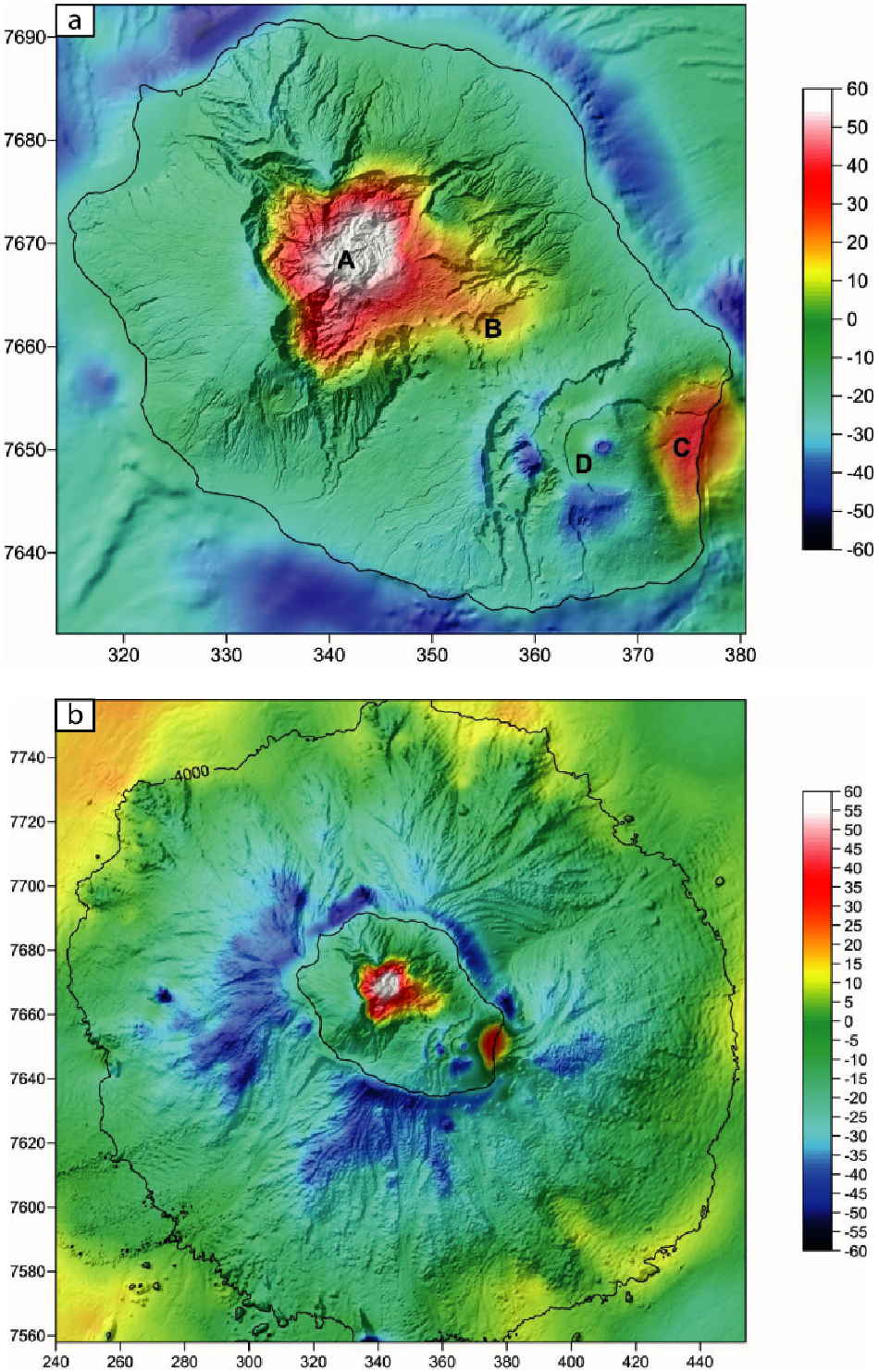


Figure VI.3. *Cartes d'anomalie de Bouguer de La Réunion calculée pour une densité de correction de 2.67 10^3 kg m^{-3}. (a) Carte de l'île stricto sensu. Les lettres désignent les anomalies majeures : A et B pour le Piton des Neiges, C pour le Grand Brûlé et D pour la Plaine des Sables et l'Enclos Fouqué. (b) Carte résiduelle des flancs immergés. Les isobathes à 0 et -4000 m sont représentées. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S). D'après Gailler, 2010.*

c. *Magnétisme*

Des levées aéromagnétiques et magnétiques en mer mettent en évidence une importante anomalie inverse dans la zone du Grand Brûlé (Lénat et Tricot, 1979 ; Lénat et Aubert, 1982), qui sera par la suite reliée à l'aimantation thermorémanente inverse du complexe intrusif (Lénat et al., 2001 ; Fig. VI.4).

Dans l'échelle des périodes magnétiques, l'âge supposé de l'île de La Réunion (daté à 2,2 Ma en domaine aérien ; Quidelleur et al., 2010) recouvre les périodes inverse de Matuyama (de 2,43 Ma à 0,78 Ma) et normale de Brunhes (de 0,78 Ma à l'actuel) (Lénat et al., 2001). Cela indique la présence en proportion majoritaire de roches cohérentes (non déstructurées) vieilles de plus de 780 ka dans les secteurs dominés par une aimantation inverse.

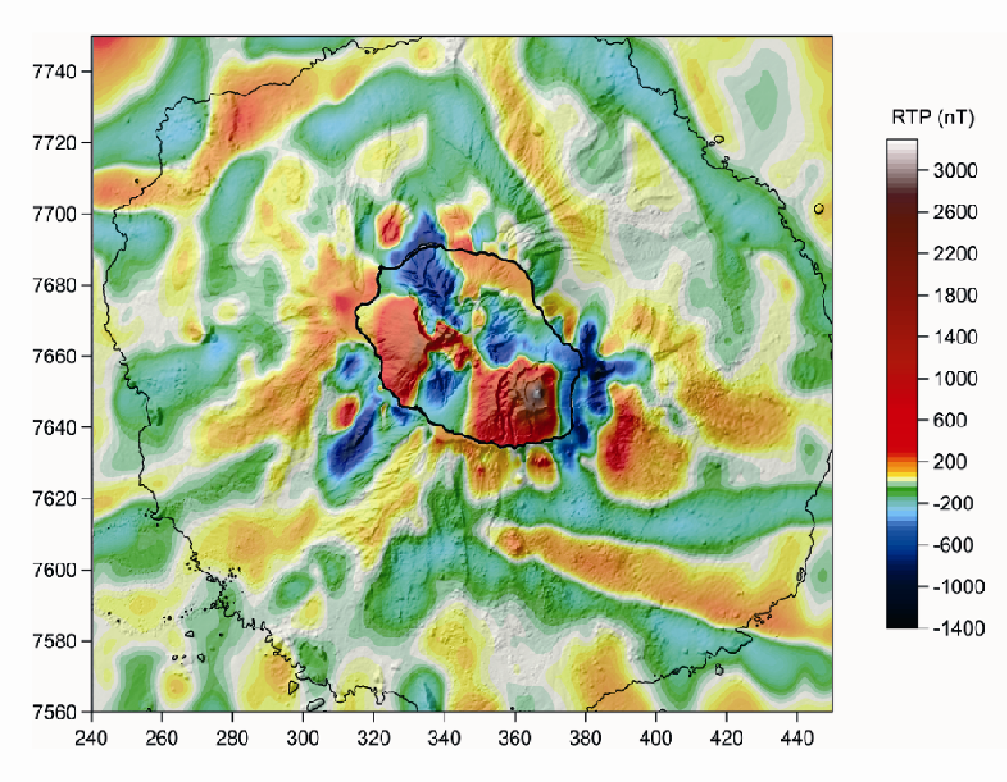


Figure VI.4. *Carte d'anomalies magnétiques, réduite aux pôles et à une altitude de 3500 m, compilée à partir des données aériennes et marines. Les contours à 0 et -4000 m sont représentés. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S). D'après Gailler, 2010.*

d. Morphologies sous-marines et données sismiques

Depuis 1984, les différentes campagnes océanographiques ont permis de cartographier avec précision la bathymétrie de l'édifice volcanique de La Réunion (Lénat et al., 1990 ; Oehler et al., 2008 ; Saint Ange, 2009 ; Saint Ange et al., 2011…). Il a été mis en évidence l'existence de structures construites telles que des rift zones et des cônes (Lénat et al., 1990 ; Labazuy, 1991 ; Oehler, 2005 ; Oehler et al., 2008), mais aussi d'importants dépôts volcanoclastiques (Oehler et al., 2008 ; Saint-Ange et al., 2011 ; Sisavath et al., 2011).

Des rift zones identifiées sur le massif subaérien de la Fournaise (Bachèlery, 1981 ; Michon et al., 2007 ; Oehler et al., 2008) se prolongent en mer (Lénat et al., 1990). Les Rift Zones Nord-Est et Sud-Est du Piton de la Fournaise ont une morphologie étroite en partie aérienne (2 à 3 km de largeur) et s'élargissent dans leur partie sous-marine (environ 10 km de large) sans se prolonger à plus de 5 km après la côte (Lénat et al., 1990). Leur morphologie diffère des rift zones des volcans d'Hawaii, la partie sous-marine étant particulièrement atypique. Cette morphologie est fortement marquée par une différence d'aspect vers 500 à 600 m de profondeur, qui distingue la partie basse travaillée par l'érosion de la partie haute beaucoup plus lisse (Lénat et al., 1990).

Les méthodes sismiques permettent de visualiser les dépôts sédimentaires sur un substratum volcanique. Les campagnes FOREVER et ERODER 1 (2006) ont permis de cartographier précisément la bathymétrie aux alentours de La Réunion et d'obtenir une image acoustique complète des fonds marins (Saint Ange, 2009). Le Friant et al. (2011) mettent en évidence deux types de situation pour les dépôts sous-marins aux alentours de l'île : au large du Piton des Neiges, les dépôts sont lités et circonscrits dans un cercle d'environ 100 km de rayon centré sur le sommet du volcan (Fig. II.4 et VI.5b et c), et au large de la Fournaise, les dépôts sont plus chaotiques, plus éloignés de l'île stricto sensu (environ 130 km) selon une direction Est à Sud et recouverts d'une fine couche de sédiments (Fig. II.4 et VI.5a et c).

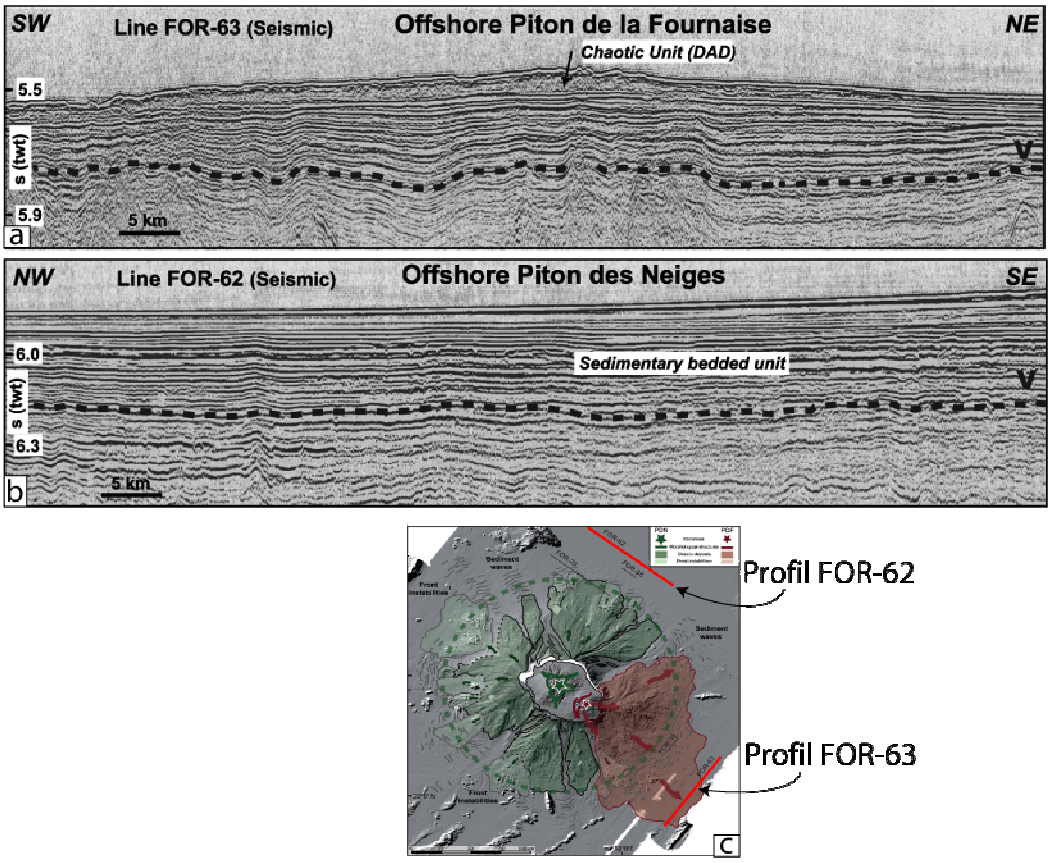


Figure VI.5. *Profils de sismique réflexion localisés au large de La Réunion. (a) Profil FOR-63 associé aux dépôts du Piton de la Fournaise. (b) Profil FOR-62 associé aux dépôts du Piton des Neiges. (c) Localisation des profils sur une carte de données bathymétriques (voir Fig. II.4 pour agrandissement). Modifiée d'après Le Friant et al., 2011.*

.

VI.1.2. Interprétations des données de la littérature

a. Forage du Grand Brulé

Lerebour (1987) propose plusieurs origines possibles pour expliquer la présence d'un complexe intrusif sous le Grand Brûlé : une origine mantellique, une origine liée à une interaction manteau-magma ou bien une origine liée à la cristallisation fractionnée d'un magma dans une chambre magmatique. Cet auteur écarte les deux premières hypothèses en se basant sur les compositions minéralogiques et sur l'absence de lherzolite/harzburgite ou de structures indiquant une remontée mantellique. Par contre, la succession stratigraphique des échantillons du forage (gabbro/wehrlite/dunite) et la texture des minéraux sont en accord avec

une différenciation magmatique par cristallisation fractionnée dans une chambre magmatique de composition basaltique. L'importante épaisseur de dunites (les derniers 500 m du forage) implique que le système ne soit pas fermé et soit fréquemment alimenté par un liquide non différencié. Cette épaisseur, associée à l'apparente monotonie lithologique de cet ensemble, rend fortement improbable l'hypothèse de l'injection d'un ou plusieurs sills sous le flanc est de la Fournaise comme pouvant être à l'origine de l'anomalie gravimétrique.

Cette chambre magmatique fossile a dans un premier temps été attribuée à une "Proto-Fournaise" (Lerebour, 1985 ; Fig. VI.3) qui, par la suite, a été rebaptisée "Volcan des Alizés" (Malengreau, 1995).

b. Données géophysiques

L'anomalie gravimétrique positive mise en évidence sous le Grand Brûlé (Fig. VI.3 ; Gerard et al., 1980 ; Demange et al., 1989 ; Rousset et al., 1987 et 1989 ; Malengreau, 1995 ; Malengreau et al., 1999 ; Gailler et al., 2009) aurait une forme elliptique, allongée sur 15 à 18 km selon la direction Nord-Sud, et rentrant sur environ 1,5 km vers l'intérieur des terres, par rapport à la côte. Elle est complètement dissociée de l'anomalie à l'aplomb de la Plaine des Sables (Fig. VI.3). La première est interprétée comme étant due à la présence de roches denses en profondeur et rapportée au complexe hypovolcanique identifié par le forage, alors que la seconde est rattachée au centre éruptif de la période du Bouclier Ancien du Piton de la Fournaise (Bachèlery, 1981 ; Fig. VI.6). Ainsi la chambre magmatique fossile du Grand Brûlé n'est pas rattachée au Piton de la Fournaise et est contrainte par le forage. La profondeur de sa base n'est pas bien déterminée mais est forcément supérieure à -2830 m, profondeur maximale du forage.

Aucune anomalie gravimétrique marquée n'est détectée sous le sommet actuel du Piton de la Fournaise rendant ainsi caduque la possibilité d'une continuité entre le complexe dense du Grand Brûlé et les structures actuelles de stockage magmatique, et renforçant l'idée d'une migration récente du système magmatique actuel de la Fournaise.

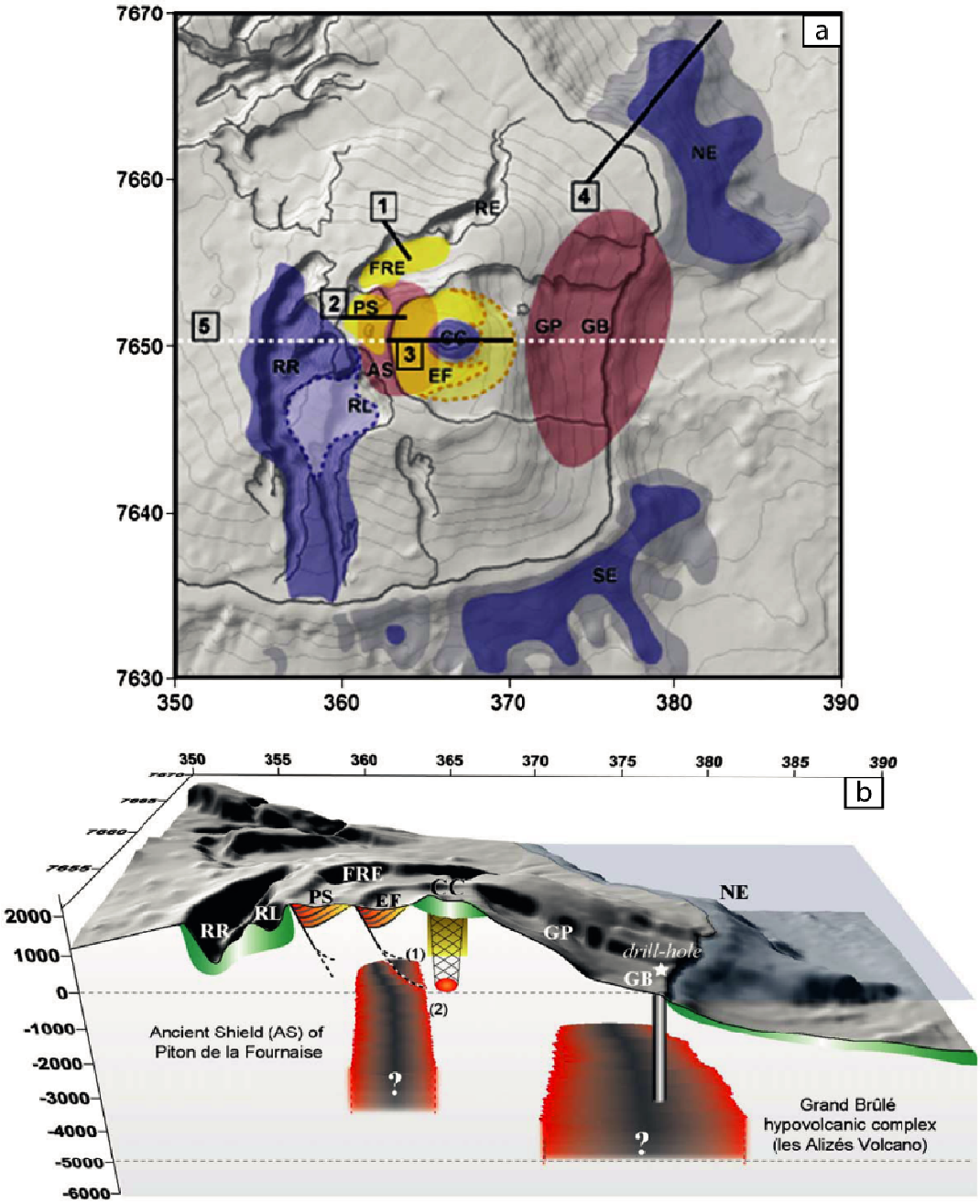


Figure VI.6. *(a) Carte interprétative des anomalies gravimétriques. La chambre fossile du Grand Brûlé y est représentée en rouge. Zones bleues : anomalies négatives de courte longueur d'onde. Zones jaunes : anomalies positives de courte longueur d'ondes. Zones rouges : anomalies positives de grande longueur d'onde. (b) Coupe interprétative Est-Ouest de la structure interne du Piton de la Fournaise à partir de modèles gravimétrique. Le profil de la coupe est localisé sur la carte "a" par le tracé en pointillé "5". Abréviations : "RR" pour la Rivière des Remparts, "RL" pour la Rivière Langevin, "PS" pour la Plaine des Sables, "FRE" pour le Fond de la Rivière de l'Est, "CC" pour le Cône Terminal, "GP" pour les Grandes Pentes, "GB" pour le Grand Brûlé, "NE" pour la Rift Zone Nord-Est, "AS" pour le Bouclier Ancien du PdF. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S). Modifiée d'après Gailler et al., 2009.*

Avant l'obtention des nouvelles données de datations apportées par cette étude, il était proposé (Galdeano et al., 1988 ; Malengreau, 1995 ; Lénat et al., 2001), que l'île de La Réunion se soit construite sur deux périodes paléomagnétiques : celle de Matuyama (de 2,43 Ma à 0,78 Ma) et celle de Brunhes (de 0,78 Ma à l'actuel) (Lénat et al., 2001).

L'interprétation des anomalies magnétiques dans la zone du Piton de la Fournaise intègre le fait que la transition Brunhes-Matuyama (0,78 Ma) est relativement proche de l'âge des premières roches connues du Piton de la Fournaise affleurant dans la Rivière des Remparts (0.5 – 0.4 Ma ; Gillot et al., 1990). Les formations du Piton de la Fournaise s'inscriraient donc largement dans la période de Brunhes ; les formations aimantées négativement représentant des stades plus anciens de volcanisme. Ainsi, le complexe lité du Grand Brûlé semblent principalement recouvert de formations volcaniques subaériennes et sous-marines datant de la période de Matuyama, et serait plus ancien que 780 ka (Lénat et Aubert, 1982 ; Lénat et al., 2001 ; Gailler, 2010 ; Fig. VI.7).

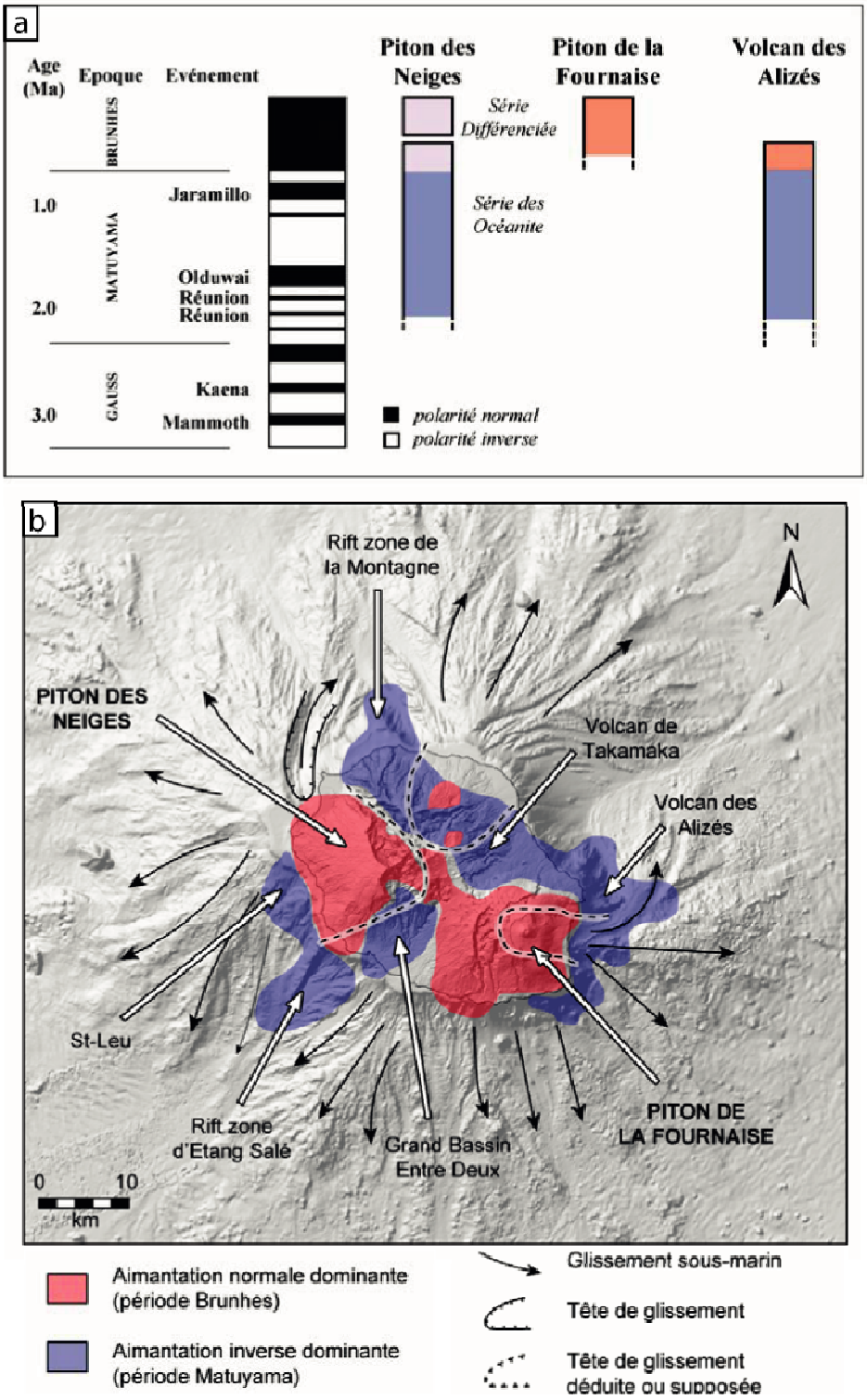


Figure VI.7. *(a) Relations temporelles entre les époques géomagnétiques et le volcanisme de La Réunion. (b) Carte interprétative de données paléo-magnétiques de La Réunion illustrant la distribution supposée des formations anciennes (> 0.78 Ma, période Matuyama) et plus récentes (< 0.78 Ma, période Brunhes), ainsi que l'importance des phénomènes de déstabilisation de flancs. D'après Lénat et al. (2001).*

c. *Morphologie et effondrement*

Les roches plutoniques rencontrées lors du forage du Grand Brûlé sont interprétées comme des formations intrusives mises en place au sein d'un édifice constitué de laves sous-marines. Leur toit est actuellement situé à environ un kilomètre sous le Grand Brûlé. Certains auteurs (Lénat et al., 1990 ; Labuzuy, 1991 ; Oehler et al., 2007 ; Gailler et al., 2009) considèrent ces structures construites comme des vestiges d'anciennes constructions volcaniques, qui ne sont pas à relier à la croissance actuelle du Piton de la Fournaise. Ce choix se base sur des critères morphologiques (différence d'aspect entre la base et le haut des rift zones, voir chapitre II et III) et sur des données paléo-magnétiques, qui les associent à des anomalies magnétiques inverses, c'est à dire qu'elles ont une magnétisation cohérente et sont âgées d'au moins 0,78 Ma. Gailler et al. (2009) proposent que ces structures soient constituées de hyaloclastites, parce qu'elles présentent une faible densité, qui augmente en descendant vers le plancher océanique et une magnétisation plutôt cohérente.

Avec une chambre d'âge supérieur à 780 ka (Lénat et al., 2001), l'activité supposée du Volcan des Alizés est (au moins) contemporaine de celle du Piton des Neiges. Sur la base des travaux de Ryan (1987) considérant les rapports de densité des magmas et de l'encaissant rocheux, il est souvent admis que le sommet d'un volcan bouclier se trouve entre 2000 et 4000 m au dessus du toit du complexe intrusif superficiel. Si l'on considère cette organisation structurale, sachant que le toit de la chambre fossile du Grand Brûlé est actuellement à environ –1000 m, cela entraine une hauteur minimale + 1000 m à + 3000 m pour le sommet de l'édifice ancien. Cette altitude correspond à la hauteur minimale de l'édifice, en supposant que le toit de la chambre n'est pas été décapité par un glissement.

Parallèlement, Lerebour (1987) propose, en s'appuyant sur une équation de mélange (appliquée à la quantité de MgO répartie dans le liquide initial, le complexe intrusif et les liquides résiduels) que la quantité de liquides résiduels émis par la chambre du Grand Brûlé soit de 2600 km^3. Un tel volume implique un édifice de 3400 m d'altitude, en supposant une pente de 7° , et que toutes les alimentations magmatiques arrivent en surface. Vu les nombreuses intrusions présentes sur les deux autres massifs volcaniques de La Réunion (Bachèlery, 1981 ; Letourneur et al., 2008 ; Famin et Michon, 2010…), on peut supposer que cette estimation de hauteur soit maximale.

La morphologie actuelle ne laisse pas supposer qu'un édifice volcanique d'une telle taille se trouve sous la Fournaise. C'est pourquoi il est proposé que cet ancien volcan se soit effondré (Lénat et al., 2001), la discontinuité stratigraphique correspondrait à ce glissement, pour être ensuite recouvert par les coulées de laves du Piton de la Fournaise.

La séquence stratigraphique du forage qui se trouve au dessus du toit de la chambre, met en évidence la présence de couches volcaniques hydrothermalisées et altérées (Lerebour, 1987), qui ont probablement servi de "couche savon" pour les effondrements plus récents de la Fournaise (Labazuy, 1991) voire pour ceux du Volcan des Alizés. Les échantillons du forage mettent en évidence que le contact entre le toit du complexe intrusif et l'empilement de laves sus-jacent est marqué par une discontinuité lithologique et structurale : en complément de la différence de nature de minéralisation secondaire, l'absence d'intrusions filoniennes dans le niveau au dessus du toit du complexe laisse supposer un contact anormal. Lerebour (1987) attribue les produits volcaniques des cotes 0 à 1010 m au Piton de la Fournaise en se basant sur la ressemblance chimique à la Fournaise actuelle. Ces produits sont interprétés comme des produits subaériens lorsqu'ils sont oxydés, et sous-marins en présence de verre en plus grande quantité et de hyaloclastites.

Cette distinction de mise en place induit une intercalation de laves subaériennes aux cotes 620 et 890 m dans des formations sous-marines (Fig.VI.2). Au toit et à la base de cette unité de laves supposées subaériennes, il n'existe pas de niveaux transitionnels (niveau de séquence littorale) et il y a de fragments de basaltes aphyriques avec de multiples microplans de faille, similaires à ceux de roches cataclasées, dans les niveaux les plus profonds de cette unité. Lerebour (1987) justifie la présence de matériel subaérien en profondeur et sous des formations sous-marines, par le fait qu'il soit issu de glissements (un premier plan à 390 m et un second à 890 m), probablement facilités par les niveaux argileux issus de l'altération des cataclases.

La base de la séquence lavique retrouvée dans le forage serait alors la limite inférieure de ces glissements, en accord avec le contact anormal observé entre les deux séquences à 1010 m, pouvant expliquer l'effondrement de l'ancien édifice.

d. Proposition d'évolution volcano-structurale du Massif de la Fournaise

L'ensemble de ces données : la présence d'un corps intrusif dense échantillonné par forage et reconnu par la gravimétrie, l'âge ancien de ce corps dense déduit de l'interprétation des données magnétiques et du fait qu'il soit aujourd'hui "froid", et loin du sommet actuel du Piton de la Fournaise, a conduit à la conclusion que le complexe intrusif pouvait être attribué à un édifice différent et antérieur à la Fournaise actuelle, la Protofournaise ou le Volcan des Alizés.

A partir de cette hypothèse, il faut chercher les traces de ce volcan, qui a forcément émis des liquides magmatiques, la chambre fossile ne représentant qu'un faible pourcentage des produits de cet édifice.

Sur la partie subaérienne, par analogie avec la succession des laves émises par le Piton des Neiges, Lerebour (1987) met en avant la "curiosité stratigraphique" de la Série Différenciée (nommée hawaiites à cette période) de la Fournaise, mise en place avant la série basaltique actuelle (Albarède et al., 1997). Il propose qu'elle constitue le bouclier aérien de la Protofournaise.

A partir des données pétrologiques et stratigraphiques du forage, Lerebour (1987) propose une reconstitution de la partie Est de l'île de La Réunion avec quatre principaux stades (Fig. VI.8) :

- au **Stade 1,** une grande partie de la Proto-Fournaise existe et les laves émises sont des hawaiites venant partiellement recouvrir des formations basaltiques antérieures,
- au **Stade 2**, une diminution de l'activité entraine une importante érosion du massif alors que celui-ci commence à s'effondrer vers l'Est,
- au **Stade 3**, le Piton de la Fournaise débute sa construction sur l'ancien édifice qui continue de s'effondrer en formant les grandes structures caldériques de la Rivière des Remparts et des Sables,
- au **Stade 4**, l'érosion met à l'affleurement le substratum de la Proto-Fournaise (série d'hawaiites) en incisant les flancs de la Fournaise selon les zones préférentielles de failles (bordures de caldeiras).

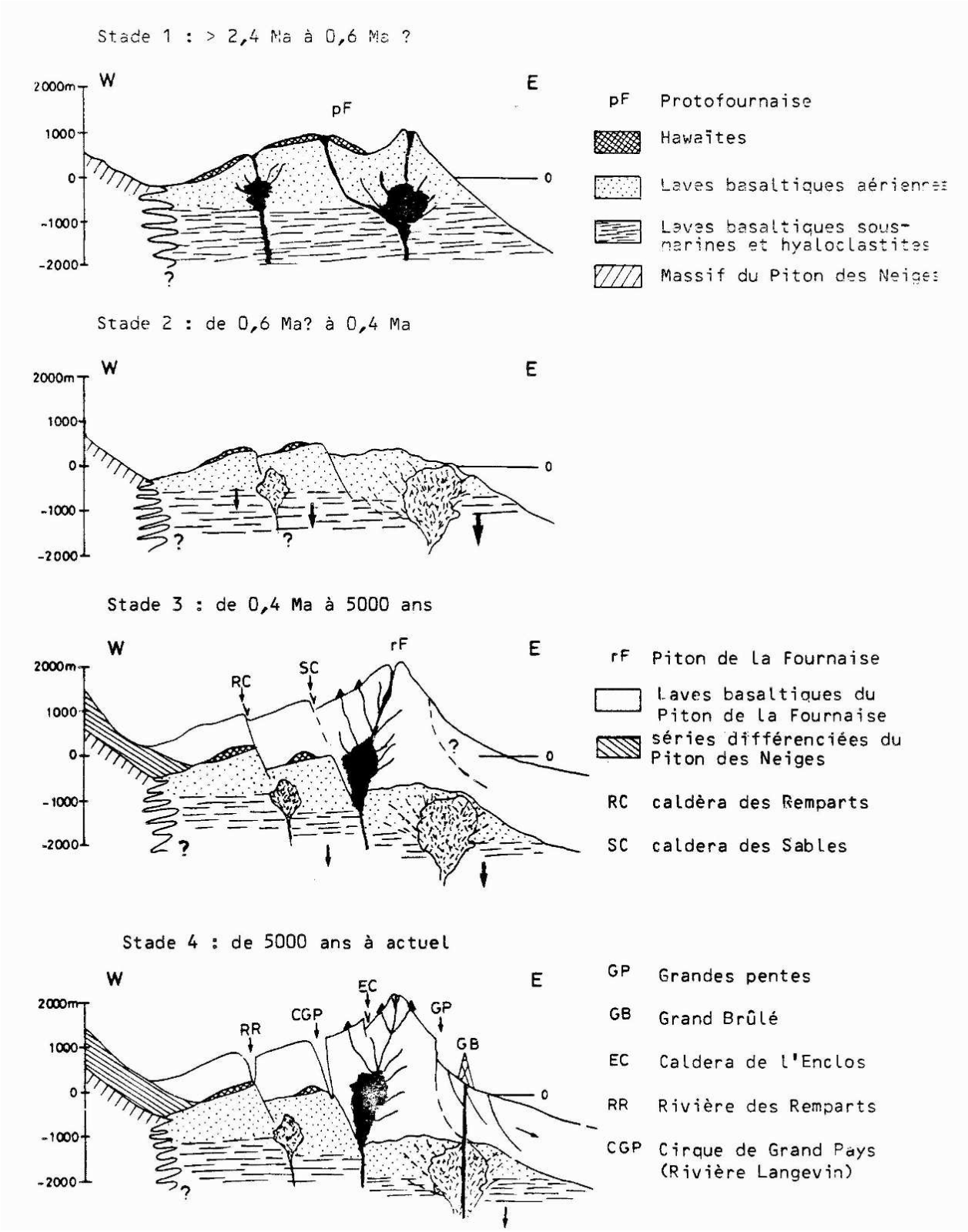


Figure VI.8. *Schéma d'évolution volcano-structurale du Massif du Piton de la Fournaise proposé à partir des données du forage géothermique du Grand Brûlé. D'après Lerebour, 1987.*

A partir de données sismiques sur la partie sous-marine, Le Friant et al. (2011) observent une épaisseur de dépôts volcanoclastiques qui nappent les flancs sous-marins de l'île (Fig. II.4 et VI.5). Aux alentours du massif du Piton des Neiges, ces dépôts sont circonscrits dans un cercle ayant pour centre le sommet du Piton des Neiges, qui correspond à l'isobathe de rupture de pente du volcan bouclier. A l'est de l'île, des dépôts d'avalanches de débris ont été identifiés à l'extérieur de cette zone, au large de la Fournaise.

Les formations liées au Piton des Neiges, sont interprétées comme liées à une dynamique d'étalement du volcan alors que les formations pour la Fournaise, sont interprétées comme le résultat d'un glissement de flanc récent, mais aucun, pour ces auteurs, ne semble correspondre à des vestiges du Volcan des Alizés. Or l'effondrement d'un édifice volcanique de plus de 1000 m de hauteur devrait être responsable de tels dépôts. Cependant des études récentes (Saint-Ange et al., 2011 ; Sisavath et al., 2011) montrent que de tels dépôts peuvent être largement remaniés parfois même repris par un système turbiditique, ce qui peut rendre difficile leur attachement à un édifice volcanique précis.

Synthèse sur les données en rapport avec le Volcan des Alizés

L'existence du complexe intrusif est bien démontrée par les données du forage couplées aux données gravimétriques. Il est vrai que malgré ces arguments forts, des zones d'ombres persistent et l'existence du Volcan des Alizés (ou Proto-fournaise) reste encore discutée. Ce débat est animé par le fait que beaucoup d'arguments sont basés sur des modèles interprétatifs, et qu'il subsiste certaines questions comme la localisation des vestiges de cet ancien grand édifice sur terre et en mer.

Pour répondre à ces interrogations, nous avons cherché à obtenir de nouveaux arguments morphologiques, pétrologiques, chimiques et géochronologiques, sur la partie Est de La Réunion.

VI.2. Nouveau modèle d'évolution du système volcanique de La Réunion

VI.2.1. Données apportées par cette étude

a. Roches Pintades de la Série Différenciée du Piton de la Fournaise

Considérant la succession des stades de construction des volcans hawaiiens (Peterson et Moore, 1987 ; Chen et Frey, 1985 ; voire chapitre I), l'obtention de magmas plus alcalins et chimiquement différenciés marque la fin de "vie" d'un volcan bouclier, avec une baisse du taux de production magmatique, la raréfaction des éruptions et le fonctionnement de chambres magmatiques plus profondes. Telle est bien l'interprétation donnée jusqu'alors à la Série Différenciée du Piton des Neiges (Billard et Vincent, 1974) qui succède à la période basaltique, et conduit à la période actuelle pour laquelle aucune éruption n'est connue depuis 12 à 22 ka, marquant bien le déclin de l'activité de ce volcan. Pour la Série Différenciée de la Fournaise, l'interprétation est plus confuse.

Les Roches Pintades de la Série Différenciée de la Rivière des Remparts ont d'abord été rattachées au Piton des Neiges (Billard et Vincent, 1974). Cette attribution était due à leur position stratigraphique, à leur pendage qui paraissait centroclinal au Piton des Neiges, et à leur ressemblance avec celles de la Série Différenciée du volcan frère. Stieltjes (1985) et Bussières (1967) rattachaient ces roches et l'ensemble de la Série Différenciée à la Fournaise, en se basant sur leur localisation. Leur datation à 527 ka (Gillot et Nativel, 1989) a permis d'écarter la première hypothèse, puisque qu'à cette période, le Piton des Neiges est encore dans sa phase bouclier, émettant exclusivement des basaltes (Upton et Wadsworth, 1965). Ces datations ont permis une réinterprétation dans le sens d'une appartenance de "l'Unité des Pintades" au Piton de la Fournaise (Gillot et Nativel, 1989). Le Piton de la Fournaise émet aujourd'hui, et depuis environ 400 – 450 ka (Merle et al., 2010) des laves transitionnelles de composition basique (Albarède et al., 1997 ; Albarède et Tamagnan, 1988 ; Fisk et al., 1988…) alors que "l'Unité des Pintades" présente un caractère alcalin et des termes basiques à intermédiaires (Albarède et al., 1997).

Un schéma de construction similaire aux volcans hawaiiens peut-il être proposé en regard de la localisation stratigraphique de la Série Différenciée de la Rivière des Remparts ? Une autre hypothèse, par analogie avec le Piton des Neiges, serait qu'elle soit issue du fonctionnement final d'un massif volcanique plus ancien (Proto-Fournaise ou Volcan des Alizés) pour lequel elle constituerait les ultimes émissions (Lerebour, 1987 ; Rançon et al., 1987 et 1989). Cette hypothèse a récemment été proposée (Merle et al., 2010).

Pour tenter d'apporter des éléments pouvant permettre de vérifier cette proposition, nous avons comparé d'un point de vue pétrologique et géochimique les deux séries différenciées : du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise (voir chapitre IV). Notre approche comparative porte sur les Roches Pintades (s.s.), faciès largement représenté dans les deux contextes ; l'objectif étant de voir s'il s'agit bien de roches similaires, de comprendre l'origine et la formation de ces roches à travers la morphologie et la chimie des phénocristaux de plagioclase, et en analysant la chimie sur roche totale (majeurs, traces et isotopes).

Les Roches Pintades ont largement été présentées dans le chapitre IV. Nous n'abordons ici que celles qui se retrouvent sur les deux massifs, c'est-à-dire les Roches Pintades de nature basaltique. Notons que l'absence de Roches Pintades hawaiitiques sous les laves de la Fournaise peut avoir trois causes : (a) un sous échantillonnage de la Fournaise, lié au fait que ces laves sont largement recouvertes par des formations plus récentes, et affleurent seulement au fond de vallées difficiles d'accès, (b) la non production de ce type de magma pour le massif de la Fournaise, (c) leur disparition à la suite d'une modification tectonique (effondrement ?).

Les Roches Pintades basaltiques sont des basaltes porphyriques constitués d'au moins 30 % en volume de phénocristaux de plagioclase calcique (labradorite à bytownite - An_{75-85}), pluri millimétriques (5 à 20 mm), présentant des morphologies complexes (formes, zonations chimiques…), emballés dans une matrice de texture microlitique (contenant des cristaux d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase) parfois vacuolaire.

L'étude comparative menée sur les Roches Pintades basaltiques des deux massifs, a montré que ces roches sont semblables en tout point (voir paragraphe IV.1.2) :

- les phénocristaux de plagioclases sont supérieurs à 20 % du volume de la roche. Ils s'accompagnent de quelques mésocristaux d'olivine et de clinopyroxène (< 5 % du volume de la roche),
- la composition en anorthite est comprise entre 80 et 95 % pour les cœurs des phénocristaux (bytownite),
- leur morphologie parait complexe, du fait de la superposition de zonations chimiques, de la présence de macles, de croissances dendritiques…, de la présence d'inclusions de liquide magmatique et/ou de phases minérales,
- quelques (rares) cristaux ont des marques de déformation ductile, ils sont parfois sous forme d'agrégats (assemblages polycristallins) plagioclase/plagioclase ou plagioclase/clinopyroxène,

- la mésostase est constituée essentiellement de microlites de plagioclase, accompagnée de microcristaux d'olivine et de clinopyroxène.

Les Roches Pintades basaltiques du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise sont rigoureusement identiques d'un point de vue pétrologique et géochimique, ce qui implique que leur formation nécessite les mêmes conditions de genèse, et qu'elles ont la même signification dans la construction du volcan.

b. Arguments géochimiques et géochronologiques

Des roches échantillonnées sur la Rift Zone Nord-Est de la Fournaise actuelle, (appartenant aux dragues ERODER2-DR2, DR9 et une partie de la drague GEISEIR 2-DR11) se distinguent géochimiquement des autres roches de cette étude et plus généralement des roches de La Réunion, pour leur enrichissement en éléments incompatibles, couplé à un signal isotopique qui les rapproche d'un pôle mantellique enrichi (c'est-à-dire qui ont une composition plus radiogénique en $^{87}Sr/^{86}Sr$ et moins radiogénique en $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $^{176}Hf/^{177}Hf$ que les laves de compositions "classiques" de La Réunion ; voir chapitre IV). Ces roches constituent le Groupe Sous-marin 2 PdF, il s'agit de pillow lavas de composition basaltique, dont certains ont une bordure vitreuse.

Dans ce groupe, deux échantillons prélevés sur la base de la partie nord de la Rift Zone Nord-Est, ont été datés à 3,77 ± 0,08 Ma et 3,34 ± 0,07 Ma (Fig. IV.51 et VI.9). Ces datations accroissent de façon importante la gamme d'âge connue des laves de La Réunion qui était, avant cette étude, limitée à 2,2 Ma (Quidelleur et al., 2010). Ceci a pour conséquence d'identifier un volcanisme ayant eu lieu durant les périodes paléomagnétiques inverse de Gilbert (de 5 Ma à 3,3) et normale de Gauss (de 3,3 Ma à 2,43 Ma).

Ces nouvelles datations étendent largement la période d'activité volcanique connue de La Réunion, et montrent également la présence de roches très anciennes sous des formations volcaniques de la Fournaise actuelle.

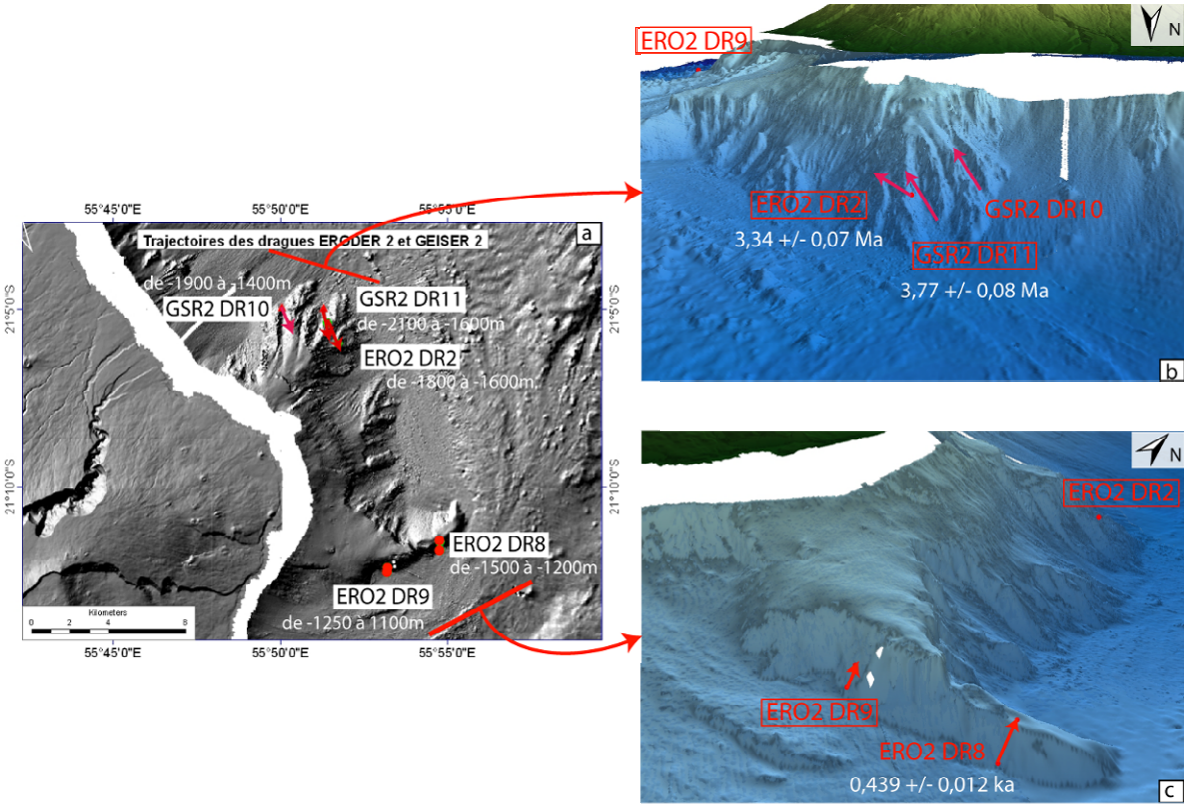


Figure VI.9. *Localisation de dragues effectuées sur la Rift Zone NE pendant les campagnes océanographiques ERODER 2 et GEISEIR 2. (a) Carte bathymétrique de l'ensemble de la zone avec les localisations et les profondeurs des dragues. (b) Focalisation sur la partie nord de la rift zone. (c) Focalisation sur la partie sud. Les datations effectuées sont indiquées en blanc et les trajectoires des dragues avec des flèches rouges. Les dragues encadrées en rouge contiennent des échantillons qui appartiennent au Groupe Sous-marin 2 PdF.*

VI.2.2. Interprétations des éléments nouveaux

a. La signification des laves alcalines différenciées "de la Fournaise" ou "Unité des Roches Pintades"

Nous avons montré précédemment que rien, d'un point de vue pétrologique et chimique, ne permet de différencier les Roches Pintades du Piton de la Fournaise de leurs homologues du Piton des Neiges (voir paragraphe IV.1.2). Il est donc raisonnable de penser qu'elles relèvent de conditions de formation similaires bien qu'appartenant à des édifices distincts.

Nous proposons deux origines pour la formation de ces roches :

- une chambre magmatique qui cristallise essentiellement de l'olivine, peu voire plus alimentée en magma (de composition basaltique), ce qui entraine à la fois un refroidissement et une différenciation chimique du liquide interstitiel et permet la cristallisation de plagioclase type bytownite,
- une chambre magmatique plus superficielle, capable de cristalliser préférentiellement du plagioclase et du clinopyroxène, formant un mush qui peut être arraché aux parois de la chambre au cours d'une éruption.

Leur période d'émission étant courte dans l'histoire de La Réunion (une à quelques centaines de milliers d'années pour le Piton des Neiges), les Roches Pintades semblent marquer des changements irréversibles et rapides dans le dynamisme volcanique, avec par exemple le refroidissement d'une chambre qui fonctionne en système semi-fermé, et une différenciation magmatique qui peut évoluer de façon exponentielle.

Même si nos résultats ne nous permettent pas de conclure réellement sur l'origine de ces roches atypiques, nous avons mis en évidence que les Roches Pintades de la Série Différenciée de la Rivière des Remparts sont identiques aux Roches Pintades basaltiques du Piton des Neiges. Nous en déduisons qu'elles subissent le même processus de formation et ont la même signification, qui est le marqueur du changement de dynamisme du volcan, tendant vers une diminution de l'activité volcanique en fin de vie de l'édifice. **Nous considérons qu'il s'agit d'un argument fort pour valider notre postulat de départ, qui attribue cette série différenciée au déclin de l'activité du Volcan des Alizés.**

b. Chimie atypique et datations

Les échantillons sous-marins prélevés sur la Rift Zone NE de la Fournaise actuelle ont montré des compositions géochimiques exceptionnelles pour des laves de La Réunion (Groupe Sous-marin 2 PdF). Cela a permis pour la première fois, de proposer un modèle géochimique avec un panache mantellique hétérogène responsable des laves de La Réunion (voir chapitre V). Nous avons modélisé des fusions indépendantes d'un matériel enrichi en éléments incompatibles (enclaves d'éclogite), emballé dans un matériel relativement appauvri (lherzolite à spinelle), dont les liquides se mélangent en proportions variables.

Nos résultats montrent que trois paramètres influencent la composition finale du liquide : le taux de fusion, la quantité d'éclogite qui fond pour participer au mélange et la

quantité de liquide ”enrichi” impliqué. Pour avoir un enrichissement en éléments incompatibles et avoir des rapports isotopiques (Sr, Nd, Hf et Pb) qui tendent vers un pôle mantellique plus enrichi (c'est-à-dire une composition plus radiogénique en $^{87}Sr/^{86}Sr$ et moins radiogénique en $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $^{176}Hf/^{177}Hf$, comme c’est le cas pour les laves du Groupe Sous-marin 2 PdF par rapport aux laves de composition ”classique” de La Réunion), cela implique un taux de fusion partielle moins élevé ou une participation plus importante de la quantité d’éclogite (hétérogénéité de plus grande taille ou bien plus de liquide de fusion disponible). En replaçant ces compositions à l’échelle du point chaud, nous sommes plus en faveur d’une variation du taux de fusion partielle (voir chapitre V).

En complément de ces analyses chimiques atypiques, les données géochronologiques de cette étude mettent en évidence des roches qui appartiennent à la période paléomagnétique de Gilbert (3,3 à 5 Ma), voire de Gauss, prélevées sur la partie Nord de la Rift Zone Nord-Est. S’agissant d’une période d’aimantation à dominante inverse, il semble probable qu’elle ait été regroupée avec la période également inverse de Matuyama, sur le modèle de Lénat et al. (2001) (voir chapitre IV). Le débat ici n’est pas de discuter la validité du modèle de magnétisme pour La Réunion, puisque dans tous les cas il montre que sous les formations de la Fournaise existent des formations d’aimantation inverse, qui correspondent au minimum à celles de la période de Matuyama, âgées de plus de 780 ka.

Ces roches très anciennes (ERO2 DR2-5 > 3,34 Ma) draguées entre 2100 et 1600 m de profondeur, à environ 10 km au Nord de la chambre magmatique fossile du Grand Brûlé (Fig. VI.1), ont été prélevées sur la partie basse de la Rift Zone Nord-Est de la Fournaise actuelle, qui est avec la Rift Zone Sud-Est, dans le prolongement Nord-Sud de la chambre fossile du Grand Brûlé (Fig. VI.6.a).

Ces laves "enrichies" sont les plus anciennes (> 3,34 Ma ; dragues ERO2 DR2 et DR9 et GSR2 DR11) échantillonnées à La Réunion et sont très localisées (surface d'affleurement < 100 km^2). Ceci peut être modulé, d'une part parce que ce sont des laves difficiles d’accès et d’autre part, parce qu'elles peuvent être nappées par des formations plus récentes. Une roche prélevée sur la Rift Zone de l’Etang Salé (au sud-ouest de l’île) et datée à 2,48 ± 0,05 Ma, a une composition isotopique "classique" pour les laves réunionnaises, comme toutes les laves misent en place postérieurement. Deux questions ne peuvent pas être résolues à l'issue de cette étude :

- est ce qu'à cette période ancienne (> 3 Ma), seules des laves de composition "enrichie" se mettaient en place, ou bien des laves de composition "classique" étaient-elles également émises ? Nous rappelons que la drague GSR2 DR11 contenait à la fois des laves de composition "enrichie" et de composition "classique".
- est ce que les laves "enrichies" se sont épanchées exclusivement sur le flanc Est de l'île, ou bien existent-elles ailleurs, comme par exemple sur la Rift Zone de la Montagne, qui est également une structure ancienne ?

La découverte de laves de composition "enrichie" est importante pour montrer que le panache mantellique responsable du volcanisme de La Réunion est hétérogène, et que cette hétérogénéité est probablement exclusivement ancienne, ou du moins "lisible" dans la période ancienne (effet tampon ou processus d'homogénéisation à partir de 2,5 Ma ?). Si l'on considère que ces laves appartiennent au Volcan des Alizés, nous ne pouvons pas certifier :
- (1) que toutes les laves émises par ce volcan aient eu une composition "enrichie". Cela semble peut probable vu les roches intrusives de composition basaltique de la chambre du Grand Brûlé, et la composition de l'Unité des Pintades
- (2) qu'il soit le seul édifice de La Réunion à présenter cette signature dans ses laves anciennes.

Aujourd'hui, il est tout de même le seul volcan réunionnais à présenter cette particularité isotopique.

Les données géochronologiques apportent de nouveaux arguments importants : elles mettent en évidence l'existence de formations volcaniques très anciennes sous les laves plus actuelles de la Fournaise. Nous avons préalablement mentionné la différence morphologique marquée entre les formations très découpées de la portion sous-marine de la Rift Zone NE du Piton de la Fournaise et les formations plus "lisses" les recouvrant (Fig. VI.9). Une roche de la drague ERO2 DR8 prélevée sur la pointe de la partie sud de la Rift Zone NE (Fig. IV.51.a et b) a été datée à 439 ± 12 ka. L'ensemble des roches de cette drague a une composition chimique proche des laves de la Fournaise actuelle, ce qui laisse penser qu'il s'agisse de produits de la Fournaise et non de ceux du Volcan des Alizés, qui à cette période émet des laves de composition légèrement différenciée. Ces éléments sont en faveur de l'existence d'une importante lacune stratigraphique au sein de la Rift Zone NE du Piton de la Fournaise

avec d'une part des faciès vieux de plus de 3 Ma et d'autre part une couverture récente datant de moins de 500 ka.

Des roches similaires, laves sous-marines anciennes avec une chimie atypique, ont été échantillonnées à Hawaii. Il s'agit de pillow lavas de basalte, prélevés à l'aide d'un robot submersible sur la Rift Zone de Hilo Ridge (Lipman et Calvert, 2011). Ces laves, qui sont les plus anciennes de l'île d'Hawaii jamais datées, ont une composition chimique transitionnelle et présentent un enrichissement en K_2O, P_2O_5 et TiO_2 pour des teneurs en SiO_2 similaires aux basaltes "classiques" d'Hawaii. Stratigraphiquement situées sous des laves de composition tholéïtique, elles sont interprétées comme étant les laves émises au début du stade bouclier du volcan Kohala. Sisson et al. (2002) mettent également en évidence l'existence de roches au caractère transitionnel dans la zone sous-marine de Hilina (Hawaii), qui succèdent à une série de laves de nature sous-saturée (type Lo'ihi) et précèdent une série de composition tholéïtique. Elles sont également interprétées comme marquant la transition entre le stade sous-marin alcalin et le stade bouclier. Ces auteurs proposent que cette évolution chimique soit liée à une évolution croissante du taux de fusion partielle (de 2 à 2,5 fois supérieur), couplée à une variation au niveau de la source mantellique.

Par analogie aux laves d'Hawaii, nous pouvons proposer que les laves du Groupe Sous-marin 2 PdF constituent les laves qui se mettent en place au début du stade bouclier du Volcan des Alizés.

Synthèse des nouveaux arguments apportés par cette étude

L'ensemble des données suivantes nous font pencher en faveur de l'existence du Volcan des Alizés :

- existence d'une chambre magmatique fossile de taille importante au regard de celle du Piton des Neiges sous le flanc Est de la Fournaise,
- présence de coulées de laves sous-marines très anciennes sous des formations volcaniques de la Fournaise actuelle,
- découverte d'une série de laves de composition chimique atypique (Groupe Sous-marin 2 PdF) marquant le début du stade bouclier d'un édifice volcanique à l'Est de La Réunion, il y a plus de 3,44 Ma,

- rattachement de la série de laves différenciées (Roches Pintades et la Série Différenciée de la Rivière des Remparts dans son ensemble) indiquant le déclin de l'activité volcanique d'un ancien édifice sous le Piton de la Fournaise.

Pour proposer un modèle d'édification à l'échelle de l'île de La Réunion, nous tentons de mieux contraindre l'évolution du Volcan des Alizés en proposant une morphologie de l'édifice et une évolution structurale au cours du temps.

VI.2.3. Structure du Volcan des Alizés

a. Morphologie de l'édifice

Pour modéliser la morphologie du Volcan des Alizés, nous simplifions sa forme à un cône, centré sur le Grand Brûlé, avec une pente (par analogie avec le Piton des Neiges) de 7 à 10° pour la partie émergée de l'édifice et de 2 à 3° pour la partie immergée.

Les contraintes existantes sur la morphologie "restante" de cet ancien édifice sont (Fig. VI.10) :

- un toit de chambre magmatique situé au minimum à -1000 m, centré sur le Grand Brûlé,
- les altitudes rencontrées par les Roches Pintades qui sont d'approximativement de 1300 m dans la Plaine Palmistes (au Morne Saint François ; Kluska, 1997), 1330 m dans la Rivière des Remparts (au sud du Coteau Sipec) et 855 m dans la Rivière des Remparts (Gillot et al., 1990) pour une distance d'environ 22 km, 20 km et 12 km du centre du complexe intrusif du Grand Brûlé respectivement,
- les laves du Groupe Sous-marin 2 PdF sont globalement à 18 km du centre éruptif supposé et à une profondeur de -1600 à -2100 m (Fig. VI.9).

Nous utilisons les altitudes maximales existantes pour notre modèle : -1600 m en mer (ce qui correspond à une altitude de 2400 m par rapport au plancher océanique) et 1330 m sur terre (soit 5330 m par rapport à la croûte océanique).

Pour la partie sous-marine, l'altitude du cône est comprise entre 3030 et 3340 m avec un rayon de 18 km et une pente de 2 à 3°, ce qui correspond à un mont sous-marin avec un sommet à maximum -660 m sous le niveau de la mer, il y a environ 3,44 Ma. Le rayon à la base de ce cône serait compris entre 86,8 km (pour une pente à 2°) et 63,7 km (pour une pente à 3°).

Pour la partie émergée, l'altitude maximale du cône serait comprise entre 4860 m (pour une pente à 10°) et 3790 m (pour une pente à 7°), pour pouvoir mettre en place des laves à 1330 m à 20 km du centre éruptif, il y a environ 400 ka (voir ci-après pour plus détails géochronologiques). La base du cône au niveau de la mer serait de 27,5 à 30,8 km respectivement.

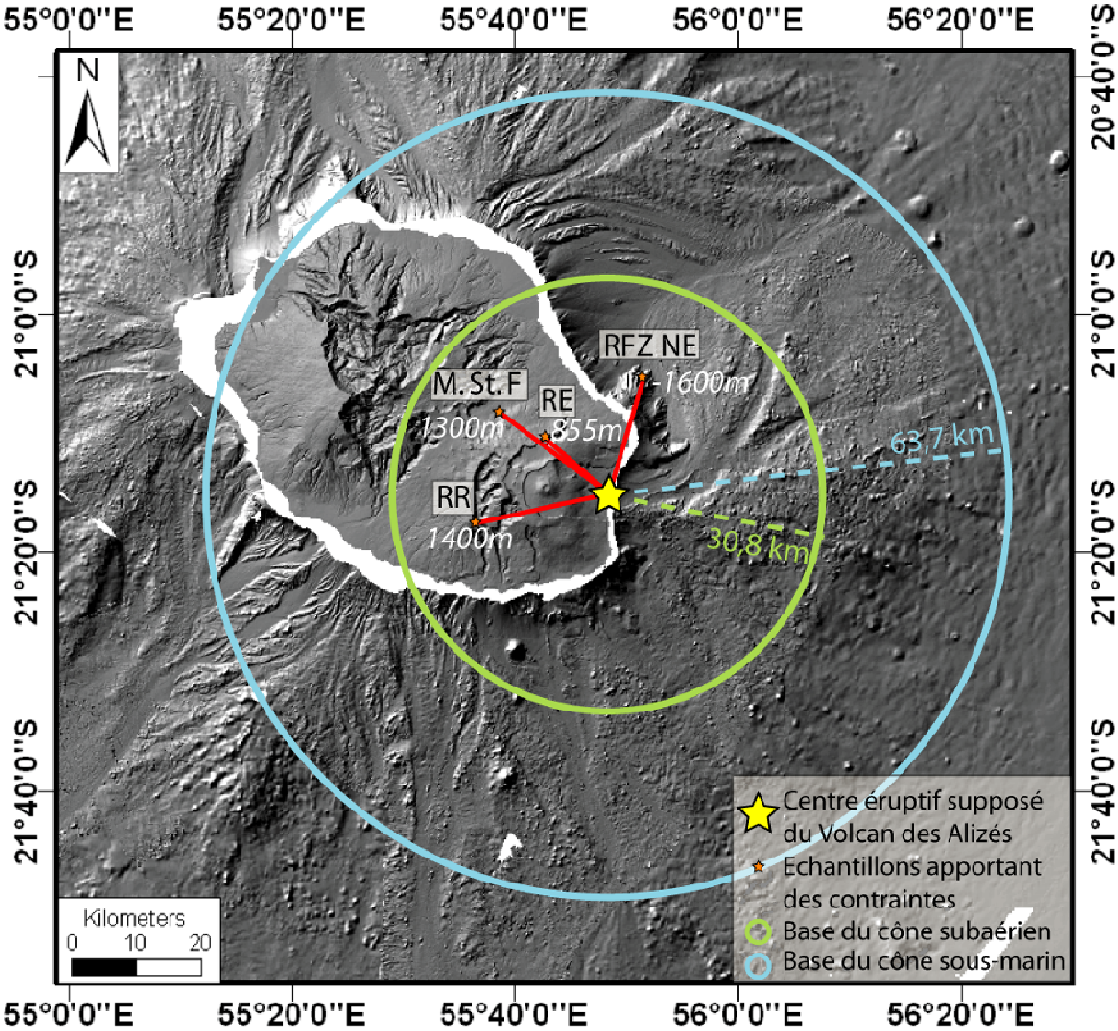


Figure VI.10. *Carte de localisation des "contraintes" du modèle morphologique du Volcan des Alizés. Les chiffres correspondent aux altitudes des échantillons par rapport au niveau de la mer (voir texte pour plus de détails). Abréviations : "RFZ NE" pour Rift Zone NE de la Fournaise, "RE" pour Rivière de l'Est, "M.St.F." pour Morne Saint François, "RR" pour Rivière des Remparts. La base des cônes est estimée pour une pente subaérienne de 3° et pour une pente sous-marine de 7°.*

A travers cette modélisation, nous voulons vérifier qu'il soit possible que le Volcan des Alizés met en place les laves que nous lui attribuons dans cette étude (la Série Différenciée de la Rivière des Rempart et le Groupe Sous-marin 2 PdF). Notons qu'au moment de la mise en place des laves du Groupe Sous-marin 2 PdF, le toit de la chambre magmatique n'est probablement pas encore localisé à -1000 m.

Les pentes de l'édifice les plus probables sont de 3° en partie sous-marine et 7° en partie subaérienne. Toutefois, cette modélisation doit être pondérée par le fait que :
- le Groupe Sous-marin 2 PdF nécessite un taux de fusion partielle moins important, ce qui implique un moindre taux de production magmatique donc peut être une variation de la pente du cône volcanique,
- l'émersion de l'édifice doit entrainer un changement de pente progressif (passage de 3 à 7°), donc la pente subaérienne supposée à 7° ne doit pas être acquise dès sa sortie de l'eau, et doit en plus s'accompagner d'importantes déstabilisations, liées à la faible cohérence du matériel mise en place en zone littorale,
- la Série Différenciée marquant le déclin de l'activité volcanique de ce volcan impose un moindre taux de production magmatique (système volcanique semi-clos), ce qui ne doit pas favoriser la formation d'un cône volcanique de pente constante.

La hauteur de l'édifice de 3790 m que nous proposons est donc une surestimation, qui ne tient pas compte de la variation de la production magmatique au cours du temps, des affaissements structuraux (type caldeiras ou déstabilisation de flanc). Elle reste tout de même très probable puisqu'elle est du même ordre de grandeur que celle du Piton des Neiges, estimée supérieure à 4000 m.

b. Effondrement du volcan et transition avec le Piton de la Fournaise

Le Volcan des Alizés a connu un important effondrement, auquel notre étude apporte une contrainte supplémentaire. Le fait que les échantillons anciens de la Rift Zone NE aient conservé leur bordure vitreuse (matériel fragile) et leur morphologie typique des pillow lavas (forme sphérique, avec un gradient de vacuoles et de cristallisation…) implique d'une part qu'ils n'ont pas été remaniés et d'autre part qu'ils ont été préservés et épargnés de tout glissement lié à un effondrement, depuis leur mise en place :

- si ces dépôts avaient été déplacés (sous forme d'hummock), le cisaillement interne et la dynamique chaotique globale du matériel en déplacement aurait fragmenté les laves en coussins.
- si ces dépôts avaient servi de substratum pour le passage de glissements de flancs, ils n'auraient pas conservés cette fine et fragile pellicule de verre.

Dés lors, il est difficile de penser que ces échantillons, d'âge supérieur à 3 Ma, situés à l'Est de l'île et qui se mettent en place en un lieu très éloigné du centre éruptif du volcan Piton des Neiges, puissent provenir d'émissions remaniées ou soient même issues de ce volcan. Leur présence en ce lieu semble plus en accord avec une émission depuis un centre éruptif situé dans le secteur actuel du Piton de la Fournaise et du Grand Brûlé.

Parallèlement en attribuant ces laves aux Volcans des Alizés, la présence de bordure vitreuse sur ces pillow lavas, indique qu'ils n'ont pas été le support d'un plan de glissement et qu'ils ont été "protégés" depuis leur mise en place. Cette contrainte impose que si un effondrement de l'édifice a eu lieu, il n'a pas eu lieu dans cette zone mais plutôt selon une direction sud-est (vers la Rift Zone SE de la Fournaise actuelle).

La morphologie complexe et imprécise de cette rift zone ne permet pas d'avoir des arguments sur ce point. Toutefois, une drague effectuée pendant la mission MD 184 – ERODER 4 en janvier 2011, a remonté des blocs de roches volcaniques (dont certains montrent des formes d'altération aérienne) émoussés, emballés dans des sédiments, dépôts caractéristiques d'une avalanche de débris, qui pourraient être des vestiges du Volcan des Alizés. Si cet effondrement est récent (< 400 ka), les dépôts sédimentaires chaotiques identifiés par sismique réflexion au large de la Fournaise (Le Friant et al., 2011), seraient le prolongement de ces dépôts .

Aux îles Canaries, il a été démontré que de grands évènements tectoniques pouvaient avoir des conséquences sur le magmatisme, entrainant une production de laves plus importante de composition moins évoluée (Manconi et al., 2009). Le relâchement et la modification des contraintes liées à la destruction de l'édifice (Pinel et Jaupart, 2005) peut drainer très rapidement après l'effondrement, l'arrivée de magma plus profond ou ayant subi un taux de fusion partielle plus élevé (Hildenbrand et al., 2004).

Un effondrement majeur du Volcan des Alizés (après le début de la Série Différenciée) pourrait avoir entrainé la "mort" de cet édifice et l'initiation de la Fournaise au niveau d'une

zone de faiblesse : entre le Piton des Neiges, massif imposant et le Volcan des Alizés partiellement effondré.

La transition entre l'activité du Piton de la Fournaise et le Volcan des Alizés serait dès lors de mieux en mieux contrainte. En effet, voici trois Roches Pintades datées sur différents sites qui sont les plus récentes (précédemment utilisées pour leur localisation dans la proposition de modèle morphologique) :

- l'échantillon Ar 29 datée à 467,8 ± 20,2 ka dans la Plaine des Palmistes (sur le Morne Saint François ; Kluska, 1997),
- l'échantillon 43P daté à 520 ± 14 ka et 535 ± 15 ka, prélevé sur la rive droite de la Rivière de l'Est à 855 m d'altitude (Gillot et al., 1990), avec un âge moyenné à 527 ka,
- un échantillon RP18 dans la Rivière des Remparts qui a âge approximatif de 395 ka (un échantillon stratigraphiquement au dessus (1390 m) d'un basalte appartenant à la série postérieure à la Série Différenciée de la Rivière des Remparts, a été daté à 395 ka par Gillot en 1991, donnée non publiée dans Luais, 2004).

Parallèlement, nous attribuons l'échantillon sous-marin de cette étude (ERO2 DR8-12), dragué sur la pointe de la Rift Zone NE, daté à 439 ± 12 ka aux émissions de la Fournaise actuelle. D'après Merle et al. (2010), qui s'appuient sur cette datation à 395 ka, l'unité à olivine de la Fournaise débuterait vers 400 ka. Cette datation n'ayant pas de marge d'erreur ni de précision sur la qualité de l'échantillon, nous préférons ne pas nous l'utiliser ici.

Les datations précédentes (Ar 29 de Kluska (1997) et ERO2 DR8-12 de cette étude) permettent d'ajuster la transition Volcan des Alizés/Piton de la Fournaise à une période comprise entre 488 et 448 ka pour la fin d'activité du Volcan des Alizés, et 451 à 427 ka pour le début de l'édification de la Fournaise. **La transition entre les deux volcans, très certainement marquée voire induite par un important effondrement, se serait produit aux alentours de 450 ka. A cette période, le Piton des Neiges entre en période de repos pour une durée de 80 ka. L'effondrement du Volcan des Alizés est peut être, en plus de l'initiation de l'activité de la Fournaise, la cause de l'entrée en période de quiescence du Piton des Neiges.**

VI.2.4. Nouveau modèle d'évolution

a. Evolution structurale à l'échelle de l'île

Le Volcan des Alizés a probablement débuté sa formation il y a au moins 4 Ma, puisque ces laves se trouvent à -2100 m d'altitude (soit à 1900 m d'altitude par rapport au plancher océanique) aux alentours de 3,77 Ma. Il n'est pas toujours possible de déterminer si cet édifice est plus ancien que le Piton des Neiges, il est en tous les cas contemporain.

Nous proposons un nouveau modèle d'édification de l'île de La Réunion (Fig. VI.11) :

- **> 4 Ma** : le Volcan des Alizés, et probablement le Piton des Neiges, se forment sous le niveau de la mer,
- **~ 2Ma** : ces deux volcans grandissent et émergent de l'océan. Pour le Volcan des Alizés, cette estimation est basée sur le fait qu'à 3,34 Ma les laves du Volcan des Alizés sont à -1400 m et elles sont à 1300m à 400 ka. Nous n'avons pas plus d'indices que cela (vitesse de croissance, taux de production magmatique…) puisque la pente de l'édifice augmente au cours du temps et que le taux de fusion partielle varie,
- **> 530 ka** : le Volcan des Alizés est dans sa phase post bouclier alors que le Piton des Neiges est toujours dans son stade bouclier,
- **~ 450 ka** : l'activité du Volcan des Alizés s'interrompt, probablement suite à une déstabilisation de l'édifice par effondrement ou bien par une interruption d'alimentation magmatique. Le Piton des Neiges termine sa phase bouclier et le Piton de la Fournaise amorce son stade bouclier,
- **~ 450 - 400 ka** : le Piton de la Fournaise grandit sur les flancs du Volcan des Alizés, alors que le Piton des Neiges voit son activité diminuer,
- **~ 350 ka** : le Piton des Neiges met en place sa série différenciée après un temps de repos,
- **~ 12 ka à l'actuel** : le Piton des Neiges devient inactif et le Piton de la Fournaise continue à produire des laves basiques.

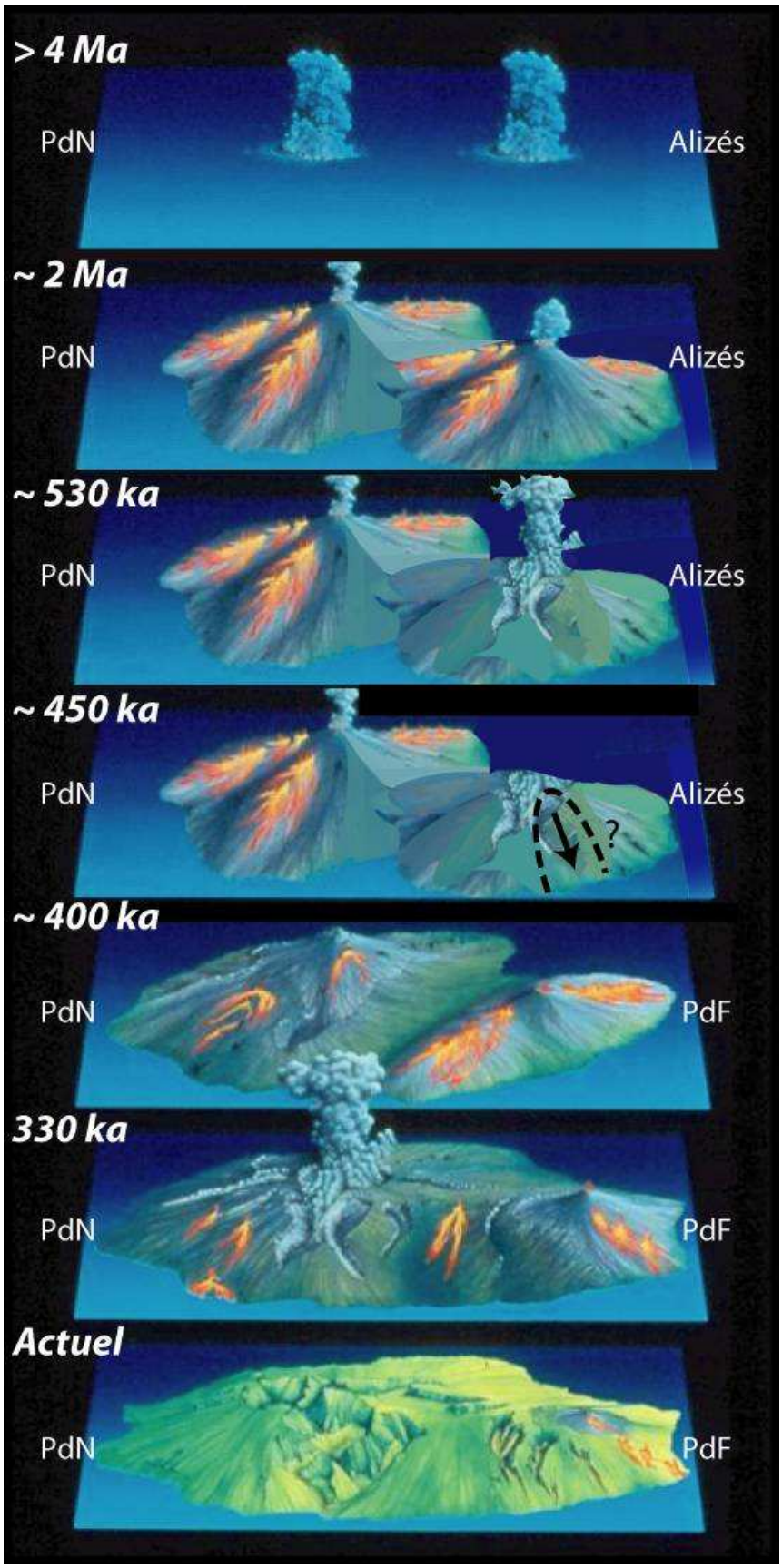


Figure VI.11. *Iconographie représentant les différentes étapes de construction de l'île de La Réunion. Voir le texte pour les détails. Modifiée d'après Bachèlery et Mairine, 1991.*

Nous pouvons ainsi proposer une synthèse chronologique de la mise en place des principales unités laviques des volcans de La Réunion telle que présentée dans la figure VI.12 :

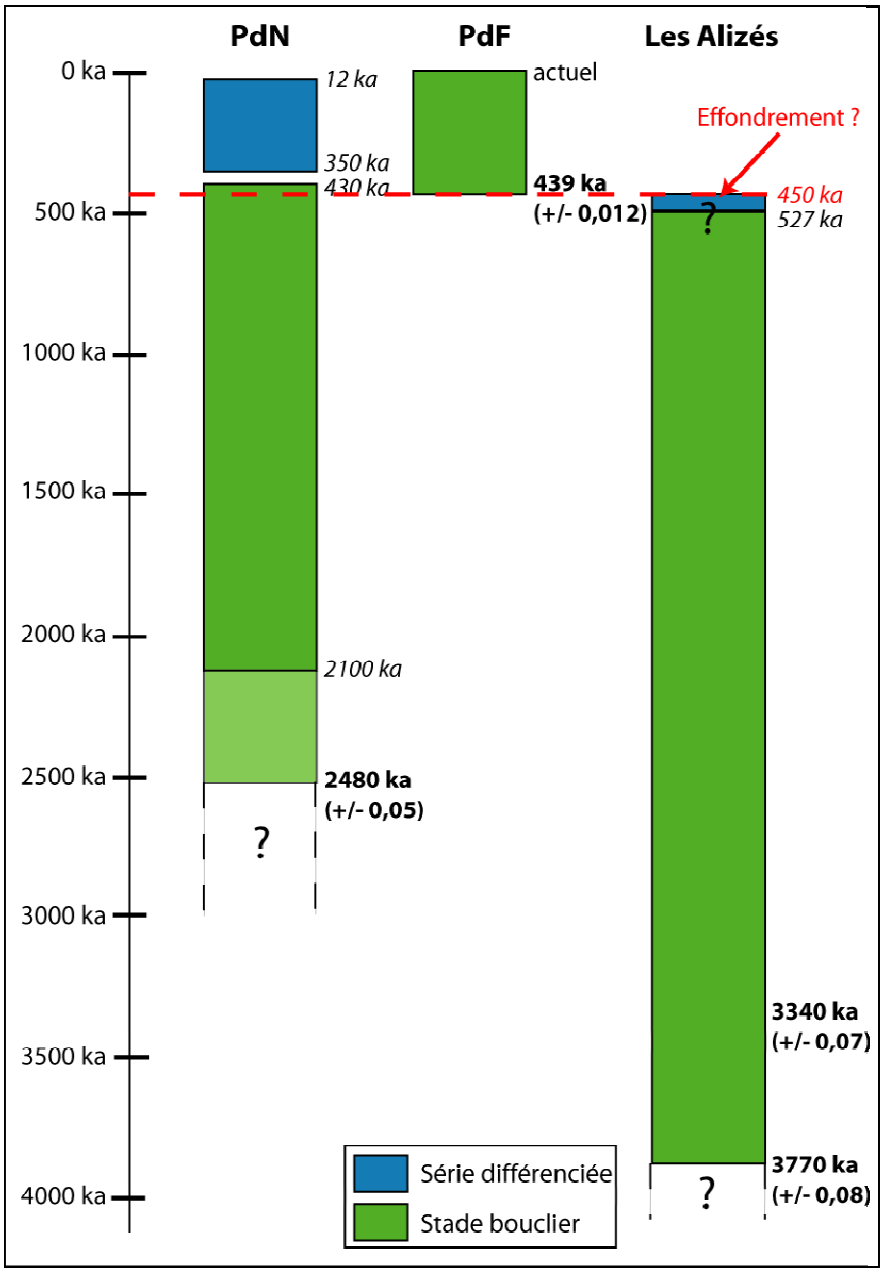


Figure VI.12. *Chronologie des séries de laves des trois édifices volcaniques de La Réunion. PdN pour Piton des Neiges, PdF pour Piton de la Fournaise. Datations obtenues dans le cadre de cette étude en gras. Celles du Piton des Neiges sont dues à McDougall (1971) et Deniel et al. (1992), celles du Piton de la Fournaise à Gillot et al., 1990.*

Les données de cette étude réactualisent les périodes d'activité de trois volcans de La Réunion :

- une activité connue pour le Piton des Neiges à partir de 2,48 ± 0,05 Ma, ce qui parait cohérent puisqu'il s'agit de laves sous-marines, alors que les datations précédentes concernaient le domaine émergé (Quidelleur et al., 2010 ; McDougall, 1971),
- une période d'activité plus restreinte pour le Piton de la Fournaise, auquel nous n'attribuons plus la Série Différenciée de la Rivière des Remparts (de 530 à 400 ka), mais dont l'activité débute vers 439 ± 12 ka (échantillon sous-marin ERO2 DR8-12),
- une activité pour le Volcan des Alizés débutant il y a au moins 3,77 ± 0,08 Ma et allant jusqu'à environ 450 ka. Sa période de transition entre le stade bouclier et le stade différenciée est probablement plus ancienne que 530 ka, et il est possible que cet ancien édifice n'ait pas connu une différentiation magmatique aussi évoluée que le Piton des Neiges (à cause de son effondrement ?).

b. Evolution géochimique depuis la source mantellique

Nous rattachons les laves du Groupe Sous-marin 2 PdF, qui sont exclusivement anciennes, aux émissions du Volcan des Alizés, bien que des roches similaires doivent exister plus à l'ouest parmi les laves anciennes du Piton des Neiges (au début du stade bouclier). Leur composition chimique nécessite une différence de genèse par rapport aux laves du Piton des Neiges (< 2,5 Ma) et aux laves de la Fournaise (< 440 ka), que nous interprétons comme un taux de fusion partielle moins élevé.

Voici un modèle d'édification de La Réunion reliés au processus profond, c'est-à-dire à l'évolution du panache mantellique (Fig. VI.13) : les laves issues du panache mantellique il y a plus de 3 Ma ont été produites par un taux de fusion partielle moins élevé, ce qui entraine une participation du liquide "enrichi" (provenant de la fusion de l'éclogite) plus grande ou bien moins dilué (soit par le liquide issu de la péridotite soit plus concentré en éléments incompatibles).

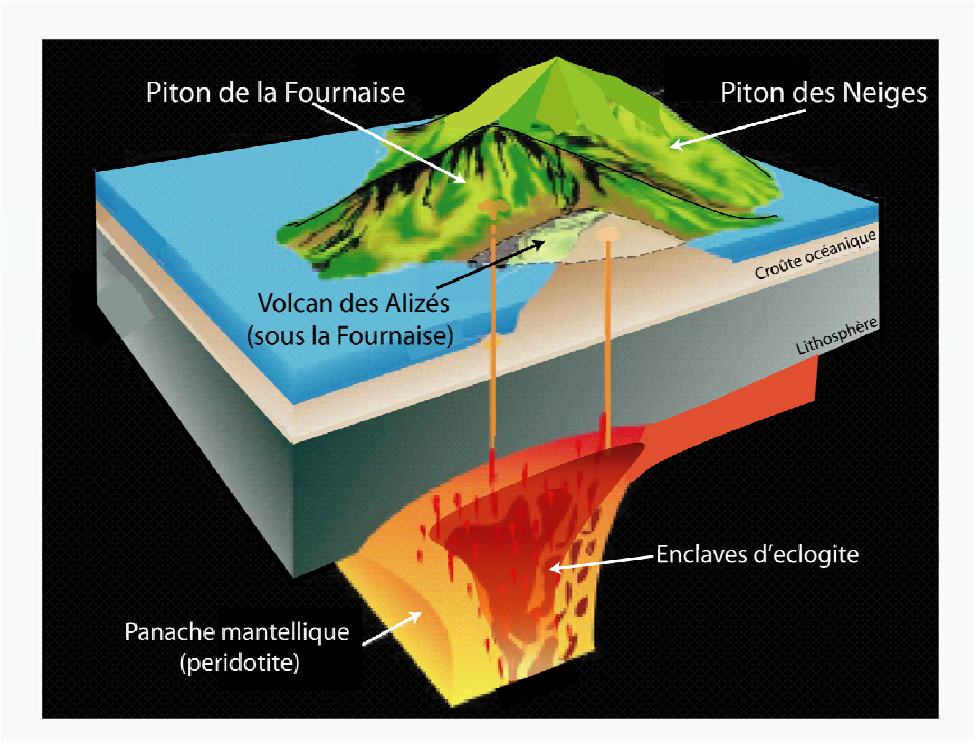


Figure VI.13. *Relation entre la construction subaérienne de l'île de La Réunion et du panache mantellique*

Bien qu'une hétérogénéité concernant la taille du matériel enrichi soit également possible (voir chapitre V), la seconde hypothèse qui met en jeu la variation du taux de fusion, semble plus plausible, au vu de la continuité dans la chimie de laves de La Réunion entre le Groupe Sous-marin 2 PdF et les autres laves de composition "classique", ainsi que la similitude avec les laves de l'île Maurice. Une augmentation progressive du taux de fusion partielle entre le passage du stade alcalin sous-marin et le stade bouclier a déjà été démontrée pour les volcans d'Hawaii (par exemple Chen et Frey, 1991), cela entrainerait une dilution du signal chimique plus enrichi du panache.

Nous proposons donc que le Groupe Sous-marin 2 PdF marque le début du stade bouclier du Volcan des Alizés, qui par l'augmentation du taux de fusion partielle met en place des laves de composition basaltique, puis amorce son stade alcalin et différencié avec les Roches Pintades, lorsque la chambre magmatique est de moins en mois alimentée.

L'absence de laves entre 3,4 Ma et 530 ka ne permet pas de connaitre pleinement l'évolution géochimique du Volcan des Alizés. Toutefois la composition chimique des roches intrusives rencontrées au cours du forage, nous permettent de supposer que le Volcan des Alizés a émis le même type de lave (Série Océanitique) que le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise au cours de son stade bouclier.

Le Volcan des Alizés a très probablement connu la même succession d'édification que le Piton des Neiges : un stade sous-marin alcalin (inaccessible excepté par forage ?), suivi du stade bouclier qui débute avec la mise en place de laves enrichies (Groupe Sous-marin 2 PdF), puis des laves de composition basaltique transitionnelle "classique" pour La Réunion (l'ensemble des laves de cette étude et de la littérature), puis un stade alcalin et différencié amorcé par l'épanchement des Roches Pintades.

Conclusions et perspectives

Le modèle habituel d'évolution des volcans boucliers basaltiques de type hawaiien est caractérisé, en première approche, par deux phases principales d'édification : un stade basique de construction du bouclier et un stade différencié correspondant au déclin de l'activité. Ce type de modèle est communément appliqué à l'île de La Réunion, formée de deux édifices : le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise. Cependant, la compilation de données pétrologiques et géophysiques a révélé certaines faiblesses dans ce modèle :

(1) La présence d'une série différenciée affleurant dans le fond de la Rivière des Remparts, à la base du massif du Piton de la Fournaise (530 ka – 400 ka) et d'âge similaire aux formations basiques du Piton des Neiges (> 350 ka),

(2) L'existence d'une chambre magmatique fossile à l'Est du Piton de la Fournaise.

Ces indices témoignent de la possible existence d'un troisième édifice à l'Est de la Réunion, appelé Volcan des Alizés dans les études précédentes, et suggérant un modèle d'évolution globale plus complexe.

Notre étude a consisté en une analyse combinée (1) de la Série Différenciée de la Rivière des Remparts et (2) des produits sous-marins sur les parties construites de l'édifice, jusqu'alors peu connues. Ces résultats permettent de mieux contraindre l'existence potentielle du Volcan des Alizés et son implication dans l'évolution de l'édifice de La Réunion.

L'étude pétrologique et géochimique comparative des basaltes à plagioclase (Roches Pintades) de la Rivière des Remparts et du Piton des Neiges montre une parfaite similitude entre ces deux groupes de roches, indiquant des conditions pétrogénétiques identiques. Ces conditions correspondent probablement à une différenciation magmatique en système semi-clos (diminution voire arrêt de l'alimentation magmatique), liée à une forte cristallisation préférentielle de l'olivine. Ainsi par analogie avec l'évolution du Piton des Neiges et en accord avec les datations, nous proposons que les laves différenciées de la Rivière des Remparts correspondent au début du déclin de l'activité volcanique des Alizés.

Concernant la partie sous-marine de l'édifice, des échantillons dragués en place sur la Rift Zone Nord-Est de la Fournaise (Groupe Sous-marin 2 PdF), ont révélé un enrichissement en éléments incompatibles qui s'accompagne d'un signal géochimique plus radiogénique en $^{87}Sr/^{86}Sr$ et moins radiogénique en $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $^{176}Hf/^{177}Hf$ que les laves de composition "classique" de La Réunion, jusque là connues pour être particulièrement homogènes sur le

plan isotopique. Ces pillow-lavas de basalte élargissent de façon significative le champ de compositions isotopiques de laves réunionnaises, et démontrent pour la première fois que la source du panache mantellique sous La Réunion est hétérogène. Afin de cerner cette hétérogénéité, nous proposons un modèle géochimique suggérant la fusion partielle d'enclaves de matériel enrichi (éclogite) contenu dans un matériel plus appauvri (lherzolite à spinelle) formant ainsi un panache mantellique hétérogène. Ce modèle montre que la formation des laves sous-marines de composition particulière (Groupe Sous-marin 2 PdF) nécessite un taux de fusion partielle moins important que les laves de composition "classique".

Sur nos deux zones d'études, des échantillons ont été datés avec la méthode K-Ar afin de contraindre l'origine de nos laves et de proposer un modèle global d'édification de l'île.

- Les âges obtenus en domaine aérien renforcent les âges précédemment établis et confirment le dernier modèle sur l'évolution de la Fournaise proposé par Merle et al. (2010).
- Un échantillon sous-marin prélevé sur la Rift Zone de l'Etang Salé a un âge à 2,48 ± 0,05 Ma, élargissant ainsi la période d'activité du Piton des Neiges, jusqu'à présent limitée à 2,2 Ma.
- Deux pillow-lavas dragués sur la partie nord de la Rift Zone Nord-Est de la Fournaise ont été datés à 3,34 ± 0,07 Ma et 3,77 ± 0,08 Ma. Ces âges élargissent considérablement la période d'activité identifiée de l'île de La Réunion (2,2 Ma) et démontrent l'existence de formations anciennes sous le flanc Est du Massif du Piton de la Fournaise.

  Ces échantillons appartiennent au groupe de laves à composition chimique différente (Groupe Sous-marin 2 PdF) des laves réunionnaises de composition "classique". Une étude récente menée sur le volcan Kolaha à Hawaii (Lipman et Calvert, 2011) révèle l'existence de laves de composition chimique transitionnelle présentant un enrichissement en K_2O, P_2O_5 et TiO_2 pour des teneurs en SiO_2 similaires aux basaltes "classiques" d'Hawaii. Prélevées sur la Rift Zone de Hilo Ridge, ces laves sont les plus anciennes de l'île d'Hawaii jamais datées et sont stratigraphiquement situées sous des laves de composition tholéïtique. Ces caractéristiques (localisation géographique et stratigraphique, âges et composition chimique) de ces laves hawaiiennes sont semblables à celles des laves du Groupe Sous-marin 2 PdF. Etant interprétées comme les laves émises au début du stade bouclier du Kohala, nous proposons par analogie avec ce volcan hawaiien, que les laves du

Groupe Sous-marin 2 PdF soient les premières laves émises au début du stade bouclier du Volcan des Alizés.

L'ensemble de ces nouvelles données nous permet de proposer un nouveau modèle pour l'édification de l'île de La Réunion, constituée de trois volcans-boucliers : le Volcan des Alizés, le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise. Ainsi le Volcan des Alizés se serait formé il y a au moins 4 Ma, probablement aux côtés du Piton des Neiges. Il aurait dans un premier temps émis des laves de compositions basiques légèrement enrichies (Groupe sous-marin 2 PdF) avec un taux de fusion partielle moins important, puis des laves de compositions basaltiques (Groupe Sous-marin 1 PdF) semblables à celles émises actuellement par le Piton de la Fournaise, produites par un taux de fusion partielle plus élevé. Ensuite, ce volcan aurait amorcé son stade différencié (> 530 ka) avec l'émission de la Série Différenciée affleurant dans le fond de la Rivière des Remparts. Enfin, vers 450 ka, une déstabilisation majeure vers le SE aurait affecté le massif. Cet effondrement a pour conséquences :

(1) l'initiation de l'activité du Piton de la Fournaise au contact Piton des Neiges/ Les Alizés, zone de faiblesse liée à l'effondrement,

(2) le déclin de l'activité du Piton des Neiges dont le stade différencié a débuté il y a 350 ka.

Les résultats géochimiques et géochronologiques de cette étude sont des arguments forts en faveur de l'existence des Alizés, qui viennent en complément des études préexistantes. En outre, cette confirmation a des implications majeures sur l'évolution à grande échelle et à long terme du système volcanique de La Réunion, et cela en relation avec le panache mantellique, et dont la complexité était jusqu'à présent sous-estimée.

Perspectives

Cette étude laisse en suspens trois principales questions qui nécessiteraient des travaux complémentaires :

1- Quelles sont les conditions précises de formation des Roches Pintades basaltiques de La Réunion ?
   Il semble nécessaire de mener des expériences en pétrologie expérimentale et des études de cristallographie comme cela a été fait récemment pour les basaltes à Olivine de la Fournaise (Welsch, 2010) pour comprendre dans le détail les processus pétrogénétiques de ces basaltes à phénocristaux de plagioclases calciques, qui marquent un changement important dans le dynamisme du volcan.

2- Existe-t-il d'autres roches de compositions chimiques type "Groupe Sous-marin 2 PdF" ailleurs que sur la Rift Zone Nord-Est de la Fournaise, par exemple sur la Rift Zone de la Montagne, qui correspond à la partie la plus ancienne du Massif du Piton des Neiges ?
   Leur existence confirmerait l'hypothèse que ces laves se mettent en place systématiquement au début d'un stade bouclier (ici pour celui du Piton des Neiges)... Cette rift-zone a été draguée en janvier 2011 et des études pétrologiques sont en cours.

3- La mise en place de laves type "Groupe Sous-marin 2 PdF" est-elle contemporaine à celle des laves de composition "classique", au niveau de la Rift Zone Nord-Est de la Fournaise ou même à l'échelle de l'île ?
   Rappelons que la drague GSR2-DR11 était mixte (elle contenait des échantillons appartenant aux Groupes Sous-marins 1 et 2 PdF).
   Une telle information permettrait de contraindre l'extension géographique de la variation du taux de fusion partielle de la source du panache mantellique, et permettrait d'identifier la structure du panache (dispersion des enclaves d'éclogites…).

Références bibliographiques

A

Abchir A.M., Semet M.P., Boudon G., Ildefonse P., Bachèlery P. Clocchiariatti R ., (1998). Huge hydrothermal explosive activity on Piton de la Fournaise, Reunion Island : The Bellecombe Ash Member, 2700 BC. *Proceedings, 2nd worksshop on European laboratory volcanoes*, 447-455.

Abouchami W., Hofmann A.W., Galer S.J.G., (2000). High precision lead isotope systematics of lavas from the Hawaiian Scientific Drilling Project. *Chemical Geology* 169, 187-209.

Acharyya S.K., (2000). Break Up of Australia-India-Madagascar Block, Opening of the Indian Ocean and Continental Accretion in Southeast Asia With Special Reference to the Characteristics of the Peri-Indian Collision Zones. *Gondwana Research*, vol. 3, n° 4, 245-443.

Albarède F., Tamagnan V., (1988). Modelling the recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, 1931-1986. *J. Petrol.* 29, 997-1030.

Albarède F., Luais B., Fitton G., Semet M., Kaminski E., Upton B. G., Bachèlery P., Cheminée J.-L., (1997). The geochemical regimes of Piton de la Fournaise volcano(Réunion) during the last 530 000 years. *J. Petrol.* 38, 171-201.

Albarède F., Van der Hilst, R. D., (2002). Zoned mantle convection. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* A 360, 2569-2592.

Allègre C.J., Minster J.F., (1978). Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes**.** *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 38, Issue 1, p. 1-25.

Allègre C. J., Hamelin B., Dupré B., **(**1984**).** Statistical analysis of isotopic ratios in MORB: the mantle blob cluster model and the convective regime of the mantle**.** *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 71, Issue 1, p. 71-84.

Allègre C. J., Dupré B., Lewin, E., (1986). Thorium/uranium ratio of the earth. *Chemical Geologie*, 56(3-4), 219-227.

Allègre C.J., Turcotte D. L., (1986). Implication of a 2-component marble-cake mantle. *Nature* 323, 123-127.

Allègre C.J., (1997). Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 150, Issues 1-2, p. 1-6.

Annell H., James S., Scoates J.S., Weis D., (2007). Petrology of flood basalts at the tholeiitic–alkalic transition and phenocryst compositions, mt. Marion Dufresne, Kerguelen Archipelago, Southern Indian Ocean. *The Canadian Mineralogist*, vol. 45, pp. 809-835, doi:10.2113/gscanmin.45.4.809.

B

Bachèlery P., (1981). Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): Etude volcanologique, structurale et pétrologique. *Thèse de doctorat de l'Université Clermont-Ferrand II.*

Bachèlery P., Mairine P., (1990). Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 53 Ma. In: J.-F. Lénat (ed.). *Le Volcanisme de la Réunion, Monogr.* pp. 213–242. Cent. De Rech. Volcanol.: Clermont-Ferrand, France.

Bachèlery P., (1994). Les volcans-boucliers basaltiques. In "*La volcanologie*" JL.Bourdier Ed., Manuels et méthodes n° 25, Editions du BRGM, pp 195 - 206.

Bachèlery P., Labazuy P., Lénat J.F., (1996). Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à La Réunion. *C.R. Acad. Sci.,* 323, 475-482.

Backman J., Duncan R.A. (1988). Shipboard Scientific Party, chap.5, Site 707.
In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Ocean Drilling Program, College Station, TX. 115.

Barrat J.A., Keller F., Amossé J., Taylor R. N., Nesbitt R. W., Hirata T. (1996). Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter,* 20, 133-139.

Barrat J.A., Yamaguchi A., Greenwood R.C., Bohn M., Cotten J., Benoit M., Franchi I.A. (2007). The Stannern trend eucrites: Contamination of main group eucritic magmas by crustal partial melts. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 71, 4108-4124.

Barling J., Goldstein, S. L., (1990). Extreme isotopic variations in Heard Island lavas and the nature of mantle reservoir. *Nature,* 348, 59-62.

Barling J., Goldstein, S. L., Nicholls, I. A., (1994). Geochemistry of Heard Island (Southern Indian Ocean): characterization of an enriched mantle component and implications for enrichment of the sub-Indian Ocean mantle. *J. Petrol.,* 35, 1017-1053.

Becker T.W., Kellogg J.B., O'Connell R. J., (1999). Thermal constraints on the survival of primitive blobs in the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters,* vol. 171, Issue 3, Pages 351-365.

Bennett V.C., Esat T.M., Norman M.D., (1996). Two mantle-plume components in Hawaiian picrites inferred from correlated Os–Pb isotopes. *Nature* 381, pp. 221-224.

Bennett V. C., (2003). Compositional evolution of the mantle. *The mantle and core*. Carlson, R. W. Oxford, Elsevier-Pergamon. 2**,** 493-519.

Ben Othmann D., White W. M., Patchett J., (1989). The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 94, 1-21.

Bercovici D., Karato S., (2003). Whole-mantle convection and the transition-zone water filter, *Nature* 425, 39-44.

Billard G., Vincent P.M., (1974). Cartes géologiques de la France – La Réunion – 4 feuilles 1/50.000è.

Birck J.-L., (1986). Precision K-Rb-Sr isotopic analysis: application to Rb-Sr chronology. *Chem. Geol.* 56, 73-83.

Blichert-Toft J., Chauvel C., Albarède F., (1997). Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-muti-collector ICP-MS. *Contrib. Mineral. Petrol.* 127, 248-260.

Blichert-Toft J., Arndt N. T., (1999). Hf isotope compositions of komatiites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 439-451.

Blichert-Toft J., Agranier A., Andres M., Kingsley R., Schilling J. G., Albarède F., (2005). Geochemical segmentation of the Mid-Atlantic Ridge North of Iceland and ridge-hotspot interaction in the North Atlantic. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, doi:10.1029/2004GC000788.

Bonali F.L., Claudia Corazzato C., Tibaldi A., (2011). Identifying rift zones on volcanoes: an example from La Réunion island, Indian Ocean. *Bulletin of Volcanology,* vol. 73, Number 3, 347-366, doi: 10.1007/s00445-010-0416-1.

Bosch D., Blichert-Toft J., Moynier F., Nelson B. K., Telouk P., Gillot P.-Y., Albarede F., (2008). Pb, Hf and Nd isotope compositions of the two Reunion volcanoes (Indian Ocean) : a tale of two small-scale mantle 'blobs'? *Earth and Planetary Science Letters* 265, 748-768.

Boudier F., Nicolas A., (2011). Axial melt lenses at oceanic ridges - A case study in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters* 304, 313-325.

Bret L., (2002). Minéralogie et géochimie des séries anciennes du Piton des Neiges: Hydrogéologie, volcanologie et pétrologie. *Thèse de l'Université de La Réunion.*

Bussière P. (1967). Carte Géologique de la Réunion. 1 feuille au 1/100000, + notice 25pp.

C

Campbell I.H., Roeder P.L., Dixon J.M., (1978).Plagioclase buoyancy in basaltic liquids as determined with a centrifuge furnace. *Contrib. Mineral. Petrol.* 67, 369-377.

Caroff M., Maury R. C., Vidal P., Guille G., Dupuy C., Cotten J., Guillou H., Gillot P.-Y., (1995). Rapid temporal changes in ocean island basalt composition: evidence from an 800m deep drill hole in Eiao shield (Marquesas). *Journal of Petrology* 36, 1333-1365.

Cassignol C., Cornette Y., David B., Gillot P.Y., (1978). Technologie potassium-argon, C.E.N., *Saclay. Rapp.* CEA R-4802, p 37.

Cassignol C., Gillot P.Y., (1982). Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating :experimental groundwork and applications. In : G.S. ODIN, Ed., *Numerical dating in stratigraphy,* Wiley, Chichester, p. 159-179.

Catry T., (2011). Magma injections and destabilization of basaltic volcanoes: a numerical study. *Thèse de l'Université de Bologne-La Réunion.*

Charbit S., Guillou H., Turpin L., (1998). Cross calibration of K-Ar standard minerals using unspiked Ar measurement technique. *Chem Geol.* 150, 147-159.

Chase C.G., (1981). Oceanic island pb: two-stage histories and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters,* 52 (1981) 277-284.

Chauvel C., Hofmann A. W., Vidal P., (1992). HIMU-EM: the French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 110, 99-119.

Chauvel C., Mcdonough W., Guille g., Maury r., Duncan r., (1997). Contrasting old and young volcanism in Rurutu Island, Austral chain., *Chemical Geology* 139, 125-143.

Chauvel C., Blichert-Toft J., (2001). A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 190, 137-151.

Chauvel C., Lewin E., Carpentier M., Arndt N. T., Marini J.-C., (2008). Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf-Nd mantle array. *Nature Geoscience* 1, 64-67.

Chen C.Y., Frey F.A., (1983). Origin of Hawaiian tholeiites and alkalic basalt, *Nature* 302, pp. 785-789.

Chen C.Y., Frey F.A., (1985). Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala Volcano, east Maui, Hawaii: implications for the origin of Hawaiian basalts, *J. Geophys. Res.* 90, pp. 8743-8768.

Chen C.Y., Frey F.A., (1991). The tholeiite to alkalic basalt transition at Haleakala Volcano, Mauai, Hawaii, *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, pp. 183-200.

Chen C.Y., Frey F.A., Garcia M.O., (1991). Evolution of alkalic lavas at Haleakala volcano, east Maui, Hawaii, *Contrib. Min. Petrol.* 105, 197-218.

Chen C.Y., Frey F.A., Rhodes J.M., Easton R.M., (1996). Temporal geochemical evolution of Kilauea volcano: Comparison of Hilina and Puna basalt. In *Earth processes: reading the isotopic code*, vol. 95 (ed. A. Basu and S. R. Hart), pp. 116-181. *American Geophysical Union.*

Cheng Q. C., MacDougall J.D, Lugmair G.W., (1993) Geochemical studies of Tahiti, Teahita and Mehetia, Society island chain, *J. Volc. Geotherm. Res.* 55, 155-184.

Christensen U., (1996). The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*140, 27-39.

Cliff R. A., Baker P.E., Mateer N.J., (1991). Geochemistry of Inaccessible Island Volcanics, *Chem. Geol.* 92, 251-260.

Condomines M., Gauthier P.J., Sigmarsson O., (2003). Timescales of magma chamber processes and dating of young volcanic rocks. *Rev. Mineral. Geochem.* 52, 125–174.

Cooper J.A., Richards J.R. (1966). Lead isotopes and volcanic magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 1(5), 259-269.

Cotten J., Le Dez A., Bau M., Maury R., Dulsky P., Fourcade S., Bohn M., Brousse R. (1995). Origin and anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chem. Geol.* 119, 115-138.

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

Courtillot V., Jaupart C., Manighetti I., Tapponnier P., Besse J., (1999). On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth and Planetary Science Letter* 166, 177-195.

Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J., (2003). Three distinct type of hotspots in the earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letter* 205, 295-308.

Cullen A., McBirney A.R., (1987). The volcanic geology and petrology of Isla Pinta, Galapagos archipelago, *Geol. Soc. Of Am. Bull.*, vol. 98, p.294-301.

D

Day J.M.D., Pearson D.G., Macpherson C.G., Lowry D., Carracedo J-C., (2009). Pyroxenite-rich mantle formed by recycled oceanic lithosphere: Oxygen-osmium isotope evidence from Canary Island lavas, *Geology*, vol. 37, p. 555-558.

De Voogd B., Palome S.P., Hirn A., Charvis P., Gallart J., Rousset D., Danobeitia J., Perroud H., (1999). Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Reunion. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, vol.104, p. 2855-2874.

Delavault H., (2011). Accrétion du Bassin Central Indien: extension de l'anomalie Dupal et influence du point chaud de La Réunion. *Master 2*.

Delibrias G., Guiller M.T. et Labeyrie J. (1983). Gif natural radiocarbon measurements IX. Radiocarbon, t XXV.

Demange J., Puvilland P., et Rancon J.Ph. (1984). Prospection géothermique de l'île de la Réunion, Grand Brulé – Salazie, rapport final d'exploration. *Rapport BRGM n°84*, GTH/001/CFG.

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

DeMets C., Gordon R., Argus D., Stein S., (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters* 21(20), doi: 10.1029/94GL02118. issn: 0094-8276.

Deniel C., Kieffer G. et Lecointre J., (1992). New 230Th-238U and 14C age determinations from Piton des Neiges volcano, Réunion - A revised chronology for the Differentiated Series. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 51, 253-267.

DePaolo D.J., Manga M. (2003). Deep origin of hotspots - the mantle plume model. *Science* 300, 920-921.

Desonie D.L., Duncan R.A., Natland J.H. (1993). Temporal and geochemical variability of volcanic products of the Marquesas hotspot. *Journal of Geophysical Research* 98(B10), doi: 10.1029/93JB01562. issn: 0148-0227.

Donnelly K.E., Goldstein S.L., Langmuir C.H., Spiegelman M., (2004). Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics**.** *Earth and Planetary Science Letters* 226, 347-366.

Dosso L., Bougault H., Beuzard P., Calvez J. Y., Loron J. L., (1988). The geochemical structure of the Southeast Indian Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 47-59.

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

Duncan R.A., Backman J., Peterson L., (1989). Reunion hotspot activity through tertiary time: Initial results from the Ocean Drilling Program, Leg 115. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 193-198.

Duncan R.A., Hargraves R.B., (1990). 40Ar-39Ar geochronology of basement rocks from the Mascarene Plateau, Chagos Bank and the Maldives Ridge. *Proc. Ocean Drill. Prog. Sci. Results*, Leg 115, 43-51.

Dupré B., Allègre C. J., (1983). Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature* 303, 142-146.

Dupuy C., Vidal P., Barsczus H.G., Chauvel C. (1987). Origin of basalts from the Marquesas Archipelago (south-central Pacific Ocean); isotope and trace element constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 82(1-2), 145-152.

Dupuy C., Vidal P., Maury R., Guille G., (1993). Basalts from Mururoa, Fangataufa and Gambier islands (French Polynesia): Geochemical dependence on the age of the lithosphere, *Earth Plan. Sci. Lett*. 117, 89-100.

Dyment J., (1991). Structure et évolution de la lithosphère océanique dans l'Océan Indien: Apport des anomalies magnétiques. *Thèse d'Université*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.

Dyment J., (1993). Evolution of the Indian Ocean Triple Junction between 65 and 49 Ma (Anomalies 28 to 211). *Journal of Geophysical Research* 98(B8), doi: 10.1029/93JB00438. issn: 0148-0227.

E

Eisele J., Sharma M., Galer S. J., Blichert-Toft J., Devey C. W., Hofmann A. W., (2002). The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot, *Earth Planet. Sci. Lett*. 196, 197-212.

Elliott T.R., Hawkesworth C.J., Grönvold K. (1991). Dynamic melting of the Iceland plume. *Nature* 351, 201-206, doi:10.1038/351201a0.

Escrig S., Capmas F., Dupré B., Allègre C. J., (2004). Osmium isotopic constraints on the nature of the DUPAL anomaly from Indian mid-ocean ridge basalts. *Nature* 431, 59-63.

F

Famin V., Welsch B., Okumura S., Bachèlery P., Nakashima S. (2009). Three differentiation stages of a single magma at Piton de la Fournaise (Reunion hotspot). *G-Cubed.* 10(1) Q01007, doi: 10.1029/2008GC002015.

Famin V., Michon L., (2010). Volcano destabilization by magma injections in a detachment. *Geology* 38, 219-222.

Farley K.A., Natland J.H., Craig H., (1992). Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, vol 111, Issue 1, Pages 183-199.

Farnetani C.G., Hofmann A.W., (2009). Dynamics and internal structure of a lower mantle plume conduit. *Earth Planet. Sci. Lett.* 282, 314-322.

Farnetani C.G., Hofmann A.W., (2010). Dynamics and internal structure of the Hawaiian plume. *Earth and Planetary Science Letters*, vol 295, Issues 1-2, Pages 231-240.

Feigenson M.D., Spera F. J., (1983). Case studies on the origin of basalt ii. the transition from tholeiitic to alkalic volcanism on Kohala Volcano, Hawaii**.** *Contrib. Mineral. Petrol.* 84, 390-405.

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

Fisk M.R., Upton B.G.J., Ford C.E. (1988). Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Réunion Island, Indian Ocean. *J. Geophys. Res.* 93, 4933-4950.

Foulger G.R., Natland J.H. (2003). Is 'hotspot' volcanism a consequence of plate tectonics?. *Science* 300 (5621), 921-922.

Fretzdorff S., Stoffers P., Devey C.W., Munschy M., (1998). Structure and morphology of submarine volcanism in the hotspot region around Reunion Island, western Indian Ocean. *Marine Geology* 148(1-2), 39-53.

Fretzdorff S., Paterne M., Stoffers P., Ivanova E., (2000). Explosive activity of the

Reunion Island volcanoes through the past 260,000 years as recorded in deep-sea Sediments. *Bulletin of Volcanology*, vol. 62, p. 266-277.

Fretzdorff S., Haase K.M., (2002). Geochemistry and petrology of lavas from the submarine flanks of Réunion Island (western Indian Ocean): implications for magma genesis and the mantle source. *Mineralogy and Petrology* 75, 153-184.

Frey F.A., Wise W.S., Garcia M.O., West H.B., Kwon S.T., Kennedy A.K., (1990). Evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrologic and geochemical constraints on postshield volcanism. *J. Geophys. Res*. 95, 1271-1300.

Frey F. A., Weis D., Yang H.-J., Nicolaysen K., Leyrit H., Giret A., (2000). Temporal geochemical trends in Kerguelen Archipelago basalts: evidence for decreasing magma dypply from the Kerguelen plume. *Chem. Geol.* 164, 61-80.

Fukao Y., Obayashi M., Inoue H., Nenbai M., (1992). Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. *J. Geophys. Res.* 97, 4809-4822.

G

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, 31–48.

Gailler L.-S., and Lénat, J.-F., (2010). Three-dimensional structure of the submarine flanks of La Réunion inferred from geophysical data. *J. Geophys. Res.,* 115 (B12105). doi:10.1029/2009JB007193.

Gailler L.-S., (2010). Structure interne d'un système volcanique océanique de type point chaud : La Réunion (Océan Indien). *Approches géophysiques. Thèse de l'Université de Clermont Ferrand.*

Galdéano A., Lénat, J.-F. et Lalanne F.-X., (1988). Carte magnétique de l'île de la Réunion. *Institut National des Sciences de l'Univers, Institut de Physique du Globe de Paris, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand*.

Gallart J., Driad L., Charvis P., Sapin M., Hirn A., Diaz J., de Voogd B., Sachpazi M., (1999). Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Reunion from an offshore-onshore seismic transect. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, vol. 104, p. 2895-2908.

Garcia M.O., Jorgenson B.A., Mahoney J.J., Ito E., Irving A.J., (1993). An Evaluation of Temporal Geochemical Evolution of Loihi Summit Lavas - Results From Alvin Submersible Dives, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 98, 537-550.

Garcia M. O., Foss D.J.P., West H.B., Mahoney J. J., (1995). Geochemical and isotopic evolution of Loihi Volcano, Hawaii, *J. Petrol.* 36, 1647-1674.

Garcia M.O., Rhodes J.M., Trusdell F.A., Pietruska A.J., (1996). Petrology of lavas from the Puu Oo eruption of Kilauea volcano: III. The Kupaianaha episode (1986-1992). *Bull. Volcanol.* 58, 359-379.

Garner E.L., Murphy T.J., Gramlich J.W., Paulsen P.J., Barnes I.L., (1975). Absolute isotopic abundance ratios and the atomic weight of a reference sample of potassium. *Journal of Research Natl. Bur. Standards-A. Physics and chemistry* 79A(6),713-725.

Gasperini D., Blichert-Toft J., Bosch D., Del Moro A., Macera P., Télouk P., Albarède F., (2010). Evidence from Sardinian basalt geochemistry for recycling of plume heads into the Earth's mantle. *Nature* 408, 701-704, doi:10.1038/35047049.

Gast P.W., (1968). Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types, *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, 1057-1086.

Gautier I., Weis D., Mennessier J.-P., Vidal P., Giret A., Loubet M., (1990). Petrology and geochemistry of the Kerguelen Archipelago basalts (south Indian Ocean): evolution of the mantle sources from ridge to intraplate position. *Earth Planet. Sci. Lett.*100, 59-76.

Gérard A., Lesquer A., Lachaud J.-C., Louis O. et Mennechet C., (1980). Etude gravimétrique de la moitié sud est de l'île de La Réunion. *C.R. de l'Académie des Sciences de Paris* 290, 139142.

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.

Gillot P.-Y., Cornette Y., (1986). The Cassignol technique for potassium-argon dating, precision and accuracy : examples from the late Pleistocene to recent volcanics from Southern Italy. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 59, p. 205-222.

Gillot P.-Y., Nativel P., Condomines M., (1990). Geochronology of Piton de la Fournaise. In: J. F. Lénat (ed.) *Le Volcanisme de la Réunion, Monogr*. pp. 243-256. Cent. De Rech. Volcanol.: Clermont-Ferrand, France.

Gillot P.-Y., Lefèvre J.-C., Nativel P. E., (1994). Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion island. *Earth Planet. Sci. Lett.* 122, 291-302.

Graham D., Lupton J., Albarède F., Condomines M., (1990). A 360 000 year helium isotope record from Piton de la Fournaise, Réunion Island. *Nature* 347, 545-548.

Grand S., Van der Hilst R., Widiyantoro S., (1997). Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth, *GSA Today* 7, 1-7.

Green D. H., Ringwood A. E., (1967). The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 15, 103-190.

Guillou H., Van Vliet-Lanoë B., Guomundsson A., Nomade S., Hamelin B., Allègre C. J., (1985). Large scale regional units in the depletd upper mantle revealed by an isotope study of the SouthWest Indian Ridge. *Nature* 315, 196-199.

Guillou H., Van Vliet-Lanoë B., Guomundsson A., Nomade S., (2010). New unspiked K–Ar ages of Quaternary sub-glacial and sub-aerial volcanic activity in Iceland. *Original Research Article Quaternary Geochronology*, vol 5, Issue 1, p. 10-19.

H

Hamilton E.I. (1965). Isotopic composition of strontium in a variety of rocks from Reunion Island. *Nature* 207, p. 1188.

Hanan B. B., Graham D.W., (1996). Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science* 272, 991-995.

Hansen H., Grönvold K. (2000).Plagioclase ultraphyric basalts in Iceland: the mush of the rift *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 98, 1-32.

Hart S.R., (1984). A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature* 309, 753-757.

Hart S.R., (1988). Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 273-296.

Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A., (1992). Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence, *Science* 256, 517-520.

Hart S.R., Blusztain J., Dick H.J.P., Meyer P.S., Muehlenbachs K., (1999). The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbro. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 4059-4080.

Hauri E.H., Hart S.R., (1993). Re-Os Isotope Systematics of HIMU and EMII Oceanic Island Basalts From the South-Pacific Ocean. *Earth Plan. Sci. Lett.* 114, 353-371.

Hauri E.H., Lassiter J.C., DePaolo D.J., (1996). Osmium isotope systematics of drilled lavas from Mauna Loa, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 101, 11793-11806.

Hedge C., Watkins N., Hildreth R., Doering W., (1973). 87Sr/86Sr ratios in basalts from islands in the Indian Ocean. *Earth. Planet. Sci. Lett*. 21, 29-34.

Hegner E., Unruh D.M., Tatsumoto M. (1986). Nd-Sr-Pb isotope constraints on the sources of West Maui Volcano, Hawaii. *Nature* 319(6053), 478-480.

Hémond C., Devey C.W., Chauvel C., (1994). Source Compositions and Melting Processes in the Society and Austral Plumes (South-Pacific Ocean) - Element and Isotope (Sr, Nd, Pb, Th) Geochemistry. *Chem. Geol.* 115, 7-45.

Hildenbrand A., Gillot P.-Y., Le Roy I., (2004). Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth and Planetary Science Letters* 217, 349-365.

Hirschmann M.M., Stolper E.M. (1996). A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the “garnet signature” in MORB. *Contrib. Mineral. Petrol.* 124, 185–208.

Hofmann A.W., White W.M., (1982). Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 57, 421-436.

Hofmann A.W., Feigenson M.D., (1983). Case studies on the origin of basalt. I. Theory and reassessment of Grenada basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.* 84, 382-389.

Hofmann A.W., Jochum K.-P., Seufert M., White W.M., (1986). Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.* 79, 33-45.

Hofmann A.W., (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett*. 90, 297-314.

Hofmann A.W., Jochum K.P., (1996). Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Maun Kea basalts. Hawaii Scientific Drilling Project. *J. Of Geophys Res.* 101, 11831-11839.

Hofmann A.W., (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385, 219-229.

Hofmann A.W., (2003). Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and traces elements. *The Mantle and Core. Carlson, R. W. Oxford, Elsevier-Pergamon* 2**,** 61-101.

Holcomb R.T., Reiners P.W., Nelson B.K., (1997). Evidence for two shield volcanoes exposed on the island of Kauai, Hawaii. *gms26@cam.ac.ukn.-l.e.geology* 25, 811-814.

Housh T.B., Lunn J.F., (1991). Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *American Mineralogist*, vol. 76, p. 477-492.

I, J

Ito E., White W.M. and Gopel C. (1987). The O, Sr, Nd and Pb Isotope Geochemistry of Morb. *Chemical Geology* 62(3-4), 157-176.

Jackson M.G., Hart S.R., Koppers A.A.P., Staudigel H., Konter J.G., Blusztajn J., Kurz M. D., Russell J.A., (2007). The return of subducted continental crust in samoan lavas. *Nature* 448, 684-687.

Jackson M.G., Dasgupta R., (2008). Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 276, 175-186.

Jochum K.P., Hofmann A.W., Ito E., Seufert H.M., White W.M., (1983). K, U and Th in Mid-Ocean Ridge Basalt Glasses and Heat-Production, K/U and K/Rb in the Mantle. *Nature* 306(5942), 431-436.

Jochum K.P., Seufert H.M., Spettel B., Palme H. (1986). The Solar-System Abundances of Nb, Ta, and Y, and the Relative Abundances of Refractory Lithophile Elements in Differentiated Planetary Bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50(6), 1,173-1,183.

Jochum K.P., Arndt N.T., Hofmann A.W., (1991). Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 107, 272-289.

Johnson M., Plank T. (2000). Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1(1). doi:10.1029/1999GC000014. issn: 1525-2027.

K

Kaneoka I., Takaoka N., Clague D.A., (1983). Noble gas systematic for coexisting glass and olivine crystals in basalts and dunite xenoliths from Loihi seamount. *Earth Planet. Sci. Lett.* 66, 427- 437.

Kellogg, L.H., Hager, B.H. and van der Hilst, R.D., (1999). Compositional stratification in the deep mantle. *Science*, 283, 1881-1884.

Kennedy A., Kwon S.T., Frey F.A., West H.B., (1991). The isotopic composition of postshield lavas from Mauna-Kea Volcano, Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.* 103, pp. 339-353.

Kent R.W., Pringle M.S., Müller R.D., Saunders A.D., Ghose N.C., (2002). 40ar/39ar geochronology of the rajmahal basalts, india, and their relationship to the kerguelen plateau. *J. Petrol.* 43, 1141-1153.

Kieffer G., Tricot R., Vincent P.-M., (1977). Une éruption inhabituelle (avril 1977) du Piton de la Fournaise (île de la Réunion): Ses enseignements volcanologiques et structuraux. *C. R. Acad. Sci., Fr.* 285, 957-960.

Kieffer G., (1990). Recent dynamic and structural evolution ("Phase IV") of the Piton des Neiges (Reunion island, Indian Ocean). In: J. F. Lénat (ed.) *Le Volcanisme de la Réunion, Monogr.* pp. 163-185. *Cent. De Rech. Volcanol.: Clermont-Ferrand, France.*

Klein E., Langmuir C., Staudigel H. (1991). Geochemistry of Basalts from the Southeast Indian Ridge, 115-138. *Journal of Geophysical Research* 96(B2), doi: 10.1029/90JB01384. issn: 0148-0227.

Kluska J.M., (1997). Evolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges (Ile de la Réunion) au cours des derniers 500000 ans. *Thèse de l'Université Paris XI, Orsay.*

Kogiso T., Tatsumi Y., Shimoda G., Barsczus H. (1997). High ◻ (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia: New evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. *Journal of Geophysical Research* 102(B4): doi: 10.1029/96JB03892. issn: 0148-0227.

Kornprobst J., Boivin P., Lénat J.F., Bachèlery P., Bonneville A., Dupont P., Lecointre J., Seidel J.L., Thomas P., Vincent P.M., (1984). Le Piton de la Fournaise -Ile de la Réunion- *Actes du Colloque P.I.R.P.S.E.V., Clermont-Ferrand.*

Kuo L.-C., Kirhpatrick R.J., (1982). Pre-eruption history of phyric basalts from DSDP Legs 45 end 46: evidence from morphology and zoning patterns in plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology.*

Kurz M.D., Kammer D.P., (1991). Isotopic evolution of mauna loa volcano. *Earth Planet. Sci. Lett.* 103, 257-269.

Kushiro I., (1978). Viscosity and structural changes of albite ($NaAlSi_3O_8$) melt at high pressures. *Earth Planet. Sci. Lett.* 41, 87-90.

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 des données de campagnes marines, *Thèse d'Université, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.*

Labazuy P., (1996). Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). In: A. P. J. W. J. McGuire, J. Neuberg (ed.). *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. pp. 293-305. *Geol. Soc. Spec. Publ.*

Lacroix A., (1923). Minéralogie de Madagascar. Paris.

Lacroix A., (1936). Le volcan actif de l'île de la Réunion et ses produits. Gauthiers-Villars:Paris.

Lambert M., (2003). Etude de la structure interne du point chaud de la Réunion d'après les données gravimétriques. *DEA, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand*, 52 pp.

Langmuir C.H., Bender J.F., Bence A.E., Hanson G.N., Taylor S.R., (1977). Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 133-156.

Lassiter J.C., DePaolo D.J., Tatsumoto M., (1996). Isotopic evolution of Mauna Kea Volcano: results from the initial phase of the Hawaii Scientific Drilling Project. *J. Geophys. Res.* 101, pp. 11769-11780.

Lassiter J.C., Hauri E.H., (1998). Osmium-isotope variations in Hawaiian lavas: Evidence for recycled oceanic lithosphere in the Hawaiian plume. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 483-496.

Le Dez A., Maury R.C., Vidal P., Bellon H., Cotten J., Brousse R., (1996). Geology and Geochemistry of Nuku Hiva, Marquesas: temporal trends in a large polynesian shield volcano. *Bull. Soc. Geol. France* 167, 197-209.

Le Friant A., Lebas E., Clément V., Boudon G., Deplus C., De Voogd B., Bachèlery P., (2011). A new model for the evolution of La Réunion volcanic complex from complete marine geophysical surveys. *Geophysical Research Letters*, vol. 38, l09312, 6 pp., doi:10.1029/2011gl047489.

Leeman W.P., Gerlach D.C., Garcia M.O., West H.B., (1994). Geochemical variations in lavas from Kahoolawe volcano; Hawaii: evidence for open system evolution of plume-derived magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 62-77

Lehmann J., (1983). Diffusion between olivine and spinel : application to geothermometry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 64, 123-138.

Lénat J.-F., Aubert M., (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.* 2, 361-392.

Lénat J.F., Vincent P., Bachèlery P., (1989). The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean): Structural and geomorphological interpretation from Sea Beam mapping. *J. Volcanol. Geotherm. Res*. 36, 1-36.

Lénat J.-F., Labazuy P., (1990a) Submarine morphologies and structure of Reunion. In: J. F. Lénat (ed.). *Le Volcanisme de la Réunion, Monogr.,* pp. 43-74. Cent. De Rech. Volcanol.: Clermont-Ferrand, France.

Lénat J.-F., Bachèlery P., (1990b) Structure and dynamics of the central zone of Piton de la Fournaise volcano. In: J. F. Lénat (ed.) *Le Volcanisme de la Réunion, Monogr.* Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand,. pp. 257-296.

Lénat J.-F., Gibert-Malengreau B., Galdéano A., (2001). A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean). *J. Geophys. Res.* 106, 8646-8663.

Lénat J.-F., Merle O., Lespagnol L., (2009a). La Réunion: An example of channeled hot spot plume. *Original Research Article Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 184, Issues 1-2, Pages 1-13.

Lénat J.-F., Boivin P., Deniel C., Gillot P.-Y., Bachèlery P., Fournaise 2 Team, (2009b). Age and nature of deposits on the submarine flanks of Piton de la Fournaise (Reunion Island) *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 184, Issues 1-2, Pages 199-207.

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

Lerebour P., (1987). Etude du forage du Grand Brûlé: Lithostratigraphie, pétrologie, minéralogies primaire et secondaire. *Thèse de l'Université de Paris-Sud, Orsay.*

Lerebour P., Rançon J.P., Auge 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, 129-137.

Le Roex A.P., Cliff R.A., Adair B.J.I., (1990). Tristan da Cunha, South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite–phonolite lava series. *Journal of Petrology* 31, 779-812.

Letourneur L., Peltier A., Staudacher T., Gudmundsson A., (2008). The effects of rock heterogeneities on dyke paths and asymmetric ground deformation: The example of Piton de la Fournaise (Réunion Island). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 173, 289-302.

Levieux G., (2004). Synthèse géophysique de la zone de forage de reconnaissance géothermique du Piton de la Fournaise. *DEA*, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 65 pp.

Lindsey D.H., (1966). Melting relations of plagioclase at high pressures. *Carneige Inst Washington Yearb* 65, 204.

Lipman P.W., Calvert A.T., (2011). Early growth of Kohala volcano and formation of long Hawaiian rift zones. *Geology*, vol. 39, no.7, p. 659-662, doi: 10.1130/G31929.1.

Lofgren G.E., (1974). An experimental study of plagioclase crystal morphology: Isothermal crystallization. *Am. J. Sci.* 274, 243-273.

Luais B., (2004). Temporal changes in Nd isotopic composition of Piton de la Fournaise magmatism (Réunion Island, Indian Ocean). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5, 1-17.

Ludden J.N., (1978). Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Reunion Island. *J. Volc. Geotherm. Res.* 4, 171-198.

Lustrino M., (2005). How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. *Earth Sci. Rev.* 72, 21-38.

M

Macdonald G.A., Katsura T., (1964). Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.* 5, 82-133.

Mahoney J.J., Natland J.H., White W.M., Poreda R., Bloomer S.H., (1989). Isotopic and geochemical provinces of the Indian ocean spreading centers. *J. Geophys. Res.* 94, 4033-4052.

Mahoney J.J., LeRoex A.P., Peng Z., Fisher R.L., Natland J.H., (1992). Southwestern limits of Indian ocean ridge mantle and origin of low 206Pb/204Pb mid-ocean ridge basalt: isotope systematic of the central southwest Indian ridge (17°-50°). *J. Geophys. Res* 97, 19,771-19,790.

Mahoney J.J., Duncan R.A., Khan W., Gnos E., McCormick G.R. (2002). Cretaceous volcanic rocks of the South Tethyan suture zone, Pakistan: Implications for the Réunion hotspot and Deccan Traps. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203, 295-310.

Mairine P., Bachèlery P., (1997). Major erosional period in the building of Piton de la Fournaise (Réunion Island). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 325(4), 243-249.

Malengreau B., (1995). Structure profonde de la Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques. *Thèse de l'Université Clermont-Ferrand II.*

Malengreau B., Lénat J.-F., Froger J.-L., (1999). Structure of Reunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88(3), 131-146.

Manconi A., Longpré M.-A., Walter T.R., Troll V.R., Hansteen T.H., (2009). The effects of flank collapses on volcano plumbing systems. *Geology*, vol. 37, no.12, p.1099-1102, doi: 10.1130/G30104A.1.

McDonough W.F., Sun S.S., (1995). The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223-253.

McDonough W.F., Rudnick R.L., (1998). Mineralogy and composition of the upper mantle. *Mineralogical Society of America*, vol. 37, pp. 139-164.

McDougall I., Compton W., (1965). Strontium isotope composition and potassium-rubidium ratios in some rocks from Réunion and Rodriguez, Indian Ocean. *Nature* 207, p.252-253.

McDougall I., Chamalaun F.H., (1969). Isotopic dating and geomagnetic polarity studies on volcanic rocks from Mauritius, Indian Ocean. *Geological Society of America,* Bulletin 80: 1,419-1,442, doi: 10.1130/0016-7606.

McDougall I., (1971). The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 261-288.

McDougall I., Watkins N.D. (1973). Age and duration of the Reunion geomagnetic polarity event. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 443-452, doi: 10.1016/0012-821X(73)90188-X.

McKenzie D., O'Nions R.K., (1983). Mantle reservoirs and ocean island basalts *Nature,* vol. 301, Issue 5897, pp. 229-231.

McKenzie D., (1985). The extraction of magma from the crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74, 81-91.

McNutt M., Caress D.W., (2007). Crust and Lithospheric Structure -Hot Spots and Hot Spots Swells, *Treatise on Geophysics, vol. 1 Seismology and the structure of the Earth,* chap. 1.13, p. 445-478, Editor-in-Chief: Gerald Schubert, *Elsevier,* ISBN: 978-0-444-52748-6.

Merle O., Lénat J.-F. (2003). Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J. Geophys. Res.* 108, 2166.

Merle O., Michon L., Bachèlery P. (2008). Caldera rim collapse: A hidden volcanic hazard. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177, 525-530.

Merle O., Mairine P., Michon L., Bachèlery P., Smietana M. (2010). Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 189, 131-142.

Michard A., Montigny R., Schlich R. (1986). Geochemistry of the mantle below the Rodriguez Triple junction and the South-East Indian Ridge. *Earth Planet. Sci. Let.* 78, 104-114.

Michon L., Saint-Ange F., Bachèlery P., Villeneuve N., Staudacher T. (2007). Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). *J. Geophys. Res.* 112.

Michon L., Saint-Ange F., (2008). The morphology of Piton de la Fournaise basaltic shield volcano (La Réunion island): Characterization and implication in the volcano evolution. *J. Geophys. Res.* 113.

Moore J.G., Clague D.A., Normark W.R., (1982). Diverse basalt types from Loihi Seamount,Hawaii. *Geology* 10, 88-92.

Moore J., White W.M., Paul D., Duncan R.A., Abouchami W., Galer S.J.G., (2011). Evolution of shield-building and rejuvenescent volcanism of Mauritius. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 207, Issues 1–2, 47–66.

Morgan W.J., (1971). Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature* 230, 42-43, doi:10.1038/230042a0.

Morgan W. J., (1981). Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. In: C.Emiliani (ed.), *The sea.*. Wiley: New York.

N, O

Nativel, P., (1978). Volcans de la Réunion, pétrologie, faciès zéolite, sublimés. *Thèse de Doctorat* : Université Paris Sud Orsay, 385 p.

Niu Y., O'Hara M. (2003). Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research* 108(B4): doi: 10.1029/2002JB002048. issn: 0148-0227.

Nohda S., Kaneoka I., Hanyu T., Xu S., Uto K., (2005). Systematic variation of Sr-, Nd- and Pb-isotopes with time in lavas of Mauritius, Réunion hotspot. *J. Petrol.* 46, 505-522.

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

Oehler J.-F. (2005) Les déstabilisations de flanc des volcans de l'Ile de La Réunion (Océan Indien): Mise en évidence, implications et origines. *Thèse de l'Unversité de Clermont-Ferrand II.*

Oehler J.-F., Lénat J.-F., Labazuy P. (2008). Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bull. Volcanol.* 70, 717-742.

Oversby V.M., Gast P.W., (1968). Lead isotope compositions and uranium decay series disequilibrium in recent volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters,* vol. 5, p. 199-206.

Oversby V.M., (1972). Genetic relations among the volcanic rocks of Réunion: chemical and lead isotopic evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 1167-1179.

P, Q

Palacz Z.A., Saunders A.D., (1986). Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, Southwest Pacific. *Earth and Planetary Science Letters* 79(3-4), 270-280.

Patchett P.J., Tatsumoto M., (1980). Hafnium isotope variations in oceanic basalts. *Geophys. Res. Lett.* 7, 1077-1080.

Paul D., White W.M., Blichert-Toft J., (2005). Geochemistry of Mauritius and the origin of rejuvenescent volcanism on island volcanoes. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6(6), doi: 10.1029/2004GC000883.

Paul D., Kamenetsky V.S., Hofmann A.W., Stracke A.J., (2007). Compositional diversity among primitive lavas of Mauritius, Indian Ocean: implications for mantle sources. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 164, 76-94.
Peltier A., Bachèlery P., Staudacher T. (2009). Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 184, 93-108.

Peterson D.W., Moore R.B., (1987). Geologic history and evolution of geologic concepts, Island of Hawaii. Dans : R.W. Decker, T.L. Wright et P.H. Stauffer (Eds), Volcanism in Hawaii. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1350, pp. 149-189.

Philippot F., (1982). La sédimentation volcanogène récente autour de L'île de La Réunion. *These Univ. Paris - Sud Orsay*, p. 185.

Pietruszka A.J., Garcia M.O., (1999). The size and shape of Kilauea Volcano's summit magma storage reservoir: a geochemical probe. *Earth Planet. Sci. Lett.* 167, 311-320.

Pietruszka A.J., Hauri E.H., Blichert-Toft J., (2009). Crustal Contamination of Mantle-derived Magmas within Piton de la FournaiseVolcano, Reunion Island. *Journal of Petrology*, vol. 50, n°4 p. 661-684, doi:10.1093/petrology/egp016.

Pinel V., Jaupart C., (2005). Some consequences of volcanic edifice destruction for eruption conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 145, p. 68-80, doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.01.012.

Price R.C., Kennedy A.K., Riggs-Sneeringer M., Frey F.A., (1986). Geochemistry of basalts from the Indian ocean triple junction: implications for the generation and evolution of Indian ocean ridge basalts. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 78, 161-178.

Prinzhofer A., Lewin E., Allègre C.J., (1989). Stochastic melting of the marble cake mantle: evidence from local study of the East Pacific Rise at 12°50N. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 92, Issue 2, p. 189-206.

Prytulak J., Elliott T., (2007). TiO2 enrichment in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 263, 388-403.

Quidelleur X., Holt J.W., Salvany T., Bouquerel H., (2010). New K-Ar ages from La Montagne massif, Reunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2.2–2.0Ma. *Geophys. J. Int.* 182, 699-710.

R

Rançon J.P., Rocher P., Augé T., Nativel P. (1988). Pétrologie de deux complexes intrusifs lités de l'île de la Réunion. Implications volcano-structurales. *Géologie de la France* 2–3, 133-156.

Rançon J.P., Lerebour P., Augé T. (1989). The Grand Brule exploration drilling: New data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: Lithostratigraphic units and volcanostructural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 113-127.

Rekhämper M., Hofmann A.W., (1997). Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 147, 93-106.

Reisberg L.C., Zindler A., Marcantonio F., White W.M., Wyman D., Weaver B., (1993). Os isotope systematics in ocean island basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.* 120, pp. 149-167.

Replumaz A., Karason H., van der Hilst R.D., Besse J., Tapponnier P., (2004). 4-D evolution of SE Asia's mantle from geological reconstructions and seismic tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.* 221, 103-115, doi:10.1016/s0012-821x(04)00070-6.

Rhodes J., Hart S., (1995). Episodic trace element and isotopic variations in historical Mauna Loa lavas: Implications for magma and plume dynamics, In *Mauna Loa Revealed: Structure, Composition, History and Hazards*, Vol. 92, pp. 263-288. American Geophysical Union (AGU).

Richardson S.H., Erlank A.J., Duncan A.R., Reid D.L., (1982a). Correlated Nd, Sr and Pb isotopic variation in Walvis Ridge basalts and implications for the evolution of their mantle source. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 59, 327-342.

Richardson S. H., A.J. Erlank, A.R. Duncan and D.L. Reid, (1982b). Major and trace elements and Nd and Sr isotope geochemistry of basalts from the Deep Sea Drilling Project Leg 74 Walvis Ridge transect, In *Reports of the Deep Sea Drilling Project 74* (ed. T. C. Moore and P. D. Rabinowitz). U S Government Printong Ofiice.

Rocher P., (1988). Contexte volcanique et structural de l'hydrothermalisme récent dans le massif du Piton des Neiges (île de la Réunion). Etude détaillée du cirque de Salazie. *Thèse de l'Université de Paris-Sud, Orsay.*

Roden M. F., Trull T., Hart S. R., Frey F. A., (1994). New He, Nd, Pb, and Sr Isotopic Constraints On the Constitution of the Hawaiian Plume - Results From Koolau Volcano, Oahu, Hawaii, Usa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 1431-1440.

Rotstein Y., Munschy M., Bernard A., (2001). The Kerguelen Province revisited: additional constraints on the early development of the Southeast Indian Ocean. *Marine Geological Researches* 22, 81-100.

Rousset D., Bonneville A. et Lénat J.-F., (1987). Detailed gravity study of the offshore structure of Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. *Bull. Volcanol.* 49, 713-722.

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(1-3), 37-52.

Rowland S.K., Garbeil H., (2000). Slopes of oceanic basalt volcanoes. *In* Mouginis Mark, P.J.C.J.A.F.J.H., ed., *Fall Meeting of the American-Geophysical Union: San Francisco, Ca, Amer Geophysical Union*, p. 223-247.

Royer J.-Y., Coffin M.F., (1992). Jurassic to Eocene plate tectonic reconstructions in the Kerguelen plateau region. In Wise, S. W., Schlich, R., Julson, A. A. P. (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 120.

Ryan M. P., (1987). Elasticity and contractancy of Hawaiian olivine tholeiite and its role in the stability and structural evolution of subcaldera magma reservoirs and rift systems. *U.S. Geol. Surv. Prof Pap. 1350* 2, 1395-1447.

S

Sahabi M., (1993). Un modèle général d'évolution de l'océan Indien. *PhD dissertation*, 383pp.

Saint-Ange F., Savoye B., Michon L., Bachelery P., Deplus C., De Voogd B., Dyment J., Le Drezen E.,Voisset M., Le Friant A., Boudon G., (2011). A volcaniclastic deep-sea fan off La Réunion Island (Indian Ocean): gradualism versus Catastrophism. *Geology*, vol. 39, p. 271-274.

Salter V.J.M., (1996). The generation of mid-ocean ridge basalts from the Hf and Nd isotope perpective. *Earth Plan. Sci. Lett.* 141, 109-123.

Salter V.J.M., White W.M., (1998). Hf isotope constraints on mantle evolution. *Chemical Geology* 145, 447–460.

Salter V.J.M., Stracke A. (2004). Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5(5), doi: 10.1029/2003GC000597. issn: 1525-2027.

Salvany T., (2009). Evolution morphostructurale de volcans intraplaques océaniques : exemple des volcans de l'Ile de la Réunion (Océan Indien). *Thèse de l'Université d'Orsay*.

Sautter V., Gillet P., (1994). Les diamants, messagers des profondeurs de la terre. Sophia, Paris, FRANCE (1970) (Revue) 1994, nº271, pp. 1238-1245.

Schlich R., (1975). Structure et âge de l'océan indien occidental. *Société Géologique de France*, Mémoire hors série n°6, 102 pp.

Schlich R., Dyment J. et Munschy M., (1990). Structure and age of the Mascarene and Madagascar basins, Colloque International Volcanisme Intraplaque: Le Point Chaud de la Réunion. *Inst. De Phys. du Globe, Paris.*

Shaw D.M., (1970). Trace-element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 237-243.

Shaw D.M., (2000). Continuous (dynamic) melting theory revisited. *Canadian Mineralogist* 38(5), 1,041-1,063.

Sheth H.C., Mahoney J.J., Baxter A.N. (2003). Geochemistry of lavas from Mauritius, Indian Ocean: mantle sources and petrogenesis. *International Geology Review* 45, 780-797.

Sims K.W.W., DePaolo D.J., Murrell M.T., Baldridge W.S., Goldstein S., Clague D., Jull M., (1999). Porosity of the melting zone and variations in the solid mantle upwelling rate beneath Hawaii - Inferences from U-238-Th-230-Ra-226 and U-235-Pa-231 disequilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 63, no. 23-24, pp. 4119-4138.

Sisavath E., Babonneau N., Saint-Ange F., Bachèlery P., (2011) Jorry S.J., Deplus C., De Voogd B., Savoye B., Morphology and sedimentary architecture of a modern volcaniclastic turbidite system: The Cilaos fan, offshore La Réunion Island. *Marine Geology* 288, Issues 1-4, p. 1-17.

Sisson T.W., Lipman P.W., Naka J., (2002). Submarine alkalic through tholeiitic shield-stage development of Kilauea volcano, Hawai'I, *in* Takahashi, E., et al., eds., Hawaiian volcanoes: Deep underwater perspectives: American Geophysical. *Union Geophysical Monograph* 128, p. 193–219.

Smietana M., Bachèlery P. et Hémond C., (2009). The third Volcano of La Réunion Island : new geochemical data from submarine flanks. *Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly 2009,* 11, EGU2009-4880-2.

Smietana M., Bachèlery, P. and Hémond, C. (2010). Heterogeneity in the mantle source of La Réunion Island, *Goldschmidt conference abstract 2010, Geochem. Cosmochem. Act.,* 74, 12, suppl. 1, A972.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. (2005). An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature,* vol. 434.

Spiegelman M., Elliot T., (1993). Consequences of melt transport for uranium series disequilibrium in young lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 118, 1-20.

Stacey J.S., Kramers J.D., (1975). Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters* 26(2), 207-221.

Staudacher T., Sarda P., Allègre C.J. (1990). Noble gas systematics of Réunion Island,Indian Ocean. *Chem. Geol.* 89, 1-17.

Staudacher T., Sarda P., Allegre C.J., (1991). Comment on 'Atmospheric contamination: a possiblesource for heavy noble gas in basalts from Loihi seamount, Hawaii' by D.B. Patterson, M. Honda and I. McDougall. *Geophys. Res. Lett.* 18 (4), 745-748.

Staudigel H., Plank T., White B., Schmincke H.-U. (1996). Geochemical fluxes during seafloor alteration of the upper oceanic crust: DSDP sites 417-418. *In: Subduction top to bottom. Geophysical Monograph. Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H. and Platt, J.P. (Editors), American Geophysical Union, Washington, D.C.*. 96, 19-38.

Staudigel H., Zindler A., Hart S.R., Leslie T., Chen C.Y., Clague D.A. (1984). The isotope systematics of a juvenile intraplate volcano; Pb, Nd, and Sr isotope ratios of basalts from Loihi Seamount, Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters* 69(1), 13-29.

Steiger R.H., Jäger E., (1977). Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359-362.

Steinberger B., O'Connell R.J. (1998). Advection of plumes in mantle flow; implications on hotspot motion, mantle viscosity and plume distribution. *Geophys. J. Int.* 132, 412-434.

Stieltjes L., (1985). Carte des coulées historiques du volcan de la Fournaise. 1 feuille au 1/25000 + notice 60pp

Stille P., Unruh D.M., Tatsumoto M. (1983). Pb, Sr, Nd and Hf isotopic evidence of multiple sources for Oahu, Hawaii basalts. *Nature* 304(5921), 25-29.

Stolper E., Walker D., Hager B. and Hays J. (1981). Melt segregation from partially molten source regions: the importance of melt density and source region size. *Journal of Geophysical Research* 86(B7), doi: 10.1029/0JGREA0000860000B7006261000001. issn: 0148-0227.

Storey M., Saunders A.D., Tarney J., Leat P., Thirlwall M.F., Thompson R.N., Menzies M.A., Marriner G.F., (1988). Geochemical évidence for plume-mantle interactions beneath Kergulen and Herd Islands, Indian Ocean. *Nature* 336, 371-374.

Stracke A., Salters V.J.M., Sims K.W.W., (1999). Assessing the presence of garnet-pyroxenite in the mantle sources of basalts through combined hafnium-neodymium-thorium isotope systematics. *Geochem., Geophys., Geosys.* 1, pp. 13.

Stracke A., Bizimis M., Salters V.J.M., (2003). Recycling oceanic crust: quantitative constraints. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4., doi:10.1029/2001GC000223.

Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R., (2005). FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6(Q05007), doi:10.1029/2004GC000824.

Stracke A., Bourdon B., (2009). The importance of melt extraction for tracing mantle heterogeneity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 218–238.

Strelow F.W.E., (1978). Distribution coefficients and anion exchange behavior of some elements in hydrobromic-nitric acid mixtures. *Anal Chem* 50, 1359-1361.

T, U

Tanguy J.C., Bachèlery P., Le Goff M., (2011). Archeomagnetism of Piton de la Fournaise : Bearing on volcanic activity at La Réunion Island and geomagnetic secular variation in Southern Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 303, 361-368, doi:10.1016/j.epsl.2011.01.019.

Tatasumoto M., Hegner E., Unruh D.M., (1987). Origin of the West Maui volcanic rocks inferred from Pb, Sr, and Nd isotopes and a multicomponent model for oceanic basalt, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1350*, 723-744.

Tatsumi Y., (2000). Slab melting: its role in continental crust formation and mantle evolution. *Geophysical Research Letters* 27(23), doi: 10.1029/2000GL012061. issn: 0094-8276.

Upton B.G.J., Wadsworth W.J. (1965). Geology of Reunion Island, Indian Ocean. *Nature* 207, 151-154.

Upton B.G.J., Wadsworth W.J., (1972a). Aspect of magmatic evolution of Réunion Island.*Phil. Trans. R. Soc. London A* **271**, 105-130.

Upton B.G.J., Wadsworth W.J., (1972b). Peridotitic and gabbroic rocks associated with the shield-forming lavas of Réunion. *Contrib. Mineral. Petrol.* 35, 139-158.

V

Valbracht P.J., Staudigel H., Honda M., McDougall I., Davies G.R. (1996). Isotopic tracing of volcanic source regions from Hawaii: Decoupling of gaseous from lithophile magma components. *Earth and Planetary Science Letters* 144(1-2), 185-198. doi: 10.1016/0012-821X(96)00126-4.

Van der Hilst R. D., Engdhal R., Spakman W., Nolet G., (1991). Tomographic imaging of subducted lithosphere below Northwest Pacific island arcs, *Nature* 379, 624-627.

Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R., (1997). Evidence for deep mantle circulation from global tomography, *Nature* 386, 578-584.

Van der Hilst R.D., Karason, H. (1999). Compositional heterogeneity in the bottom 1000 kilometers of Earth's mantle: Toward a hybrid convection model. *Science* 283(5409), 1,885-1,888.

Van der Voo R., Spakman W., Bijwaard H., (1999). Tethyan subducted slabs under India, *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 7-20.

Van Keken P. E., Ballentine C.J., Hauri E.H., (2003). Convective mixing in the Earth's mantle. *The Mantle and Core. Carlson, R. W. Oxford, Elsevier-Pergamon* 2**,** 417-491.

Vidal P., Chauvel C., Brousse R., (1984). Large mantle heterogeneity beneath French Polynesia. *Nature* 307(5951), 536-538.

Vlastélic I., Staudacher T., Semet M., (2005). Rapid change of lava composition from 1998 to 2002 at Piton de la Fournaise (Réunion) inferred from Pb isotopes and trace elements: Evidence for variable crustal contamination. *J. Petrol.* 46, 79-107.

Vlastélic I., Peltier A., Staudacher T., (2007). Short-term (1998-2006) fluctuations of Pb isotopes at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island): Origins and constraints on the size and shape of the magma reservoir. *Chem. Geol.* 244, 202-220.

Vlastélic I., Deniel C., Bosqa C., Téloukb P., Boivin P., Bachèlery P., Famin V., Staudacher T., (2009). Pb isotope geochemistry of Piton de la Fournaise historical lavas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 184, 63-78.

W

Walker G.P.L., (1990). Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. *Pacific Science,* vol. 44, p. 315-345.

Weaver B.L., (1991). Trace element evidence for the origin of oceanic basalts. *Geology* 19, 123-126.

Weis D., Frey F.A., Leyrit H., Gautier I., (1993). Kerguelen Archipelago: geochemical and isotopic study of the Southast Province lavas, *Earth Plan. Sci. Lett.* 118, 101-119.

Weis D., Frey F.A., Giret A., Cantagrel J.-M., (1998). Geochemical characteristics of the youngest volcano (Mount Ross) in the Kerguelen archipelago: inferences for magma flux, lithosphere assimilation and composition of the Kerguelen plume. *J. Petrol.* 39(5), 973-994.
Welsch B., Faure F., Bachèlery P., Famin V., (2009). Microcrysts Record Transient Convection at Piton de la Fournaise Volcano (La Réunion Hotspot). *J. Petrology* 50 (12), 2287-2305, doi: 10.1093/petrology/egp076.

Welsch B., (2010). Signification des Océanites dans le fonctionnement du Piton de la Fournaise, île de La Réunion. *Thèse de l'Université de La Réunion.*

West H.B., Gerlach D.C., Leeman W.P., Garcia M.O., (1987). Isotopic constraints on the origin of Hawaiian lavas from the Maui volcanic complex, Hawaii, *Nature* 330, 216-220.

White W.M., Hofmann A.W., (1982). Mantle heterogeneity and isotopes in oceanic basalts. *Nature* 295, 363-364.

White W.M., Cheatham M.M., Duncan R.A., (1990). Isotope geochemistry of leg 115 basalts and inferences on the history of the reunion mantle plume. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results,* Vol. 115.

White W.M., McBirney A., Duncan R. (1993). Petrology and geochemistry of the Galapagos Islands: Portrait of a pathological mantle plume. *Journal of Geophysical Research* 98(B11), doi: 10.1029/93JB02018. issn: 0148-0227.

White W.M., Duncan R., (1995). Geochemistry and Geochronology of the Society Islands: New Evidence for Deep Mantle Recycling, *AGU Monograph: Isotope Studies of Crust Mantle Evolution. Ed.: Hart, SR and Basu, A.*

Willbold M., Stracke A. (2006). Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7(4), doi: 10.1029/2005GC001005. issn: 1525-2027.

Wilson J. T., (1963). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Physics* 41, 863-868.

Woodhead J. D., McCulloch M.T., (1989). Ancient Seafloor Signals in Pitcairn-Island Lavas and Evidence For Large-Amplitude, Small Length-Scale Mantle Heterogeneities, *Earth Plan. Sci. Lett.* 94, 257-273.

Woodhead J.D., Devey C.W., (1993). Geochemistry of the Pitcairn Seamounts. 1. Source Character and Temporal Trends, *Earth Plan. Sci. Lett., 116,* 81-99, 1993.

Workman R.K., Hart S.R., Jackson M., Regelous M., Farley K.A., Blusztajn J., Kurz M., Staudigel H. (2004). Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5(4), doi: 10.1029/2003GC000623. issn: 1525-2027.

Wright E., White W.M., (1987). The Origin of Samoa - New Evidence From Sr, Nd, and Pb Isotopes, *Earth Plan. Sci. Lett*. 81, 151-162.

Wyllie, P. J., (1981). Plate tectonics and magma genesis. *Geol. Rundsch.* 70, 128-53.

Y, Z

Yang H. J., Frey F.A., Garcia M.O., Clague D.A., (1994). Submarine Lavas From Mauna-Kea Volcano, Hawaii - Implications For Hawaiian Shield Stage Processes, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 99, 15577-15594.

Yang H. J., Frey F. A., Weis D., Giret A., Pyle D., Michon G., (1998). Petrogenesis of the flood basalts forming the northern Kerguelen Archipelago: implications for the Kerguelen plume. *J. Petrol* 39(4), 711-748.

Yasuda A., Fujii T., Kurita K. (1994). Melting phase relations of an anhydrous mid-ocean ridge basalt from 3 to 20 GPa: Implications for the behavior of subducted oceanic crust in the mantle. *Journal of Geophysical Research* 99(B5), doi: 10.1029/93JB03205. issn: 0148-0227.

Zielinski R.A., (1975). Trace element evaluation of a suite of rocks from Reunion island, Indian Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 713-734, doi:10.1016/0016-7037(75)90012-5.

Zindler A., Hart S.R., Frey F.A., Jakobsson S.P., (1979). Nd and Sr isotope ratios and rare earth element abundances in Reykjanes peninsula basalts: evidence for mantle heterogeneity beneath Iceland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 249-262.

Zindler A., Staudigel H., Batiza R., (1984). Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 70, 175-195.

Zindler A., Hart S.R., (1986). Chemical Geodynamics. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.* 14, 493-571.

Zou H.B., (1998). Trace element fractionation during non modal dynamic melting and open system melting : A mathematical treatment. *Geoch. Cosmo. Acta* 62 (11), 1937-1945.

Table des illustrations

Chapitre I

Figure I.1. *Modèles de la structure chimique du manteau terrestre. (a) Modèle de convection qui affecte l'intégralité du manteau tout en maintenant une zonation chimique. Elle demeure par la différence de profondeurs atteintes par les plaques subductées (la zone de transition ou la limite noyau-manteau), qui dépend de leur composition (Albarède et Van der Hilst, 2002). (b) Modèle de convection à deux couches, avec un manteau appauvri jusqu'à la zone de transition à 660 km et un manteau inférieur qui a conservé une composition primitive (Allègre, 1997). Ce modèle basé sur des données géochimiques serait valable jusqu'à il y a moins un milliard d'années, alors qu'aujourd'hui des études géophysiques montrent que des slabs pénètrent dans le manteau inférieur (Van der Hilst et al., 1991) (c) Modèle de manteau "blob" dans lequel des zones de composition primitive sont préservées à l'intérieur d'un manteau inférieur par endroits appauvri et à d'autres endroits enrichi (Becker et al., 1999). (d) Manteau stratifié chimiquement avec le tiers inférieur au contact du noyau constitué d'un mélange hétérogène de composants enrichis (plaques subductées) et de composants de nature primitive, et les deux tiers supérieurs du manteau sont appauvris en éléments incompatibles (Kellogg et al., 1999 ; Van der Hilst et Karason, 1999). Modifiée d'après Bennett, 2003.*

Figure I.2. *(a) ε(Nd) en fonction de ^{87}Sr / ^{86}Sr dans les îles océaniques basaltiques (arcs insulaires exclus). Les îles ou groupes d'îles sélectionnés sont considérés comme représentant les compositions extrêmes dans les diagrammes isotopiques ; il s'agit des localités représentant les pôles HIMU (îles Cook-Australes et Ste-Hélène), EM-1 (Pitcairn-Gambier et Tristan), EM-2 (îles Société, Samoa et Marquises), et DMM (îles d'Hawaii et Islande). (b) De la même façon pour les systèmes ^{207}Pb / ^{204}Pb en fonction de ^{206}Pb/ ^{204}Pb. D'après Hofmann (2003) et avec :*

$$\varepsilon_{Nd(t)} = \left[\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{échantillon(t)}}{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{CHUR(t)}} - 1 \right] \times 10000$$ *et* $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR} = 0{,}512638$.

Figure I.3. *Carte Bathymétrique de l'archipel d'Hawaii. Abréviations des noms de volcan : EM pour East Molokai'i; HA pour Haleakala; HU pour Hualalai; K pour Kaho'olawe; KL pour Kilauea; KO pour Kohala; L pour Lanai; LO pour Lo'ihi; M pour Mahukona; MI pour West Maui; MK pour Mauna Kea; ML pour Mauna Loa; WM pour West Molokai'i. H pour Hilo (site de forage); HF.Z. pour Hawaii Fracture Zone (seulement la partie nord). D'après Lipman et Calvert, 2011.*

Figure I.4. *Modélisation du plume hawaiien. En rouge sont représentées les éclogites (croûte océanique recyclée), en bleu : la péridotite, en jaune : la pyroxénite secondaire, qui s'est produite par infiltration du liquide de fusion de l'éclogite dans la péridotite, en blanc et rouge : les restites d'éclogites réfractaires, en pointillés noirs : le liquide, en violet : le cheminement du magma sous forme de conduits et de petites chambres magmatiques. Le matériel recyclé est concentré dans le centre du panache. Vers 170-130 km de profondeur, la plupart de l'éclogite fond. Ce liquide disparait à plus faible pression en se séparant de l'éclogite restante et va métasomatiser la péridotite et ainsi produire la pyroxénite secondaire. Le mélange de ces liquides a probablement lieu dans des niveaux crustaux superficiels, dans des petits corps magmatiques plutôt que dans le manteau ou bien dans une grande chambre magmatique stable. D'après Sobolev et al., 2005.*

Figure I.5. *Modélisation numérique d'un panache hétérogène. (a) La composante de la vitesse verticale au sein du conduit est donnée par un code de couleur et par des vecteurs pour quatre profondeurs différentes. La zone de fusion est en pointillés jaunes et la trajectoire du flux central est représentée par la ligne en pointillée. La courbe insérée dans la figure représente la distance depuis le cœur du panache (rayon) en fonction des contraintes de vitesses. (b) Quatre hétérogénéités passives (en bleu) avec une forme initiale de demie sphère (Y=0 est le plan de symétrie de miroir) et d'un diamètre de 10 km, à une profondeur initiale de 500 km. Leur forme et leur position sont replacées à des temps donnés. Le temps de montée indiqué sur le côté gauche du conduit (de 0,4 à 6 Ma) correspond à une hétérogénéité remontée dans la partie extérieure, soit la marge du panache. Le temps de montée indiqué sur le côté droit du conduit (de 0,05 à 0,8 Ma) correspond respectivement aux hétérogénéités en aval, au centre et en amont. La position des quatre hétérogénéités après 0,4 Ma (en noir) permet d'estimer les différents temps de montée à travers le conduit selon leur position initiale. D'après Farnetani et Hofmann, 2010.*

Figure I.6. *Etapes d'édification d'un volcan bouclier sur l'exemple des volcans d'Hawaii. (a) Construction d'un mont sous marin sur le plancher océanique avec des laves alcalines. (b et c) Stade bouclier où 95% de l'édifice se construit en émettant des laves tholéitiques, transitionnelles ou alcalines, sous l'eau (b) puis hors de l'eau (c). (d) Stade de déclin avec des laves alcalines et différenciées qui nappent l'édifice.*

Chapitre II

Figure II.1*. Tracé du "hotspot" de La Réunion, depuis les Trapps du Deccan formés il y a 65 Ma, jusqu'à l'édification actuelle de l'île de La Réunion. Les âges sont en millions d'années. La Réunion est localisée dans le cercle rouge. D'après Mahoney et al., 2002.*

Figure II.2. (a) *Carte bathymétrique de La Réunion et de la plaque environnante, compilée par Saint Ange (2009) à partir de données de FOREVER et d'ERODER 1. Modifiée d'après Saint Ange, 2009.(b) Modèle de vélocité des ondes P sur un transect 2D SW–NE passant par La Réunion (36 stations à terre et 6 OBS en mer). D'après Gallart et al. (1999).*

Figure II.3. *Modèle numérique de terrain (MNT) de l'édifice volcanique de La Réunion (échelle en mètres au dessus (+) et au dessous (-) du niveau de la mer). Le trait noir de plus grande circonférence marque la limite de l'édifice à -4000m au contact avec le plancher océanique. Le trait noir plus petit correspond au trait de côte, c'est-à-dire au niveau de la mer. La ligne en tirets jaune marque la limite entre les deux volcans boucliers de La Réunion. Coordonnées en km (WGS 84 UTM 40S). Modifiée d'après Gailler, 2010.*

Figure II.4. *(a) Carte interprétative des glissements de flancs des volcans de La Réunion. Schéma de structure globale. Les acronymes des bombements sous-marins sont classés : par localisation des flancs (w : ouest, n : nord, e : est et s : sud), par le volcan source (A : le Volcan des Alizés, N : Piton des Neiges, F : Piton de la Fournaise) et par chronologie relative (1, 2, 3…). Les labels additionnels a, b et c sont utilisés pour distinguer des glissements d'âge estimé semblable. Les zones en rouge sont des zones construites (rift zones, rides volcaniques ou cônes). Sur la partie aérienne, les affleurements des avalanches de débris et les principaux critères topographiques sont interprétés comme des zones sources potentielles de glissement de flancs. Ils sont placés sur une carte de topographie ombrée. D'après Oehler et al., 2007. (b) Carte topographique et bathymétrique de l'édifice réunionnais représenté avec les étendus de terrains accidentés. Les zones d'interprétations vertes correspondent aux déstabilisations de flancs du Piton des Neiges, avec les déstabilisations secondaires en vert clair. Les zones rouges sont les grands évènements rattachés au Piton de la Fournaise. D'après Le Friant et al., 2011.*

Figure II.5. *Compilations des datations faites par méthode K-Ar sur la partie aérienne de l'île de La Réunion. D'après de Salvany, 2009.*

Figure II.6. *Schéma évolutif de la construction de l'île de La Réunion avec la succession des effondrements emboités (du Nord-Ouest vers le Sud-Est) au cours du temps. D'après Gillot et al., 1994.*

Figure II.7. *(a) Carte géologique de La Réunion. Synthèse de Fèvre et Odon (2003). Données BRGM et LSTUR. (b) Logs chronologiques du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Synthèse modifiée d'après Marine, Bret (2002), Fèvre (2005) et Kluska (1997). D'après Welsch, 2010.*

Figure II.8. *Modèle structural du Massif de la Fournaise. (a) Modèle numérique de terrain montrant d'Ouest en Est, les bordures des caldeiras de la Rivière des Remparts, du Morne Langevin, de la*

Plaine des Sables et de l'Enclos Fouqué. Le Bras Caron et le Bras Mahavel sont deux affluents du canyon principal de la Rivière des Remparts. (b) Coupe Ouest-Est simplifiée montrant les quatre caldeiras : la Rivière des Remparts (RR), le Morne Langevin (ML), la Plaine des Sables (PS) et l'Enclos Fouqué (EF). Modifiée d'après Merle et al., 2008. (c) Compilation des données structurales et pétrologiques à partir de Bachèlery et Mairine, 1990 ; Mairine et Bachèlery, 1997 ; Merle et al. 2008 ; Merle et al., 2010. Notons que les unités Pintades et à Olivine forme la Série Ancienne de la Fournaise. Abréviations supplémentaires : glissement de terrain (Gliss.), caldeira (Cald.).

Figure II.9. *Carte géologique simplifiée du flanc Sud-Est du massif du Piton de la Fournaise. RRC : Caldeira de la Rivière des Remparts. MLC : Caldeira Morne Langevin. PSC : Caldeira de la Plaine des Sables. Notons que l'Unité de la Plaine des Sables comprend aussi l'Unité de l'Enclos Fouqué. Modifiée d'après Merle et al., 2010.*

Figure II.10. *(a) Modèle géochimique conceptuel du stockage et du transport de magma sous la Fournaise. (b) Schéma interprétatif de la séquence de différentiation des laves du Piton de la Fournaise. La ligne 1 représente l'accumulation ou le fractionnement de plagioclase et de pyroxène depuis les magmas parents (en bleu), formant les magmas type "anormaux" (en jaune) et de possible gabbro (en noir) comme ceux du Piton des Neiges. La ligne 2 explique l'accumulation ou le fractionnement d'olivine depuis les magmas parents, formant respectivement des océanites (en vert) et des "steady state basalts" (en rouge). La ligne 3 représente l'accumulation ou le fractionnement de plagioclase et de pyroxène depuis les "steady state basalts", formant des magmas différenciés (en jaune) et des cumulats gabbroïques (en noir) comme ceux du Piton de la Fournaise. D'après Famin et al., 2009.*

Figure II.11. *(a) Carte de localisation des échantillons dragués pendant MD32 et MD59-Fournaise 2. La carte géologique des formations sous-marines drapée sur la bathymétrie ombrée est due à Oehler et al., 2008. Les constructions volcaniques sont en rouge, et le reste correspond à des zones couvertes de sédiments ou par des dépôts d'avalanches de débris. Les abréviations sont les mêmes que celles de la figure II.4. Coordonnées géographiques en WGS 84. (b) Carte de datations pour l'édifice volcanique de La Réunion. Pour le domaine émergé, les références sont celles de la figure II.5. Pour les flancs sous-marins, les âges ont été obtenus par méthode U-Th et K-Ar. (c) Détails des âges sur les échantillons sous-marins. Modifiée d'après Lénat et al., 2009.*

Figure II.12. *Modèle schématique de l'évolution du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise avec l'ascension de deux blobs mantelliques. (a) Stade 1 : première phase de construction du bouclier il y a 2 Ma, avec l'impact du premier blob sous la lithosphère rompue. (b) Stade 2 : Phase de la construction du volcan bouclier entre 1,8 et 0,7 Ma. Les liquides percolent à travers la lithosphère appauvrie pendant le stade 1. (c) Stade 3 : dernière phase d'activité du Piton des Neiges (il y a 0,5 Ma) correspondant à la fusion de la queue du blob avec de faibles fréquences d'éruptions. Ceci est*

contemporain de l'impact du second blob. Les liquides qu'il produit percolent à travers une lithosphère appauvrie par 1,5 Ma d'activité du PdN, c'est pourquoi ces laves présentent la signature du panache mantellique la plus homogène. (d) Stade 4 : actuellement, extinction du PdN accompagnée de l'augmentation de la fusion de la queue du second blob. Associées à une fréquence d'éruptions moins importante, les compositions isotopiques des produits du PdF ont tendance à se rapprocher du composant mantellique appauvri. D'après Bosch et al., 2008.

Chapitre III

Figure III.1. *Localisation des sites de dragages autour de La Réunion, des campagnes ERODER 2 et GEISEIR 2, positionnés sur la carte bathymétrique ombrée compilée de FOREVER et ERODER 1-2.*

Figure III.2. *Carte bathymétrique du cône adventif à l'Est au large des Rift Zones du Piton de la Fournaise.*

Figure III.3. *Carte bathymétrique de la rift zone NE du Piton de la Fournaise avec le positionnement des dragues ERO2 DR2, GSR2 DR10 et DR11 au nord et ERO2 DR8 et DR9 au sud.*

Figure III.4. *(a) Carte bathymétrique de la rift zone NE du Piton de la Fournaise. (b) Carte bathymétrique focalisée sur la partie nord. (c) Partie nord en courbes de niveaux espacées de 100 m.*

Figure III.5. *Carte bathymétrique de la rift zone SE du Piton de la Fournaise avec le positionnement de la drague ERO2 DR10.*

Figure III.6. *Carte bathymétrique de la rift zone de l'Etang Salé du Piton des Neiges avec le positionnement des dragues ERO2 DR6 et 7.*

Figure III.7. *Localisation des dragues de la mission MD59-Fournaise 2. Les cercles en jaune sont les deux sites de dragages auxquels nous avons eu accès. Modifiée d'après Lénat et al., 2009.*

Figure III.8. *(a) Carte bathymétrique de la zone de dragage du Cône Eliane (MD59 DR15). (b) Carte bathymétrique de la zone de dragage de la Ride de la Drague (MD59 DR10). Les points oranges et rouges sont les sites de dragages d'ERODER 2 et GEISEIR 2.*

Figure III.9. *Photographie des fonds sous-marins prise au cours de la drague MD59 DR10, au niveau de la Ride de la Drague. Il s'agit de roches volcaniques remaniées sous forme de blocs noirs, recouverts par des sédiments marron clair. D'après le 9ème fichier supplémentaire de Lénat et al., 2009.*

Figure III.10. *Carte de localisation des échantillons subaériens du Piton de la Fournaise et du Piton des Neiges.*

Figure III.11. *Carte de localisation des échantillons subaériens prélevés sur le massif du Piton de la Fournaise. Les échantillons sont références de la façon suivante : "BC" pour Bras Caron, "BM" pour Bras Mahavel, "NB" pour Nez de Bœuf, "PB" pour Pas de Bellecombe, "Plt B" pour Plateau des Basaltes, "PS" pour Plaine des Sables, "RL" pour Rivière Langevin et "RR" pour Rivière des Remparts. Les coordonnées GPS des sites d'échantillonnage sont en annexe. Extraite de Google Earth.*

Figure III.12. *Carte géologique de La Réunion focalisée sur le Massif du Piton de la Fournaise. La Série Différenciée du Piton de la Fournaise y est représentée en marron orangé. D'après le Laboratoire Géosciences Réunion et le BRGM, 2006.*

Figure III.13. *Vue sur la Rivière des Remparts depuis le point de vue du Nez de Bœuf. L'affleurement de la Série Différenciée de la rive droite est en bleuté. Les étoiles jaunes correspondent aux roches datées dans la zone par Gillot et al.(1990) et Gillot, 1991 (non publiée).*

Figure III.14. *Photographie d'un échantillon macroscopique de roche Pintade de la Série Différenciée du Piton de la Fournaise, échantillonnée dans la Rivière des Remparts. Il s'agit d'un basalte très riche en phénocristaux de plagioclases pluri millimétriques.*

Figure III.15. *Photographie et interprétions du lieu dit "Le Bloc" sur la rive droite de la Rivière des Remparts. Le creusement de la paléo vallée de la Rivière des Remparts (dans une formation de Roches Pintades / Pintades Unit) ont conservé avec des dépôts volcano-sédimentaires (Debris flow), puis par le remplissage de coulées de lave de basaltes à olivine (Morne Langevin Unit). Localisation au niveau de l'échantillon RR32 de la figure III.11. D'après Merle et al., 2010.*

Figure III.16. *Formation d'une caldeira (a) remplie par des coulées de lave postérieures jusqu'au débordement (b). L'ensemble est ensuite érodé (c, d, e). Le concept est donné en 3D (colonne A) et en coupe (colonne B). D'après Merle et al., 2008.*

Figure III.17. *(a) Vue sur le Demi Piton dans la Plaine des Sables, au sommet du Piton Chisny, dans la direction sud vers le nord. On remarque l'alignement NS du cône avec une morphologie typique en "demi-lune". (b) Localisation sur carte du point d'observation (trait rouge).*

Figure III.18. *(a) Vue sur le Rempart de l'Enclos Fouqué depuis le Formica Léo (avec un tracé approximatif du sentier pour descendre dans l'Enclos en pointillés blancs). Echantillonnage de part et d'autre de l'escalier du Pas de Bellecombe. (b) Localisation sur carte du point d'observation (trait rouge).*

Figure III.19. *(a) Plateau des Basaltes observé depuis le Demi Piton. On remarque qu'il ne présente pas le même aspect que le Remparts des Sables, sur lequel il s'appuie. (b) Plateau des Basaltes observé depuis le fond de la Rivière de l'Est. Les structures tabulaires semblent se poursuivre sous la Plaine des Sables. (c) Localisation sur carte des deux points d'observations (traits rouges) : point de vue A pour la photographie a et point de vue B pour la b.*

Figure III.20. *Carte de localisation des échantillons prélevés sur le Massif du Piton des Neiges. Plus de détails sont disponibles en annexe. Extraite de Google Earth.*

Chapitre IV

Figure IV.1. *Photographies de macro-échantillons de pillow lava de forme globalement arrondie, présentant une fine bordure figée (de quelques millimètres), des vacuoles organisées de façon concentrique et un cœur légèrement plus cristallisé.*

Figure IV.2. *Bordure vitreuse de pillow lava observée sous microscope en lumière polarisée non analysée (ERO2 DR7-3 et ERO2 DR8-9).*

Figure IV.3. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte aphyrique de la Fournaise. Echantillon PB3.*

Figure IV.4. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à olivine de la Fournaise. Echantillon GSR2 DR11-36.*

Figure IV.5. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à olivine de la Fournaise. Echantillon ERO2 DR8-1.*

Figure IV.6. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'une océanite. Echantillon ERO2 DR1.*

Figure IV.7. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à clinopyroxène. Echantillon GSR2 DR11-48.*

Figure IV.8. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte cotectique. Echantillon RR34.*

Figure IV.9. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à clinopyroxène et plagioclase. Echantillon ERO2 DR2-11.*

Figure IV.10. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à clinopyroxène et plagioclase (et olivine). Echantillon ERO2 DR2-7.*

Figure IV.11. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à clinopyroxène et plagioclase (et olivine). Echantillon ERO2 DR2-9.*

Figure IV.12. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à clinopyroxène et plagioclase (et olivine). Echantillon ERO2 DR2-12.*

Figure IV.13*. Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à clinopyroxène et plagioclase (et olivine). Echantillon ERO2 DR9-2.*

Figure IV.14. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à clinopyroxène et plagioclase. Echantillon ERO2 DR9-2.*

Figure IV.15. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à plagioclase et clinopyroxène. Echantillon ERO2 DR6-4.*

Figure IV.16. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à plagioclase et clinopyroxène. Echantillon ERO2 DR6-3.*

Figure IV.17. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'une hawaiite. Echantillon PdN 4.*

Figure IV.18. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'une mugéarite. Echantillon PdN 3.*

Figure IV.19. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'un basalte porphyrique à plagioclase, qualifiée de Roche Pintade. Echantillon RR30.*

Figure IV.20. *Photographie de macro-échantillons de Roches Pintades du Piton des Neiges.(a) Type hawaiitique, échantillon PdN 12. (b) Type basaltique, échantillon PdN 10.*

Tableau IV.1. *Caractéristiques principales pour différencier les Roches Pintades hawaiitiques et basaltiques.*

Figure IV.21. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'une Roche Pintade hawaiitique du Piton des Neiges. Echantillon PdN 12.*

Figure IV.22. *Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (à gauche) et polarisée analysée (à droite) d'une Roche Pintade basaltique du Piton des Neiges. Echantillon PdN 16.*

Figure IV.23. *Monocristaux de plagioclases automorphes.*

Figure IV.24. *Monocristaux de plagioclases xénomorphes.*

Figure IV.25. *Agrégats de cristaux de plagioclases (à gauche) ou de plagioclases et clinopyroxènes (à droite).*

Figure IV.26. *Cristaux de plagioclases monocristallins de forme "harrisitiques" (terme employé communément pour les olivines).*

Figure IV.27. *Cristaux de plagioclases zonés, présentant un bord et un manteau avec une bordure en "dentelle" (à gauche) et un bord, manteau et cœur avec une bordure franche (à droite).*

Figure IV.28. *Inclusions de liquide de forme allongée (à gauche) et inclusions de petits cristaux de la matrice (à droite).*

Figure IV.29. *Inclusions de liquide intracristallines, qui accentuent la zonation chimique du cristal. La photo de droite est un zoom en lumière analysée non polarisée de la photo de gauche en lumière analysée polarisée.*

Figure IV.30. *Cristaux à une structure squelettique (à gauche) ou à bordure dendritiques (à droite).*

Figure IV.31. *Indices de déformations sur les phénocristaux de plagioclases : déformation ductile (à gauche) et extinction roulante (à droite).*

Figure IV.32. *Localisation simplifiée des différents sites d'échantillonnage de notre étude, répertoriés en cinq groupes pour les représentations graphiques. Détails des sites de prélèvement dans le chapitre III.*

Figure IV.33. *Représentation du nombre d'analyses (n = 115) en fonction de la teneur en Forstérite (en %) des cœurs de cristaux d'olivine. Les analyses sont faites sur les échantillons suivants : Groupe Sous-marin 1 PdF : ERO2 DR8-1, DR8-7 et DR8-9 ; Groupe Sous-marin 2 PdF : ERO2 DR2-6, DR2-7, DR2-9 et DR2-12 ; Groupe Subaérien PdF : RR30-32-33-34-36, PB1-4-5, PS2, Plt B1-2-4, BM3-4 Groupe Sous-marin PdN : ERO2 DR8-1, DR8-7 et DR8-9 PdN : ERO2 DR6-2 et DR6-4 et ERO2 DR7-6.*

Figure IV.34. *Composition des clinopyroxènes (cœur et bord des phénocristaux et microlites) dans un diagramme ternaire Enstatite / Wolastonite / Ferrosilite. Groupe Sous-marin 1 PdF: ERO2 DR1 et DR8-7 ; Groupe Sous-marin 2 PdF: ERO2 DR2-7, DR2-9, DR2-10, DR2-12, DR2-16 et DR9-2 ;; Groupe Subaérien PdN : RR30-32-33-34-36, PB1-4-5, PS2, Plt B2-4, BM3, BC31. Groupe Sous-marin PdN : ERO2 DR6-2 et DR6-4, ERO2 DR7-6 et DR7-3.*

Figure IV.35. *Rapport Al_2O_3 / TiO_2 en fonction de la teneur en CaO (en poids %) des cœurs de clinopyroxènes des différents groupes.*

Figure IV.36. *Composition des plagioclases (cœur et bord des phénocristaux) dans un diagramme ternaire Albite/Orthose/Anorthite. Groupe Sous-marin 1 PdF : ERO2 DR8-1, DR8-7, DR8-9 ;Groupe Sous-marin 2 PdF : ERO2 DR2-7, DR2-9, DR2-10, DR2-12, DR2-16 et DR9-2 ; Groupe Sous-marin PdN : ERO2 DR6-2 et DR6-4, ERO2 DR7-6 et DR7-3 ; Groupe Subaérien PdN : RR30-32-33-34-36, PB1-4-5, PS2, Plt B1-2, BM3, BC31.*

Figure IV.37. *Teneurs en K2O en fonction de Na2O et en Al2O3 en fonction de CaO (en poids %) des plagioclases de cette étude. Les échantillons analysés sont les mêmes que la figure IV.36.*

Figure IV.38. *Diagramme Total Alcalin (Na2O + K2O) en fonction de la Silice pour la composition des verres des échantillons sous-marins, d'après Le Bas et al., 1986. Les données de la littérature correspondent à des compositions de laves subaériennes trempées (verre) de la Fournaise entre 1977 et 1998 (Boivin et Bachèlery, 2009). Limite entre le champ de composition alcaline et tholéiitique d'après Macdonald et Katsura, 1964.*

Figure IV.39. *Diagrammes des éléments majeurs en fonction de la teneur en MgO (en poids %) des verres des laves sous-marines. Données de la littérature d'après Boivin et Bachèlery, 2009.*

Figure IV.40. *(a) Diagramme TAS de Le Bas et al., (1986) avec la limite de Macdonald et Katsura (1964) qui délimite le champs de laves tholéiitiques et alcalines. (b) Rapport CaO/Al_2O_3 en fonction de la teneur en MgO (poids %). Les croix noires correspondent aux compositions du Groupe "Anormal" émises en 1998 au niveau du cratère d'Hudson (Bureau et al., 1998).*

Figure IV.41. *Rapport CaO/Al_2O_3 en fonction de la teneur en MgO (poids %) des produits du Piton de la Fournaise entre 1998 et 2007."SSB" pour Steady State Basalts, "AbG" pour Groupe de Basaltes Anormaux et "Diff. Lavas" pour hawaiite à benmoreite. D'après Famin et al., 2009.*

Figure IV.42. *Diagrammes des éléments majeurs en fonction de la teneur en MgO (poids %) sur roche totale.*

Figure IV.43. *(a) Teneurs en K_2O en fonction de SiO_2 (poids %). (b) Teneurs en P_2O_5 en fonction de Na_2O (poids %). Les croix noires correspondent aux compositions du Groupe "Anormal" émises en 1998 au niveau du cratère d'Hudson (Bureau et al., 1998).*

Figure IV.44. *Diagrammes des éléments traces (Ni, Sc, Eu et Rb) en fonction de la teneur en MgO (poids %) sur roche totale. Eu/Eu* défini comme Eu_N / $(Sm_N \times Gd_N)^{0,5}$, avec "N"normalisés à la Chondrite C1 de McDonough et Sun, 1995*

Figure IV.45. *Diagrammes d'éléments incompatibles en fonction de la teneur en Th (en ppm).*

Figure IV.46. *Spectres élargis pour chacun des cinq groupes de laves de cette étude, normalisés au Manteau Primitif de McDonough et Sun, 1995. La courbe noire est la composition moyenne des Steady State Basalts d'Albarède et al., 1997.*

Figure IV.47. *Spectres de Terres Rares pour chacun des différents groupes, normalisés à la Chondrite C1 de McDonough et Sun, 1995. La courbe noire est la composition moyenne des Steady State Basalts d'Albarède et al., 1997.*

Figure IV.48. *(a) Diagrammes isotopiques des échantillons de cette étude. Les données de la littérature, indiquées pour comparaison, sont référencées dans la légende de la figure IV48.b.*

Figure IV.48. *(b) Diagrammes isotopiques des échantillons de cette étude. Les données de la littérature, sont issues de Hamelin et al., 1985 ; Hamelin et Allègre, 1985 ; Michard et al., 1986 ; Price et al., 1986 ; Ito et*

al., 1987 ; Dosso et al., 1988 ; Mahoney et al., 1989 ; 1992 ; 2002 ; Klein et al., 1991 ; Rehkaemper et Hofmann, 1997 ; Chauvel et Blichert-Toft, 2001 pour les MORB ; pour les OIB, Hawaii : Stille et al., 1983 ; Staudigel et al., 1984 ; Hegner et al., 1986 ; West et al., 1987 ; Tatsumoto, 1987; West, 1987 ; Chen, 1990 ; Kennedy et al., 1991 ; Kurz et Kammer, 1991 ; Garcia et al., 1993 ; 1995 ; Yang-Frey et al., 1994 ; Roden et al., 1994 ;Leeman, 1994 ; Rhodes, 1995 ; Valbracht, 1996 ; Hauri et al., 1996 ; Lassiter et al., 1996 (Hf dans Blichert-Toft et al., 1999) ; Bennett et al., 1996 ; Chen 1996 ; Garcia, 1996 (Hf dans Blichert-Toft et al., 1999) ; Holcomb, 1997 ; Lassiter and Hauri, 1998 ; Pietruszka 1999 ; Stracke, 1999 ; Abouchami, 2000 et Galapagos : White et al., 1993 (Hf dans Blichert-Toft and White, 2001) et pour les pôles mantelliques (HIMU : Iles Australes Cook : Vidal, et al., 1984 ; Palacz, 1986 ; Chauvel, 1992 ; Hauri et Hart, 1993 (Hf dans Salters et White, 1998) ; Reisberg et al., 1993 ; Chauvel et al., 1997 ; EM1 : Kerguelen, Storey et al., 1988 ; Barling Nature, 1990 ; Gautier et al., 1990 ; Weis et al., 1993 ; Barling et al., 1994 (Hf dans Salters et White, 1998) ; Yang, 1998, Weis, 1998 ; Frey, 2000 ; Pitcairn, Woodhead 1989 ; 1993 (Hf dans Salters et White, 1998) ; Dupuy, 1993 ; Eisele et al., 2002 ; Walvis Ridge, Richardson, 1982 ; Richardson et al., 1982 (Hf dans Salters et White, 1998) ; Tristan, LeRoex et al.,1990 ; Cliff et al., 1991 et EM2 : Iles de la Sociétés, Palacz, 1986 ; Hauri et Hart, 1993 ; Cheng, 1993 ; Hémond et al., 1994 ; White et Duncan, 1995 (Hf dans Patchett et Tatsumoto, 1980) ; Samoa, Wright, 1987 ; Farley, 1992 ; Hauri et Hart, 1993 ; Reisberg et al., 1993 ; Marquises, Vidal, et al., 1984 ; Dupuy et al., 1987 ; Desonie et al., 1993 ; Caroff, 1995 ; Le Dez, 1996.

Figure IV.49. *Diagrammes des différents rapports isotopiques pour les laves de cette étude, les laves de La Réunion extraites de la littérature et les laves de l'île Maurice.*

Figure IV.50. *Diagramme Epsilon Nd en fonction de $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour l'ensemble des laves rattachées au point chaud de La Réunion. Les données de Maurice sont issues de Sheth et al. (2003), Nohda et al. (2005), Paul et al. (2005) et Moore et al., 2011 ; celles de l'ODP 115 de White et al., (1990) et celles du MORB indien sont identiques aux références de la légende de la figure IV.48.b.*

Figure IV.51. *Cartes d'échantillonnage avec les datations de cette étude. (a) Datations les plus anciennes déterminées dans la bibliographie : 2,08 Ma pour le Piton des Neiges (McDougall, 1971), 1,8 Ma pour le Volcan des Alizés (Lénat et al., 2009) et 0,527 Ma pour le Piton de la Fournaise (Gillot et al., 1990). (b) Echantillons de l'étude datés sur la Rift Zone NE de la Fournaise (localisation de la zone sur la carte "a"). (c) Echantillons de l'étude datés sur la partie sud de l'édifice volcanique (localisation de la zone sur la carte "a"). Les âges en gras sont indiqués sous le nom de l'échantillon. Les noms barrés correspondent aux échantillons qui n'ont pas pu être datés.. Abréviations : "Sub" pour subaérien et "Ssm" pour sous-marin, "PdN" pour Piton des Neiges et "PdF" pour Piton de la Fournaise.*

Figure IV.52. *Localisation des échantillons subaériens du massif de la Fournaise datés dans le cadre de cette étude, sur le fond de carte structurale de Merle et al., 2010. Les périodes correspondant aux unités laviques sont : "Pintades Unit", > 527 ka à 400 ka ; "Olivine Unit", 400 ka à 290 ka ; "Mahavel Unit", 290 ka à 150 ka ; "Morne Langevin Unit", 150 ka à 60 ka ; "Plaine des Sables*

Unit", 4,5 ka à l'actuel. Abréviations : RRC : Caldeira de la Rivière des Remparts. MLC : Caldeira Morne Langevin. PSC : Caldeira de la Plaine des Sables. Notons que l'Unité de la Plaine des Sables comprend aussi l'Unité de l'Enclos Fouqué.

Figure IV.53. *Photographie et interprétions du lieu dit "Nez de Boeuf" au niveau de l'entête de la Rivière des Remparts. Le creusement de la paléo vallée de la Rivière des Remparts (dans une formation de Roches Pintades / Pintades Unit) a connu une succession de remplissage (First infill / Mahavel unit / Morne Langevin Unit). Localisation au niveau de l'échantillon NB de la figure III.11. D'après Merle et al., 2010.*

Chapitre V

Figure V.1. *Diagramme de phases du système albite-anorthite montrant l'équilibre des phases lors d'un mélange de magmas L_1 et L_2, qui ont une température T et forment des cristaux de composition X. D'après Kuo et Kurkpatrick, 1982.*

Figure V.2. *Simulation numérique (MELTS; Ghiorso & Sack, 1995) d'une cristallisation fractionnée entre 1300 et 1050 °C d'un magma parent de composition 47,7 pds % SiO_2, 2,7 pds % TiO_2, 13,25 pds % Al_2O_3, 1,6 pds % Fe_2O_3, 10,1 pds % FeO, 0,17 pds % MnO, 9,5 pds % MgO, 0,05 pds % NiO, 10,5 pds % CaO, 2,45 pds % Na_2O, 0,67 pds % K_2O, 0,3 pds % P_2O_5, 0,1 pds % CO_2 et 1 pds % H_2O[issu de Famin et al. (2009) et adapté de Ludden (1978) et Bureau et al. (1998)]. D'après Welsch et al., 2009.*

Figure V.3. *Domaines de cristallisation des phases minérales plagioclase, olivine et clinopyroxène dans un liquide magmatique de composition des SSB (Steady State Basalts) du Piton de la Fournaise obtenus à partir des études expérimentales de Fisk et al. (1988). Extrait d'Albarède et al., 1997.*

Figure V.4. *Modèles de fusion partielle. (a) Perméabilité du solide résiduel en fonction du taux et du modèle de fusion partielle (Zou, 1998). Fusion à l'équilibre : la perméabilité du manteau est inférieure à la perméabilité critique et le liquide n'est pas extrait du solide résiduel jusqu'à la fin de l'épisode de fusion. La flèche montre que la perméabilité s'annule lorsque l'extraction débute. Fusion fractionnée : n'ayant pas de perméabilité critique, le liquide est extrait du manteau source au fur et à mesure qu'il se forme. Fusion dynamique : l'extraction du liquide ne se fait que lorsque le seuil de perméabilité est atteint. Même lorsque l'extraction débute, une fraction de liquide n'est pas extraite et reste en équilibre avec le manteau résiduel. (b) Illustration schématique des modèles de fusion partielle fractionnée (FM) et dynamique (DM), avec "f_n", la quantité de liquide extraite du solide résiduel. Modifiée d'après Shaw (2000).*

Figure V.5. *Evolution minéralogique dans le manteau supérieur, d'une lherzolite anhydre en fonction de la température et de la profondeur / pression, avec les différents domaines de stabilité des phases alumineuses (grenat, spinelle et plagioclase). Les transitions entre phases sont en bleu et la zone de fusion est en rose. La courbe en pointillé bleu représente le géotherme en domaine océanique. D'après Wyllie, 1981.*

Figure V.6. *Rapport de terres rares lourdes (Sm/Yb) en fonction des terres rares légères (La/Sm) normalisées aux chondrites C1 (McDonough et Sun, 1995). Le composé enrichi est matérialisé par de la pyroxénite à grenat ou de l'éclogite et le composé appauvri par une lherzolite à grenat ou à spinelle. Ces pôles ont subi un taux de fusion partielle de 1, 2, 3, 4, 5 et 10 % (chiffres marqués en gras). L'éclogite et la pyroxénite contiennent 1 % (orange et violet clair), 3 % (orange et violet moyen) ou 5% (orange et violet foncé) de sédiments terrigènes recyclés avec la croûte océanique. Par soucis de simplicité, les échantillons de cette étude sont représentés par des points noirs sans distinction entre les Groupes A et B.*

Tableau V.1. *Proportions modales utilisées dans le modèle pour le composé appauvri. Ol : olivine, Opx : orthopyroxène. Cpx : clinopyroxène. Grt : grenat. Sp : spinelle.*

Tableau V.2. *Composition des éléments père / fils et coefficients de fractionnements utilisés dans le modèle pour représenter le composant enrichi (voir dans le texte pour les références)*

Tableau V.3. *Proportions modales utilisées dans le modèle pour le composé enrichi. Cpx : clinopyroxène. Grt : grenat*

Figure V.7. *Comparaison des proportions de la participation des liquides enrichis mises en jeu dans le mélange final pour retrouver les données de cette étude, pour des pôles appauvris de nature différente. (a) Modélisation avec une éclogite (b) Modélisation avec une pyroxénite à grenat. Les chiffres correspondent aux pourcentages de liquide enrichi dans le mélange. Les chiffres en italiques correspondent aux pourcentages qui permettent de retrouver les données de cette étude.*

Figure V.8 . *Schéma de principe du modèle proposé. "X" pour proportion. Les paramètres du modèle qui influencent la composition du liquide final sont entourés en rouge et correspondent à la quantité de sédiments [X(sed)] qui est recyclée avec la croûte océanique, les taux de fusion partielle [F pour la péridotite et F' pour l'éclogite] et la quantité de liquide issue de l'éclogite qui entre dans le mélange final [X(liq)].*

Figure IV.9. *Rapports des terres rares légères (Sm/Yb) en fonction des terres rares lourdes (La/Sm), normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995). Les incréments de fusion des pôles sont indiqués en gras et italiques (de 1 à 20%) et les proportions du liquide enrichi sont en italiques (de 5 à 90%).*

Figure V.10. *$^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de $(La/Yb)_N$, avec "N" pour normalisées aux chondrites C1 (McDonough et Sun, 1995)*

Figure V.11*. Rapports isotopiques du $^{143}Nd / ^{144}Nd$ en fonction du $^{87}Sr / ^{86}Sr$.*

Figure V.12. *Rapports isotopiques du $^{143}Nd / ^{144}Nd$ en fonction du $^{176}Hf / ^{177}Hf$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction du $^{206}Pb/ ^{204}Pb$.*

Figure V.13*. Rapports isotopiques $^{208}Pb / ^{204}Pb$ en fonction $^{206}Pb / ^{204}Pb$*

Tableau V.4*. Ordres de grandeur des paramètres du modèle qui rendent compte de la composition des laves de cette étude.*

Figure V.14. *Rapports isotopiques du $^{143}Nd / ^{144}Nd$ en fonction du $^{87}Sr / ^{86}Sr$ des laves associées au point chaud de La Réunion. Les données sont issues de : CIR (Ito et al., 1987 ; Mahoney et al., 1989 ; Salters, 1996 ; Chauvel et Blichert-Toft, 2001 ; Escrig et al., 2004), ODP Leg 115 (White et al., 1990), Maurice (Sheth et al. (2003), Nohda et al. (2005), Paul et al. (2005), Moore et al, 2011) et la bibliographie de La Réunion est extraite de GEOROC.*

Chapitre VI

Figure VI.1. *Localisation du forage du Grand Brûlé sur le flanc Est de la Fournaise, replacé sur la carte d'échantillonnage de cette étude.*

Figure VI.2. *Synthèse stratigraphique du forage du Grand Brûlé. Les valeurs entre parenthèses à droite de la colonne de carottage correspondent aux épaisseurs de roches récupérées par carottage. Modifiée d'après Lerebour, 1987 et en partie compilée par Gailler, 2010.*

Figure VI.3. *Cartes d'anomalie de Bouguer de La Réunion calculée pour une densité de correction de $2.67\ 10^3$ kg m^{-3}. (a) Carte de l'île sens stricto. Les lettres désignent les anomalies majeures : A et B pour le Piton des Neiges, C pour le Grand Brûlé et D pour la Plaine des Sables et l'Enclos Fouqué.*

(b) Carte résiduelle des flancs immergés. Les isobathes à 0 et -4000 m sont représentées. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S). D'après Gailler, 2010.

Figure VI.4. *Carte d'anomalies magnétique,s réduite aux pôles et à une altitude de 3500 m, compilée à partir des données aériennes et marines. Les contours à 0 et -4000 m sont représentés. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S). D'après Gailler, 2010.*

Figure VI.5. *Profils de sismique réflexion localisés au large de La Réunion. (a) Profil FOR-63 associé aux dépôts du Piton de la Fournaise. (b) Profil FOR-62 associé aux dépôts du Piton des Neiges. (c) Localisation des profils sur une carte de données bathymétriques (voir Fig. II.4 pour agrandissement). Modifiée d'après Le Friant et al., 2011.*

Figure VI.6. *(a) Carte interprétative des anomalies gravimétriques. La chambre fossile du Grand Brûlé y est représentée en rouge. Zone bleue : anomalies négatives de courte longueur d'onde. Zone jaune : anomalies positives de courte longueur d'ondes. Zone rouge : anomalies positives de grande longueur d'onde.(b) Coupe interprétative Est-Ouest de la structure interne du Piton de la Fournaise à partir de modèles gravimétrique. Le profil de la coupe est localisé sur la carte "a" par le tracé en pointillé 5. Abréviations : "RR" pour Rivière des Remparts, "RL" pour Rivière Langevin, "PS" pour la Plaine des Sables, "FRE" pour Fond de la Rivière de l'Est, "CC" pour Cône Terminal, "GP" pour Grandes Pentes, "GB" pour Grand Brûlé, "NE" pour Rift Zone Nord-Est, "AS" pour Bouclier Ancien du PdF. Coordonnées en km (WGS84 UTM 40S). Modifiée d'après Gailler et al., 2009.*

Figure VI.7. *(a) Relations temporelles entre les époques géomagnétiques et le volcanisme de La Réunion. (b) Carte interprétative de données paléo-magnétiques de La Réunion illustrant la distribution supposée des formations anciennes (> 0.78 Ma, période Matuyama) et plus récentes (< 0.78 Ma, période Brunhes), ainsi que l'importance des phénomènes de déstabilisation de flancs. D'après Lénat et al. (2001).*

Figure VI.8. *Schéma d'évolution volcano-structurale du Massif du Piton de la Fournaise proposé à partir des données du forage géothermique du Grand Brûlé. D'après Lerebour, 1987.*

Figure VI.9. *Localisation de dragues effectuées sur la Rift Zone NE pendant les campagnes océanographiques ERODER 2 et GEISEIR 2. (a) Carte bathymétrique de l'ensemble de la zone avec les localisations et les profondeurs des dragues. (b) Focalisation sur la partie nord de la rift zone. (c) Focalisation sur la partie sud. Les datations effectuées sont indiquées en blanc et les trajectoires des dragues avec des flèches rouges. Les dragues encadrées contiennent des échantillons qui appartiennent au Groupe 2.*

Figure VI.10. *Carte de localisation des "contraintes" du modèle morphologique du Volcan des Alizés. Les chiffres correspondent aux altitudes des échantillons par rapport au niveau de la mer (voir texte pour plus de détails). Abréviations : "RFZ NE" pour Rift Zone NE de la Fournaise, "RE" pour Rivière de l'Est, "M.St.F." pour Morne Saint François, "RR" pour Rivière des Remparts. La base des cônes est estimée pour une pente subaérienne de 3° et pour une pente sous-marine de 7°.*

Figure VI.11. *Iconographie représentant les différentes étapes de construction de l'île de La Réunion. Voir texte pour les détails. Modifiée d'après Bachèlery et Mairine, 1991.*

Figure VI.12. *Chronologie des séries de laves des trois édifices de La Réunion. PdN pour Piton des Neiges, PdF pour Piton de la Fournaise. Datations obtenues dans le cadre de cette étude en gras. Celles du Piton des Neiges sont dues à McDougall (1971) et Deniel et al. (1992), celles du Piton de la Fournaise à Gillot et al., 1990.*

Figure VI.13. *Relation entre la construction subaérienne de l'île de La Réunion et du panache mantellique*

Annexes

Annexe A. Méthodologie

A.1. L'échantillonnage

A.1.1. Méthodes et techniques

Deux types d'échantillons ont été étudiés : sous-marins et subaériens. Nous développons ici la partie technique, le choix des sites de prélèvement est justifié dans le Chapitre III "Stratégie d'échantillonnage".

Les échantillons sous-marins ont été prélevés par dragages lors de deux campagnes océanographiques : M75-ERODER 2 en janvier 2008 et MD175-GEISEIR 2 en février 2010. Les techniques de dragages sont détaillées à partir de l'expérience d'ERODER 2.

Trois dragues ont été embarquées à bord du Meteor : deux dragues rectangulaires Geomar (Fig. A.a) et une drague ronde Genavir (Fig. A.b). Leur mise en à l'eau s'est faite par le portique arrière du navire, maintenues par un câble acier de 18 mm de diamètre et 11 000 m de long.

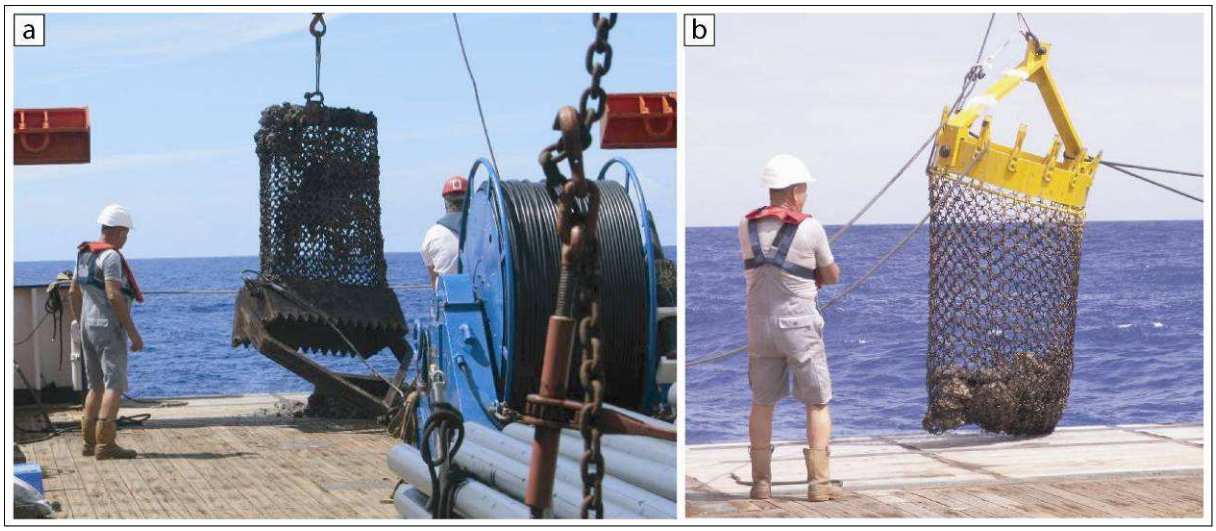


Figure A. *(a) Vidange d'une drague rectangulaire Geomar sur le pont. (b) Remontée d'une drague ronde Genavir.*

Le profil de dragage a été défini précisément (coordonnées latitudes, longitudes, et profondeurs) à partir des cartes bathymétriques haute résolution compilées à partir des données acquises lors des campagnes précédentes (FOREVER et ERODER 1). La zone à

échantillonner a préférentiellement été choisie accidentée et suffisamment pentée pour faciliter la ”croche” de la drague. Malgré toutes ces précautions, la technique de dragage reste une méthode assez incertaine et difficile à bien contraindre (selon les courants marins, la dérive du navire…). Les coordonnées du profil et de la plus importante croche ont été recalculées à postiori, à partir des conditions de mer (courant marins, vent), de l’orientation et la position de bateau pris en temps réel et de la longueur du câble. Ces données sont référencées en annexes.

Notons que le câble du Meteor ne permettait pas d’exercer des tensions trop importantes au risque de le rompre. C’est pourquoi après la perte de deux dragues en mer, nous avons préféré remonter des dragues peu pleines mais avec moins de risques de la perdre complètement.

Les échantillons aériens ont été prélevés sur le terrain entre mai 2008 et mars 2010. La priorité portée sur le site de la Rivière des Remparts puis le massif ancien de la Fournaise. Au vu des résultats, nous avons par la suite échantillonné le massif du Piton des Neiges pour comparer les deux édifices.

A.1.2. Sélections des échantillons sous-marins

La différence entre l’échantillonnage subaérien et sous-marin, est l’accessibilité au site de prélèvement. Ni la quantité ni la qualité des échantillons remontés par drague ne peuvent être maitrisées. C’est pourquoi contrairement au terrain subaérien où l’on choisit son échantillon de visu, il faut développer une stratégie de tri pour les roches sous-marines.

Les échantillons dragués sont très variables en nombre (d’un à plus de cinquante blocs), en taille (5 à 50 cm) et en qualité. Quand les roches échantillonnées étaient peu nombreuses (ERO2 DR1, DR6, DR9, DR10…), les études pétrologiques et les analyses ont été réalisées systématiquement, même si les échantillons présentaient des traces d’altération (ERO2 DR1 et DR10) ou de minéralisation secondaire (ERO2 DR9). En effet, nous préférons connaître la composition chimique et tenir compte de la qualité discutable de la roche. Lorsque la drague a été très pleine (ERO2 DR8 et GSR2 DR11), il a fallu faire un tri à même le pont. Les échantillons anguleux des roches volcaniques avec des bordures vitreuses type pillow lava sont systématiquement conservés. Les roches qui présentent des formes émoussées avec des vésicules pluri-centimétriques, proviennent probablement d’avalanches de débris et n’ont pas été prélevées en place. On n’en conserve qu’une partie seulement. Les

blocs de trop petite taille (inférieur à la taille d'un poing) sont rejetés, sauf s'ils représentent un type pétrographique rare, du fait de l'impossibilité de faire des lames minces, des poudres et de conserver un échantillon témoin. A l'inverse les blocs de trop grande taille sont cassés à la masse pour n'en conserver qu'une partie.

A.2. Méthodes et outils d'analyses en pétrologie

A.2.1. Préparation des lames minces et des poudres de roches en roche totale

Les roches sous-marines et subaériennes sélectionnées pour analyses sont de meilleure qualité possible (sauf si ce sont les seules du site de prélèvement). Même "fraîches", elles présentent souvent une patine d'altération en surface et parfois une altération secondaire dans les vacuoles (zéolite pour les échantillons subaériens et calcite magnésienne pour les échantillons marins). Les premiers centimètres de la roche en contact avec l'extérieur sont retirés avec une scie diamantée pour ne garder que le cœur de l'échantillon, sauf pour les pillow lavas qui ont une bordure vitreuse. Une partie de la roche sert à la fabrication de lame mince et une autre à celle de la poudre.

Les lames minces ont été réalisées par Geneviève Lebeau au Laboratoire Géosciences Réunion.

Le broyage se fait en deux étapes : concassage des fragments sciés, rincés à l'eau et séchés dans un concasseur à mâchoires, puis broyage fin (20 mn) dans un broyeur à agate. Si la roche contient des phénocristaux, il faut broyer une quantité suffisante (500 cm^3) pour que la poudre soit représentative de la roche et s'affranchir d'une éventuelle hétérogénéité dans la répartition des cristaux. Chacun des outils et récipients est soigneusement brossé et nettoyé à l'eau et à l'alcool, puis séché à l'air comprimé entre chaque échantillon. Le broyeur à agate est de plus nettoyé par le broyage d'une poudre de quartz pur pendant 40 mn, à la fin de chaque session.

A.2.2. Composition chimique des phases et du verre par microsonde

La microsonde électronique est une méthode très précise, in situ et non destructrice qui permet de connaître la composition chimique des minéraux et du verre contenus dans la

roche. Les analyses ont été faites sur la Microsonde Cameca SX 100 de l'Ifremer de Brest avec l'aide de Marcel Bohn.

A.2.2.a Préparation de l'échantillon

Le support d'analyse est une lame mince polie très soigneusement, puis recouverte de carbone pour faciliter la conduction du courant électrique induit. Les zones à étudier sont identifiées et sélectionnées sous microscope, cerclées et photographiées (Fig. B.a et b). L'ensemble des lames ainsi préparées est scanné (Fig. B.a). Pendant l'analyse, le faisceau est localisé sur la photographie correspondante (Fig. B.b). Ces repères (cercles et pointage) permettent de ne pas s'égarer sur la lame pendant l'analyse et de retrouver le point d'analyse sous microscope a posteriori.

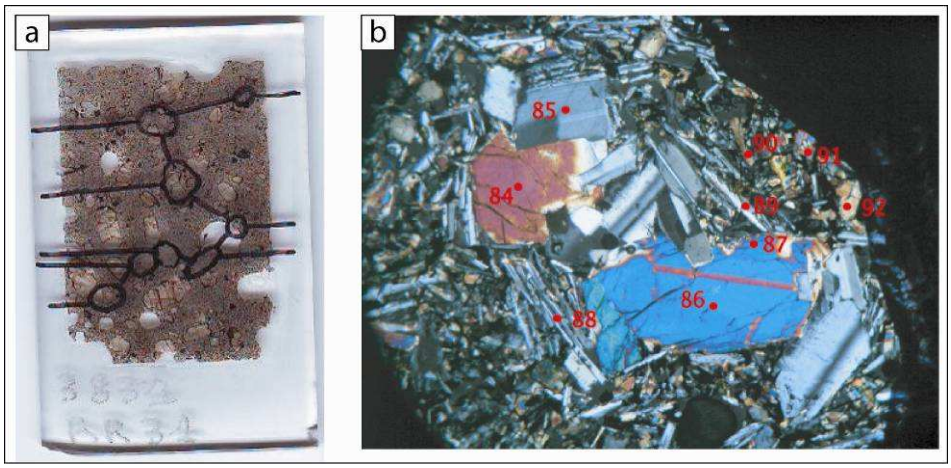


Figure B.2. *(a) Scan d'une lame mince polie, avec les zones cerclées, sélectionnées sous microscope. (b) Photographie sous microscope en lumière polarisée, d'une zone cerclée, analysée à la microsonde. Les numéros en rouge correspondent à la localisation du faisceau avec les numéros d'analyses.*

A.2.2.b Principe de fonctionnement de la Microsonde

La microsonde est aussi appelée microsonde de Castaing ou encore EPMA pour Electron Probe Micro Analysis. Cette technique d'analyse in situ non destructive, permet d'analyser tous les éléments à partir du Béryllium dans un volume de l'ordre du micromètre cube, avec une sensibilité d'environ 100 ppm.

Un faisceau d'électrons fortement accélérés irradie une faible surface (1 μm^2) de l'échantillon. Les atomes excités émettent en retour un rayonnement qui est analysé dans un

spectromètre à dispersion de longueur d'onde (Fig. C). Chaque élément chimique est caractérisé par une longueur d'onde spécifique, ce qui permet de l'identifier en analysant les différentes radiations reçues. Leur concentration est déduite des intensités des rayons X, préalablement calibrées sur celles d'un témoin de référence (étalon).

Dans notre cas, les analyses ont principalement porté sur du verre magmatique, des olivines, des clinopyroxènes et des plagioclases de différentes tailles, et sur des oxydes. Les conditions analytiques choisies sont une tension accélératrice de 15 kV et une intensité de courant de 20 mA, pour un faisceau de 1 µm de diamètre et un temps de comptage de 10 s. Les concentrations ont été analysées dans l'ordre suivant : Na, K, Fe, Si, P, Mg, Ca, Mn, Al, Ti, Cr, Ni avec parfois le Ba, S, Cl et F. Les standards naturels et synthétiques utilisés pour le calibrage sont : l'orthoclase (K), la wollastonite (Si, Ca), l'albite (Na), l'hematite (Fe), la forsterite (Mg), l'alumine (Al), la pyrophanite (Ti, Mn), l'apatite (P), et le Cr_2O_3 (Cr). Sur ce modèle de microsonde, la réception des raies d'émissions est répartie sur cinq spectromètres, qui sont dédiés à la détermination d'un certain nombre d'éléments (Spectro 1 : Na, Mg, (F); Spectro 2 : K, Ca, Ti, (Ba); Spectro 3 : Fe, Mn, Cr, Ni ; Spectro 4 : Si, Al et Spectro 5 : P et (S et Cl)).

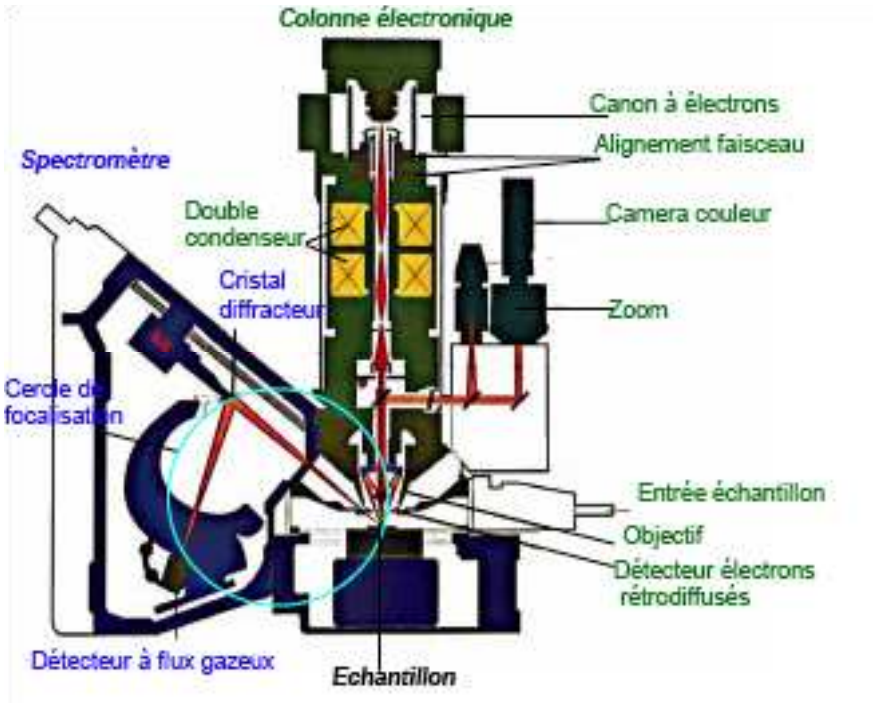


Figure C. *Schéma de constitution d'une microsonde Cameca SX 100.*

A.3. Méthodes et outils d'analyses en géochimie

A.3.1. Analyses en éléments majeurs par spectromètre de masse à fluorescence X

Les éléments majeurs sur roche totale sont analysés avec un spectromètre à fluorescence X, modèle Axios de Panalytical au Laboratoire Géosciences Réunion. Le support utilisé pour l'analyse est une perle de fusion, qui est un disque de verre homogène de 37 mm de diamètre sur 3 mm d'épaisseur.

A.3.1.a Fabrication d'une perle de fusion

Le protocole de fabrication est schématisé de la figure suivante (Fig. D).

La fabrication de cette perle est réalisée en ajoutant 10 g de Trétraborate de Lithium ($Li_2B_4O_7$) à 2 g de poudre de Roche Totale, soit une dilution de 1/6. Le $Li_2B_4O_7$ est un fondant anhydre dense qui forme le solvant pour les oxydes obtenus au cours de la fusion des éléments. Ce solvant est choisi car le Lithium n'est pas détecté pendant l'analyse par fluorescence X, tout comme les autres éléments de numéro atomique inférieur à celui du fluor (Z=9). On ajoute du Bromure de Lithium (LiBr) sur le mélange homogénéisé qui sert d'agent mouillant pour diminuer la tension superficielle du verre en fusion. Le mélange est porté à fusion dans une perleuse (Fig. E a et b ; modèle Minifuse 2 de Panalytical). Durant toutes ces étapes de fabrication, le matériel est précautionneusement nettoyé à l'alcool et les manipulations sont faites en évitant toute perte de matière (transfert bécher/creuset, creuset/coupelle).

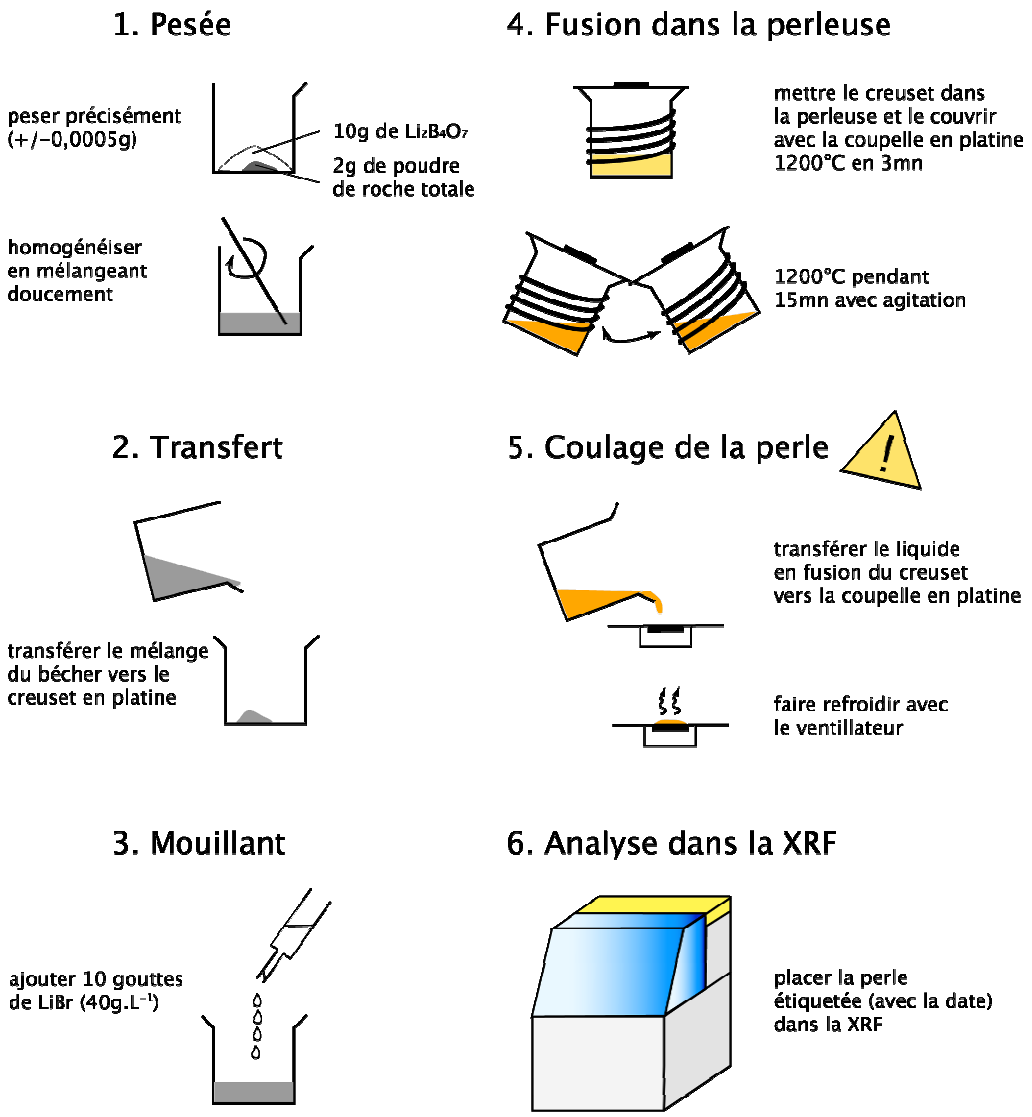


Figure D. *Protocole de fabrication d'une perle de fusion pour déterminer la teneur en oxydes des éléments majeurs sur roche totale par XRF.*

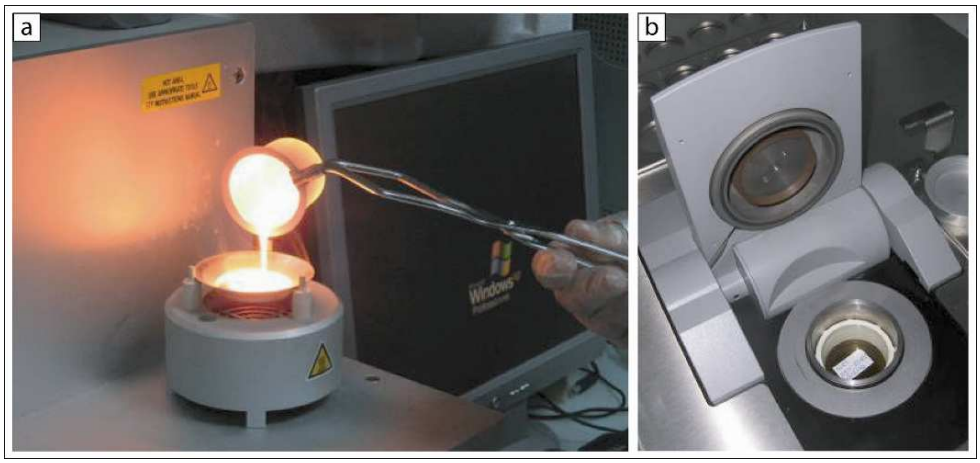


Figure E. *(a) Coulage d'une perle de fusion : transfert du liquide de fusion du creuset vers la coupelle en platine. (b) Perle prête pour analyse et placée dans l'analyseur de la XRF.*

A.3.1. b Principe de fonctionnement du spectromètre à fluorescence X (XRF)

La spectrométrie à fluorescence X s'appuie sur la propriété physique de la matière à émettre des photons lors d'un bombardement électromagnétique. Un rayonnement électromagnétique primaire de type rayon X est envoyé sur l'échantillon à analyser, ce qui excite les atomes et provoque leur ionisation. La perte d'un électron rend l'atome électriquement instable et le retour à l'état initial se fait par un saut d'un ou plusieurs électrons d'une orbitale atomique externe vers une couche électronique plus interne. Ce saut émet un photon X, il s'agit de la fluorescence X. Cette émission secondaire de rayon X est caractéristique de chacun des atomes, il est donc possible de reconnaître les atomes contenus dans l'échantillon en analysant le rayonnement X émis.

Pour connaître la nature et la proportion des éléments dans l'échantillon, le spectre d'énergie reçu est diffracté ce qui permet d'identifier l'élément détecté, à partir du nombre de longueur d'ondes reçues. L'instrument étant calibré à partir d'échantillons standards de concentration connue, on obtient une droite d'étalonnage qui permet d'obtenir la concentration d'un élément en fonction du nombre de coups reçus.

Les éléments détectés sont : Si, Al, Ti, Mg, Mn, Na, K, Ca, Fe et le Ni, Cr, Co, Zr, Zn, Sr, Ba, Cu, Pb. Certains des éléments traces (Sr, Pb) sont analysés plus précisément par HR-ICP-MS. Avant chaque journée d'analyse, la machine subit un rodage rapide qui permet de préchauffer le tube et de la stabiliser. En complément, un étalon standard international (BIR-1, basalte d'Islande de l'USGS) est analysé en début de journée et sert de standard interne, pour connaître la déviance instrumentale dont il faut corriger les mesures.

Les logiciels de traitement des données sont TIMC 4400 (version 1.0B) et SuperQ (version 4.0D) et les standards internationaux de calibration (utilisés seulement en cas de recalibration) sont les suivants :

- des basaltes d'United States Geological Survey (USGS) : BHVO-2 (Hawaï), BIR-1 (Islande), BCR-2 (Columbia River)
- des étalons du Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) du CNRS de Nancy : BE-N (basalte), AN-G (anorthosite), BX-N (bauxite), DT-N (disthène), GL-O (glauconite), Mica-Mg (phlogopite) et Mica-Fe (biotite)
- des étalons du China National Analysis Center for Iron and Steel (NACIS) : DC 71301, 71304, 71306 (roche), DC 72301 (roche ultrabasique), DC 73301, 73303, 73304, 73306 (roche), DC 73319, 73322, 73323, 73325, 73326 (sol), DC 77301, 77303 (sol).

L'analyse de la concentration en éléments majeurs par XRF s'accompagne d'un calcul de perte au feu. Il s'agit du poids que perd ou gagne l'échantillon lorsqu'il est amené à fusion, comme l'oxydation du carbone et du fer, ainsi que la perte d'eau libre et liée. Pour mesurer cette "perte", il faut cuire l'échantillon (~2 g) dans un creuset en inconel (alliage de nickel, chrome, avec d'autres métaux secondaires) et le peser avant et après son passage au four, et ajouter cette valeur à la somme des oxydes constituant l'échantillon. Le four utilisé est le modèle Furnace 48000 de Barnstead Thermolyne, et les paramètres de cuisson sont de 1050°C pendant 2 h.

Le poids en pourcentage de la perte au feu s'obtient à partir du calcul suivant :

$$PF\,(\%) = \frac{masse_{avant\ four} - masse_{après\ four}}{masse_{avant\ four} - masse_{creuset\ vide}} \times 100$$

avec la "masse avant/après four" qui correspond au poids de l'échantillon et du creuset.

Cette valeur doit idéalement être inférieure à 2% pour les échantillons subaériens et sous-marins. La somme totale des oxydes doit être comprise entre 98 et 101% pour que l'échantillon soit considéré comme peu altéré, une fois la perte au feu ajoutée aux autres composants.

A.3.2. Analyses en éléments en traces par HR ICP-MS

La préparation des échantillons pour des analyses par voie humide (ICP-MS, TIMS et MC-ICP-MS) a été faite en salle blanche de chimie du Pôle Spectrométrie Océan de Brest. Cette salle est classée ISO-6, équivalent classe 10 000 (moins de 10 000 particules de 0,3 micromètre par pied cube d'air) et est équipée de bancs à flux d'air laminaire, de boîtes ventilées (de classe 100) avec plaques chauffantes, de hottes aspirantes, d'une salle de pesée et d'un poste de production d'eau ultra-pure.

L'analyse des concentrations en éléments traces à l'ICP-MS nécessite la mise en solution puis la dilution des échantillons en salle blanche. L'instrument de mesure utilisé est l'ICP-MS haute résolution de Thermo Electron Corporation, modèle Finnigan Element 2 du Pôle Spectrométrie Océan de Brest, sous la direction de Claire Bassoullet.

A.3.2. a Protocole chimique

Le protocole chimique est schématisé ci après (Fig. F). Il débute par l'attaque de 100 mg de poudre en roche totale avec un mélange HF + HNO_3 concentré dans un bécher en téflon Savillex®. L'acide fluorhydrique rompt alors le réseau silicaté de l'échantillon et libère ainsi les cations et l'acide nitrique permet une meilleure dissolution. Les solutions mères (concentration ≈100 ppb) sont obtenues après deux reprises sur résidu sec et une dilution en HCl 3N. Elles sont laissées au repos au moins 48 h avant l'analyse pour avoir une dissolution complète du résidu.

La veille du passage à l'ICP-MS, on spike 900 µL de solution mère avec 9 µL d'une solution enrichie en Tm ([Tm]= 77,9 ppb, Barrat et al., 1996 et 2007). Le blanc de chimie et le standard interne BHVO-2 ne sont pas spikés.

Pour chaque série d'analyses, nous préparons un blanc et trois standards internationaux qui permettent de contrôler la qualité de notre chimie et de nos mesures. Le blanc sert à estimer la contamination apportée durant les différentes étapes de chimie par les réactifs, le matériel et le manipulateur. Les valeurs du blanc sont retirées des résultats d'analyse de chaque échantillon. Les étalons internationaux sont des basaltes d'United States Geological Survey, dont la concentration a été inter-déterminée par différents laboratoires : BCR-2 (basalte de Columbia River), BIR-1 (basalte d'Islande) et BHVO-2 (basalte de Hawaii). Les deux premiers sont intégrés à la série de chimie, comme des échantillons et sont utilisés comme étalons internes. Le troisième, BHVO-2, est utilisé comme étalon externe et est analysé après chaque série de trois échantillons. Il permet de lisser la déviation de la machine pour chaque analyse.

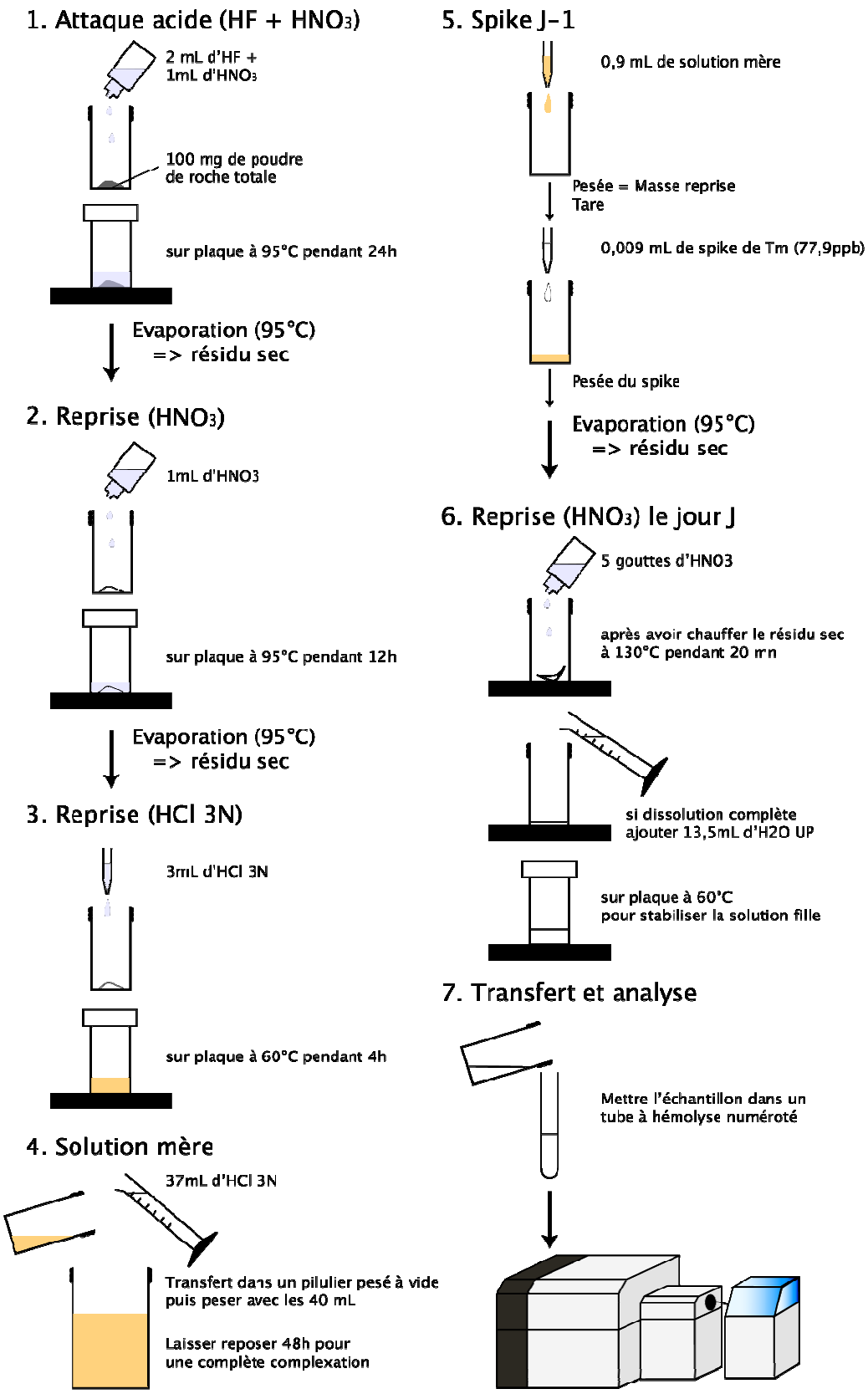


Figure F. *Protocole chimique de la mise en solution des échantillons pour analyser les concentrations en éléments traces sur roche totale à l'HR ICP-MS.*

A.3.2. b Principe de fonctionnement de l'ICP-MS

L'analyse des concentrations des éléments traces se fait par spectrométrie de masse haute résolution à plasma induit, HR ICP-MS (Fig. G). L'échantillon, qui a été chimiquement mis en solution et dilué, est placé dans un tube à hémolyse puis dans le passeur d'échantillons du spectromètre. Il est prélevé par un cathéter et amené à la chambre de nébulisation à l'aide d'une pompe péristaltique.

A l'entrée de cette chambre (au nébuliseur), un gaz d'argon purifié transforme l'échantillon en aérosol par propulsion. Une grande partie de cet aérosol est condensée sur les parois et évacuée, et une faible partie au centre forme un brouillard très fin et homogène qui est amené jusqu'à la torche par effet de vide. Au passage de la torche à des températures entre 6000 et 8000 °C, toute la matière est évaporée, atomisée et ionisée, et forme le plasma. Une interface à deux cônes permet le passage dans la partie spectromètre. L'important changement de pression (passage de la pression atmosphérique vers un ultravide 1.10^{-8} bar) accélère et focalise le faisceau d'ions, qui est ensuite séparé par double focalisation. Les ions traversent un secteur magnétique qui dérive la trajectoire des ions selon leur masse, puis un secteur électrostatique qui les sépare selon leur l'énergie cinétique. Les ions sont alors identifiés selon leur rapport masse/charge dans le système de détection. Cette technique permet une détection rapide et multi élémentaire à de très faibles niveaux de concentration avec des limites de détection pouvant atteindre 10^{-12} $g.g^{-1}$.

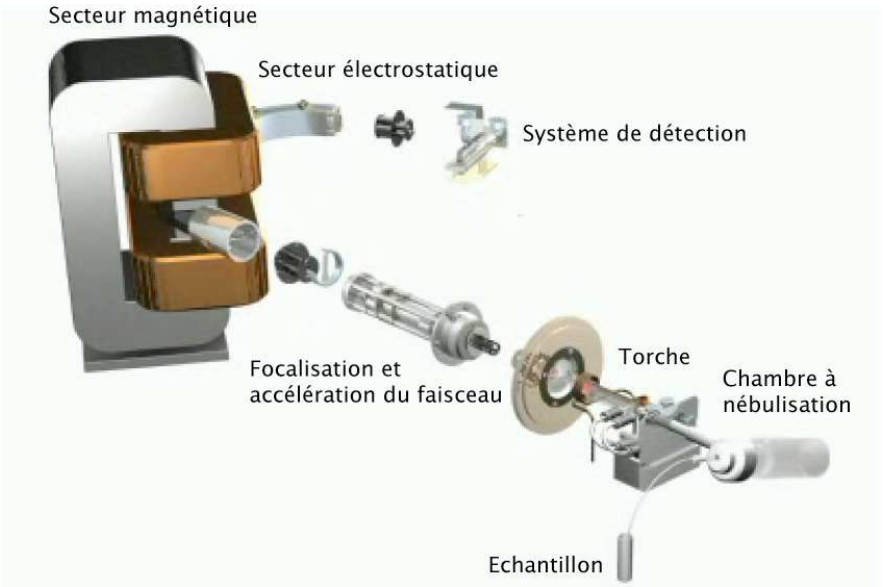


Figure G. *Principaux composants de HR ICP-MS Finnigan Element II, documentation de Thermo Electron Corporation.*

A.3.2. c Séquence analytique et traitement des données

La séparation des ions se fait selon leur masse. Or des oxydes ou hydroxydes avec des éléments légers peuvent produire des éléments de même masse que celles d'éléments lourds (par exemple la masse 151 peut venir de ^{151}Eu, $^{135}Ba^{16}O$ ou $^{134}Ba(^{16}O^{1}H)$) et créer ainsi des interférences de masse (Fig. H). On applique deux procédures pour corriger cela :

- un changement de résolution (basse, moyenne et haute résolution) qui se traduit par un changement de la taille physique du faisceau et favorise la résolution en masse,
- une analyse de solutions artificielles, qui ne contiennent que du Baryum, du Cérium, du Samarium, du Terbium, du Néodyme ou du Praséodyme et dont on connaît les concentrations, pour pouvoir estimer et corriger le taux de recombinaison d'oxydes sur terres rares (Barrat et al., 1996).

Oxydes et Hydroxydes	Isotopes interférés
^{135}BaO	^{151}Eu
$^{140}CeOH$	^{157}Gd
^{141}PrO	^{157}Gd
^{143}NdO	^{159}Tb
$^{146}NdOH$	^{163}Dy
$^{148}NdOH$	^{165}Ho
^{147}SmO	^{163}Dy
^{149}SmO	^{165}Ho
^{151}EuO	^{167}Er
^{153}EuO	^{169}Tm
^{157}GdO	^{173}Yb
^{158}GdO	^{174}Yb
^{159}TbO	^{175}Yb

Figure H. *Listes des oxydes et hydroxydes pouvant interférer sur la mesure des isotopes.*

La séquence débute par l'analyse des solutions à concentrations connues (Ba-Ce, Sm-Tb…), de l'eau ultra-pure et du blanc de chimie. Puis l'étalon externe BHVO-2 est analysé, suivi de trois échantillons puis de nouveau BHVO-2… Le temps de pompage est de 100 s. A chaque changement de solution, le cathéter est rincé avec de l'eau ultrapure.

Les résultats sont obtenus en nombre de coups, auxquels on retire les valeurs du blanc, de l'eau ultra-pure de rinçage et des solutions artificielles d'interférences. Chaque échantillon est ensuite corrigé par les valeurs dosées sur le BHVO-2 moyenné à partir des deux BHVO-2 les plus proches.

La dérive de la machine est calculée à partir de la quantité de solution enrichie (spike) de Tm ajoutée à chaque échantillon (sauf le blanc et le BHVO-2). Le spike de Tm est un

étalon interne qui crée une anomalie artificielle en Tm sur le spectre de terre rares (Barrat et al., 1996 et 2007). Les trois terres rares lourdes, erbium, thulium et lutétium sont fractionnées de façon linéaire lors des processus magmatiques. De ce fait on peut quantifier l'anomalie créée en interpolant les valeurs entre l'Er et le Lu. Cette méthode permet de quantifier la dérive instrumentale propre à l'analyse de chacun des échantillons. En considérant que la dérive dépend de la masse de l'ion et que des masses proches ont des comportements équivalents, on peut corriger toutes les masses contenues dans l'échantillon, en combinant les mesures de spike et de BHVO-2.

A.3.2. d Contrôle de la qualité de données

Nous avons appliqué deux méthodes pour évaluer la qualité de nos données, en mesurant :

- des standards internationaux BCR-2 et BIR-1 (analysés comme les autres échantillons) qui ont des valeurs de référence certifiées,
- des duplicatas d'analyse de certains échantillons, analysés pendant la même séquence ou sur une séquence différente.

Les standards ont été analysés cinq fois pour les quatre sessions effectuées du 14 octobre 2008 au 6 mai 2010. La reproductibilité externe est évaluée par le calcul de la déviation standard (Fig. I a et b), et correspond au rapport de l'écart type sur la moyenne des mesures de quatre des cinq analyses. En effet, l'analyse des standards faite en mai 2010 présente des erreurs importantes et n'est pas utilisée ici. On représente ci-après les déviations standard de deux standards internationaux BCR-2 (basalte de Columbia River d'United States Geological Survey) et BIR-1 (basalte d'Islande d'United States Geological Survey) et pour les trois résolutions : basse (LR), moyenne (MR) et haute (HR). Le Li, Sr, Nb, Cs, Ta et Pb sont analysés en basse et moyenne résolution, et le Zn en moyenne et haute résolution.

Pour les deux standards, la déviation standard des terres rares est inférieure à 3% (le maximum est de 2,5% pour le Lu de BCR-2 et de 2,8% pour le La du BIR-1), et est inférieure à 5% pour 2/3 des éléments analysés. Plus en détails :

- pour BCR-2, les éléments qui ont une déviation supérieure à 5% en basse résolution sont le Li, le Be, le Nb, le Tm, le W, le Pb et le Th. Le passage en moyenne résolution améliore la reproductibilité sur la mesure du Li (passage de 9,6 à 7 ,7%) du Pb (passage de 10,3 à 10%) mais pas celles du Sr, Nb, Cs et Ta. Pour le Zn le changement de résolution ne change rien.

- pour BIR-1, les éléments qui ont une déviation supérieure à 5% en basse résolution sont le Be, le Nb, le Cs, le Tm, le Ta, le W, le Pb, le Th et l'U. Le passage en moyenne résolution améliore la reproductibilité sur la mesure du Nb (passage de 6,1 à 5,8%), du Ta (passage de 13,9 à 12,6%), du Pb (passage de 15,1 à 14,9%) mais pas celles du Cs.

Le Nb et le Ta sont beaucoup moins concentrés dans le standard BIR que dans le BCR (dans BCR2 : [Nb] = 13 ppm, [Cs] = 1,5 ppm, [Ta] < 1 ppm et dans BIR : [Nb] = 1ppm, [Cs] < 0,01 ppm et [Ta] < 0,1 ppm). De plus, ils ont la particularité d'être dur à ioniser dans les conditions de plasma utilisées pour les autres éléments et d'être moins stable dans les solutions mères, d'où une reproductibilité plus faible. Cette faible reproductibilité est donc amplifiée quand les concentrations en éléments diminuent. Les mesures en Nb et Ta utilisées pour les échantillons sont celles mesurées en basse résolution mais sont considérées avec prudence si les concentrations sont inférieures à celles du standards BCR2.

Il convient d'utiliser la basse résolution pour le Sr et le Cs mais pas pour forcément pour le Li et le Pb. Les mesures de trois isotopes du W ont une déviation très forte pour les deux standards (de 23,2 à 30% pour BIR et de 14 à 15,6% pour BCR-2). Cette méthode ne semble pas appropriée à la mesure du W.

La faible déviation des terres rares montre que les mesures sont très reproductibles et que cette méthode est adéquate pour ces éléments.

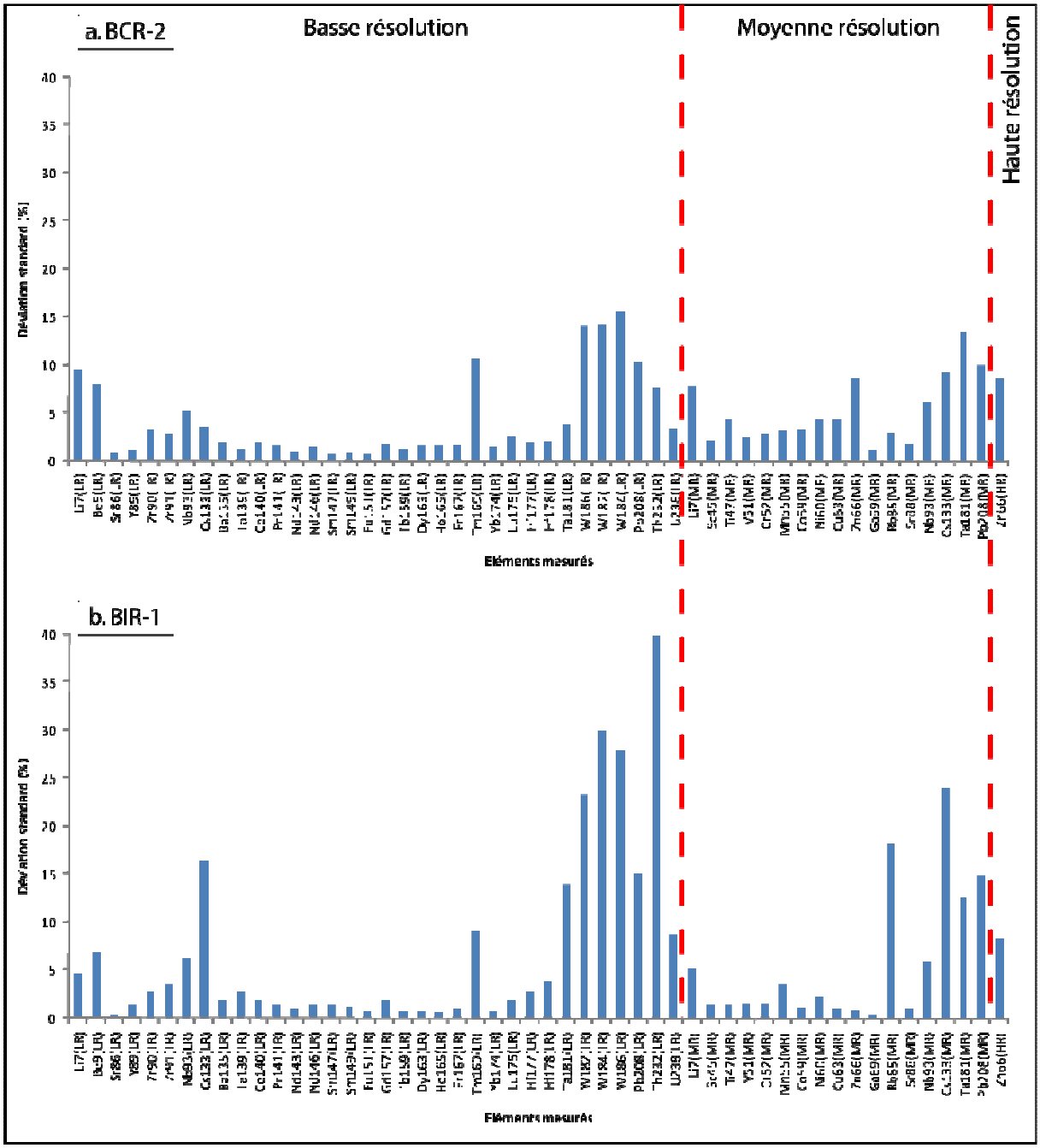


Figure I. *Déviations standard calculées (en %) pour les éléments en traces mesurés sur le standard (a) BCR-2 (n= 4) et (b) BIR-1 (n=4).*

A.3.3. Analyses des compositions isotopiques par MC-ICP-MS et par TIMS

A.3.3. a Lessivage

La composition isotopique des roches peut être modifiée par des facteurs extérieurs comme l'interaction avec l'eau de mer ou la minéralisation secondaire. Pour retrouver le signal original, les échantillons sont lessivés avec de l'acide. Dans notre cas, seuls les

échantillons sous-marins ont été lessivés parce qu'ils ont interagi avec l'eau de mer. Les échantillons subaériens ont été sélectionnés le plus "frais" possible sur le terrain pour connaitre directement leur composition. Le lessivage entraine une perte de concentration de l'élément, en particulier en Sr et en Pb, qui est très variable (de 10 à 85%) selon la nature et qualité (fraicheur) de l'échantillon.

En pratique, 200 mg de poudre (ou de grains pour des échantillons sous-marins qui ont une bordure vitreuse) sont attaqués avec de l'HCl 6N tiède (sur plaque tiède à 80°C pendant 10 mn). Ils passent ensuite 10 s au vortex puis 5mn aux ultrasons. L'acide est récupéré une fois la poudre décantée et conservé pour analyse. L'échantillon est rincé trois fois à l'eau ultra-pure. Notons que six échantillons ont été réanalysés avec un temps de lessivage de 40 mn pour valider les données de Sr et Pb isotopiques.

A.3.3. b Protocole chimique

L'analyse de la composition isotopique des éléments hafnium, plomb, strontium et néodyme nécessite la séparation de ces éléments à partir de la roche totale. Cette séparation est faite en série à partir d'une unique attaque et par une succession de passages sur colonnes chromatographiques en phase liquide. La séparation et la purification des éléments est faite dans l'ordre suivant : Hf, Pb, Sr et Nd. Un blanc chimique est préparé pour chacune des quatre chimies. Le protocole est détaillé dans les figures K.a et b.

200 mg de poudre de roche totale (préalablement lessivés pour les échantillons marins) subissent une attaque entre 24 et 48 h, par un mélange HF + HNO_3 Clean Acid, c'est à dire des acides distillés à deux reprises pour améliorer leur pureté et diminuer la contamination au vu de leur utilisation pour la chimie isotopique du plomb.

- ***Séparation et purification de l'Hafnium***

Le résidu sec est repris sur plaque avec de l'HF (24N) pendant 48h, formant des fluorures. Les éléments en traces de l'échantillon se répartissent alors selon leur affinité (Blichert-Toft et al., 1997) :

- soit dans le surnageant, comme l'Hf (91% du contenu de l'échantillon), le Ti, le Zr, le Ta et l'U,
- soit dans les fluorures comme le Pb (93% du contenu de l'échantillon), le Ba, l'Y, le Th, le Sr et les terres rares.

Après 2 h passé dans un bac à ultrasons pour casser les sels qui se sont formés et ainsi augmenter la surface d'échange, le mélange est centrifugé. Le surnageant sert pour purifier l'Hf et le culot sert pour séparer le Pb, le Sr puis le Nd.

Le protocole appliqué est détaillé dans Blichert-Toft et al. (1997) (Fig. K.a). Après deux évaporations et reprises successives, le résidu sec est repris avec un mélange HF 0,5N + HCl 0,5N. L'échantillon est centrifugé et le surnageant est chargé sur la colonne (C1) de résine anionique AG1 X8 (100-200 mesh). Les colonnes sont lavées de tous les éléments exceptés l'Hf, le Ti et le Zr, avec un mélange HF 0,5N + HCl 0,5N. Ces trois derniers éléments sont récupérés avec de l'HCL 6N.

On ajoute de l'acide perchlorique concentré ($HCLO_4$) aux solutions récupérées et on fait évaporer à 180°C jusqu'à obtenir une goutte laiteuse. Le but est de séparer le Ti de l'Hf parce qu'ils ont un comportement chimique très proche et que le Ti est gênant à l'analyse (Blichert-Toft et al., 1997). Il faut donc passer sur un deuxième jeu de colonne (C2) avec une résine cationique organique AG50W X8 (200-400 mesh). Préalablement l'ajout et l'évaporation de l'$HClO_4$ fait disparaitre l'HF, qui consomme la résine AG50W X8.

On ajoute un mélange d'HCl 2,5N + H_2O_2 au résidu d'évaporation ce qui oxyde le Ti sous forme $Ti(H_2O_2)_x$ et de ce fait ne se comporte plus comme l'Hf et ils vont pouvoir être séparés. L'échantillon a une couleur rouge sang (due au Ti oxydé) et est centrifugé. Le surnageant est chargé sur les colonnes cationiques C2. Le Ti est élué en faisant migrer le front rouge sang dans la résine (Fig. L). L'Hf est récupéré avec un mélange HCl 2,5N + HF 0,3N, et la solution est mise à évaporer et pour être ensuite analysée par MC-ICP-MS.

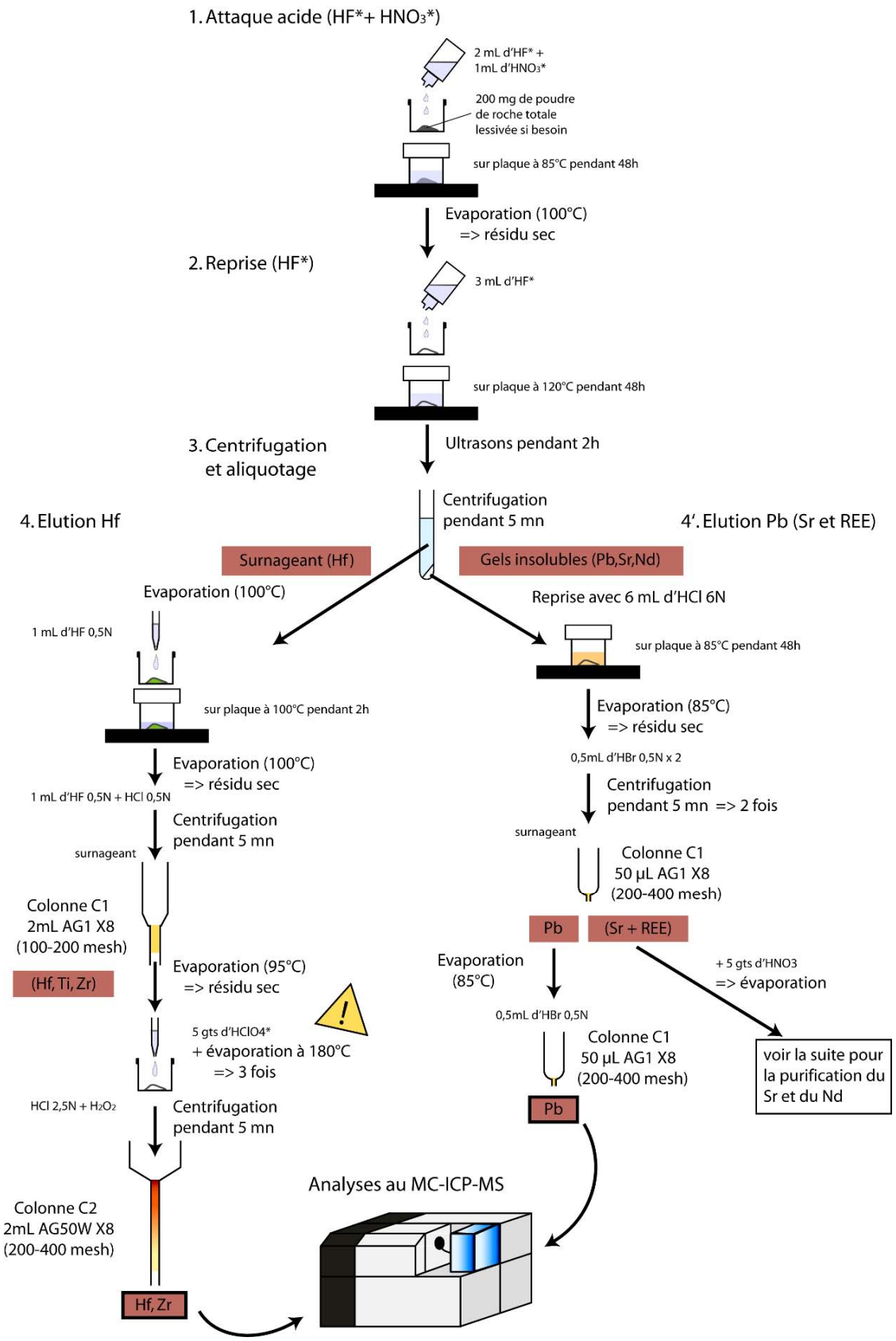
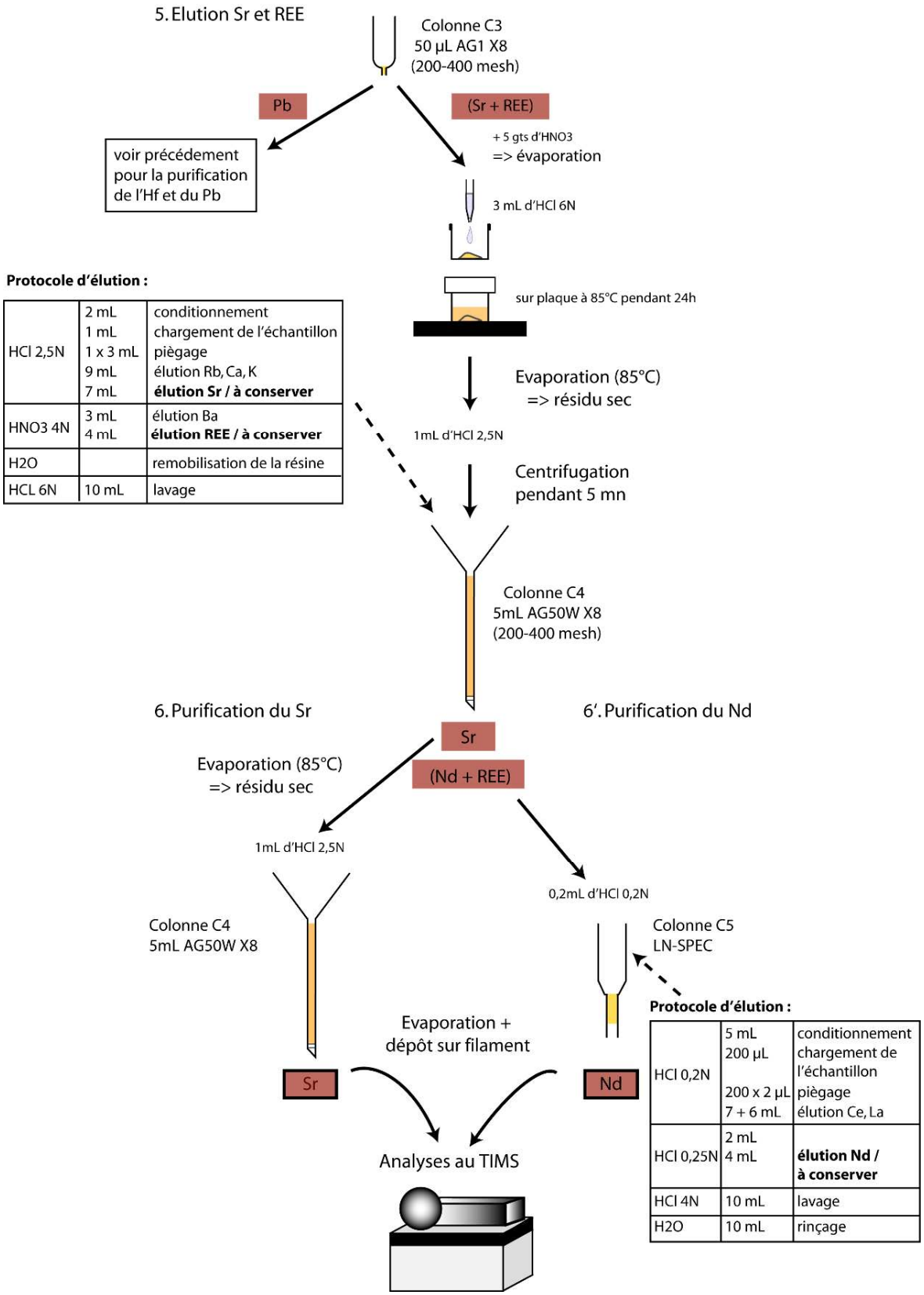


Figure K. (a) *Protocole chimique de séparation et purification de l'Hf, du Pb, du Sr et du Nd à partir d'une même attaque d'une poudre en roche totale. Ici la purification de l'Hf et du Pb est selon Blichert Toft et al., 1997 et 2005.*



Protocole d'élution :

HCl 2,5N	2 mL 1 mL 1 x 3 mL 9 mL 7 mL	conditionnement chargement de l'échantillon piègage élution Rb, Ca, K **élution Sr / à conserver**
HNO3 4N	3 mL 4 mL	élution Ba **élution REE / à conserver**
H2O		remobilisation de la résine
HCL 6N	10 mL	lavage

Protocole d'élution :

HCl 0,2N	5 mL 200 µL 200 x 2 µL 7 + 6 mL	conditionnement chargement de l'échantillon piègage élution Ce, La
HCl 0,25N	2 mL 4 mL	**élution Nd / à conserver**
HCl 4N	10 mL	lavage
H2O	10 mL	rinçage

Figure K. (b) *Protocole chimique (suite) de séparation et purification de l'Hf, du Pb, du Sr et du Nd à partir d'une même attaque d'une poudre en roche totale. Ici purification du Sr et du Nd.*

Figure L. *Elution du Ti oxydé (en rouge) sur les colonnes C2 à résine cationique AG50W X8 (200-400 mesh) utilisées pour la purification de l'Hf. Photographie d'Arnaud Agranier.*

- ***Séparation et purification du Plomb***

Le plomb, le strontium et les terres rares sont contenus dans les fluorures de la première centrifugation (Fig. K.a). Le protocole suivi est décrit dans Blichert-Toft et al. (2005) (Fig. K.b).

Le culot de fluorures dissous, évaporé, centrifugé (deux fois) avec de HBr 0,5N, est chargé sur des micro-colonnes en Téflon thermo-rétactables (C3) avec 50µL de résine anionique AG1 X8 (200-400 mesh). Le principe de cette résine est le "tout ou rien", car dans l'acide bromhydrique dilué (0,5N est idéal, Strelow (1978)) le Pb est sous forme $PbBr_4^{2-}$ et a une très forte affinité avec cette résine. Le plomb en solution de HBr 0,5N est donc bien retenu dans la colonne et peut être purifié des autres éléments.

Rincée avec 0,5mL HBr 0,5N, cette fraction est conservée car elle contient le strontium et les terres rares et va servir par la suite à purifier le Sr et le Nd. Le Pb est élué avec de l'HCl 6N, que l'on fait évaporer. Un deuxième passage sur colonnes C3 est effectué dans les mêmes conditions pour obtenir une purification complète de plomb, en particulier vis à vis du fer. Après évaporation, l'échantillon est prêt à être analysé au MC-ICP-MS.

- ***Séparation du strontium***

Le strontium et les terres rares sont contenus dans la première fraction récupérée des micro-colonnes C3 de la chimie plomb (Fig. K.b). Cette fraction est reprise et évaporée deux fois, centrifugée, et chargée sur des colonnes de résine cationique AG50 X8 (200-400 mesh) (C4). Les éléments de masse inférieure au Sr (Rb, Ca, K) sont élués avant de récupérer le Sr en HCl 2,5N. Le Ba est élué avec de l'HNO_3 puis on récupère la fraction qui contient les

terres rares et qui sert à la purification du Nd. L'échantillon passe une deuxième fois sur les colonnes C4 pour améliorer la purification vis-à-vis du Rb. Cette étape permet de purifier le Sr du Rb restant et dont l'isotope ^{87}Rb peut interférer sur le ^{87}Sr. Cette fraction est mise à évaporer et est prête à être déposée sur filament pour une analyse au TIMS. Avant d'être mis à évaporer, le blanc chimique lui est spiké avec 75 µg de solution enrichie en ^{86}Sr ([^{86}Sr]= 0,6023 ppm), pesée précisément.

- ***Séparation du Néodyme***

Les terres rares sont isolées à l'aide de colonnes de résine AG50 X8 (C4) (Fig. K.b) en ajoutant de l'HNO_3 4N et mis à évaporer dans des béchers Savillex®. Un dernier passage sur colonne chromatographique est nécessaire pour purifier le Nd.

La méthode pour séparer le Nd des autres terres rares est appelée ″chromatographie à partitionnement inversé″ (Cerrai et Testa, 1963). Elle consiste à déposer de l'acide organique HDEHP (Hexyl Di-Ethyl Hydrogen Phosphate) sur des grains d'une poudre de téflon, formant ainsi un support de chromatographie sur colonnes de type LN-SPEC (LaNthanides Spécification). Les terres rares y ont une affinité proportionnelle à leur masse : plus la masse de l'élément est importante plus il faut ajouter de l'acide pour le lessiver. Cette spécificité est particulièrement intéressante pour séparer le Nd du Sm car le Samarium possède des isotopes (^{144}Sm, ^{148}Sm, ^{150}Sm) qui peuvent interférer en masse avec ceux du Nd. Mais comme il a une masse atomique supérieure à celle du Nd, le Sm reste fixé sur la résine lorsque l'on ajoute la quantité d'acide nécessaire pour éluer le Nd.

Le blanc est spiké avec 75 µg d'une solution artificielle enrichie en ^{148}Nd de concentration 0,02302 ppm. Tous les échantillons sont mis à évaporer dans des béchers triplot et sont prêts à être déposés sur filament pour analyse au TIMS.

A.3.3. c TIMS, Spectromètre de Masse à source thermo-ionique

Le TIMS est un spectromètre de masse à source thermo-ionique solide et à multicollecteurs. L'analyse nécessite la purification préalable des éléments à analyser (le Sr et le Nd) par un protocole de chimie (Fig. K.a et b) pour éviter les interférences de masse entre le ^{87}Rb et ^{87}Sr ou le ^{144}Sm et ^{144}Nd, qui pourraient fausser les rapports mesurés, ^{87}Sr/^{86}Sr et ^{143}Nd/^{144}Nd respectivement.

Le Sr et le Nd sont déposés sur un filament qui sert de support à l'ionisation des éléments. Nous avons travaillé sur le modèle Triton T1 de ThermoFischer Scientific du Pôle Spectrométrie Océan de Brest, avec l'aide de Philippe Nonnotte.

- ***Dépôt sur filament***

Les filaments métalliques sont dégazés sous vide avant que l'on y dépose l'échantillon. La quantité de Sr et de Nd à prélever et à diluer à l'eau ultra-pure doit être calculée pour obtenir un dépôt final de 500 ng sur le filament. Du fait du lessivage pour les échantillons marins, et de la succession de quatre chimies aux rendements différents, nous avons systématiquement déposé sur les filaments tout le Nd récupéré chimiquement et dilué le Sr par 3.

Pour le Sr, on utilise un filament en tungstène, préalablement dégazé, sur lequel on dépose 1 µL d'activateur de tantale (Birck, 1996 ; Fig. M.a) qui permet de réguler et de stabiliser l'émission du Sr pendant la thermo-ionisation de l'analyse. Le Sr est ensuite déposé sur le filament dit évaporant et ionisant, séché puis "flashé" (Fig. M.b) pour oxyder le dépôt.

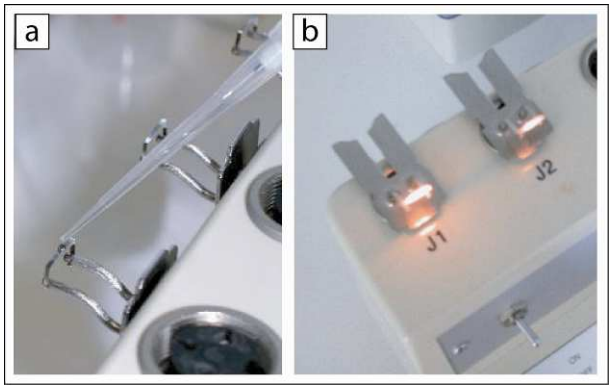


Figure M. *(a) Dépôt d'1µL d'activateur sur un filament de tungstène, placé sur un banc de dépôt. (b) Flashage du filament avec le Sr récupéré chimiquement. Photographie de Philippe Nonnotte.*

Le Nd est déposé sur un filament (évaporant) de rhénium de qualité standard et sans activateur. Pour ioniser le Nd, on utilise un second filament de Re, dit ionisant sans dépôt, qui sera positionné en face du filament chargé pendant l'analyse. Le filament ionisant va permettre de créer un plasma à partir du dépôt de Nd déposé sur l'autre filament.

- ***Principe de fonctionnement du TIMS***

Les filaments métalliques prêts sont chargés sur le barillet multifilament, à 21 positions. L'ensemble est placé dans la source à thermo-ionisation du spectromètre de masse où un vide d'environ 5.10^{-8} bar est crée à l'aide d'une pompe turbo-moléculaire. Les filaments sont portés à des températures élevées, provoquant sublimation et ionisation des éléments. Chaque isotope est collecté dans une cage de Faraday dédiée : sur le Triton, il a 9 collecteurs dont 8 mobiles qui sont positionnés selon l'élément à analyser.

Pour les analyses du Nd, la qualité du vide est améliorée avec un piège cryogénique placée au niveau de la source. Les mesures sont réalisées en mode statique, ce qui permet d'atteindre une meilleure précision dans les mesures en un temps donné. Cette précision est de l'ordre de 3.10^{-6} à 10.10^{-6} (1σ), et est obtenue en réalisant 10 blocs de 10 mesures, entre lesquels le bruit de fond de l'instrument est mesuré.

Un fractionnement se produit entre les isotopes lourds et légers au moment de l'émission. Pour corriger ce biais instrumental, les rapports constants des isotopes stables $^{88}Sr/^{86}Sr$ et $^{146}Nd/^{144}Nd$ sont mesurés. La différence entre la valeur réelle constante dans l'univers ($^{88}Sr/^{86}Sr$= 8,375209 et $^{146}Nd/^{144}Nd$=0,721903) et la valeur mesurée de ce rapport permet de connaître le fractionnement lié à la machine.

- ***Contrôle sur la qualité des données***

Les standards internationaux

Des standards internationaux, NBS 987 pour le Sr et La Jolla pour le Nd, sont analysés au début et à la fin de chaque journée d'analyse, afin de vérifier la stabilité du spectromètre et la reproductibilité de nos mesures. Les valeurs obtenues pour l'ensemble des sessions d'analyses sont représentées sur les figures N.a, b et c, avec leur moyenne et la valeur recommandée du standard.

La valeur moyenne mesurée pour NBS 987 est de 0,710262 ± 0,000004 (n = 20 mesures), ce qui est significativement supérieure à la valeur recommandée ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,710250). Ces valeurs fluctuent de 0,710240 à 0,710276 de façon non linéaire, mais ont été faites pendant chacune des journées d'analyse et semblent reproductibles de proche en proche. Les mesures de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de nos échantillons ne sont pas corrigées par rapport à la valeur moyenne obtenue sur les standards parce que cela représente un facteur de 0,9999983.

La valeur moyenne mesurée pour La Jolla est de 0,511848 ± 0,000003 (n = 10 mesures), ce qui est proche à la valeur recommandée ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,511850). Toutefois ces valeurs fluctuent de 0,511831 à 0,511859 de façon non linéaire. Le facteur de correction de 1 n'est pas appliqué à nos mesures sur les échantillons.

Le standard JNdi, il n'est pas reconnu comme un standard international certifié. Sa valeur de référence, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512115 ± 0,000007, a été déterminée pour une valeur donnée de La Jolla ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,511858). Sur l'instrument de mesure utilisé du Pôle Spectrométrie Océan, la moyenne de l'ensemble des analyses est de $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512106 pour des rapports de La Jolla plus faibles de 10 ppm. Concernant nos séries d'analyses, la valeur moyenne mesurée pour JNDI est de 0,512102 ± 0,000004 (n = 8 mesures) avec des valeurs qui fluctuent de 0,512097 à 0,512109 de façon non linéaire. Le facteur de correction de 1 n'est pas appliqué à nos mesures sur les échantillons.

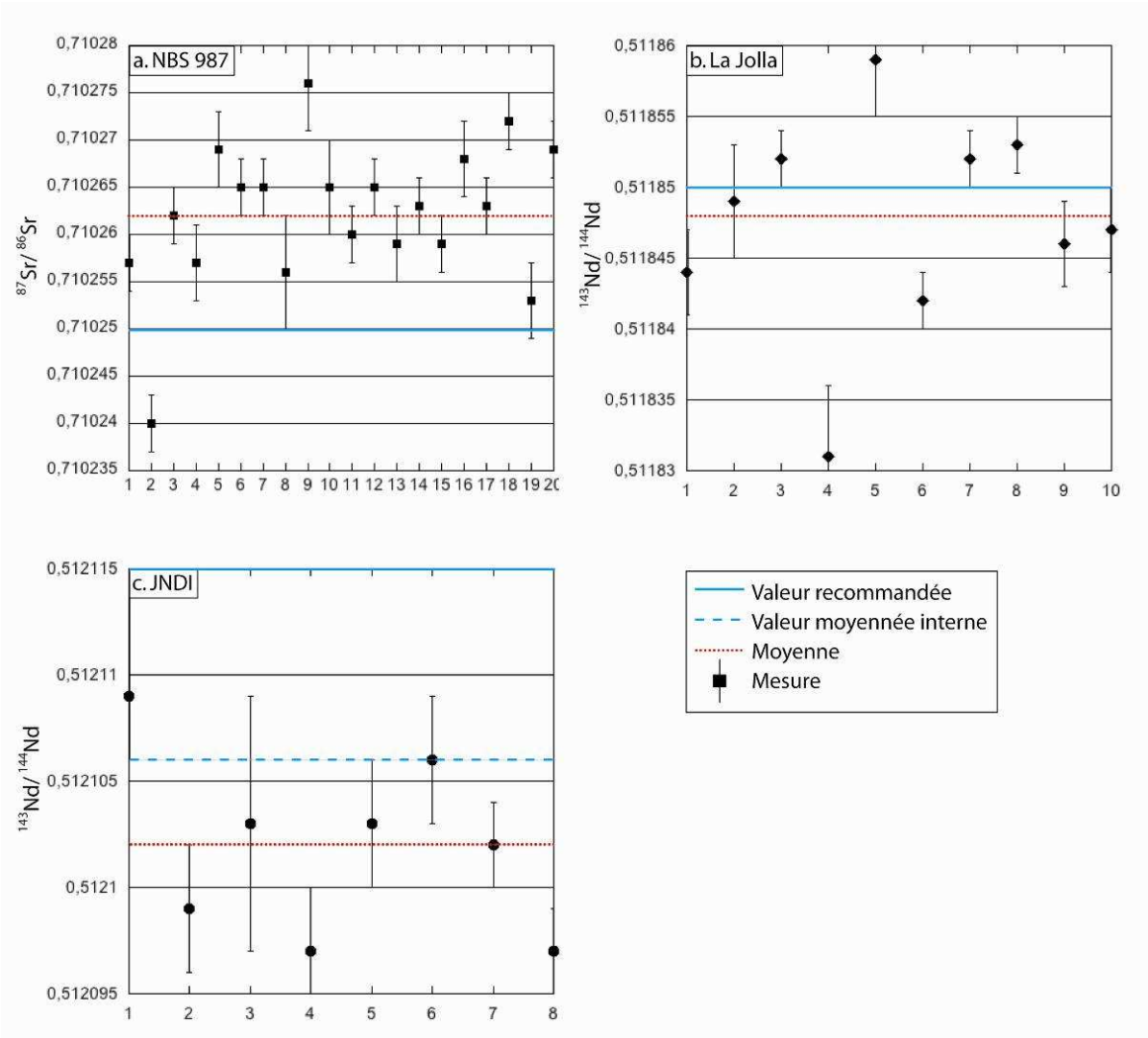


Figure N. *Mesures des compositions isotopiques (a) du Sr pour le standard international NBS 987. (b) du Nd pour le standard international La Jolla. (c) du Nd pour le standard international JNDI.*

Les blancs de chimie

Les mesures de composition isotopiques sont directement liées à la qualité de la manipulation, qui dépend de la contamination apportée par les réactifs, le matériel et le manipulateur. Un blanc chimique a été fait pour chacune des séries pour estimer cette contamination (Fig. O). Ces blancs ont été spiké avec 75 µg de solution enrichie en ^{86}Sr ([^{86}Sr] = 0,6023 ppm), et en ^{148}Nd ([^{148}Nd] = 0,02302 ppm) pour les mesures du Sr et du Nd respectivement.

Série	[Sr] en pg.g^{-1}	[Nd] en pg.g^{-1}
1	850	136
2	1701	135
3	136	140
4	165	12

Figure O. *Concentrations en Sr et Nd des blancs chimiques mesurés*

Les blancs de Nd sont plus faibles que ceux de Sr. Cela est probablement dû à la rapidité de la purification du Nd, qui est de quelques heures alors que celle du Sr se déroule sur deux jours (un deuxième passage sur colonne est fait pour purifier le Sr), laissant ainsi plus longtemps l'échantillon sur les colonnes, exposé à une "pollution" possible.

Le blanc en Sr de la série 2 est élevé, mais cela reste correct et n'affecte pas la qualité de nos résultats.

Les apports de contamination des blancs sont négligeables pour les concentrations de nos échantillons allant de 263 à 702 ppm en Sr et de 18 à 62 ppm en Nd.

A.3.3. d MC-ICP-MS, Spectromètre de Masse à source plasma et à multi-collecteurs

- ***Principe de fonctionnement du MC-ICP-MS***

Nous avons travaillé sur le spectromètre de masse à source plasma et multi-collection MC-ICP-MS, Modèle Neptune de Thermo Fischer Scientific, du Pôle Spectrométrie Océan de Brest, sous la responsabilité d'Emmanuel Ponzevera.

Le principe de fonctionnement de cet instrument est une combinaison entre l'ICP-MS et le TIMS (Fig. P). L'échantillon est amené à la source du spectromètre par voie humide et

est ionisé sous forme de plasma, puis accéléré et orienté par une double focalisation (secteur magnétique et secteur électrostatique), comme pour l'ICP-MS. La détection des ions en faite par un multi collecteurs, 9 cages de faraday (dont 8 mobiles) comme le TIMS, qui permet de mesurer simultanément 9 masses différentes.

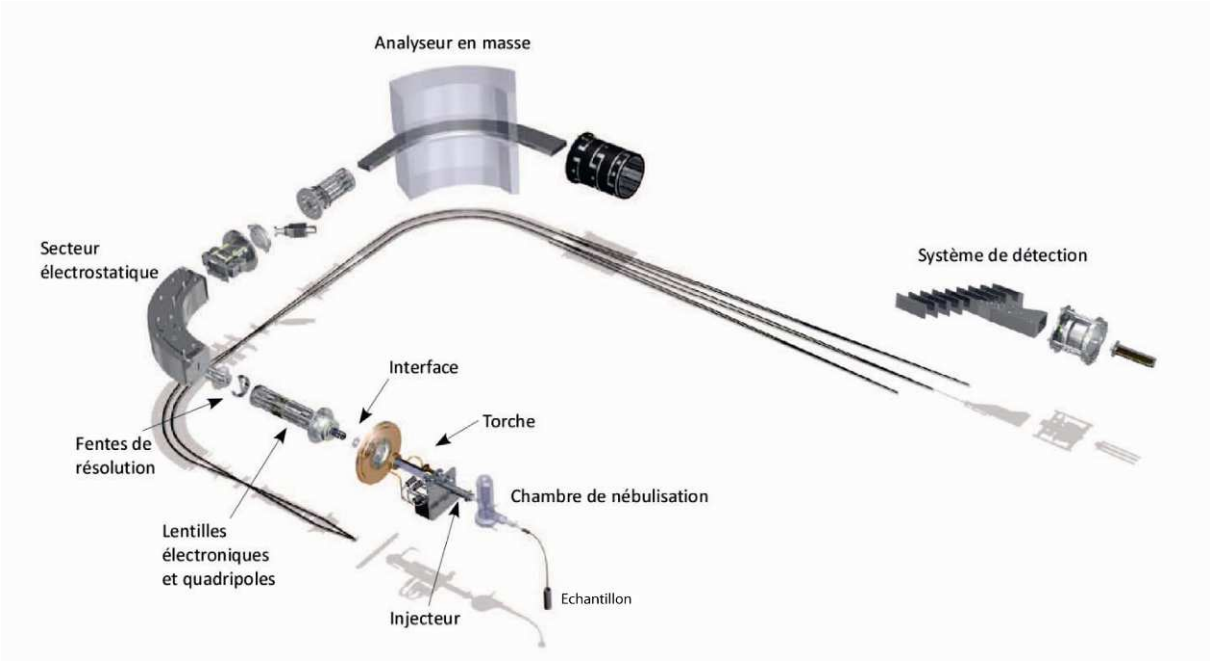


Figure P. *Schéma des principaux composants d'un MC-ICP-MS (Modèle Neptune de ThermoFischer Corporation). L'ombrage correspond à la trajectoire des ions. Documentation de ThermoFischer Corporation.*

Cet instrument d'analyse permet d'analyser des éléments à fort potentiel d'ionisation (comme l'Hf) difficile à analyser avec le TIMS, et de simplifier l'analyse des isotopes du Pb, sans appliquer la technique de double ou triple spikage (par exemple Oversby et Gast (1968) et Galer (1999)). L'incertitude des mesures est de 0,005%. Elle prend en compte le fractionnement instrumental, l'écart de mesure sur un standard et une éventuelle interférence de masse.

- ***Fractionnement instrumental***

Pour le fractionnement instrumental *f*, comme pour le strontium et le néodyme, on le considère identique pour tous les isotopes d'un même élément.

Il se calcule de la façon suivante :

$$f = \frac{\ln \frac{(rapport\,isotopique)_{mesuré}}{(rapport\,isotopique)_{vrai}}}{\ln(rapport\,de\,masse\,des\,isotopes)}$$

Par exemple, on calcule le fractionnement sur le rapport naturellement stable de $^{177}Hf/^{178}Hf$ et on le reporte en correction sur le rapport $^{176}Hf/^{177}Hf$ mesuré.

Par contre le plomb n'ayant pas de rapport stable, on utilise un élément de masse comparable le thallium (Tl) par l'intermédiaire d'une solution enrichie. On reporte ainsi le fractionnement obtenu sur le rapport $^{205}Tl/^{203}Tl$ sur les rapports mesurés et recherchés $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ et $^{208}Pb/^{204}Pb$. Soit :

$$f_{Tl} = \frac{\ln\left(\left(\frac{^{205}Tl}{^{203}Tl}\right)_{mesuré} \Big/ \left(\frac{^{205}Tl}{^{203}Tl}\right)_{vrai}\right)}{\ln\left(masse\ ^{205}Tl / masse\ ^{203}Tl\right)}, \quad d'où \quad \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_{vrai} = \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_{mesuré} \times \left(\frac{masse^{206}Pb}{masse^{204}Pb}\right)^{f_{Tl}}$$

- ***Corrections et contrôle sur la qualité des données***

Les standards internationaux (NIST 981 pour le Pb et le JMC 475 Denver pour l'Hf) sont mesurés tous les deux échantillons et permettent de moyenner la dérive de la machine pour chaque analyse. Leurs valeurs recommandées sont pour NIST 981 : $^{206}Pb/^{204}Pb$=16,9356 ; $^{207}Pb/^{204}Pb$=15,4891 ; $^{208}Pb/^{204}Pb$=36,7006 et pour JMC 475 Denver : $^{174}Hf/^{177}Hf$=0,00871 ; $^{176}Hf/^{177}Hf$=0,282157 ; $^{178}Hf/^{177}Hf$= 1,467168 ; $^{179}Hf/^{177}Hf$=0,7325 ; $^{180}Hf/^{177}Hf$=1,88666.

Bien qu'un protocole chimique de purification rigoureux soit utilisé en amont de l'analyse, une interférence de masse peut toujours subsister avec l'Yb et le Lu pour l'Hf et le Hg pour le Pb. Afin de la corriger, on "collecte" les isotopes ^{173}Yb et ^{175}Lu, puis le ^{202}Hg pendant chaque analyse de l'isotope concerné (Hf et Pb respectivement). Les rapports $^{173}Yb/^{176}Yb$, $^{175}Lu/^{176}Lu$ et $^{202}Hg/^{204}Hg$ étant stables dans la nature, ils permettent de corriger l'analyse à partir de l'isotope collecté (exemple ^{173}Yb).

Les mesures de composition en Pb et Hf ont été corrigées du fractionnement instrumental et des interférences. Une fois ces corrections faites le dépouillement des données consiste à en soustraire les blancs (de chimie totale et de la solution de dilution), sachant que chaque échantillon d'une série a été dilué de manière différente afin d'aboutir à un signal de même intensité pour tous les échantillons (c'est-à-dire à une concentration équivalente dans la

solution de prélèvement). Il est donc nécessaire de recalculer la proportion de chaque apport. Les blancs mesurés pour chaque série d'analyse (Pb et Hf) ont révélés un apport des différents réactifs et manipulations négligeable par rapport à la concentration en analyte.

A.4. Protocole pour la géochronologie

Une série d'échantillons subaériens et sous-marins, prélevés sur le Massif de la Fournaise et du Piton des Neiges a été datée par la méthode de datation K/Ar sans spike sur mésostase séparée (Cassignol et al., 1978 ; Cassignol et Gillot, 1982 ; Gillot et Cornette, 1986). La préparation des échantillons a été faite au Laboratoire de Domaines Océaniques de Brest, avec l'aide de Myriam Janin, l'analyse en K a été réalisée par Céline Liorzou sur ICP-AES du Pôle Spectrométrie Océan de Brest, et la mesure de l'Ar a été effectuée par Hervé Guillou, du LCSE de Gyf sur Yvette.

A.4.1. Principe de la datation

La datation absolue permet d'obtenir un âge *t*, à partir de la relation entre un isotope père radioactif *P* qui se transforme en isotope fils radiogénique *F* au cours du temps. Cette relation dépend d'une constante radioactive λ, qui est égale à *ln2/T* avec *T* la période, c'est à dire le temps nécessaire à la désintégration de la moitié de la quantité initiale du père. Nous avons la relation suivante :

$\frac{dP}{dt} = -\lambda P$, d'où en intégrant $P_t = P_0\, e^{-\lambda t}$

On cherche *t* et l'on ne connaît pas P_0, mais on considère que : $P_0 = P_t + F_t$,
c'est à dire qu'au temps initial t_0, le stock des atomes père P_0 est égal au stock de l'atomes père et fils au temps *t*. Nous avons ainsi :

$$t = \frac{1}{\lambda}\left(\ln\frac{F}{P} + 1\right)$$

Cet âge correspond au temps de la fermeture du système, dans notre cas il s'agit de l'âge de la mise en place d'une coulée volcanique. La possibilité de dater une roche dépend donc de sa teneur initiale en isotope père, du temps écoulé et de la qualité de l'échantillon.

Dans cette étude, nous avons utilisé la méthode K-Ar sans spike de Cassignol et Gillot (1982) adapté au Laboratoire de Gyf sur Yvette par Charbit et al. (1998). Elle se base sur la désintégration du potassium, qui est un élément majeur dans les roches volcaniques et qui possède trois isotopes naturels, ^{39}K, ^{40}K, ^{41}K. Seul l'isotope ^{40}K est radioactif et se désintègre simultanément en ^{40}Ar par une capture électronique et en ^{40}Ca par un rayonnement β^-. Les constantes de désintégration respectives sont $\lambda\varepsilon = 0{,}581.10^{-10} an^{-1}$ et $\lambda\beta = 4{,}962.10^{-10} an^{-1}$ (Steiger et Jäger, 1977) soit une constante totale de $\lambda = 5{,}543.10^{-10}\ an^{-1}$ et une période T = 1,250 Ga *($T = ln2 / \lambda$).*

D'après la démonstration précédente, on obtient l'âge de la fermeture du système utilisé avec l'équation suivante :

$$t(an) = \frac{1}{\lambda} \times \ln\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{40}K} \times \frac{\lambda}{\lambda\varepsilon} + 1 \right)$$ avec $^{40}Ar^*$: Argon radiogénique

Cette méthode est efficace à la fois pour les âges récents et vieux, ce qui est intéressant lorsque l'on ne peut pas les estimer d'avance. De plus en analysant seulement la mésostase, on date précisément l'âge de l'éruption. En effet, les cristaux présents dans la roche totale, peuvent s'être déjà formés dans la chambre, avoir des apports d'^{40}Ar, et prendre en compte le temps de résidence dans la chambre.

Cette datation est basée sur quatre hypothèses fondamentales :

1) les constantes de désintégration $\lambda\varepsilon$ et $\lambda\beta$, et les abondances isotopiques (^{39}K = 93,26% ; ^{40}K = 0,01% ; ^{41}K = 6,73% ; Garner et al., 1975) sont constantes dans le système,
2) la durée de la formation de la roche est négligeable par rapport à son âge,
3) le système a évolué en système fermé depuis sa formation,
4) dans la roche, la totalité de l'Ar est soit d'origine radiogénique soit d'origine atmosphérique. Il n'y pas d'Ar radiogénique au moment de la fermeture du système du coup le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ initial correspond au rapport atmosphérique, $^{40}Ar/^{36}Ar$ = 295,5 (Nier, 1950),

Les hypothèses 1 et 2 sont vérifiées pour les coulées de laves subaériennes ou sous-marines. Concernant l'hypothèse 3, les conditions pour qu'une roche n'évolue pas en système fermé sont l'altération ou le métamorphisme. La vérification sous microscope de la qualité de l'échantillon et le choix du site de prélèvement sur le terrain (loin des zones de recuit par des coulées postérieures) permettent d'écarter ces risques. Pour l'hypothèse 4 qui implique une teneur en Ar radiogénique nulle au moment de sa mise en place, cela est valable pour les coulées de laves aériennes qui s'équilibrent avec l'atmosphère et qui dégazent complètement. Pour ce qui concerne les laves mises en place sous l'eau, il se peut que la pression hydrostatique ne permette pas un dégaze complet et qu'elles soient alors enrichies en Ar provenant du manteau. Cela a tendance à augmenter le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ et conduit à surestimer l'âge de la roche. Nous avons sélectionné le cœur de la roche pour éviter la bordure figée moins dégazé pour minimiser ce risque. Toutefois, les âges obtenus sont systématiquement contraints et replacés dans un contexte géologique pour vérifier leur "validité" géologique.

Pour synthétiser, l'âge obtenu peut être faussé si au cours de son histoire, l'échantillon a perdu du K ou de l'Ar ou encore gagné de l'Ar. La perte du K peut se faire par lessivage lors de la circulation de fluide, ce qui a tendance a surestimé l'âge de la roche puisque l'altération n'affecte pas l'Ar gazeux déjà formé dans le système. A l'inverse, l'Ar peut s'échapper du réseau cristallin en cas d'augmentation de pression et/ou température (comme en métamorphisme), sans modifier la teneur en K, ce qui donne un âge plus jeune que l'âge réel de l'échantillon. Enfin l'Ar peut être hérité du manteau si le dégazage de la coulée volcanique n'est pas complet. Or le manteau a un rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ plus élevé que celui de l'atmosphère (Allègre et al., 1986 ; Kaneoka et al., 1983 ; Staudacher et al., 1991) ce qui entraine un excès d'Ar et donc un âge "trop" ancien. Pour éviter cette erreur, il est très important de choisir un échantillon le plus sain possible et d'enlever toutes traces d'altération pendant les différents tris (tamisage, magnétisme…), ce que nous avons fait.

Dans notre cas, les roches sélectionnées sont le moins altéré possible (selon la facilité d'échantillonnage) et la séparation rigoureuse de la matrice nous permet de nous affranchir de l'apport d'Ar par les cristaux. Les âges obtenus restent cohérents avec le contexte géologique, et sont parfois contraints par d'autres âges.

A.4.2. Préparation des échantillons

Préalablement à l'analyse, la matrice est séparée des cristaux de la roche en trois étapes :

- récupérer et laver une fraction de la roche
- faire un tri par aimantation
- faire un tri par densité.

Nous suivons ici le protocole détaillé dans Guillou et al., 2010.

La qualité des échantillons à dater est vérifiée sous microscope, pour déceler d'éventuelles traces d'altération qui fausseraient la teneur en K. Les roches sont concassées à plusieurs reprises puis tamisées pour ne conserver que la fraction entre 250 et 150 µm. Il a été démontré de façon empirique que cet intervalle de taille maximise la probabilité d'avoir des grains uniques (matrice ou cristaux) en évitant les grains mixtes. Cette fraction est lavée à grande eau pour éliminer les poussières résiduelles qui contiennent généralement les phases d'altération. Puis elle est laissé 15mn aux ultrasons dans de l'acide nitrique dilué 10 fois pour enlever toute trace d'altération, comme le carbonate, dans les vacuoles. Elle est ensuite rincée plusieurs fois avec de l'eau ultra-pure et de l'alcool, puis avec de l'acétone pour accélérer le séchage à l'étuve (une nuit à 50°C).

Les grains séchés des roches, sont séparés selon leur affinité magnétique à l'aide d'un séparateur magnétique type Frantz (Isodynamic, modèle L-1). Les réglages se font de façon empirique pour chaque échantillon. Pour compléter cette séparation, on utilise de la liqueur dense de Diiodométhane (sous hotte à aspiration basse) de densité 3,3, qui diminue en ajoutant de l'acétone, alors que la matrice d'un basalte a généralement une densité de 2,9. La qualité des différents tris est contrôlée sous loupe binoculaire. Lorsque la séparation de la mésostase est complète, l'échantillon est rincé à l'acétone et séché à l'étuve, prêt à être analysé.

A.4.3. Principe de la mesure

Il s'agit d'analyser séparément la teneur en K et en Ar sur la mésostase séparée de la roche, le premier étant un élément solide et le second un gaz rare. Deux mesures sont faites indépendamment sur chacun des deux éléments pour valider les résultats.

La teneur en K_2O de la mésostase est analysée sur un aliquote de mésostase séparée, à l'IPC-AES du Pôle Spectrométrie Océan de Brest, par Céline Liorzou. La mesure est faite sur deux attaques différentes (HF +HNO_3) selon le protocole de Cotten et al. (1995) et est refaite trois fois par attaque. La valeur en K (ppm) est obtenue par le facteur 0,83 qui correspond à la fraction molaire du K dans l'oxyde de K. Le ^{40}K est l'isotope père utile au calcul de l'âge, et représente 0,01167 % du K total mesuré par voie chimique.

L'analyse de l'Ar est faite au spectromètre à gaz par Hervé Guillou. Elle se fait en deux étapes : tout d'abord il faut purifier l'échantillon des autres gaz qui sont aussi piégés dans la mésostase, puis analyser l'Ar.

Pour purifier, les gaz de la roche sont libérés en fondant la mésostase sous vide ($1{,}3.10^{-10}$bar), et les gaz non inertes (H_2O, CO_2…) sont piégés à l'aide d'un ensemble charbon actif et mousse de Titane. Une fois ces gaz retirés, l'échantillon est placé dans sur la ligne à ultravide ($5{,}3.10^{-11}$bar) du spectromètre de masse. Il reste à extraire l'He par condensation et pompage, et le krypton et le néon ne sont pas présents en quantités suffisantes pour être gênant à l'analyse. Les masses d'^{40}Ar et d'^{36}Ar sont alors mesurées simultanément sur un double collecteur. Un aliquot d'air et une dose d'Ar atmosphérique sont mesurés dans les mêmes conditions que les échantillons pour corriger le biais analytique. On peut ainsi obtenir l'^{40}Ar radiogénique de l'échantillon et calculer l'âge de la fermeture du système, qui correspond à l'âge de l'échantillon.

Annexe B :

Articles en préparation et en co-auteur

A third volcano reveals plume heterogeneity at La Réunion Island

Magali Smietana[1*], Benoit Welsch[1], Myriam Janin[3], Patrick Bachèlery[1,2], Christophe Hémond[3], , Philippe Nonnotte[3] and Hervé Guillou[4]

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

[2] Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France, CNRS-OPGC

[3] ‘‘Domaines océaniques”, IUEM, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France, UMR 6538

[4] Laboratoire CEA-CNRS-UVSQ, LSCE/IPSL, Domaine du CNRS, Bâtiment 12, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif sur Yvette, France

[*] **corresponding author: magali.smietana@gmail.com**

ABSTRACT

We studied the major, trace and Hf-Pb-Sr-Nd isotopes composition of 45 lava samples collected on land and the submarine flanks of La Réunion Island to constrain the lithology of its mantle source. Two groups of lavas were distinguished. Group 1 includes all subaerial samples and 17 submarine samples showing the classic composition of La Réunion products. $^{40}K/^{40}Ar$ datings on three of submarine samples gave ages at 2.5 – 0.127 Myr in consistence with the constructive periods of Piton des Neiges and Piton de la Fournaise volcanoes. Group 2 is composed with 9 submarine samples dredged on the NE Rift Zone of Piton de la Fournaise, all showing an enrichment in incompatible elements (K, Ti, P and LREE) correlated with a specific isotopic signature ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = [0.70440 – 0.70476], $^{143}Nd/^{144}Nd$ = [0.512786 – 0.512841] and $^{176}Hf/^{177}Hf$ = [0.282983 – 0.283025]).$^{40}K/^{40}Ar$ datings on two of them gave the oldest ages never dated for La Réunion (3.35 and 3.77 Myr, respectively), suggesting that Group 2 lavas effused from an ancient system, probably Les Alizés volcano. Modelling the composition of both Group 1 and Group 2 lavas indicates that La Réunion magmas would derive from 7 – 10 % partial melting of a source made of 80 – 90 % peridotite and 10 – 20 % pyroxenite (-bearing phlogopite?). These results indicate that the mantle source of La Réunion is not homogeneous as commonly admitted, but heterogeneous, and has produced at least two types of magmas in the last 4 Myr.

1. INTRODUCTION

If asked how operate Earth's dynamics, the answer will require determining the different components of the mantle, because heat and mass exchanges with the core and the crust imply significant lithological variations within (refs adaptees). There are many evidences of these mantle heterogeneities in the Oceanic Island Basalts (OIB) erupted at the Earth's surface (Zindler & Hart, 1986), provided that their parental magmas had minimal interactions with the crust and preserved the chemical signature of their mantle source. For instance, Sobolev (2005) has shown that the trace elements and isotopes variations in the volcanic products of Hawaii are related to the melting of a multi-components mantle source. Similar chemical dispersions have been also evidenced in the volcanic products of Canaries, Cap Vert, Kerguelen, ??? (refs) leading to similar interpretations. However, there are some cases, as in La Réunion, in which the magma system does not show large chemical disparities, addressing the issue of melting a homogeneous mantle source (Oversby, 1972; Albarède & Tamagnan, 1988; Fisk *et al.*, 1988; Albarède *et al.*, 1997; Vlastélic *et al.*, 2005; 2007; Pietruszka *et al.*, 2009). To apprehend this chemical homogeneity and constrain its origin, we studied the composition of a large set of subaerial and submarine lavas samples from this hotspot. Our results show that La Réunion homogeneity is indebted to the sampling of a small fraction of the volcanic edifice, having ignored older products with a different chemical signature. These results have important implications on the nature and the melting dynamics of the mantle source of this young shield-volcano, and on its building history.

2. GEOLOGICAL SETTINGS

La Réunion Island (21°07'S, 55°32'E, Western Indian Ocean) is the last volcanic expression of the hotspot track related to Deccan Trapps (65 Myr), Maldive-Laccadive Ridge (~50 Myr), Mascarene Plateau (~40 Myr) and Mauritius (~8 Myr, Morgan, 1981; Duncan, 1981; Courtillot *et al*., 1986; Mahoney *et al*., 2002). La Réunion edifice is 240 x 200 km wide for 7 km high, and lies on a Cretaceous oceanic plate located at 4 km below sea level (Bonneville *et al*., 1988; Lénat & Labazuy, 1990; Oehler, 2005). Its emerged part, which represents only 3% of the total volume (De Voog *et al.*, 1999), is build by two shield volcanoes: the Piton des Neiges, which was active in the period 2.08 – 0.012 Myr (McDougall, 1971; Deniel *et al.*, 1992), and the Piton de la Fournaise, active since 0.527 Myr (Gillot *et al.*, 1990). The existence of a third, ancient volcano, named Les Alizés, has been evidenced beneath the

eastern flank of Piton de la Fournaise volcano by drillhole (Augé *et al.*, 1989; Lerebour *et al.*, 1989; Rançon *et al.*, 1989) and gravimetric campaigns (Malengreau *et al.*, 1999; Gailler *et al.*, 2009). This volcano would be made of a large, frozen magma chamber older than 0.78 Myr (Lénat *et al.*, 2001) and ancient lava constructions, both covered by the more recent effusions of Piton de la Fournaise (Labazuy, 1991; Oehler *et al.*, 2004; 2007). Because these old formations are buried and hard to sample, most petrological and geochemical studies have focused on the subaerial formations of Piton des Neiges and Piton de la Fournaise volcanoes. Piton des Neiges has been shown to be formed by two lava series: an old basic lava series (olivine-rich and aphyric basalts from > 2.1 to 0.4 Myr) and a younger differentiated lava series (plagioclase-rich basalts, hawaiites, mugearites, benmoreites, trachytes and comendites, from 0.35 to 0.012 Myr; Upton & Wadsworth, 1965; 1969; Mc Dougall, 1971; Gillot & Nativel, 1982; Deniel *et al.*, 1992). On the other hand, Piton de la Fournaise is made of an old differentiated lava series (plagioclase-rich basalts, plagioclase-olivine-clinopyroxene-rich basalts, hawaiites and mugéarites > 0.527 – 0.450 Myr) and a recent basic lava series (olivine-rich and aphyric basalts from 0.450 Myr to present, Bachèlery & Mairine, 1990; Gillot *et al.*, 1990; Kieffer, 1990; Albarède *et al.*, 1997; Merle *et al.*, 2010). Aphyric basalts of Piton de la Fournaise are referred to as Steady State Basalts due to their constant composition at 5 – 7 wt% MgO, 0.5 – 1 wt% K_2O and 10 – 12 wt% CaO (Albarède *et al.*, 1997), possibly resulting of the polybaric, fractionated crystallization of olivine, clinopyroxene and plagioclase within the magmas (Upton & Wadsworth, 1965; Fisk *et al.*, 1988; Albarède *et al.*, 1997; Famin *et al.*, 2009; Welsch *et al.*, 2009).

The fact that products of Piton des Neiges and Piton de la Fournaise show a constant composition in He, Sr, Hf and Nd isotopes leads many authors to interpret La Réunion magmas as deriving from a homogeneous mantle source (Upton and Wadsworth, 1972a; Albarède & Tamagnan, 1988; Fisk *et al.*, 1988; Graham *et al.*, 1990; Staudacher *et al.*, 1990; Albarède *et al.*, 1997; Fretzdorff *et al.*, 2002; Vlastelic *et al.*, 2005; 2007; 2009; Pietruszka *et al.*, 2009). However and in spite of the consistency of these works, it has been evidenced more recently that the mantle source could be heterogeneous on the basis of exclusive variations in Nd (Luais, 2004) or Pb isotopes (Bosch *et al.*, 2008).

3. SAMPLES

Nineteen unaltered fragments of solidified lavas flows were collected in the emerged part of the shield-volcano edifices (Fig. 1, supplementary table). They include five olivine-rich basalts (PdN31, PB1, RL1, ML, RR47), five plagioclase-rich basalts (PdN11, PdN17, RR30,

RR32, RR40), one olivine-plagioclase-clinopyroxene-rich basalt (RR34), four aphyric basalts (PdN21, PdN32, PB3, PS3), two hawaiites (PdN25, PdN29) and two mugearites (PdN3, PdN5, Table 1). Nine rocks were sampled in the lava series of Piton des Neiges: three come from the "Younger Oceanite series" (PdN21, PdN31 and PdN32) and six belong to the "Differentiated series" (PdN3, PdN5, PdN11, PdN17, PdN25 and PdN29; Upton & Wadsworth, 1965; 1969; Deniel *et al.*, 1992). The other ten rocks were collected in the lavas units of Piton de la Fournaise defined by Merle *et al.* (2010): six in the "Pintades Unit" (RR30, RR32, RR34, RR40, RR47 and ML), one in the "Olivine Unit" (RL1) and three in the "Plaine des Sables Unit" (PB1, PB3 and PS3).

In addition, twenty-three fragments of pillow-lavas were dredged on the submarine parts of the volcanic edifice during oceanographic cruises "Meteor 75 1A ERODER 2" in January 2008 and "MD 175 GEISEIR 2" in February 2010 (Fig. 1, supplementary table). The samples include twelve olivine-rich basalts (ERO2 DR6-2, 5, ERO2 DR7-3, ERO2 DR8-12, ERO2 DR9-1, 2, GSR2 DR10-1, 12, GSR2 DR11-26, 33, 46, 47) and eleven aphyric basalts (ERO2 DR2-5, 6, 12, 13, 15, , ERO2 DR7-1, GSR2 DR10-14, GSR2 DR11-3, 10, 20, 42). Four samples were collected on the Etang Salé Rift Zone of Piton des Neiges (two dredged sites: ERO2 DR6 and ERO2 DR7; Lénat & Labazuy, 1990; Michon *et al.*, 2007) and the nineteen other samples were taken on the NE Rift Zone of Piton de la Fournaise (five dredged sites: ERO2 DR2, ERO2 DR8, ERO2 DR9, GSR2 DR10 and GSR2 DR11; Bachèlery, 1981; Michon *et al.*, 2007). Three samples are from the south part of this rift zone (sites ERO2 DR8 and ERO2 DR9) and sixteen from the north of this structure (sites ERO2 DR2, GSR2 DR10 and GSR2 DR11). Importantly, all these pillow lavas samples show the typical dark, smooth surface enriched in Mn due to contact with seawater. They have also irregular, unaltered surfaces due to rupture of the lava units during the dredging.

Three blocks of aphyric basalt were also sampled during the oceanographic cruise "MD 59 Fournaise 2" in 1988 (Lénat *et al.*, 2009). One sample is from the Eliane Cone (MD59 DR15, seamount at 0.1 – 0.09 Myr, Lénat *et al.*, 1989; Oehler *et al.*, 2007) and the two others are from the debris flow avalanches of the Ride de la Drague (dredged site MD59 DR10 at 1.8 Myr; De Voogd *et al.*, 1999; Oehler, 2005).

4. ANALYTICAL METHODS

Samples were prepared as polished thin sections for optical microscopic examination. Only the freshest, unaltered samples devoid of secondary mineralization were selected for chemical analyses. The four submarine samples ERO2 DR9-1, DR9-2, DR2-12 and GSR2 DR11-42

show evidences of alteration but these samples were also analyzed to assess the chemical contribution of secondary mineralization in whole rock composition.

4.1. Major elements in minerals and glasses

Major elements of the mineral phases were analyzed using the CAMECA SX100 electron microprobe at IFREMER Brest (France) tuned at 15 kV voltage, 10 nA current and 10 s peak counting time with Na and K measured first. Natural and synthetic mineral standards were used for calibration: orthoclase (K), wollastonite (Si, Ca), albite (Na), hematite (Fe), forsterite (Mg), alumina (Al), pyrophanite (Ti, Mn), apatite (P), Cr_2O_3 (Cr). Minerals and glasses were analysed with the beam focused at 1-2 µm. The matrix glasses of samples GSR2 DR11-10 and GSR2 DR11-42 were analysed with the beam focused at 1-2 µm using CAMECA SX100 electron microprobe at LMV Clermont-Ferrand (France) with similar analytical conditions. The natural and synthetic mineral standards used for calibration are orthoclase (K), (Si, Ca), albite (Na), fayalite (Fe), forsterite (Mg), alumina (Al), pyrophanite (Ti, Mn) and apatite (P). The analytical uncertainty (1σ) is similar for both sessions: 1 – 2 % for major elements, 5 – 15 % for minor elements and 50 – 100 % for trace elements. Detection limit is in the range 0.05 – 0.15 wt % for CaO, K_2O, TiO_2, P_2O_5 and Cr_2O_3, and 0.15 – 0.2 wt % for SiO_2, Al_2O_3, FeOt, MnO, MgO, Na_2O and NiO.

4.2. Major elements in whole-rocks

A total of 2.3 g of rock powder was used for each sample bulk composition analyses: 2 g for major elements, 0.1 g for trace elements and 0.2 g for isotopes.

Bulk rock major elements analyses were performed using a Panalytical AXIOS XRF spectrometer on fused glass discs at Université de La Réunion (France). Total Fe is expressed as Fe_2O_{3T} and LOI is the weight percent loss on ignition for ~2 g of rock powder after 2 h at 1050°C. The spectrometer was calibrated using eight international basic rock standards (NCS standards DC71301, DC72301, DC72302, DC71304, DC73303; CRPG-CNRS standard BE-N and USGS standards BCR-2 and BIR-1). Geostandards BIR-1 was measured to instrumental drift. The calibration was then checked again the BHVO-2 USGS basalt standard, yielding an uncertainty on concentration measurements of 0.5 – 1 % for highly concentrated oxides and 1 – 10 % for minor oxides.

4.3. Trace elements in whole-rocks

For each sample, 0.1 g of rock powder was digested with 3 ml of a 14N HNO_3 – 24N HF mixture (1:2) at 95 °C for 24 h within a screw top Savillex Teflon vial. The residue was dried then dissolved with 1 ml of 14N HNO_3 at 95 °C for 12 h. After complete re-evaporation, the dry residue was dissolved with 3 ml of 3N HCl at 60°C for 4 h, then diluted with 37mL of 3N HCl for a period of 24 h. An aliquot of 900 µl of the solution was collected and spiked with 9 µl of artificial solution at 77.9 ppb Tm before complete evaporation. The obtained residue was dissolved with 1.5 ml of 14N HNO_3 then diluted with ultrapure water for trace element analyses following the procedure of Barrat *et al.* (1996). The standards CRPG-CNRS BE-N, USGS BIR-1 and BHVO-2 were prepared with the same procedure. The trace elements composition of the samples was determined using the Thermo-Finnigan Element II HR ICP-MS of IUEM (Pôle de Spectrométrie Océan, Brest, France). The control instrumental drift was measured by analyzing the standard BHVO-2 after every three samples. The external reproducibility was checked with repeated analyses of BCR-2 and BIR-1 as unknowns samples (5 times during 4 sessions). Data reduction included corrections for reagent blanks, oxide interferences and isotopic overlaps. The precision (2RSD) of replicate analyses is < X% for all elements except …….

4.4. Hf, Pb, Sr and Nd isotopic ratios in whole-rocks

The powders of submarine samples (0.2 g) were specifically leached for isotope analyses by adding 4 ml of 6N HCl at 80 °C for a period of 10 or 40 min. The mixture was kept in ultrasonic bath during 5 min and rinsed by three times with de-ionized water to eliminate compositional artefacts such as Sr and Pb contamination with seawater. The loss of Sr and Pb by leaching was assessed at 30 – 70 %. Note that this procedure was applied on handpicked glass chips for the samples ERO2 DR2-15 BV, ERO2 DR6-5 BV, ERO2 DR7-1 BV and ERO2 DR8 BV to eliminate chemical artefacts with mineral phases. Whatever submarine or subaerial, every rock sample powder dedicated to isotope analyses (0.2 g) was prepared for Hf, Pb, Sr and Nd isotopic purification with the same acid attack. Each sample powder was dissolved with a 14N HNO_3 – 24N HF mixture (1:2) at 85 °C for 48 h and evaporated to dryness. The dry residue was dissolved with 3 ml of 24N HF and maintained at 120 °C for 48 h. The obtained fluoride precipitated was then homogenised with its solvent by ultrasonication for 2 h and separated into a supernatant mixture and a fluoride salt after 5 min centrifugation.

The supernatant was used to isolate Hf with cation-exchange column following the procedure of Blichert-Toft *et al.* (1997). The fluoride salt was used for three other purifications: Pb, Sr and Nd. To isolate the Pb fraction, the salt was digested with 6N HCl at

85 °C for 48 h then evaporated to dryness. The dry residue was dissolved by two-fold for anion-exchange microcolumns, each time with the addition of 0.5 ml of 0.5N HBr before centrifugation and collection of the supernatant. The two supernatants were successively loaded on microcolumns (AG1X8 200-400 mesh). Trace elements, including REE and Sr, were eluted with 0.5 ml of 0.5N HBr and Pb was eluted after with 2 ml of 6N HCl. The latter mixture was evaporated to dryness and re-introduced in the microcolumns with 0.5 ml of 0.5N HBr. The final Pb fraction was obtained after a last purification step with 2 ml of 6N HCl and subsequent evaporation.

To isolate the Sr and Nd fractions, the HBr solution containing REE and Sr elements (eluted before Pb purification) was dried with the addition of 1 ml of HNO_3. The dry residue was dissolved with 3 ml of 6N HCl at 85°C for 24 h before evaporation to dryness. The residue was prepared with 2.5N HCl and loaded on cation-exchange AG50X8 columns. The Sr was eluted with 2.5N HCl and REE were separated with 4N HNO_3. The final Sr fraction was obtained after evaporation and with a second run with 2.5N HCl (to remove Rb and Ca). The final Nd fraction was obtained after evaporation, dissolution with 0.2N HCl and purification of the REE fraction, especially Sm, on LnSpec Eichrom resin using the reversed-phase partition chromatography HDEHP technique. Blanks were prepared in parallel with the samples and spiked with 75 µg of an artificial solution enriched with ^{86}Sr (0.6023 ppm) and ^{148}Nd (0.02302 ppm).

Hf and Pb isotope compositions were determined with the MC-ICP-MS Thermo-Finnigan Neptune of IFREMER Brest (Pôle de Spectrométrie Océan, Brest, France). The machine performance was monitored by analyzing the JMC 475 Hf and NIST-981 Pb standards after every two samples. The JMC-475 Hf standard gave 0.282155 ± 0.000005 (2σ) for $^{176}Hf/^{177}Hf$ corresponding to an external reproducibility of 35 ppm. The NIST-981 Pb standard gave 16.930 ± 0.002 for $^{206}Pb/^{204}Pb$, which corresponds to an external reproducibility of XXX. Blanks contents were inferior than 25 pg Hf and XX pg Pb, which represent negligible concentrations in comparison with further samples analyses. The isotopic composition were normalized by interpolation following Todt *et al.* (1996) and Catanzaro *et al.* (?).

Sr and Nd isotopic analyses were performed with the TI-MS Thermo-Finnigan Triton T1 at IUEM Brest (Pôle de Spectrométrie Océan, Brest, France) in static mode. Sr analyses were conducted with a W single filament and a Ta activator. Nd analyses were run with a Re double filament. Isotopic ratios were normalized to $^{86}Sr/^{88}Sr$ = 0.11940 and $^{146}Nd/^{144}Nd$ = 0.71290 using an exponential correction. Our measurements were checked with the international standards NBS 987 (for Sr) and La Jolla (for Nd), which gave average values of

$^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.710248 (n = 17, external reproducibility of XXXXX) and $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.511856 (n = 12, external reproducibility of XXXXX), respectively. Blanks contents were inferior than 650pg Sr and 350 pg Nd, which represent negligible concentrations in comparison with that measured in the samples.

4.5. ^{40}K / ^{40}Ar in matrix glasses

Five fresh dredged samples (GSR2 DR11-10, ERO2 DR2-5, DR8-12, DR6-2 and MD59 DR15) were selected for solidification ages by unspiked ^{40}K / ^{40}Ar methods (Cassignol & Gillot, 1982; Charbit *et al.*, 1998) using K_2O and Ar analyses after microscopic investigations. Glass-poor mesotasis (i.e. zones located far from chilled margin possibly contaminated with radiogenic argon; Dahymple & Moore, 1968) were crushed into grains and only the 0.15 – 0.25 mm fraction of each rock sample was collected for minerals-matrix separation following the procedure of Guillou *et al.* (2010). The grain fractions were washed with distilled water and cleaned in an ultrasonic bath for 15 min with 1N HNO_3 to remove secondary mineral phases. They were rinsed by three times with ultrapure water and acetone, then dried in an oven at 50°C. Matrix glasses were separated from their minerals (potentially enriched with ^{40}Ar) by magnetism in aid of a Frantz isodynamic magnetic separator and by density and gravity in a diiodométhane heavy liquids. The efficiency of the separation is regularly controls by macroscopic observation.

The K_2O contents of each sample were measured by three times on an aliquot of the crystals-free glassy matrix using the Horiba-Ultima 2 ICP-AES at IUEM (Pôle de Spectrométrie Océan, Brest, France). The Ar contents of each sample were measured on another aliquot with the mass spectrometer at LCSE (Gyf sur Yvette, France; Cassignol & Gillot, 1982; Charbit *et al.*, 1998) tuned in static mode following the procedure of Guillou *et al.* (2010).

5. RESULTS

5.1. Petrography

Whatever the lava samples are basalt, hawaiite, mugéarite or benmoreite, they all have a glassy matrix containing small crystals (< 0.1 mm) of olivine (Fo_{48-80}), clinopyroxene (En_{32-50} Fe_{07-27} Wo_{36-46}) and plagioclase (An_{60-70} , Table 1). Olivine-rich basalts have also large olivine crystals (> 0.1 mm) at Fo_{82-85} and plagioclase-rich basalts contain large plagioclase crystals with at An_{82-86} (Table 1). In the olivine-plagioclase-clinopyroxene-rich basalt sample, the large

olivine crystals are at Fo_{81-83}, thoses of clinopyroxene are at En_{44-47} Fe_{9-12} Wo_{44-45} and thoses of plagioclase are at An_{80-86} (Table 1). Cr-spinel microcrysts occur also as solid inclusions within the large olivine crystals of the samples. The mesostasis of all the samples is glass-poor except in the dredged pillow lavas samples, which show zones of glass-rich mesostasis in their chilled margins. Note that microcrysts of FeTi oxides occur in the glass-poor mesostasis, not in the glass-rich zones of pillow lavas. This indicates that FeTi oxides crystallized in the interior of pillow lavas during the slow solidification of the residual liquid (e.g. Welsch *et al.*, 2009). Importantly, secondary calcite occurs in the vesicles of the samples ERO2 DR9-1, DR9-2, ERO2 DR2-12 and GSR2 DR11-42.

Matrix glasses compositions were acquired in the glass-rich mesostasis (i.e. in chilled margins) of dredged pillow basalt samples ERO2 DR2-6, DR7-3, DR8-12, GSR2 DR11-10 and DR11-42. Two types of composition were distinguished, splitting the samples set into two different groups (Fig. 2, Table 1). Group 1 samples (DR7-3 and DR8-12) have major elements compositions in the ranges 5.4 – 6 wt % MgO, 47.3 – 49.7 wt % SiO_2, 10.3 – 11.3 wt % CaO, 2.5 – 2.9 wt % TiO_2, 2.7 – 3.2 wt % Na_2O, 14.3 – 15.3 wt % Al_2O_3, 0.7 – 1 wt % K_2O, 9.8 – 11.5 wt % FeOt and 0.2 – 0.4 wt % P_2O_5. Note that all these contents are close to the whole rock composition of Steady State Basalts (Albarède *et al.*, 1997). In contrast, Group 2 samples (ERO2 DR2-6, GSR2 DR11-10, DR11-42) have higher contents in K_2O (1.6 – 2 wt %), P_2O_5 (0.4 – 0.8 wt %) and TiO_2 (2.9 – 4 wt) in respect with that of Group 1. Group 2 has also lower contents in MgO (4.3 – 5.2 wt %), SiO_2 (46.6 – 48.2 wt %), CaO (9.1 – 10.6 wt %) and similar contents in Na_2O (2.6 – 3.9 wt %), Al_2O_3 (14.4 – 15.9 wt %) and FeOt (10.1 – 12.2 wt %).

5.2. Whole rock compositions

The major, trace elements and isotopes compositions of the samples are presented in Table 2. As observed in the matrix glasses, two types of whole rock composition occur in the entire dataset, and so samples will be referred further either as Group 1 or Group 2 samples. Group 1 comprises all subaerial lavas from PdN and PdF, and submarine lavas from Eliane Cone, Ride de la Drague, ERO2 DR8, GSR2 DR10 and GSR2 DR11. Group 2 includes the samples dredged at sites ERO2 DR2, DR9 and GSR2 DR11. Note that both Group 1 and Group 2 lavas samples were collected at the latter dredged site.

Major elements

The major compositions of the samples are presented Figure 3. Most major compositions of Group 1 and Group 2 samples plot in the basaltic field of La Réunion lavas with alkalinity

index [$Na_2O + K_2O – 0.37 (SiO_2 – 39)$] = -0.6 – 2.1, CaO/Al_2O_3 = 0.54 – 0.96, 3.6 – 19.7 wt % MgO and LOI (i.e. Loss On Ignition) lesser than 2 wt % (Fig. 3a and b, Table 2). Seven samples have a different composition. Three of them are from the Subaerial PdN unit (PdN3, 5 and 25 of Group 1) and have high alkalinity index (1.8 – 3.6) and low MgO contents (2.4 – 3.6 wt%), following the differentiation trend of La Réunion magmas within the fields of hawaiites and mugearites. The four others samples correspond to altered, submarine basalts (ERO2 DR9-1, DR9-2, DR2-12 and GSR2 DR11-42, exclusive of Group 2). Their compositions are depleted in SiO_2 in comparison with the others samples, and they have also high CaO/Al_2O_3 ratios and high LOI values (2.45 – 6.39 wt %).

The distinction between Group 1 and Group 2 lavas may be better observed in the space Na_2O versus K_2O (Fig. 3c). Group 1 samples show a positive correlation in Na_2O and K_2O, whereas Group 2 samples have higher K_2O contents (0.92 – 1.35 wt %) relative to their Na_2O contents (2.35 – 3.39 wt %).

Trace elements

The trace elements compositions of the samples were plotted in Figure 4. Group 1 samples show a wide range of contents in high field strength elements (HFSE) with 16 – 50 ppm Nb, 1 – 3 ppm Ta, 133 – 482 Zr and 3 – 10 ppm Hf. They have also a wide range of contents in large-ion lithophile elements (LILE) with 9 – 70 ppm Rb, 32 – 115 ppm Ce, 112 – 531 ppm Ba and 263 – 703 ppm Sr. Note that the four plagioclase-phyric basalts (RR30, RR32, PdN11, PdN17) have high Sr contents (614 – 646 ppm), probably due to the strong compatibility of Sr with plagioclase (Kd = 1.6, Dostal *et al.*, 1983). In contrast, the samples of the Group 2 have a narrower range in LILE contents with 25 – 40 ppm Rb and 276 – 308 ppm Ba for similar range of HFSE contents. All the compositions of our samples plot with a positive correlation in the spaces HFSE vs. HFSE and HFSE vs. LILE . Only the two altered samples ERO2 DR9-1 and DR9-2 have very high Ba contents (471 and 531 ppm respectively).

The trace elements composition of the samples was plotted in primitive mantle – normalized spidergrams (Figure 5a – e) following McDonough & Sun (1995). The composition of Steady State Basalts, the aphyric basalts frequently occurring at Piton de la Fournaise (Albarède *et al.*, 1997; Famin *et al.*, 2009), was also added in the spidergrams as a spectrum reference. Within a single group, the trace elements contents of the samples increase gradually from olivine-rich basalts to more differentiated lavas, yielding parallel spectrums. Group 1 samples (Fig. 5a – d) have similar trace elements patterns, which are also parallel with that of Steady State Basalt. Group 1 samples show the classic trace elements enrichment of Ocean Island Basalts with high concentrations in high incompatible elements (Ce to Th,

bulk partition coefficient < 0.1) in comparison with primitive mantle (Hoffman, ???). In contrast, Group 2 samples show a specific enrichment in incompatibles elements (Fig. 5e, Rb to Sr, bulk partition coefficient < 0.1) in comparison with the classic OIB pattern of Group 1 samples (Fig. 5a – d). Hence, their trace elements pattern is not parallel with that of Steady State Basalt (Fig. 5e). Plotted in a Steady State Basalt – normalized spidergram (Fig. 5f), the rare earth elements (REE) spectrum of Group 2 samples crosscuts the parallel patterns of Group 1 samples and Steady State Basalts.

The trace elements compositions of Groups 1 and 2 samples were plotted in Figure 6 for comparison with literature data (Albarède et Tamagnan, 1988; Fisk *et al.*, 1988; Albarède *et al.*, 1997; Freztdorff *et al.*, 2002; Vlastélic *et al.*, 2005; 2007). Group 1 samples show the typical trace elements pattern of La Réunion lavas with 1.63 – 6.67 ppm Th, La/Yb_N = 5 – 11.7, La/Sm_N = 1.8 – 3.1 and Dy/Yb_N = 1.5 – 2.2 (subscript N denotes that trace elements contents were normalized to chondritic compositions following McDonough and Sun, 1995). Again, Group 2 samples show compositional variations with Group 1 samples. They have higher ratios in La/Sm_N (2.6 – 3) and La/Yb_N (10.2 – 11.4) in comparison with that of Group 1 samples. Hence, Group 2 samples show similar HREE and higher LREE contents with Group 1 samples. It is also important to note that the sample GSR2 DR10-14 has a very high Dy/Yb ratio in comparison with all other samples. Note that this anomaly cannot be an analytical artefact since this sample shows a consistent depletion in HREE, from Dy to Lu (Table 2).

Pb- Sr-Nd- Hf Isotopes

The Pb isotopes composition of the samples is presented Figure 7a – b. All the samples show the typical Pb isotopes signature of Indian Ocean MORB and OIB (i.e. the "DUPAL" anomaly with high $^{208}Pb/^{204}Pb$ and $^{207}Pb/^{204}Pb$ ratios relative to their $^{206}Pb/^{204}Pb$ ratios; Hart, 1984). Group 1 samples have $^{206}Pb/^{204}Pb$ at 18.763 – 19.026, $^{208}Pb/^{204}Pb$ at 38.069 – 39.141 and $^{207}Pb/^{204}Pb$ at 15.552 – 15.608, falling in the classic trend of La Réunion products (Vlastélic *et al.*, 2009; Oversby, 1972). Note that none of our composition falls in the trend "1" proposed by Bosch *et al.* (2008; see their Fig. 3a). The compositions of Group 2 samples are also comprised in the classic trend of La Réunion products with $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.763 – 19.026), $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.069 – 39.141) and $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.552 – 15.608). The two highest Pb radiogenic ratios within the Group 2 correspond to altered samples (ERO2 DR9-1 and 2). Two samples of the Group 1, PdN17 and ERO2 DR7-1 are least radiogenic and increase significantly the scatter observed for $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.070 and 18.643) and $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.069 and 38.656 respectively).

The Sr, Nd and Hf isotopic compositions of the samples are presented in Figure 7c – d. Group 1 samples have $^{87}Sr/^{86}Sr$ at 0.7040 – 0.7044, ε_{Nd} at 3.1 – 4.5 and ε_{Hf} at 7.9 – 11 similar with that of La Réunion lavas (Albarède et Tamagnan, 1988; Fisk *et al.*, 1988; Graham *et al.*, 1990; Albarède *et al.*, 1997; Fretzdorff *et al.*, 2002; Vlastélic *et al.*, 2005; 2007; 2009; Pietruska *et al.*, 2009; Bosch *et al.*, 2008). In contrast, Group 2 samples have higher radiogenic Sr contents at 0.7044 – 0.7047 and lower Nd and Hf isotopic values with ε_{Nd} at 2.9 – 3.6 and ε_{Hf} at 7.5 – 8.3. Group 1 and Group 2 samples follow also the same positive correlation in Sr, Nd and Hf isotopes in superposition with the Indian MORB-OIB array.

The Sr, Nd and Hf isotopic ratios of the samples were plotted versus their respective trace elements ratios in Figure 8 to investigate the relative behaviour of trace elements to the melting and further radiogenic evolution. Group 1 and Group 2 samples show a positive correlation in Sr, Nd and Hf isotopes with related trace elements ratios (Fig. 8 a – c). The two groups have also distinct signatures in isotopes and LREE in the space ε_{Nd} vs. $(La/Sm)_N$ (Fig. 8d).

^{40}K / ^{40}Ar Datings

The five ^{40}K / ^{40}Ar ages determined for Group 1 and Group 2 samples are given supplementary table and presented Figure 9. The Eliane Cone (MD59 DR15, Group 1 sample) was dated at 0.127 ± 0.008 Myr. The age of the Group 1 sample ERO DR6-2 (dredged on Etang Salé Rift Zone, PdN) was estimated at 2.48 ± 0.05 Myr. The Group 1 sample ERO2 DR8-12 (south part of the NE Rift Zone, PdF) was dated at 0.439 ± 0.012 Myr. The ages of the Group 2 samples ERO2 DR2-5 and GSR2 DR11-10 (north part of the NE Rift Zone, PdF) were assessed at 3.34 ± 0.07 Myr and 3.77± 0.08 Myr, respectively.

6. DISCUSSION

The composition of igneous rocks is controlled by the nature of the mantle source, its melting rate, magma processes (as polybaric crystallization, magma mixing, crustal and/or edifice contamination) and post-emplacement processes (hydrolyse, secondary mineralization, cosmic exposition...). Hence, the composition of our lavas samples from La Réunion Island may be used to reconstruct the history of magmas from their mantle source to the surface.

6.1. Compositional variations due to post-emplacement processes

The effect of rock alteration has been specifically evidenced within the four Group 2 samples ERO2 DR9-1, DR9-2, DR2-12 and GSR2 DR11-42 with the occurrence of secondary calcite in their vesicles and related high Ca and Ba bulk contents (Figs 3b and 4b). For all others samples, the compositional effect of alteration was minimized because (1) the samples were carefully selected for their freshness before chemical analyses, (2) their analyses gave consistent low LOI (< 2 wt %, Table 2), (3) their whole rock composition do not show large enrichment in alteration products-components as Ca and Ba and (4) they have positive correlations in trace elements (LILE and HFSE in Fig. 4). This latter points attests the acceptable quality of the analyses, provided that a simultaneous enrichment in LILE and HFSE may not be due to fluid circulations since LILE are sensitive to this process, and not HFSE (Rollinson, 1983). The samples have also positive correlations in isotopes (Figs 6a, 7 and 8) whereas their original $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of submarine samples shoud have changed in contact with seawater. Indeed, this artefact was eliminated with a preliminary procedure of acid leaching for all our dredged samples (Table 2). As evidence that these compositional effects were completely removed, the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of a same sample remains unchanged after a leaching period of 10 or 40 min. In addition, dredged samples of the Group 1 have similar isotopic signatures with subaerial samples (Fig. 7, Table 2), which invalidate artefacts due to interactions with seawater. This suggests that except the four altered, Ca- and Ba-rich samples, all Group 1 and Group 2 samples have preserved their original chemical signature from post-emplacement processes.

6.2. Compositional variations due to magma processes

As shown in Figure 3b, the presence of large crystals of olivine, clinopyroxene and plagioclase in the samples implies chemical controls on their whole-rock compositions (Albarède *et al.*, 1997; Famin *et al.*, 2009). Indeed, the addition of olivine increases their bulk MgO contents (e.g. > 9 wt % in olivine-rich basalts PdN31 and GSR2 DR10-1), and the addition of plagioclase decrease their bulk CaO/Al_2O_3 ratio and bulk MgO contents (e.g. in plagioclase-rich basalts RR30 and RR32). This indicates that the MgO, CaO and Al_2O_3 bulk composition of Group 1 and Group 2 magmas are controlled by magma processes and should not be used as in first approximation to constrain the nature of the source.

In contrast, it is important to constrain the origin of K_2O, P_2O_5 and TiO_2, given that Group 2 samples are enriched with these three oxides in comparison with Group 1 samples (Figs 2 and 3). K_2O and P_2O_5 enrichment may not come from magmatic minerals because occurring olivine, clinopyroxene, plagioclase and Cr-spinel are depleted with these oxides (< 0.86 wt %

K_2O and < 0.25 wt % P_2O_5, Table 1). TiO_2 may neither be due to the addition of olivine or plagioclase since both phases are depleted with this oxide (< 0.33 wt %, Table 1). Clinopyroxene and Cr-spinel (< 3.9 wt % and <50 wt % respectively) may be also ruled out because they are not sufficiently abundant in the samples to explain bulk contents at 2.17 – 3.53 wt % TiO_2. FeTi oxides (18.26 - 27.68 wt % TiO_2) should not be taken into account because this mineral crystallized from the liquid during the ultimate solidification of lavas (e.g. Welsch *et al.*, 2009). This indicates that the K_2O, P_2O_5 and TiO_2 bulk contents of Group 1 and Group 2 samples are not relevant to magmatic minerals. Rather, these components are relevant to the composition of the liquid, as attested with matrix glasses analyses (Fig. 2, Table 1).

However, it is important to consider that the original K_2O, P_2O_5 and TiO_2 contents of a liquid may increase throughout the differentiation of the magma at shallow levels. This process has been validated for Group 1 samples because they show a comprehensive trend from olivine-rich basalts to hawaiites and mugearites (Fig. 3a and c, Upton & Wadsworth, 1965; 1972; Gillot & Nativel, 1982). Nonetheless, the process is different for Group 2 samples because their high K_2O, P_2O_5 and TiO_2 contents are not coupled with high SiO_2 and Na_2O contents (Fig. 3c). This suggests that magma differentiation may not explain the specific enrichment of Group 2 lavas in K_2O, P_2O_5 and TiO_2. The same interpretation may be done from trace elements since Group 2 lavas are enriched in LREE in comparison with Group 1 lavas (Figs 4f and 5), whereas magma differentiation is expected to preserve the trace element pattern of magmas (ref). Another possibility to explain the enrichment of Group 2 lavas is that primary magmas were contaminated with oceanic crust or volcanic edifice (e.g. Vlastélic *et al.*, 2005; 2006) but this process is also unlikely since all the samples have modest Pb isotopes variations (Figs 7 and 8). This indicates that the K_2O, P_2O_5 and TiO_2 enrichment and the specific trace elements pattern of Groups 2 samples do result of magmatic processes but are relevant of the mantle source.

6.3. Composition and lithology of the source

Modélisation en cours

6.4. Implications for La Réunion shield-building

Among the datings determined for Group 1 lavas, the age estimated at 0.127 Myr for the sample MD59 DR15 dredged on the Eliane Cone is consistent with a previous estimation at

0.105 – 0.070 Myr by U/Th method (Lénat *et al.*, 2009). In contrast, the age estimated at 2.5 Myr for the sample ERO2 DR6-5 (dredged on the Etang-Salé Rift Zone) represent the oldest dated rock for Piton des Neiges volcano (the second oldest rock was previously dated by McDougall in 1971 at 2.08 Myr for the whole island (Fig. 9a). Although previous works have considered the Etang-Salé Rift Zone as a recent structure (< 0.35 Myr, Michon & Saint-Ange, 2008), this dating suggests rather that the rift zone is an ancient relief of Piton des Neiges volcano. The dating at 0.439 Myr for the sample ERO2 DR8-12 (dredged on the south part of the Rift Zone of Piton de la Fournaise) represents a young age for the structure in comparison with the estimations proposed by previous works (> 0.730 Myr, Lénat *et al.*, 1990; Labazuy, 1991; Oehler *et al.*, 2007; Gailler *et al.*, 2009). This suggests either that the structure is more recent than expected or that the dated sample comes from the shallow parts of the rift zone.

The two ages determined for Group 2 samples are clearly older than that of Group 1 samples. The estimations at 3.35 and 3.77 Myr for the Group 2 samples ERO2 DR2-5 and GSR2 DR11-10, respectively, predate all the studied rocks of Piton de la Fournaise and Piton des Neiges volcanoes (McDougall, 1971; Gillot *et al.*, 1990). The fact that the two samples were dredged on the north part of the NE Rift Zone of Piton de la Fournaise suggests that this structure is an ancient part of La Réunion edifice. These two old samples may be hardly related to the series of the Piton de la Fournaise, because they are younger than 0.527 Myr (Gillot *et al.*, 1990; Bachèlery & Mairine, 1997; Merle *et al.*, 2010), and attributing these samples to this volcano would imply a time gap of over 3 Myr. It is also unlikely that these two pillow lava samples are related to the series of Piton des Neiges since they were not dredged on the shield structure of this old volcano but on the eastern flank of Piton de la Fournaise edifice, at 2200 m above the oceanic floor (Figs 1 and 9, supplementary data). A last possibility is that these two samples are related to a magma system predating the series of Piton de la Fournaise volcano, and concomitant or older than that of Piton des Neiges volcano. This may be consistent with the occurrence of a hypovolcanic complex below the eastern flank of Piton de la Fournaise edifice, which was interpreted as the plutonic remnants of an ancient volcanic edifice (> 0.703 Myr, Augé *et al.*, 1989; Lerebour *et al.*, 1989; Rançon *et al.*, 1989; Malengreau *et al.*, 1999; Lénat *et al.*, 2001; Gailler *et al.*, 2009). If so, Group 2 samples could be exclusive products of Les Alizés volcano. In particular, the location and the scarcity of Group 2 lavas could explain why previous studies have not acceded to these old formations and did not report large chemical dispersion in the volcanic products of La Réunion. Indeed, most of these studies concluded to a homogeneous mantle source because they focused on the emerged part of La Réunion, which represents only 3 % of the total

volume of the edifice (De Vood *et al.*, 1999; Oehler, 2005), i.e. a very small period of time in the history of the whole edifice.

CONCLUSIONS

For the first time in the geochemistry of La Réunion hotspot, specific submarine lavas (referred here as Group 2 lavas) have been found to show a chemical signature in major, trace and isotope elements different of the classic composition measured in the products of Piton des Neiges and Piton de la Fournaise volcanoes (gathered into Group 1 samples). Because Group 2 samples have the oldest ages never analysed for La Réunion edifice and they were dredged in the vicinity of the remnants of Les Alizés volcano, it is likely that these lavas effused from this ancient magma system. We explain the chemical variations between Group 1 and Group 2 lavas by varying the pyroxenite/peridotite melting ratio within the mantle source. This indicates that the lithology of La Réunion plume is not homogeneous, but heterogeneous, and has produced at least two types of magmas in the last 4 Myr. The type of magma has changed from Group 2 to Group 1 in the period 3.35 - 2.5 Myr, i.e. during the construction of Les Alizés volcano and before or during that of Piton des Neiges volcano.

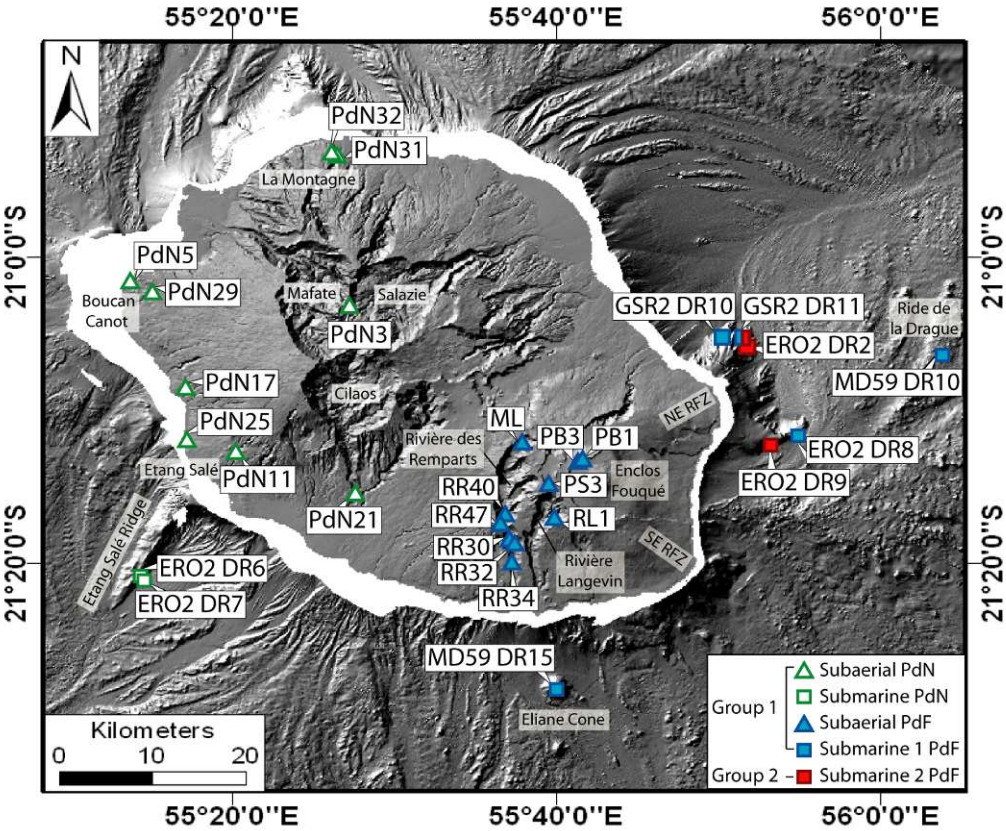


Figure 1: Map of sampling and dredged sites. PdN : Piton des Neiges volcano; PdF : Piton de la Fournaise volcano; RFZ: Rift Zone; MD59: MD59 Fournaise 2 cruise; ERO2: ERODER 2 cruise; GSR2: GEISEIR 2 cruise.

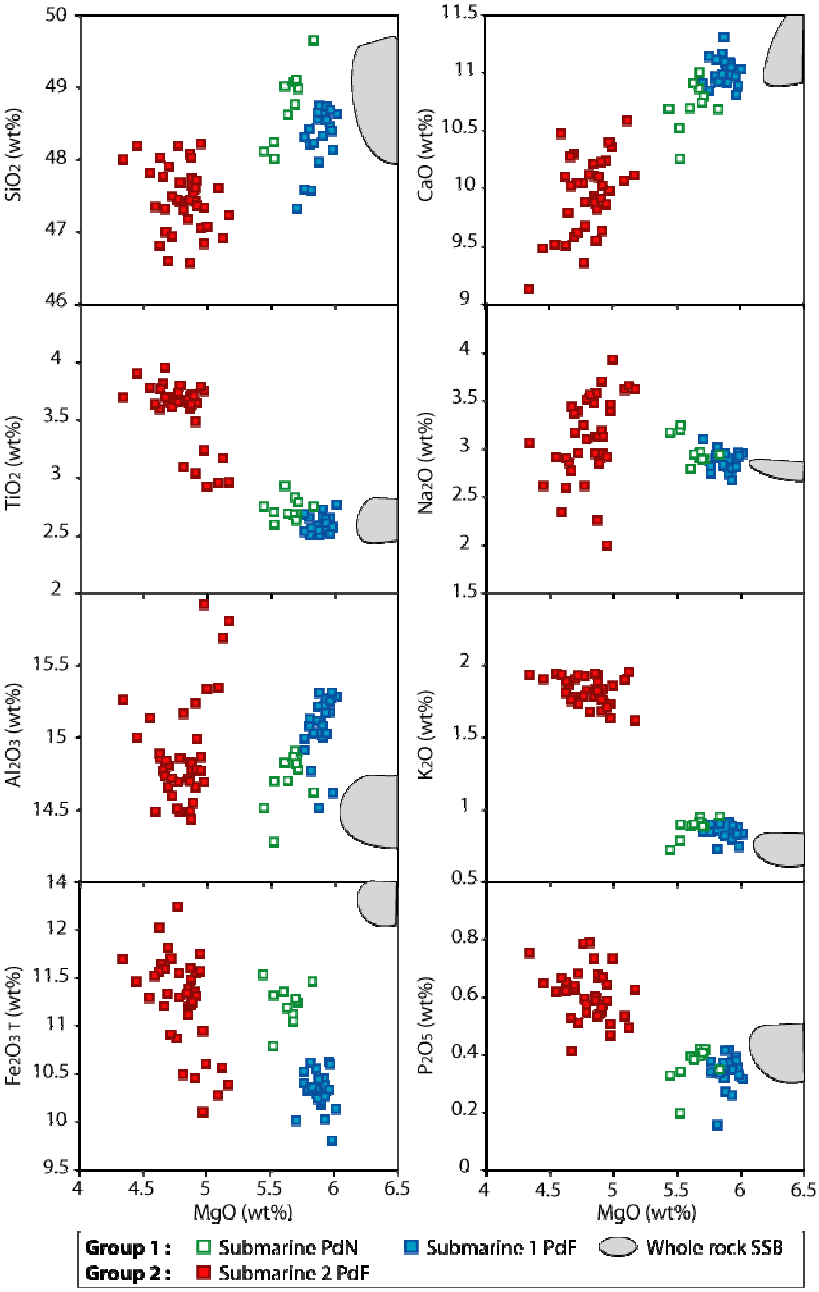


Figure 2 : Matrix glass compositions of dredges pillow lava samples plotted in oxides vs. MgO (wt %): Group 1 lavas (samples ERO2 DR6-5, DR7-3, DR8) are blue and green squares; Group 2 lavas (samples ERO2 DR2-6, GSR2 DR11-10 and DR11-42) are red squares. SSB: representative whole rock compositions of Steady State Basalts after Albarède *et al.* (1997) and Vlastélic *et al.* (2005; 2007).

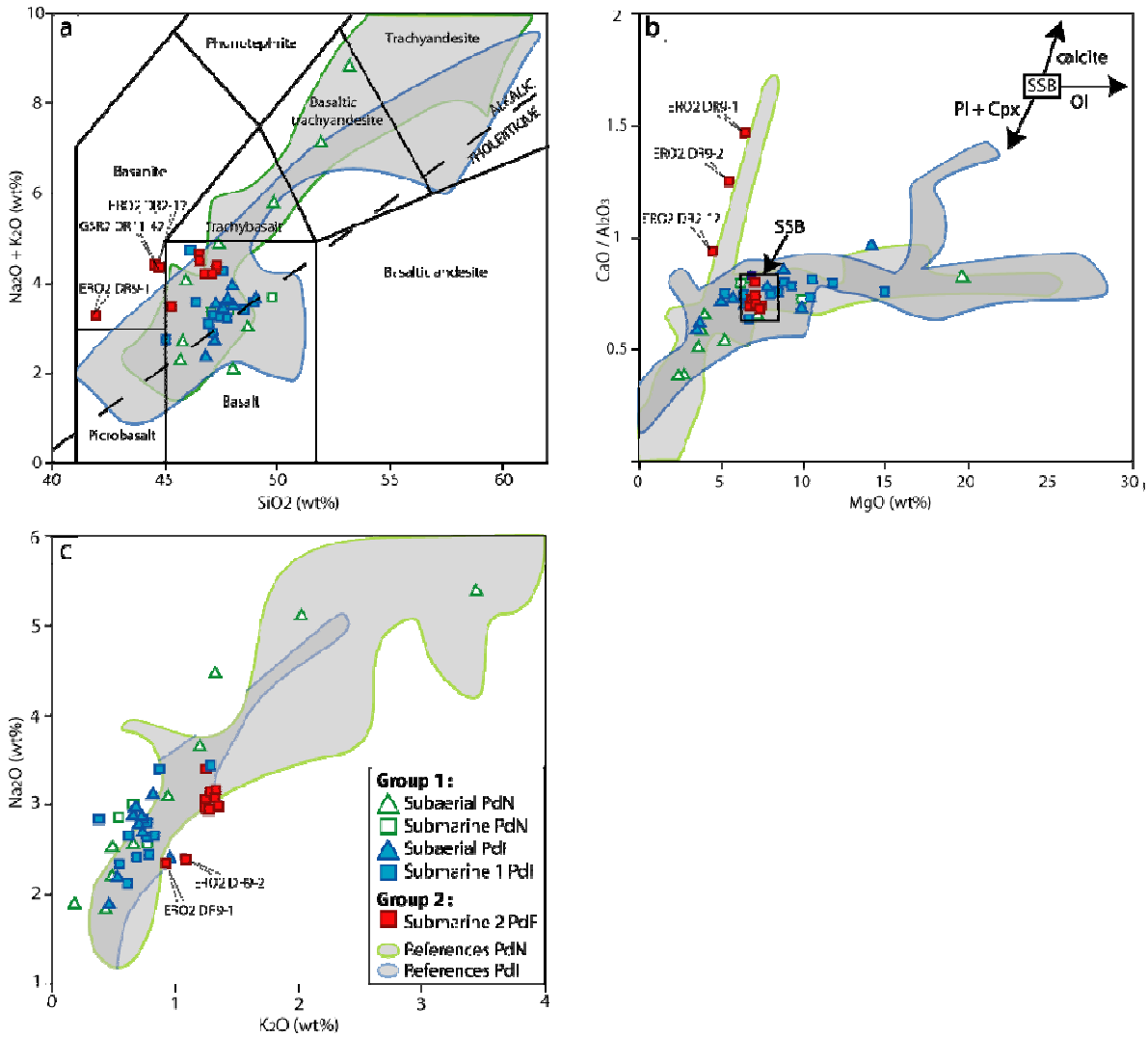


Figure 3: (a) Total alkali (Na_2O+K_2O) versus silica diagram (after Le Maitre *et al.*, 1989). The dashed line splits the fields of alkalic lavas and tholeiitic lavas following MacDonald and Katsura (1964). (b) CaO/Al_2O_3 ratio versus MgO contents. The arrows indicate the compositional effects of olivine addition (Ol), plagioclase (Pl) + clinopyroxene (Cpx) removals in whole rock (see also Famin *et al.*, 2009). (c) K_2O versus Na_2O contents. References are published whole-rock compositions from PdN and PdF lavas (precompiled files from the GEOROC database available at http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/, July 2010).

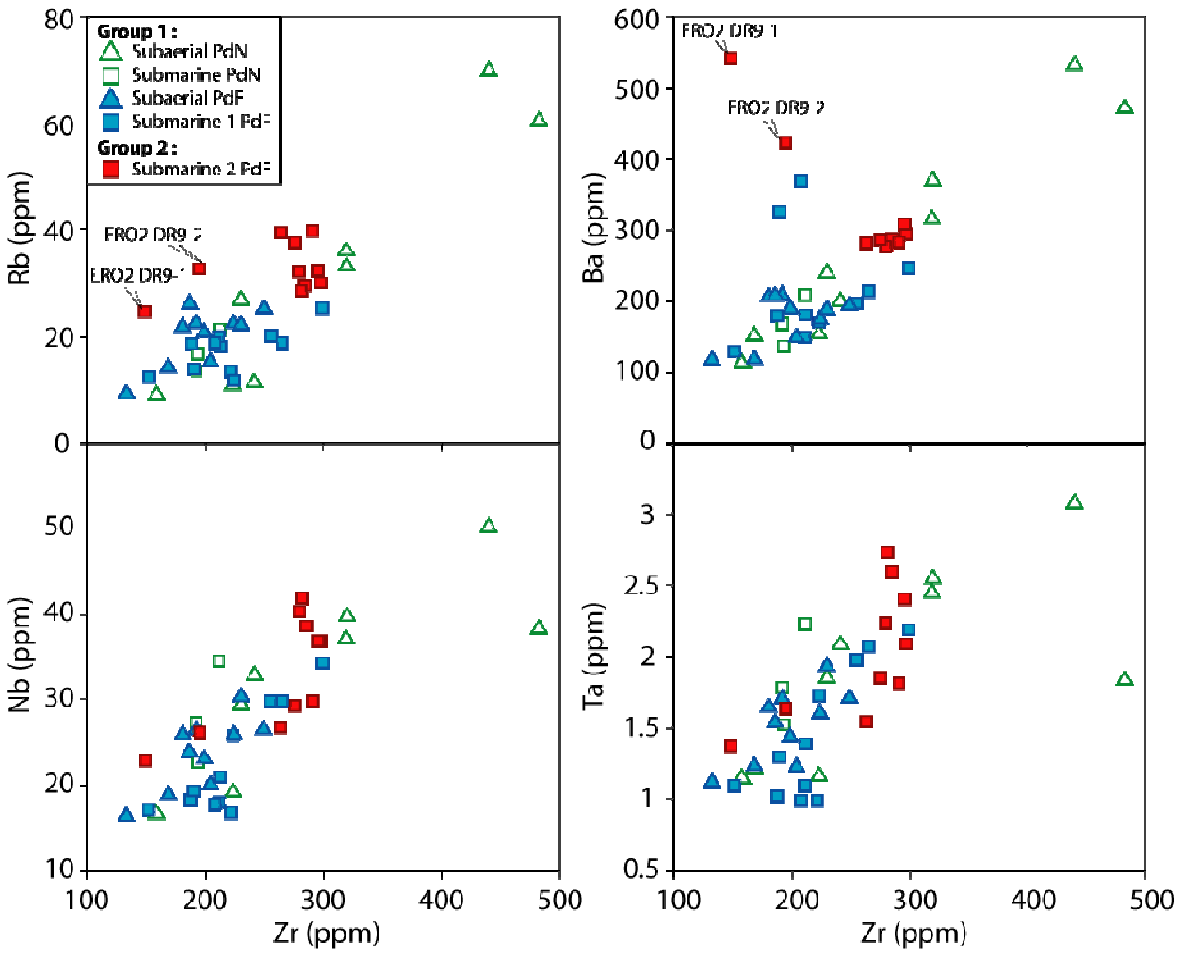


Figure 4: Compositions in LILE and HFSE of Group 1 and Group 2 samples: (a) Zr vs. Rb; (b) Zr vs. Ba; (c) Zr vs. Nb; (d) Zr vs. Ta.

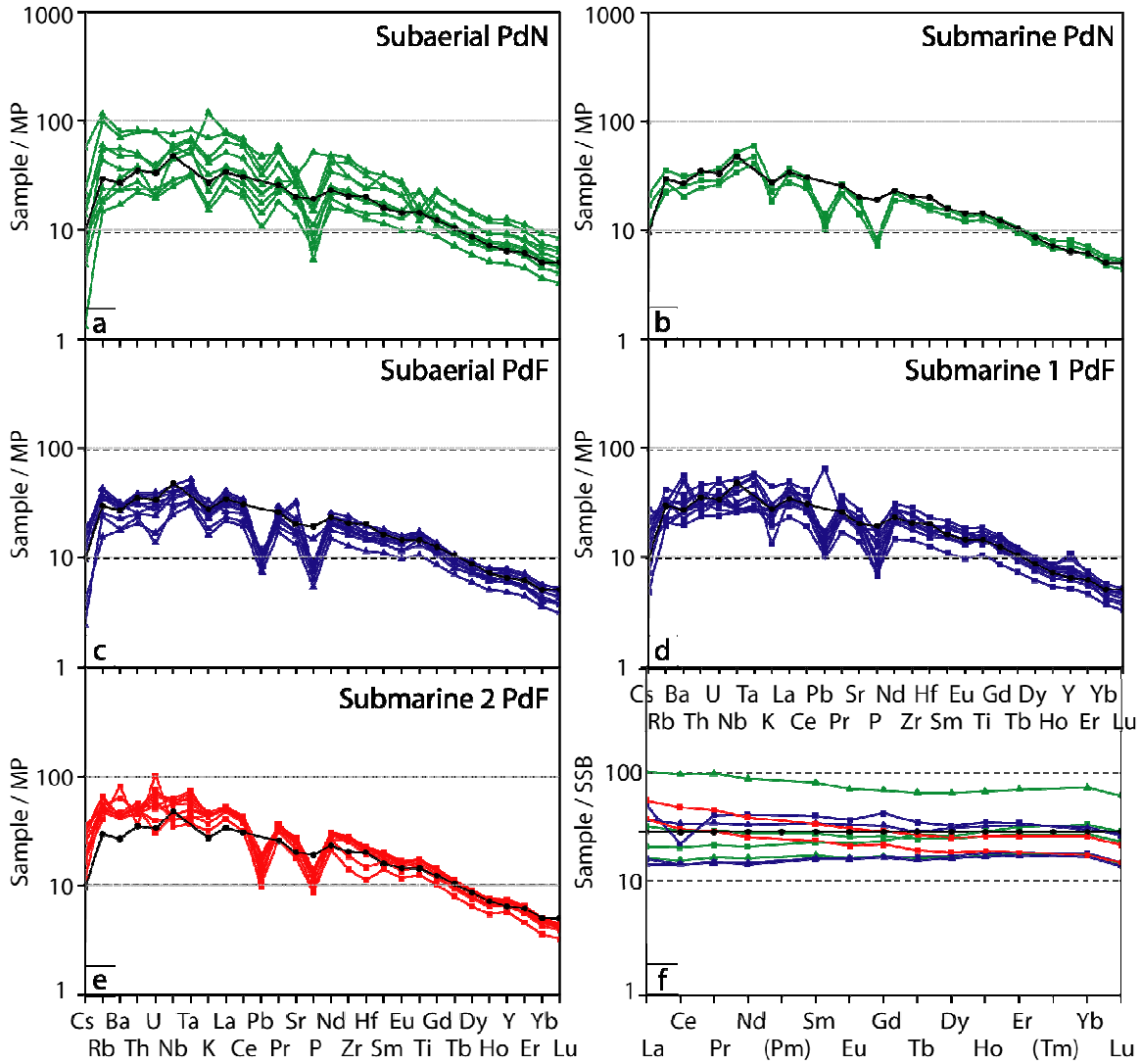


Figure 5: (a – e) Trace patterns of Groups 1 and 2 samples normalized to primitive mantle (following McDonough & Sun, 1995). Group 1: (a) Subaerial samples from PdN; (b) Submarine samples from PdN dredged at sites ERO2 DR6 and DR7; (c) Subaerial samples from PdF; (d) Submarine samples from PdF dredged at sites ERO2 DR8, GSR2 DR10, DR11, Eliane Cone and Ride de la Drague. Group 2: (e) Submarine samples from PdF dredged at sites ERO2 DR2, DR9 and GSR2 DR11. See also Table 1 for samples references and Figure 1 for sampling sites. The homogeneous composition of Steady State Basalts (Albarède *et al.*, 1997) was included in the five spidergrams for comparison. (f) Steady State Basalt – normalized REE spidergram for representative aphyric basalts of Group 1 and Group 2 samples.

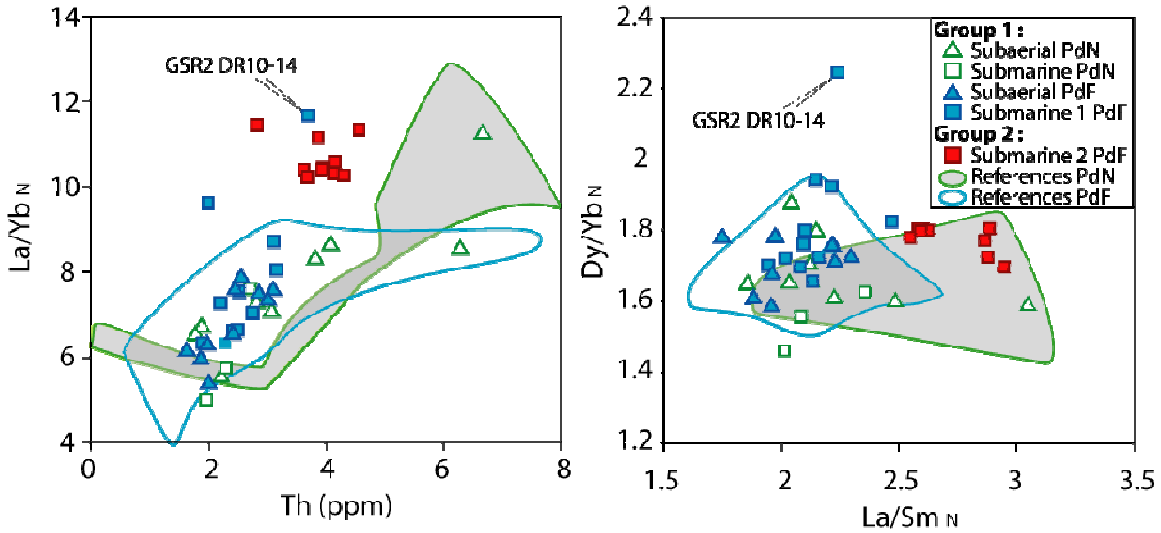


Figure 6: Traces elements diagrams of Group 1 and Group 2 samples: (a) Th contents versus La/Yb_N; (b) La/Sm_N versus Dy/Yb_N; Subscript N in ratios indicates normalization to chondrites compositions following McDonough and Sun (1995).

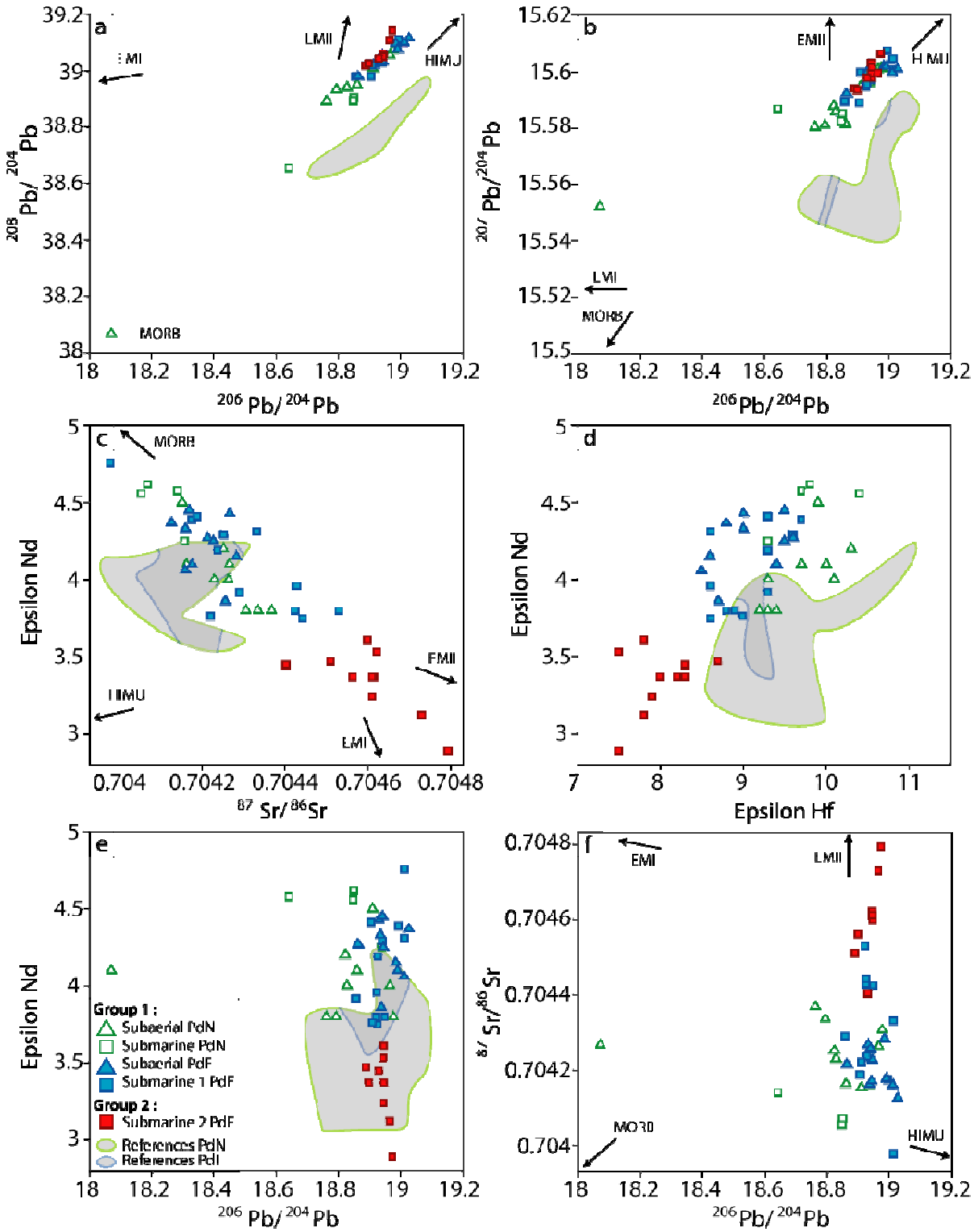


Figure 7: Pb-Sr-Nd-Hf isotope compositions of Group 1 and Group 2 samples: (a) $^{206}Pb/^{204}Pb$ versus $^{208}Pb/^{204}Pb$; (b) $^{206}Pb/^{204}Pb$ versus $^{207}Pb/^{204}Pb$; (c) $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus ε_{Nd}; (d) ε_{Hf} versus ε_{Nd}. References PdN and PdF are in the ranges $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70397 – 0.70436, ε_{Nd} = 3.1 – 4.6, ε_{Hf} = 8.5 – 11.0 and $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.7 – 19.19. The Sr and Nd isotopic data from Luais (2004) were not plotted in the diagrams because of analytical reconsiderations (see Bosch *et al.*, 2008).

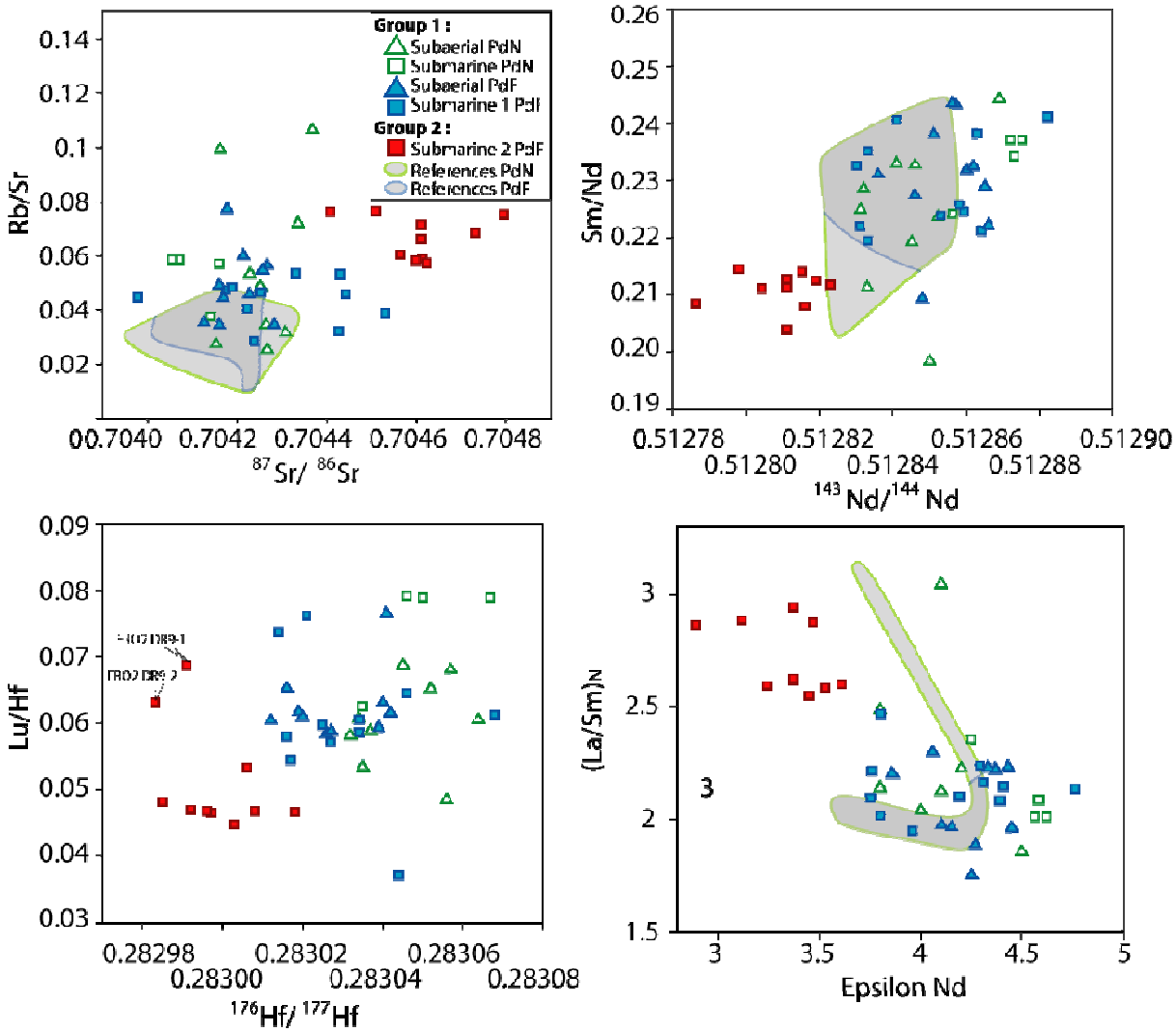


Figure 8: Isotopes and trace elements ratios of Group 1 and Group 2 samples: (a) $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. Rb/Sr; (b) $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. Sm/Nd; (c) $^{176}Hf/^{177}Hf$ vs. Lu/Hf; (d) ε_{Nd} vs. $(La/Sm)_N$. Subscript N in ratios indicates normalization to chondrites compositions following McDonough and Sun (1995).

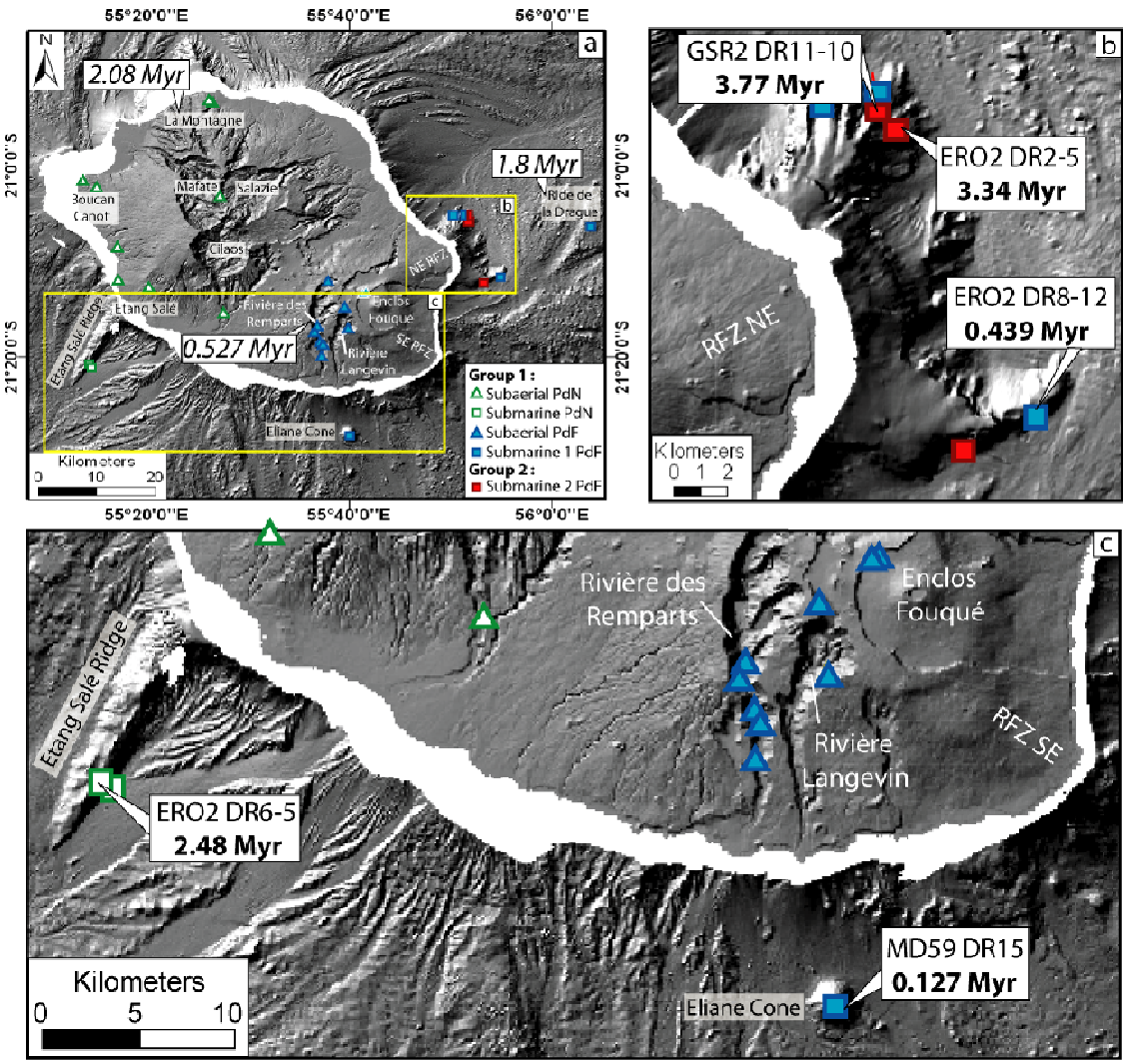


Figure 9: (a) General map showing the location and ages of the oldest rocks dated by previous studies: 2.08 Myr for the Piton des Neiges (MacDougall, 1971), 1.8 Myr for Les Alizés Volcano (Lénat *et al*., 2009) and 0.527 Myr for the Piton de la Fournaise (Gillot *et al*., 1990). New datings determined for: (b) The NE Rift Zone of the Piton de la Fournaise; (c) The Eliane Cone and the Etang Salé Rift Zone.

Journal of Volcanology and Geothermal Research 189 (2010) 131–142

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Volcanology and Geothermal Research

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

Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean)

Olivier Merle [a,b,c,*], Philippe Mairine [d], Laurent Michon [d], Patrick Bachèlery [d], Magali Smietana [d]

[a] Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 CLERMONT-FERRAND, France
[b] CNRS, UMR 6524, LMV, F-63038 CLERMONT-FERRAND, France
[c] IRD, R163, LMV, F-63038 CLERMONT-FERRAND, France
[d] GéoSciences Réunion, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS-UMR 7154, 15 rue René Cassin 97715 Saint Denis de La Réunion, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 3 April 2009
Accepted 2 November 2009
Available online 30 November 2009

Keywords:
Piton de la Fournaise
caldera
landslides
lava flow
paleo-canyons

ABSTRACT

Based upon a re-interpretation of previous data and a new field campaign, a structural evolution is proposed for the early history of Piton de la Fournaise volcano from 500,000 to 50,000 years. Conceptually, it is shown that the formation of a caldera in which lava flows are contained inside the caldera depression, gives time for erosion to excavate deep canyons on the external slopes of the volcano, for example, the Rivière des Remparts, the Rivière Langevin and the Rivière de l'Est canyons on Piton de la Fournaise volcano. These canyons are infilled when lavas, filling the caldera and overflowing its rim, are able again to flow on the external slopes of the volcano. In the past, this excavating/infilling process has occurred twice following the formation of the Rivière des Remparts and Morne Langevin calderas. The formation of the third caldera, the Plaine des Sables caldera, was followed by the excavation of the current canyons. In addition to this process, two large landslides have been documented in the field. The first, which happened about 300,000 years ago, is apparently the first episode of the break up of Piton de la Fournaise volcano, predating the formation of the four large calderas. The second landslide, which occurred 150,000 years ago and is considered to be less extensive, has carried away the entire southern flank of the Rivière des Remparts caldera.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

La Réunion Island is located in the Mascareignes Archipelago, off Madagascar in the Indian Ocean. Nowadays, the island is constituted of two juxtaposed volcanoes: Piton des Neiges in the west, which has been dormant for 12 ka (Deniel et al., 1992), and Piton de la Fournaise in the east (Fig. 1). The latter, active for about the last 500 ka, is partly built on an older edifice, the Alizés volcano, identified by gravimetric data (Rousset et al., 1989; Malengreau et al., 1999; Gailler et al., 2009) and through drill hole data (Rançon et al., 1989), which reveal the presence of an ancient system of magma chambers beneath the Grand Brûlé area.

As with most large shield volcanoes, Piton de la Fournaise exhibits a complex volcano-tectonic evolution, difficult to unravel due to inaccessible, nearly vertical cliffs (e.g. 1000 m high in the Rivière des Remparts and the Rivière Langevin canyons) and exuberant tropical vegetation which covers the volcanic series. Even when they are visible or accessible, these volcanic series are difficult to unravel, as dates are rare and not always reliable. (MacDougall, 1971; Gillot et al., 1990).

Despite these difficulties, a geological history has emerged in the 80s and 90s, making it possible to show that the long-term evolution of Piton de la Fournaise has been characterised by the formation of large calderas, several kilometres in width, with activity shifting to the east. The most recent is the 9 km-wide Enclos Fouqué caldera, in the centre of which the active cone has been built. Predating the formation of the Enclos Fouqué caldera, three large calderas are documented, namely, from oldest to youngest: the Rivière des Remparts caldera, the Morne Langevin caldera and the Plaine des Sables caldera (Fig. 2) (Bachèlery, 1981; Chevallier and Bachèlery, 1981; Lénat, 1987; Bachèlery and Mairine, 1990; Mairine and Bachèlery, 1997).

Note that these calderas have been interpreted differently by some authors who regard them as being scars of large successive landslides to the east and/or to the south-east (Duffield et al., 1982; Gillot et al., 1994; Oehler et al., 2004, 2008), with the notable exception of the Morne Langevin caldera, which is not taken into account in this interpretation. This hypothesis of eastward or south-eastward landslides, generating as it would each time a slope in this same direction, cannot be reconciled with the observation of huge lava flows through time, which overflowed the caldera rims westward and north-westward, leaving beyond very thick horizontal lava piles, up to 1000 m thick, like the *Morne Langevin* unit.

In this article, we propose a new structural evolution of the time period from 550 ka to 40 ka, which, while confirming in general the previous scheme (Bachèlery and Mairine, 1990; Mairine and Bachèlery, 1997), is now refined, with new interpretation of data which had remained unclear up to now. This represents a new step forward in the

* Corresponding author. Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 CLERMONT-FERRAND, France.
E-mail address: merle@opgc.univ-bpclermont.fr (O. Merle).

0377-0273/$ – see front matter © 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.11.001

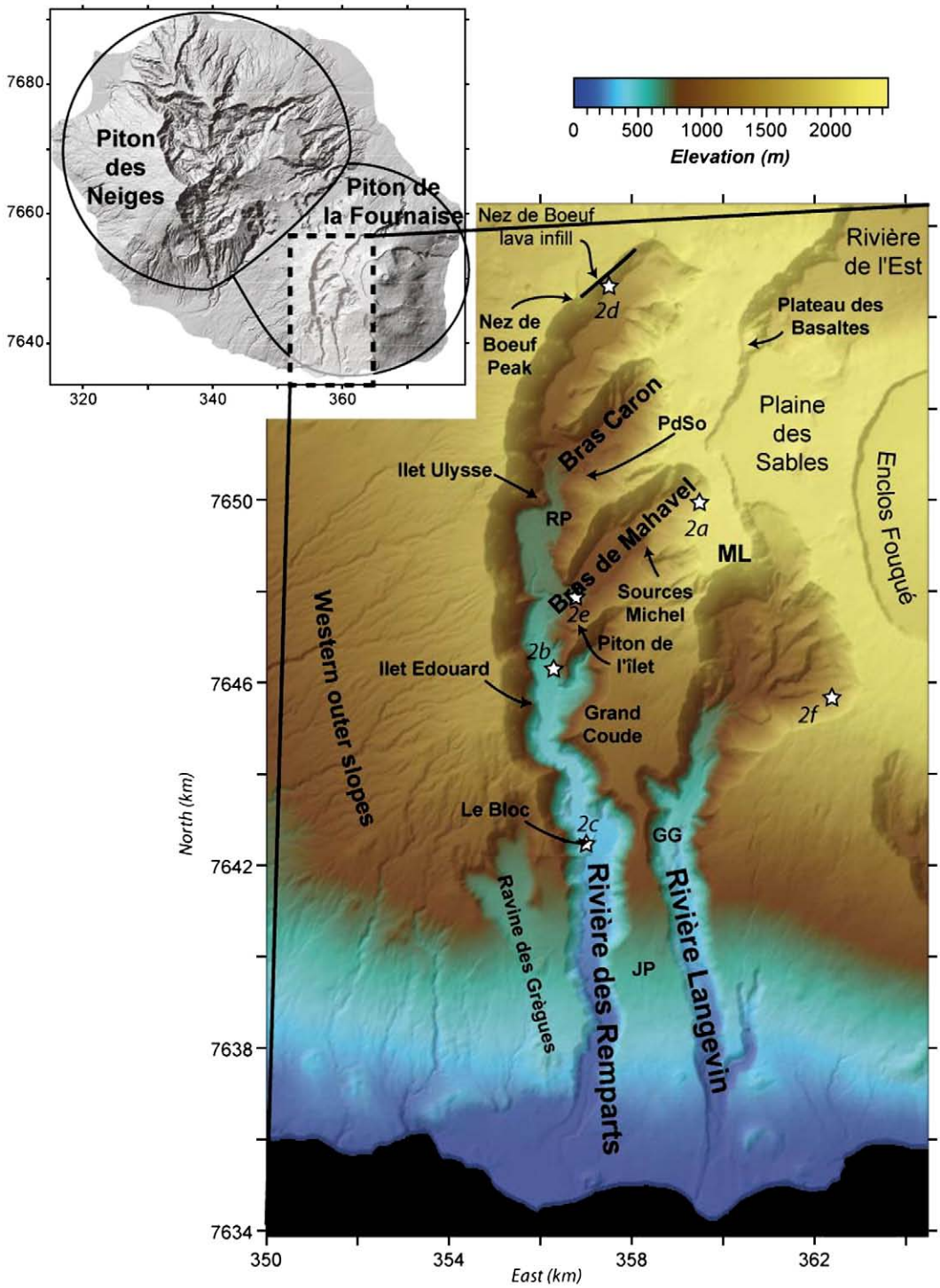


Fig. 1. Digital Elevation Model of the study area and location of the cross-sections of Fig. 6. Insert: La Réunion Island with Piton des Neiges Volcano to the west and Piton de la Fournaise volcano to the east. GG: Grand Galet, JP: Jean Petit, ML: Morne Langevin peak, RP: Roche Plate hamlet, and PdSo: Plateau des Sources.

understanding of the volcano-tectonic history of Piton de la Fournaise volcano, and the relationship between calderas, erosion and landslides, the three main structural processes that have shaped the morphology of the edifice and have led to its present-day structure.

This early geological history of Piton de la Fournaise is best exposed in the Rivière des Remparts, Rivière Langevin and Rivière de l'Est canyons, the latter being unfortunately almost inaccessible. Elsewhere, in the Plaine des Sables and Enclos Fouqué calderas, recent lavas entirely cover ancient deposits, preventing any direct studies on them.

2. Caldera and erosion

Following field studies conducted in the 90s (Bachèlery and Mairine, 1990; Mairine and Bachèlery, 1997), the major discovery is that an important erosional phase led to the formation of a paleo Rivière des Remparts having a course pretty close to the present-day Rivière des Remparts. The model proposed at that time, which is confirmed by this study, defined the structural role played by the caldera. The caldera rim is viewed as a barrier preventing lavas from flowing outside the

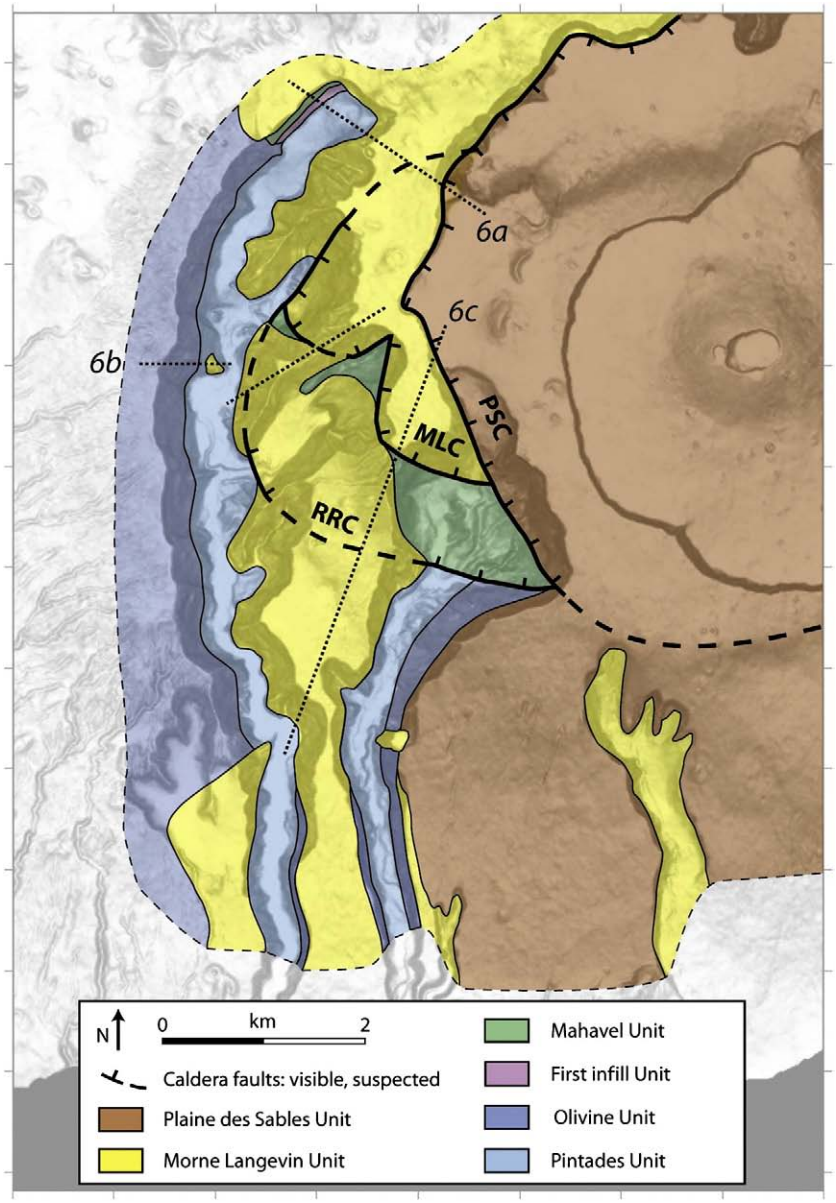


Fig. 2. Simplified geological map of the study area. Added are the contours of the four successive calderas. RRC: Rivière des Remparts caldera, MLC: Morne Langevin caldera, and PSC: Plaine des Sables caldera. See also the locations of cross-sections shown on Fig. 6.

depression. This in turn allows erosion to operate along the external slopes of the volcano for, as long as the lava flows filling the caldera do not overflow its rim. Periods of erosion and excavation are associated with cliff crumbling leading to the formation of debris flows and small-scale debris avalanche deposits (Bret et al., 2003), which are then covered by lavas when they overflow the caldera rim. These breccia units intercalated with lavas give important information about past erosional periods. Thus, a caldera defines the margin between the erosional zone and lavas, preventing the infill of canyons outside its depression, which are excavated by erosion for as long as the caldera serves as a receptacle for lavas.

Considering the effects of Piton de la Fournaise calderas on the Rivière des Remparts canyon, it is noteworthy that the two first ones, the Rivière des Remparts and Morne Langevin calderas, were entirely filled by lavas, which overflowed beyond their rims, whereas the third one, the Plaine des Sables caldera, was never completely filled, which meant that the Rivière des Remparts canyon was isolated from that time, enabling the present-day excavation of the deep canyon (Bachèlery and Mairine, 1990). This statement suggests that two paleo-canyons, rather than one, may have formed, then having been partially or entirely filled prior to the excavation of the present-day canyon.

3. Lava series

For the last 550 ky, volcano-tectonic events have provided the framework for the definition of chrono-sratigraphical sequences, based on lava petrology and lava structural position with respect to the successive calderas (Bachèlery, 1981; Bachèlery and Mairine, 1990). Only a few geochronological studies have contributed to the dating of the entire sequence (MacDougall, 1971; Gillot et al., 1990; Staudacher and Allègre, 1993).

In defining the sequences, it is clear that the structural event prevails over the petrological description, as lava units of the same age may exhibit various textural and mineralogical compositions, rendering unclear spatial correlations, which become obvious when considering their structural position. For example, the *Pintades* lava unit, called this in the Rivière des Remparts canyon owing to the presence of large plagioclase phenocrysts, lacks such crystals in the Rivière Langevin

canyon. A chrono-stratigraphical sequence may be defined when a caldera forms, interrupting lava flows beyond the ring fault. When lavas filling up the caldera overflow the ring fault and spread beyond, onto the older units, the basal contact of new lavas onto old ones is a major unconformity which separates two chrono-stratigraphical sequences. Following this basic principle, we define three main chrono-stratigraphical sequences between 550 ky and 40 ky, which allows a new presentation of the succession of lava units proposed by Bachèlery and Mairine (1990). The three sequences are correlated with caldera formation as shown in Fig. 3.

3.1. Sequence A

The oldest series visible in the field is the *Pintades* lava unit, which is characterised by plagioclase-phyric basalts with 30–50 vol.% plagioclase phenocrysts and occasional irregular cluster of plagioclase and clinopyroxene crystals representing dismantled gabbroic fragments (Albarède et al., 1997). The oldest outcrops are dated at about 530 ka in the Rivière des Remparts and Rivière de l'Est canyons (Gillot et al., 1990). This unit also includes differentiated rocks found between 1150 and 1250 m elevation in the cliff along the right bank of Rivière des Remparts. In general, rocks of this unit are more alkaline in bulk composition than other Piton de La Fournaise lavas (Albarède et al., 1997; Luais, 2004).

From 450 to 400 ka, according to available geochronological data (Gillot et al., 1990; Gillot, unpublished data in Luais, 2004), the *Pintades* lavas are overlain by the *Olivine* lava unit above 1300 m elevation in the cliff along the right bank of Rivière des Remparts. The unit is dominated by basaltic and picritic magmas with the presence of abundant olivine phenocrysts (Bachèlery and Mairine, 1990; Albarède et al., 1997). The upper lavas of this unit are dated at about 290 ka on top of the cliff along the right bank of the Rivière des Remparts canyon (at the Nez de Bœuf peak). The *Olivine* lava unit constitutes the western external slopes of the volcano, which exhibits regular slopes dipping at about 8–9° down to the coast.

It cannot be ruled out that a major event may have occurred before the emplacement of the *Olivine* lava unit onto the *Pintades* lava unit. Several authors have shown that the *Pintades* unit includes differentiated rocks found between 1150 and 1250 m elevation in the cliff along the right bank of Rivière des Remparts. In the main, rocks of this unit are more alkalic in bulk compositions than other Piton de La Fournaise lavas (Albarède et al., 1997; Luais, 2004), which may indicate that this unit belongs to the older, underlying Alizés volcano (Lénat et al., 2001).

3.2. Sequence B

The following unit, termed the *Mahavel* unit, can be observed along the left bank of the Rivière des Remparts canyon above the *Pintades* lava unit (Fig. 2). The contact between the *Mahavel* and *Pintades* lava units is often marked by discontinuous debris flows. The *Mahavel* unit has been dated at about 219 ka (Gillot et al., 1990), and is dominated by olivine phenocryst rich basalts, aphyric basalts and picrites. Previous structural observations and interpretations (Bachèlery and Mairine, 1990) have shown that dated outcrops correspond to lavas which have overflowed the Rivière des Remparts caldera, so that the basal lavas of the unit are not visible and cannot be dated.

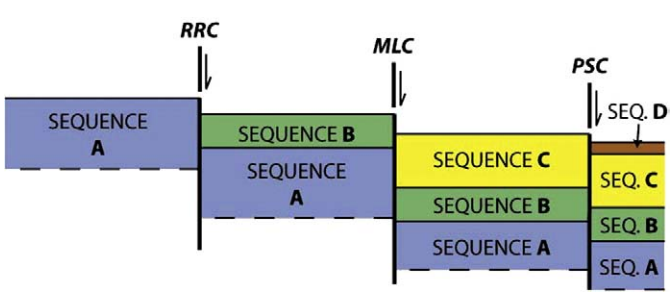


Fig. 3. A sketch illustrating the relationships between the chrono-stratigraphical sequences (A, B and C) and the successive calderas observed in the field (RRC: Rivière des Remparts caldera, MLC: Morne Langevin caldera, and PSC: Plaine des Sables caldera).

The *Olivine* lava unit is missing along the left bank of the Rivière des Remparts, and also in the Rivière Langevin (Fig. 2), which indicates a major volcano-tectonic event between sequences A and B over this area. This event must postdate the age measured on top of the right bank of the canyon (i.e. 290 ky).

The possibility of a unit older than the *Mahavel* unit, which postdates this tectonic event, and has now been almost entirely eroded (it might still be observed in a key outcrop: see "The guide to the Nez de Bœuf peak"), remains a hypothesis. Due to the lack of new dating this leaves some uncertainty about the volcano-tectonic evolution from 290 ka to 219 ka.

3.3. Sequence C

The following unit, termed the *Morne Langevin* unit, is a thick, flat-lying series, up to 1000 m deep in some places, which lies on either the *Mahavel* unit or the *Pintades* unit. The *Morne Langevin* unit is dominated by basalts with few to common (<10 vol. %) phenocrysts of clinopyroxene, olivine, Cr-spinel, and/or plagioclase, which contrasts with the picritic lavas which have up to 50 vol.% of millimetre-sized olivine crystals (Albarède et al., 1997). The *Morne Langevin* unit filled, then overflowed, the second caldera of Piton de la Fournaise volcano, that of the *Morne Langevin*, as can be clearly observed in the field (Fig. 4a).

The lack of the *Mahavel* lava unit in many places, which means that the *Morne Langevin* unit generally lies directly on the *Pintades* lava unit (Fig. 2), with the intercalation of debris flows, indicates another volcano-tectonic event here allowing the definition of a second major unconformity between sequences B and C (Fig. 4b and c). The oldest lavas of this unit are dated at about 132 ka in the Rivière de l'Est (Gillot et al., 1990). The youngest lavas are dated at about 60 ka (Condomines in Bachèlery and Mairine, 1990) or 80 ka (MacDougall, 1971) at the Nez de Bœuf peak, 65 ka on the Grand Coude plateau (Gillot et al., 1990) and 40 ka in the Plaine des Remparts plateau (Condomines in Bachèlery and Mairine, 1990). The top of the *Morne Langevin* unit is marked by the start of the third Piton de la Fournaise caldera (i.e. the Plaine des Sables caldera).

A fourth sequence, D, may also be defined, which corresponds to the *Plaine des Sables* lava units which spread into the Plaine des Sables caldera (Fig. 2). This sequence has never overflowed the ring fault of the caldera and lies outside the scope of this study.

4. The guide to the Nez de Bœuf peak

Right to the north-east of the Nez de Bœuf peak along the right bank of the Rivière des Remparts is a plateau (Fig. 4d) that has been interpreted as a lava infill structure postdating the 1000-m high cliff of the canyon (Bachèlery and Mairine, 1990; Mairine, 2006). This plateau has been preserved from subsequent erosion, which has excavated the canyon, and is not matched on the left bank of the canyon where the very thick *Morne Langevin* unit lies upon the *Pintades* unit. This infill structure is an exceptional relic of the tectonic evolution in this area, which enables interpretation to be made about the relationship between erosion, calderas and lava flows.

A few dates from the cliff of the plateau, which vary from 60 ka to 80 ka on top to 175 ka in the lower third of the cliff (MacDougall, 1971; Condomines in Bachèlery and Mairine, 1990) clearly reveal that the infill corresponds to several different lava units among which only the upper one can be attributed to the *Morne Langevin* unit. Moreover, the base of the infill sequence lies directly upon the *Pintades* unit—with an intercalated debris flow—the *Olivine* unit being absent here (Mairine, 2006).

Below the Nez de Bœuf peak, observation of the vertical contact between the infill sequence and the older *Pintades* and *Olivine* units

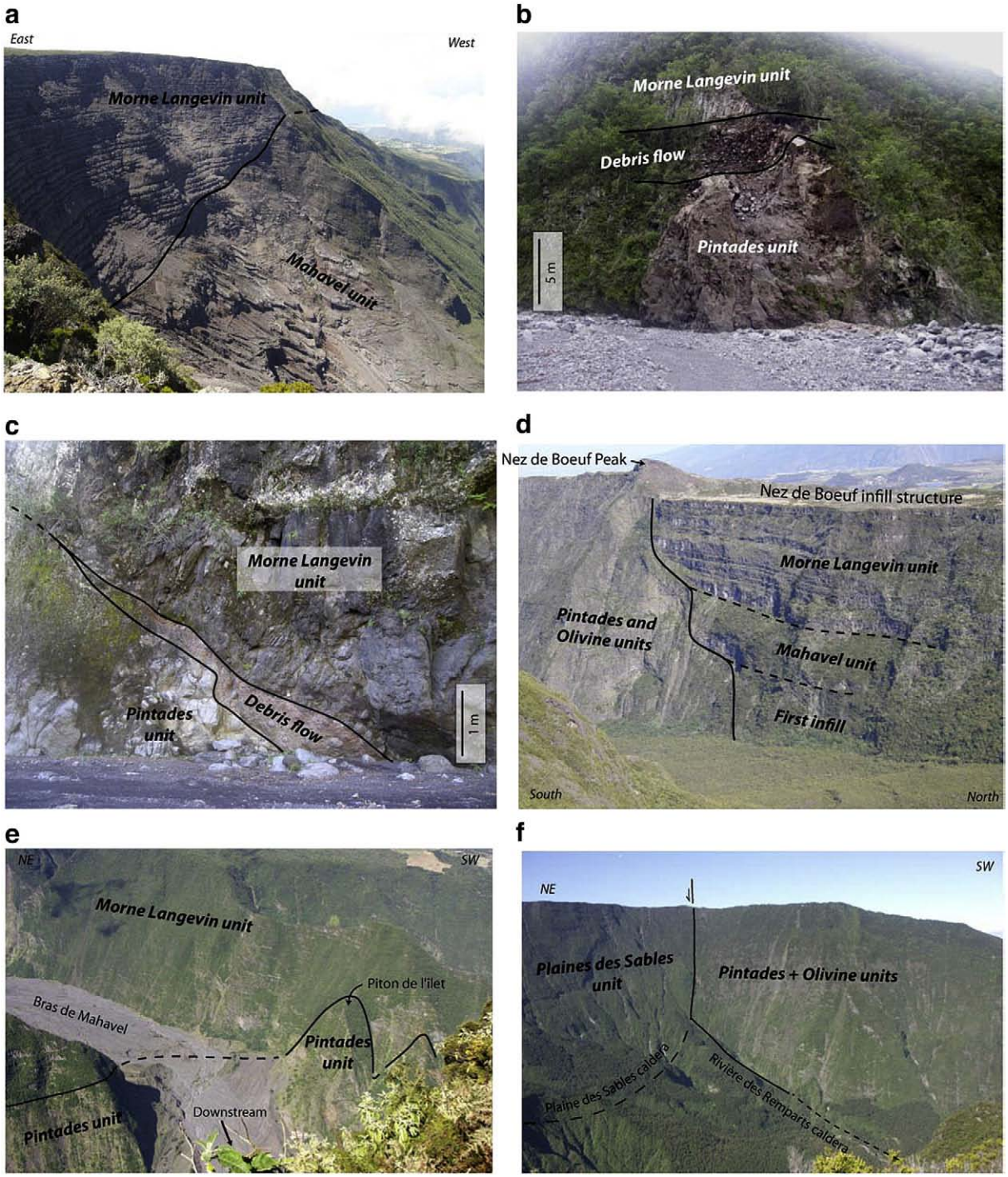


Fig. 4. (a) View from the north-west of the Morne Langevin Caldera as it can be seen in the Bras de Mahavel after a recent landslide which has carried away the *Mahavel* rim unit in 1965. The tabular structure composed of thick lava flows of the Morne Langevin formation to the left corresponds to the Morne Langevin caldera infilling. The inclined lavas and volcanic products to the right are the remnant flank predating the Morne Langevin caldera formation; (b) the superposition of lava units in the left bank of the Rivière des Remparts canyon reveals the absence of the *Olivine* unit; (c) the same superposition as in b is observed at the Le Bloc locality; (d) the Nez de Bœuf infill structure (see explanation in the text); (e) view from the north-east of the limit of the Rivière des Remparts Caldera in the Bras de Mahavel canyon; and (f) the caldera limits in the Rivière Langevin Canyon. Stars in Fig. 1 indicate the locations of photos.

displays two cliff retreats that may be interpreted as resulting from active erosion of the cliff during periods lacking lava flows (Fig. 5). In other words, the plateau shows three successive infills, the second and the third both being preceded by a period of erosion (i.e. cliff retreat).

The structures observed in the Nez de Bœuf gives us the following constraints in the tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano, which are summarized in Fig. 5: (i) initial stripping of the *Olivine* unit down to the *Pintades* unit, followed by a first infill; (ii) formation of a hinterland barrier (caldera 1) during which erosion generates the first cliff retreat; (iii) second infill; (iv) second barrier (caldera 2) coeval with the second cliff retreat; and (v) final infill.

In this scenario, the Rivière des Remparts and the Morne Langevin calderas are considered to be calderas 1 and 2, respectively.

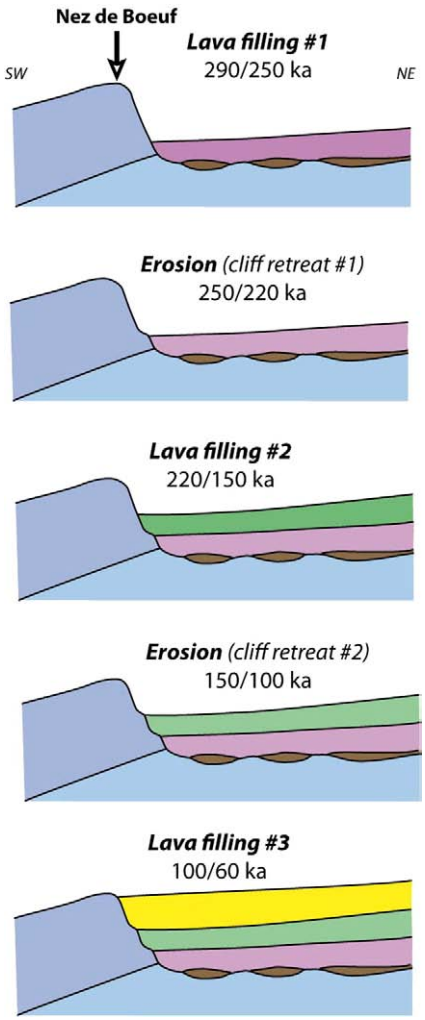


Fig. 5. From top to bottom, sketches showing the evolutionary steps of the Nez de Bœuf lava infill structure. This evolution is shown in the same orientation as Fig. 4d.

5. Overall evolution

The interpretation of the Nez de Bœuf structure, together with other field data, especially the present-day structural cross-sections (Fig. 6), allows us to present an overall structural evolution in ten main steps (Figs. 7 and 8), each of which is described in the subsequent sections.

1. Initial landslide (290 ka), termed the Rivière des Remparts landslides (RRLs).
2. Lava flows in the slide scar that correspond to the lower level of the infill structure of the Nez de Bœuf.
3. Formation of the Rivière des Remparts caldera (RRC).
4. Excavation of a first Rivière des Remparts paleo-canyon #1 to the west of the caldera rim and lava infill inside the caldera (i.e. the *Mahavel* lava unit).
5. Overflow of the RRC and infill of paleo-canyon #1.
6. (or 7). Landslide, termed the Grand Coude landslide (GCL), resulting in the destruction of the southern part of the Rivière des Remparts caldera rim.
7. (or 6). Formation of the Morne Langevin caldera (MLC).
8. Excavation of the Rivière des Remparts paleo-canyon #2 to the west of the caldera rim and lava infill inside the caldera (i.e. the *Morne Langevin* lava unit).
9. Overflow of the MLC and infill of paleo-canyon #2.
10. Formation of the Plaine des Sables caldera (PSC) and excavation of the present-day canyons of Piton de la Fournaise volcano.

Dating of these principal events is founded on a few geochronological dates, which, when compared with each other, reveal notable uncertainties. For example, the upper levels of the Nez de Bœuf infill yield an age of about 60 ka according to the U/Th method (Condomines in Bachèlery and Mairine, 1990) or 80 ka according to the K/Ar method (MacDougall, 1971). Despite these uncertainties, it is possible to propose a global absolute chronology of the successive events (Table 1). In the following section, we detail each major event to show their main characteristics.

5.1. The Rivière des Remparts landslide

5.1.1. Arguments

The main argument concerning the RRL is the systematic stripping of the *Olivine* unit over a large area going from the Rivière des Remparts to the Rivière Langevin canyons (Fig. 4, b and c). The *Olivine* unit can only be observed above the *Pintades* unit to the south of Le Bloc. Up-river from Le Bloc, younger *Mahavel* or *Morne Langevin* units lie directly upon the *Pintades* unit wherever visible.

Stripping resulting from erosion is doubtful as canyons are linear structures that cannot strip a geological unit over a widespread area. The erosional hypothesis thus seems unrealistic. Moreover, the course of the present-day Rivière des Remparts canyon from Le Bloc to its northward termination is strongly oblique to the downslope direction of the volcano's external slopes, which suggests a structural guide in the excavation process, not only for the present-day canyon but also for the two paleo-canyons. In plain view, its curvature is very demonstrative of a structural control, especially in its up-river course.

5.1.2. Landslide contour

The western limit of the RRL corresponds to the very high cliff which makes up the right bank of the Rivière des Remparts canyon, down to Le Bloc where it takes the direction of the Ravine des Grègues gully and follows it down to the coast (see below the late infill of this depression by the *Morne Langevin* unit). Up-river, the Nez de Bœuf infill structure would be a secondary indentation of the landslide, isolated and preserved from subsequent erosion, except for the limited cliff retreat (Fig. 5).

The eastern limit of the RRL cannot be traced out with certainty since the cliff of the left bank of the Rivière Langevin canyon is not well dated. Two hypotheses (Fig. 9a and b) may be proposed. If the stripping of the *Olivine* unit can be demonstrated in the cliff of the left bank of the Rivière Langevin canyon, which requires geochronological dating, the RRL could have a large eastward extension, maybe down to the ocean. In this case, the landslide may have affected the entire south-east quarter of Piton de la Fournaise volcano. Its contour could be traced out to the east from the Nez de Bœuf to the Ravine Ferdinand, which could be a relic partially excavated by late erosion (Fig. 9a). According to this hypothesis 1, the RRL would be multidirectional to the south, south-east and east.

Conversely, if the left bank of the Rivière Langevin canyon can be shown to be the same as that of the right bank of the Rivière des Remparts canyon, with a complete succession of *Pintades* and *Olivine* units, the lateral limit of the RRL would follow this cliff. The RRL would be essentially directed to the south and would display in plain view a narrow and linear outline (Fig. 9b). This outline may be superimposed onto a negative magnetic anomaly (Figure 4 in Gailler et al., 2009) interpreted as resulting from either successive erosional periods or large landslides to the south. Our study is in agreement with this hypothesis 2.

Another line of evidence lends argument to this latter hypothesis. A huge multidirectional landslide would have left the volcano breaching to the sea along its south-east quarter, channelling lava flows in this direction and preventing them from flowing in the opposite direction. This is not observed for the *Mahavel* and *Morne Langevin* units, which largely flowed to the west and south.

This second outline (Fig. 9b) can be related to a mass-wasting event reconstructed from bathymetric studies (Oehler et al., 2008) in

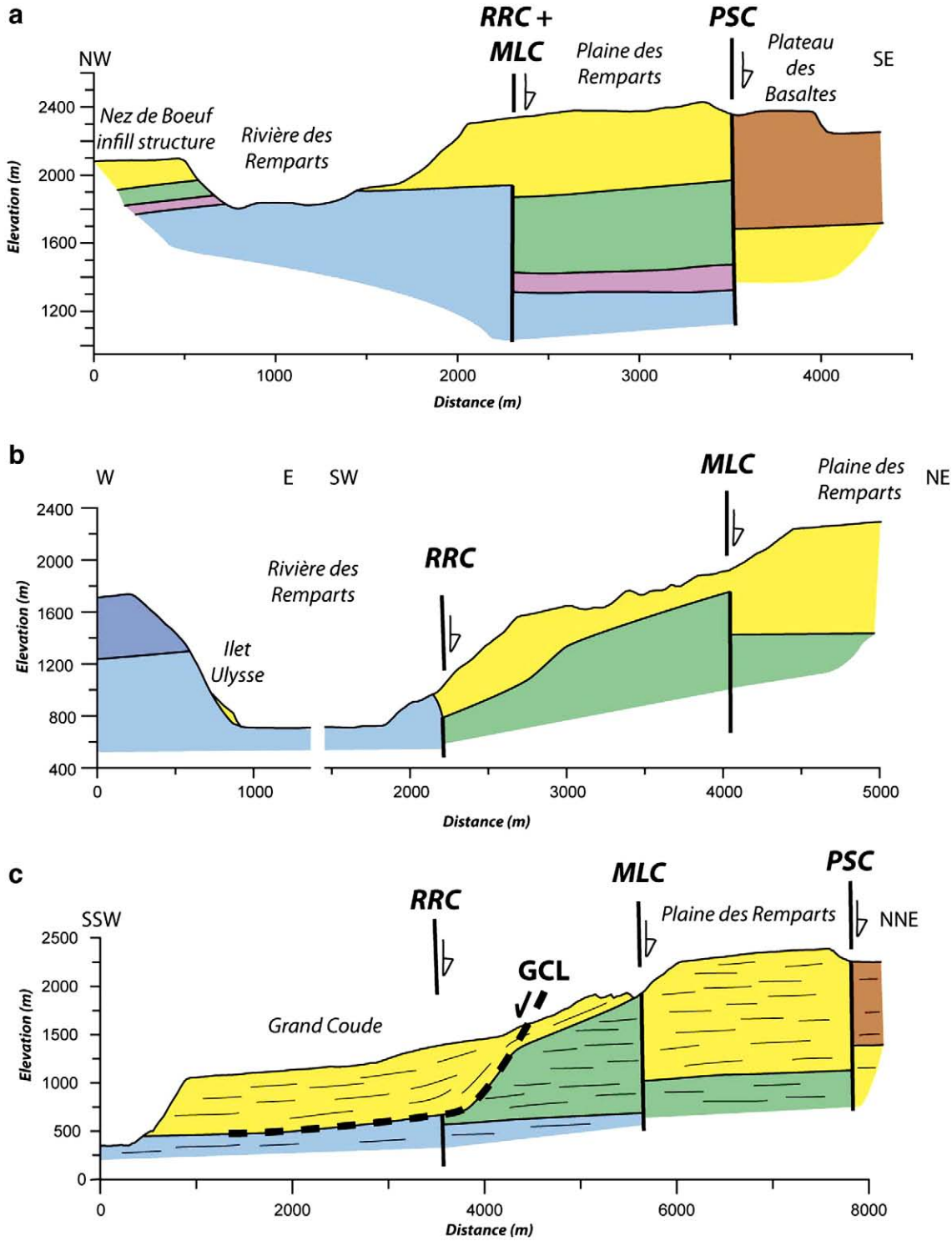


Fig. 6. Three cross-sections showing the relationships between the calderas and lava units. See locations in Fig. 1. Light blue: *Pintades* unit, dark blue: *Olivine* unit, mauve: unknown unit (first infill of the Nez de Bœuf structure, see Fig. 2), green: *Mahavel* unit, yellow: *Morne Langevin* unit, and brown: Plateau des Basaltes unit. RRC, MLC, and PSC: Rivière des Remparts, Morne Langevin and Plaine des Sables Calderas respectively. GCL: Grand Coude landslide.

the southward submarine part of Piton de la Fournaise volcano. Three submarine deposits—the SF2, SF3 and SF5 deposit units—appear to originate on land from the narrow corridor delimited between the Rivière des Remparts and the Rivière Langevin canyons. We hypothesize that the SF2 deposit may correspond to the RRL. The larger SF1 deposit may correspond on land to an unknown ancient landslide whereas the SF3 and SF5 deposits may correlate to younger landslides, one of them being the Grand Coude landslide (see below).

5.2. Lava flows in the Rivière des Remparts landslide scar

Lavas that flowed at that time inside the RRL scar have been entirely eroded by the excavation of the three successive Rivière des Remparts canyons, or are now covered by younger *Mahavel* and *Morne Langevin* units in the eastward internal domains. Hence their geographic extent cannot be known. We hypothesize, however, that these lavas may correspond to the first infill of the Nez de Bœuf

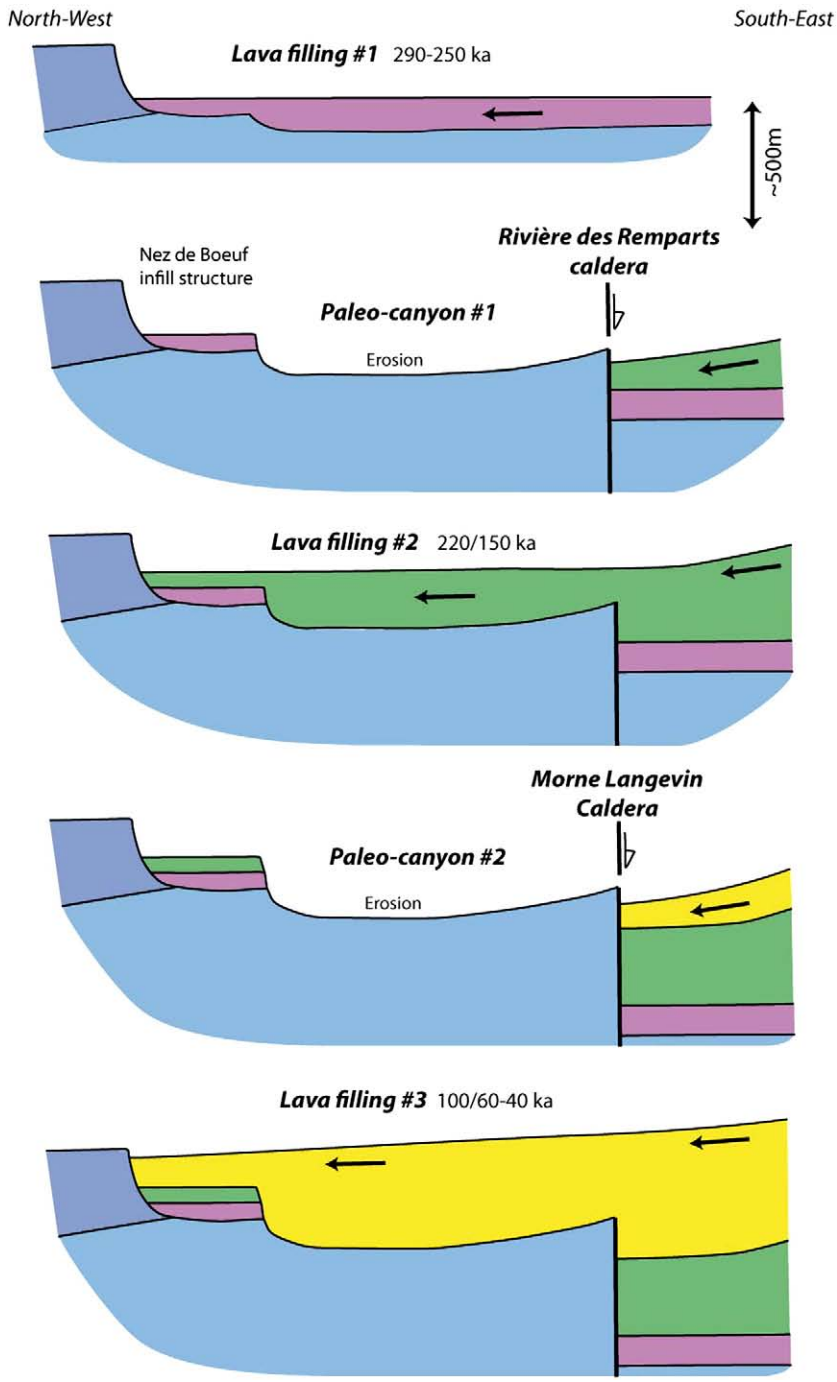


Fig. 7. From top to bottom, reconstruction through time along the western part of cross-section of Fig. 6a (same colour as in Fig. 6).

structure where they would have been preserved from later erosion (Fig. 4d). Unfortunately, no geochronological dating has been done yet in these basal levels.

5.3. Formation of the Rivière des Remparts caldera

The RRC is the first caldera of the Piton de la Fournaise tectonic history. Located to the east of the present-day Rivière des Remparts canyon, which also excavates the western limit of the RRL, the RRC can only be traced out with accuracy in certain places, particularly a) in the north-east termination of the Bras Caron river, b) at the Plateau des Sources and c) at the Piton de l'îlet peak (Fig. 4e). At the Roche Plate hamlet, it follows the eastern limit of the *Pintades* unit visible along the left bank of the Rivière des Remparts canyon. Its south-eastward limit is very difficult to map. The sharply defined change of slope around an arc on the Grand Coude plateau is assumed to correspond to its destroyed rim following the Grand Coude landslide (see later).

In the northern termination of the Rivière Langevin canyon, it is tempting to map it into the disconformity, which can be observed at the south-east corner of the canyon at the junction of the eastern and southern cliffs (Fig. 4f). However, this will have to be verified with geochronological dating of the southern cliff and will only be definitely confirmed if ages similar to that of the right bank of the Rivière des Remparts canyon are found. According to this hypothesis,

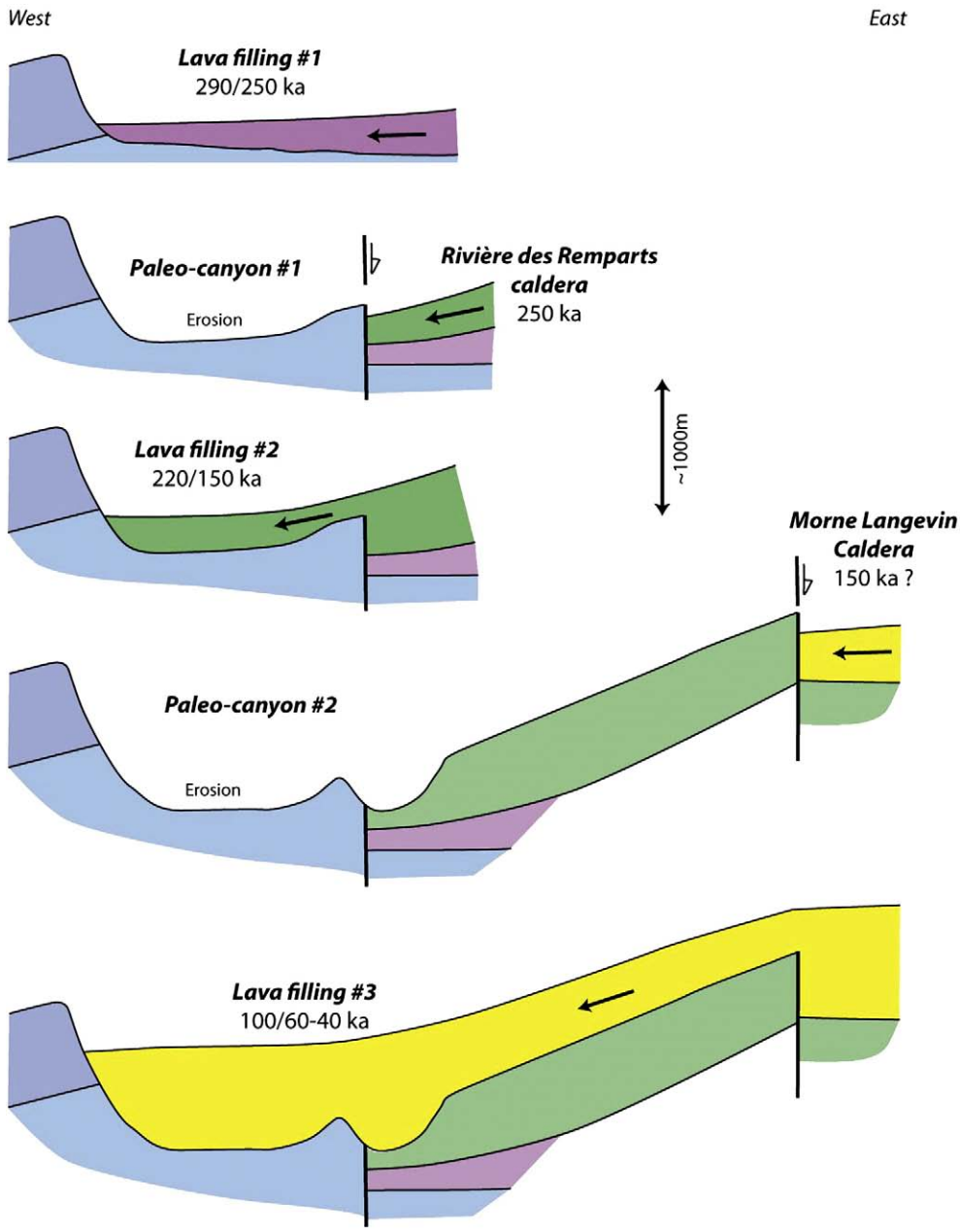


Fig. 8. From top to bottom, reconstruction through time along cross-section of Fig. 6b (same colours as in Fig. 6).

we interpret dating at about 330 ka of a large outcrop found in the canyon not far from the base of the southern cliff as a detachment from the upper part of that cliff.

5.4. Excavation of the Rivière des Remparts paleo-canyon #1

By creating a barrier to lava flows, the RRC left time for erosion to excavate a first paleo-canyon following the western limit of the RRL. This excavation removed lavas that flowed in the RRL scar before the caldera formation. Relics of these lavas are believed to be preserved in the Nez de Bœuf secondary indentation of the RRL, an area where erosion is revealed by the retreat of the western cliff of the indentation (Figs. 4d and 5). The enlargement to the east of the paleo-canyon is associated with crumbling and partial collapses generating debris flows, which can be observed in places just above the *Pintades* unit. During the time that erosion cut away the rocks to the west, the caldera depression was slowly filled by the *Mahavel* unit.

5.5. Overflowing of the Rivière des Remparts caldera

The excavation of the paleo-canyon #1 was interrupted when the *Mahavel* lava unit overflowed the RRC rim. This unit, or a structurally equivalent unit, can be seen lying upon the *Pintades* unit at the Plateau des Sources. From this place, it can be followed along the cliff that overhangs the Roche Plate hamlet to the east where it universally caps the *Pintades* unit. The *Mahavel* unit filled the paleo-canyon and then covered the basal unit of the Nez de Bœuf indentation. The overflowing is dated at about 219 ka (Gillot et al., 1990).

5.6. Morne Langevin caldera and Grand Coude landslide

We discuss here two important tectonic events whose relative timing is uncertain. The MLC is the second large caldera on Piton de la Fournaise while the GCL is a landslide, probably catastrophic, which has carried away the RRC rim around most of its southward limit.

Table 1
Summary chart showing the timing of lava flow units and the main volcano-tectonic events from 550 ka to 40 ky. Dating of different events are deduced from geochronological studies (MacDougall, 1971; Gillot et al., 1990; Condomines, unpublished data).

Time (ky)	Lava units	Sequences	Events
400	*Pintades* lava unit *Olivine* lava unit	A	?
290			Rivière des Remparts landslide (RRL)
	Basal unit at the Nez de Boeuf		First infill at the Nez de Boeuf
250			Rivière des Remparts Caldera (RRC)
219	*Mahavel* lava unit	B	Overflow of the RRC then second infill at the Nez Boeuf
150			Morne Langevin Caldera (MLC)
100	*Morne Langevin* lava unit	C	Grand Coude landslide (GCL) Overflow of the MLC then third infil at the Nez Boeuf

5.6.1. Morne Langevin caldera

In the north, the trace of the MLC is superimposed on that of the RRC (Fig. 8). Re-activating the RRC rim at the termination of the Bras Caron canyon, the MLC diverges from the RRC in the left bank of this canyon where it turns in the direction of the Bras de Mahavel canyon. There, its trace turns at right angles to follow the direction of the Rivière Langevin canyon. In the heart of the Rivière Langevin canyon, it turns again at right angles to rejoin the trace of the RRC.

This caldera is especially visible at the termination of the Bras Mahavel canyon (Fig. 4a) as the ring fault has been cleaned out by the 1965 landslide. During this landslide an estimated volume ranging from 30 to 50 10^6 m^3 of rocks was detached from the cliff and travelled downriver in a few minutes to the cliff of the Rivière des Remparts canyon, 4 km away. The mechanical role played by the caldera rim in triggering the landslide has been shown in a recent paper (Merle et al., 2008).

5.6.2. Grand Coude landslide

This landslide carried away most of the southward limit of the RRC. This event is especially clear when looking at the western cliff of the Rivière Langevin canyon where the *Mahavel* unit abuts, along a steeply dipping plane, the younger *Morne Langevin* unit, which has flowed onto it and filled a foreland depression (Fig. 6c). This means that the initial contact of the *Mahavel* unit against the caldera rim of the RRC (i.e. against the *Pintades* unit) has completely disappeared in this area.

The same structural arrangement can be observed on the left bank of the Mahavel canyon where the *Morne Langevin* unit is in contact with the *Mahavel* unit along a steeply dipping plane. Again, the *Morne Langevin* unit is downhill with respect to the *Mahavel* unit, revealing the disappearance of the initial contact between the *Mahavel* unit and the older units. Moreover, a continuous debris flow deposit can be seen at the base of the *Morne Langevin* unit in this area, especially at the Sources Michel locality, where the debris flow deposit becomes at least tens of meters thick. We interpret this continuous breccia deposit along the sole of the *Morne Langevin* unit as resulting from the GCL. This landslide has created a wide depression limited to the west by the Mahavel canyon and to the east along the left bank of the Rivière Langevin canyon.

5.7. Excavation of the Rivière des Remparts paleo-canyon #2

The formation of the MLC created a new barrier for lava flows and allowed erosion to excavate the Rivière des Remparts paleo-canyon #2, which followed the same course as the first one. This erosion removed the *Mahavel* unit resulting from the overflowing of the RRC. In a similar way to the previous excavation of paleo-canyon #1, the Nez de Bœuf indentation is preserved from downward excavation but a second cliff retreat is observed (Fig. 5).

The enlargement of the paleo-canyon to the east caused most lavas lying upon the *Pintades* unit to be eroded, which are dated at about 219 ka and are attributed to the overflowing of the RRC. This is why, in many places, units of the next event (i.e. the *Morne Langevin* unit) rest directly upon the *Pintades* unit.

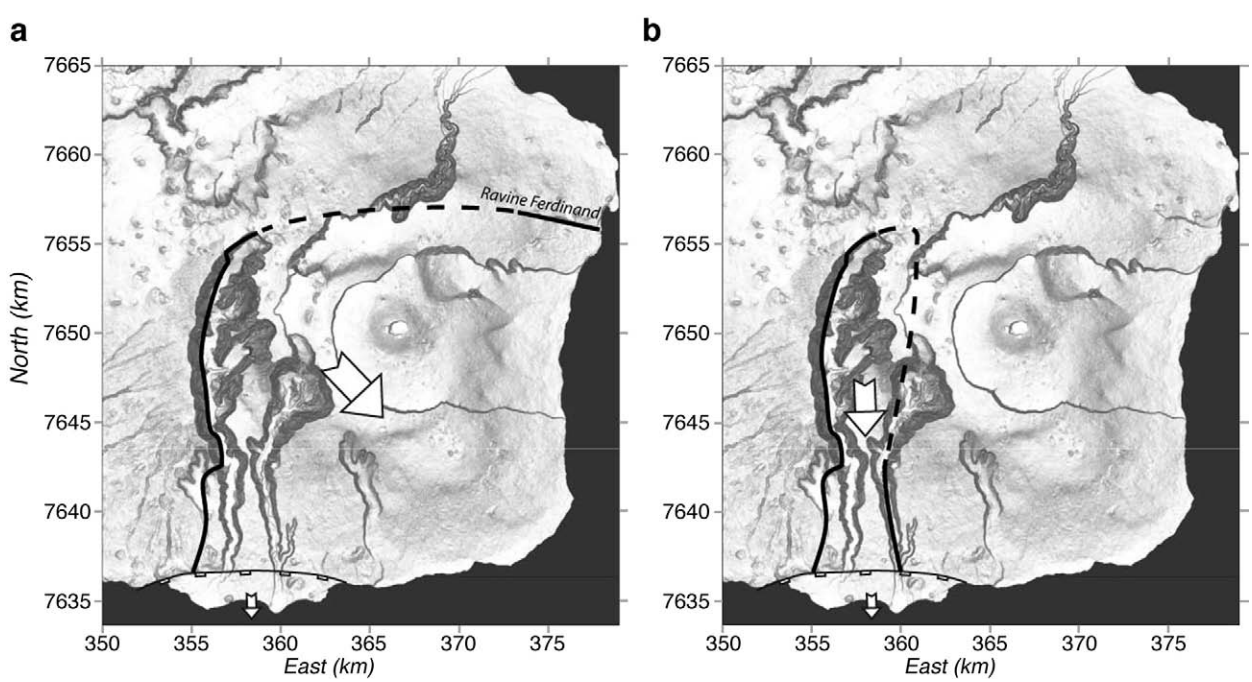


Fig. 9. Contour of the Rivière des Remparts Landslide (RRL) according to Hypothesis 1 (a-) and Hypothesis 2 (b-) as discussed in the text. To the south, a recent landslide still well visible in the topography intersects the old one.

5.8. Overflowing of the Morne Langevin caldera

The excavation of paleo-canyon #2 was interrupted when the *Morne Langevin* unit overflowed the MLC rim. This event was coeval with the eruption of enormous volumes of magmas, Morne Langevin lavas being stacked up to 1000 m thick in some places. This unit is widespread and forms a thick regional unit covering the whole area from the Rivière des Remparts to the Rivière Langevin canyons.

Lavas from the *Morne Langevin* unit filled the Nez de Bœuf indention up to the top, where they can be found in horizontal position at an elevation of about 2000 m. Elsewhere, from west to east, this unit runs alongside and lies adjacent to the ancient borders of the RRL. To the south, it totally filled the wide depression resulting from the GCL. At Le Bloc, it flowed laterally down to the Ravine des Grègues gully, staying close to the border of the RRL.

5.9. Excavation of the present-day Rivière des Remparts and Rivière Langevin canyons

According to geochronology dates, the formation of the Plaine des Sables caldera ranges from 62 to 23 ka (Gillot et al., 1990; Staudacher and Allègre, 1993). Whatever the age, the collapse of the Plaine des Sables caldera definitely isolated this study area and preserved it from lava flows, except for some minor peripheral eruptions like that of the Commerson event, which has a ^{14}C age on carbonised wood of 60± 75 AD (Bachèlery, 1981).

Starting from the southern coast, regressive erosion has excavated the present Rivière des Remparts canyon within the thick and massive *Morne Langevin* unit following a North–South regional fault direction (Michon et al., 2007). At Le Bloc, departing from this structural guide for another one which was easier to follow, erosion turned to the west to dig the contact between the *Morne Langevin* unit and the ancient cliff of the RRL, following the curved trace of the old RRL. However, the erosion has left a large outcrop of the *Morne Langevin* unit stuck to the cliff of the right bank of the Rivière des Remparts canyon at a place called Ilet Ulysse (Fig. 6b).

The present Rivière Langevin canyon appears to follow the eastern border of the RRL (Hypothesis 2 of the section on the RRL), or at least that of the GCL, digging into the contact between the *Morne Langevin* unit and the *Pintades/Olivine* units. In a similar way to that which can be observed in the Rivière des Remparts canyon, a wide outcrop of the *Morne Langevin* unit has been preserved from erosion at a place called the Grand Galet and stands against the cliff made up of the old units. Up-river, the Rivière Langevin canyon widens suddenly to the east, revealing the tectonic control exerted by the caldera rims of the RRC and the MLC.

6. Eruptive centres

The present magmatic system is rooted right below the active cone in the centre of the Enclos Fouqué caldera. The superficial magma storage is assumed to be in a zone of interconnected small magma pockets together with a dike/sill system located above sea level at an estimated elevation ranging from 0 to 1000 m (Lénat and Bachèlery, 1990) or, as suggested by Peltier et al. (2009), by a main magma reservoir rather than a network of interconnected magma pockets. The almost continuous migration of seismic events between −5 km bsl and the surface during the 1998 eruption indicates that the plumbing system is slightly offset to the west at depth (Battaglia et al., 2005). The current eruptive centre has taken over from a former one, situated at the eastern end of the Plaine des Sables, straddling the Enclos Fouqué caldera rim (Bachèlery and Mairine, 1990; Bachèlery and Lénat, 1993; Gailler et al., 2009).

The gravimetric map of La Réunion Island clearly shows that this former eruptive centre is much larger than the one below the active cone (Rousset et al., 1989; Lesquer, 1990; Malengreau et al., 1999; Gailler et al., 2009). There is a major positive anomaly linked to an intrusive complex whereas gravimetric data does not reveal any dense body below the active cone. This eruptive centre is also demonstrated by the presence of dunite and gabbro xenoliths in the eruptive products of the Plaine des Sables volcanic cones, by convergent dykes observed in the Rivière des Remparts canyon and by the central location of this cone with respect to the western and northern external slopes of Piton de la Fournaise volcano.

Dating the migration of the eruptive centre from the former to the active one is controversial, as no decisive arguments may be found to propose an undisputable chronology. However, gravimetric studies reveal that the former centre lasted much longer that the present one, which should be considered as relatively recent. The very impressive volumes of Morne Langevin lavas and their westward and southward widespread distribution in the Rivière des Remparts canyon and the Grand Coude plateau place in doubt the hypothesis that these lavas came from the present-day active cone. It is considered both too far away and too small. In this respect, the formation of the Plaine des Sables caldera (PSC) is an excellent candidate to date the migration from one centre to another. However, we cannot rule out that the migration is more recent and that the very massive Plateau des Basaltes unit may be attributed to the former eruptive centre.

7. Calderas formation versus flank landslides

Piton de la Fournaise volcano experienced repeated formation of large caldera (Bachèlery, 1981; Bachèlery and Mairine, 1990) and flank landslides (Lenat et al., 1989; Labazuy, 1996; Oehler et al., 2004, 2008). This study emphasizes that these two processes occurred alternately with a recurrence interval of around several tens of thousand years.

The matter of the formation of huge calderas, which in the standard model would need gigantic magma chambers at depth, but not far from the surface, is not discussed in this article. It is known, however, that such shallow reservoirs at Piton de la Fournaise volcano are unlikely and have been totally excluded by current geophysical studies. This led to the proposal of another model of caldera formation for the Enclos Fouqué caldera based on the slow spreading of the underlying highly altered rocks of the hydrothermal system (Merle and Lénat, 2003; Michon and Saint-Ange, 2008). Regarding the RRC, the MLC and the PSC, which display diameters greatly superior to that of the Enclos Fouqué caldera, it is sensible to consider a similar model based on the deformation of the altered core of the volcano (Barde-Cabusson and Merle, 2007; Merle et al., 2009). The time needed to form this type of caldera, which results from the flow of the clay-rich altered rocks, raises the question of the balance between the subsidence rate and the infill rate. The tectonic evolution shown in the Rivière des Remparts canyon (Figs. 7 and 8) suggests that the subsidence rate of such hydrothermal calderas largely exceeds the infill rate, making erosion active in external domains before overflow occurs.

Catastrophic destabilisations are responsible for the accumulation of debris avalanche fans offshore. They reveal considerable mass-wasting events, which are associated with episodes of volcanic destruction, leaving scars and amphitheatres in the field.

As calderas and scars are subsequently buried under lava flows associated with episodes of reconstruction of the edifice, and/or reworked by subsequent events (i.e. calderas or landslides), it may be difficult to distinguish between these two sorts of events in the field, and conclusions should be drawn with care. However, a good argument to infer flank destabilisation from field observations is the stripping of one of several units over a wide area as observed for the RRL at Piton de la Fournaise. Neither erosion, which generally occurs along linear canyons, nor calderas can result in such a striping of lava flow units.

Understanding the ultimate cause of these two common processes, and being able to recognize them without any doubt in the field, is certainly a major task in the future, since this forms the basis of debates and controversies in many large shield volcanoes (e.g. Tenerife in the Canary islands).

8. Conclusion

Six volcano-tectonic events have been recognised—two landslides and four calderas—together with four chrono-sratigraphical sequences based on lava petrology and on lava structural position with respect to the successive calderas.

The first volcano-tectonic event in the history of Piton de la Fournaise volcano, predating the formation of the four large calderas, is the Rivière des Remparts Landslide (RRL), which happened approximately 290 ka ago. The RRL caused the stripping of the *Olivine* unit down to the *Pintades* unit and was essentially directed to the south. The Rivière des Remparts Caldera (RRC) is the first caldera in the Piton de la Fournaise tectonic history. Its limit can only be traced out with accuracy in places, but it is always east of the present-day Rivière des Remparts canyon. The second large caldera of Piton de la Fournaise is the Morne Langevin Caldera (MLC). This caldera is especially visible at the termination of the Bras Mahavel canyon where the tabular *Morne Langevin* lavas entirely filled up the caldera, overflowing its rim. At the same period, about 150,000 years ago, the second landslide, the Grand Coude Landslide (GCL) carried away the entire southern flank of the Rivière des Remparts caldera. The GCL is considered to be less extensive than the RRL.

In the Rivière des Remparts area, we confirm that important erosional phases led to the formation of paleo-canyons which followed a course pretty close to the present-day canyon. Two have been identified. The first paleo-canyon followed the western limit of the RRL and was partly filled by the *Mahavel* unit lavas overflowing the RRC rim about 219 ka ago. The second one followed the course of the first one, removing the *Mahavel* unit. In both cases, the formation of a caldera (respectively the RRC and the MLC), by containing lava flows inside the caldera depression, allowed erosion to excavate deep canyons on the external slopes of the volcano. The same process has generated the present-day excavation of the Rivière des Remparts canyon which is completely isolated from the current volcanic activity by the Plaine des Sables and Enclos Fouqué calderas.

Acknowledgments

This research has been funded by the French ANR project VOLCARISK (contract 06-CATT-013-04). Olivier Merle has benefited from a CNRS sabbatical year in Reunion Island from July 2007 to July 2008 to do field work on Piton de la Fournaise. We thank Gerardo J. Aguirre Diaz and Carles Soriano Clemente for useful reviews of the manuscript.

References

Albarède, F., Luais, B., Fitton, G., Semet, M., Kaminski, E., Upton, B.G.J., Bachèlery, P., Cheminée, J.-L., 1997. The geochemical regimes of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) during the last 530,000 years. Journal of Petrology 38, 171–201.

Bachèlery, P., 1981. Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Etude volcanologique, structurale et pétrologique. PhD Thesis, University of Clermont-Ferrand, Clermont-Ferrand, 215 pp.

Bachèlery, P., Lénat, J.-F., 1993. Le Piton de la Fournaise. Mémoires. Société Géologique de France 163, 221–229.

Bachèlery, P., Mairine, P., 1990. Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma. In: Lénat, J.-F. (Ed.), Le volcanisme de la Réunion–Monographie: Centre de Recherche en Volcanologie. Clermont-Ferrand, France, pp. 213–242.

Barde-Cabusson, S., Merle, O., 2007. From steep-slope volcano to flat caldera floor. Geophysical Research Letter 34, L10305. doi:10.1029/2007GL029784.

Battaglia, J., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Aki, K., Cheminée, J.-L., 2005. Pre-eruptive migration of earthquake at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). Geophysical Journal International 161, 549–558.

Bret, L., Fèvre, Y., Join, J.-L., Robineau, B., Bachèlery, P., 2003. Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges volcano (Réunion Island): overview and geological hazard. Journal of Volcanology and Geothermal Research 123, 25–41.

Chevallier, P., Bachèlery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion (Océan indien occidental). Bulletin of Volcanology 44, 723–741.

Deniel, C., Kieffer, G., Lecointre, J., 1992. New ^{230}Th–^{238}U and ^{14}C age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion: a revised chronology for the differentiated series. Journal of Volcanology and Geothermal Research 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. Journal of Volcanology and Geothermal Research 12, 147–160.

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. Journal of Volcanology and Geothermal Research 184, 41–48.

Gillot, P.-Y., Nativel, P.E., Condomines, M., 1990. Géochronologie du Piton de la Fournaise. In: Lénat, J.-F. (Ed.), Le volcanisme de la Réunion–Monographie: Centre de Recherche en Volcanologie. Clermont-Ferrand, France, pp. 243–256.

Gillot, P.-Y., Lefèvre, J.-C., Nativel, P.-E., 1994. Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island. Earth Planetary and Science Letter 122, 291–302.

Labazuy, P., 1996. Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). In: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), Volcano Instability on the Earth and Other Planets: Geological Society of London Special Publication, vol. 110, pp. 293–305.

Lénat, J.-F., 1987. Structure et dynamique interne d'un volcan volcanique intraplaque: le Piton de la Fournaise (Ile de La Réunion). PhD Thesis, University of Clermont-Ferrand.

Lénat, J.-F., Bachèlery, P., 1990. Structure et fonctionnement de la zone centrale du Piton de la Fournaise. In: Lénat, J.-F. (Ed.), Le volcanisme de la Réunion–Monographie: Centre de Recherche en Volcanologie. Clermont-Ferrand, France, pp. 257–296.

Lenat, J.-F., Vincent, P., Bachèlery, P., 1989. The offshore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean); structural and geomorphological interpretation from sea beam mapping. Journal of Volcanology and Geothermal Research 36, 1–36.

Lénat, J.-F., Gibert-Malengreau, B., Galdéano, A., 2001. A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean). Journal of Geophysical Research 106 (B5), 8645–8663.

Lesquer, A., 1990. Structure profonde de l'Ile de la Réunion d'après l'étude des anomalies gravimétriques. In: Lénat, J.-F. (Ed.), Le volcanisme de la Réunion–Monographie: Centre de Recherche en Volcanologie. Clermont-Ferrand, France, pp. 19–27.

Luais, B., 2004. Temporal changes in Nd isotopic composition of Piton de la Fournaise magmatism (Reunion Island, Indian Ocean). Geochemical Geophysical Geosystems 5, Q01008. doi:10.1029/2002GC000502.

MacDougall, I., 1971. The geochronology and evolution of the young volcanic island of Reunion, Indian Ocean. Geochemica and Cosmochimica Acta 35, 261–288.

Mairine, P., 2006. la route du volcan: découverte de la Fournaise ancienne. Publication LSTUR, 95 pp.

Mairine, P., Bachèlery, P., 1997. Major erosional period in the building of Piton de la Fournaise (Réunion Island). Comptes Rendus Académie des Sciences Paris 325, 243–249.

Malengreau, B., Lénat, J.-F., Froger, J.-L., 1999. Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. Journal of Volcanology and Geothermal Research 88, 131–146.

Merle, O., Lénat, J.-F., 2003. Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean). Journal of Geophysical Research 108, 2166–2176.

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

Merle, O., van Wyk de Vries, B., Barde-Cabusson, S., 2009. Hydrothermal calderas. Bulletin of Volcanology. doi:10.1007/s00445-009-0314-6.

Michon, L., Saint-Ange, F., 2008. Morphology of Piton de la Fournaise basaltic shield volcano (La Reunion Island): characterisation and implication in the volcano evolution. Journal of Geophysical Research 113, B03203. doi:10.1029/2005JB004118.

Michon, L., Saint-Ange, F., Bachèlery, P., Villeneuve, N., Staudacher, T., 2007. Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise Volcano (La Reunion Island). Journal of Geophysical Research 112, B04205. doi:10.1029/2006JB004598.

Oehler, J.-F., Labazuy, P., Lénat, J.-F., 2004. Recurrence of major flank landslides during the last 2 Ma-history of Réunion Island. Bulletin of Volcanology 66, 585–598.

Oehler, J.-F., Lénat, J.-F., Labazuy, Ph., 2008. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. Bulletin of Volcanology 70, 717–742. doi:10.1007/s00445-007-0163-0.

Peltier, A., Bachèlery, P., Staudacher, T., 2009. Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: a review of geophysical and geochemical data. Journal of Volcanology and Geothermal Research 184, 93–108. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.12.008.

Rançon, J.-P., Lerebour, P., Augé, T., 1989. The Grand Brûlé exploration drilling: new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: lithostratigraphic units and volcano-structural implications. Journal of Volcanology and Geothermal Research 36, 113–127.

Rousset, D., Lesquer, A., Bonneville, A., Lénat, J.-F., 1989. Complete gravity study of Piton de la Fournaise volcano, Reunion. Journal of Volcanology and Geothermal Research 36, 37–52.

Staudacher, T., Allègre, C.J., 1993. Ages of the second caldera of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) determined by cosmic ray produced ^{3}He and ^{21}Ne. Earth Planetary and Science Letters 119, 395–404.

Annexe C :

Tableaux de données

Table A-1.a. Localisation et nature des échantillons du Piton de la Fournaise

Série (d'après Merle et al., 2010)	Noms	Localisation	Détails	Nature	Latitude (Sud)	Longitude (Est)	Altitude (m)
Série de la Plaine des Sables	**PB1**	Remparts du Pas de Bellecombe	coulée massive à l'est de l'escalier	basalte à Ol et Pl	*21° 13.329*	*55° 41.442*	*2294*
	PB3	Remparts du Pas de Bellecombe	coulée à l'ouest de l'escalier	basalte aphyrique	*21° 13.434*	*55° 41.301*	*2253*
	PB4	Remparts du Pas de Bellecombe	coulée à l'ouest de l'escalier	basalte à olivine	*21° 13.472*	*55° 41.222*	*2253*
	PB5	Remparts du Pas de Bellecombe	coulée à l'ouest de l'escalier	océanite	*21° 13.457*	*55° 41.240*	*2253*
	Plt B1	Plateau des Basaltes	Base du plateau	basalte à olivine	21° 13.009	55° 39.514	2250
	Plt B4	Plateau des Basaltes	Coulée massive, avant dernière	basalte aphyrique	21° 13.070	55° 39.372	2355
	Plt B5	Plateau des Basaltes	Top du plateau	basalte (à Ol)	21° 13.021	55° 39.356	2375
	PS3	Plateau de la Plaine des Sables	au sud de la plaine, à 100m du Remparts des Sables	basalte (à Ol)	*21° 14.877*	*55° 39.471*	*2167*
	PS4	Plateau de la Plaine des Sables	au sud de la plaine, à 100m du Remparts des Sables	basalte (à Ol)	*21° 14.880*	*55° 39.473*	*2170*
Série Morne Langevin	**Plt B2**	Rempart des Sables	Sentier Rosemont, sud du plateau	basalte (à Pl)	21° 13.098	55° 39.390	2300
	Plt B3	Rempart des Sables	Sentier Rosemont, sud du plateau	basalte aphyrique	21° 13.120	55° 39.378	2340
	Plt B6	Rempart des Sables	Sentier Rosemont, nord du plateau	basalte aphyrique	21° 12.758	55° 39.287	2400
	PS1	Rempart des Sables	à 700m au sud de la route forestière, au virage du rempart	basalte à olivine	21° 14.211	55° 39.051	2255
	PS2	Rempart des Sables	à 700m au sud de la route forestière, au virage du rempart	basalte (à Ol)	21° 14.224	55° 39.072	2255
	RR31	Rivière des Remparts, Rive droite	Le Bloc	océanite de la paléovallée	21° 18.689	55° 37.380	350
	ML	Remplissage Nez de Bœuf	à 50m du GR, vers le Mapou	basalte aphyrique	21° 12.067	55° 37.848	1665
	BM2	Goulet du Bras Mahavel	Rive gauche du goulet, à l'entrée	basalte à olivine	21° 15.160	55° 37.834	1076
	BM3	Goulet du Bras Mahavel	Rive gauche du goulet, à l'entrée	basalte à olivine	21° 15.227	55° 37.814	1035
	BM4	Goulet du Bras Mahavel	Rive gauche du goulet, à l'entrée	basalte à olivine	21° 15.134	55° 37.862	1096
Série différenciée du PdF	**RR29**	Rivière des Remparts, Rive droite	Entre aplomb du Dimitile et Caverne de la Source	basalte avec enclave UB	21° 18.275	55° 37.099	400
	RR30	Rivière des Remparts, Rive droite	Entre aplomb du Dimitile et Caverne de la Source	pintade	21° 18.332	55° 37.118	400
	RR32	Rivière des Remparts, Rive droite	Le Bloc	pintade	21° 18.683	55° 37.401	350
	RR33	Rivière des Remparts, Rive droite	Trois Sources	dyke cotectique?	21° 19.346	55° 37.308	270
	RR34	Rivière des Remparts, Rive	Mi chemin entre Ilet Yin Yin et Source des allemands, en face Ilet Banane Maronne	cotectique	21° 19.904	55° 37.259	230
	RR35	Rivière des Remparts, Rive droite	Base du Coteau Sipec	basalte aphyrique	21° 15.892	55° 36.763	650
	RR36	Rivière des Remparts, Rive droite	Sortie de la rivière	pintade	21° 20.972	55° 37.446	150
	RR40	Rivière des Remparts, Rive	Cap d'Edouard	dyke basalte à Pl	21° 16.795	55° 36.860	570
	RR44	Rivière des Remparts, Rive droite	Ilet Ulysse	pintade	21° 14.711	55° 36.845	751
	RR47	Rivière des Remparts, Rive droite	Ilet Edouard	dyke basalte à olivine	21° 17.313	55° 36.715	530
	BC 30	Rivière des Remparts, Bras Caron	éboulis de la paroi Est	pintade altérée	21° 13.824	55° 37.810	910
	BC 31	Rivière des Remparts, Bras Caron	Rive droite du cours d'eau	pintade altérée	21° 13.852	55° 37.529	873
	RL1	Rivière Langevin, Rive gauche	vers la ravine des Sept Bras	basalte à olivine	21° 17.134	55° 39.716	2071

** les coordonnées GPs en italique sont approximatifs (problèmes de réception du signal satellite)*

Table A-1.b. Localisation et nature des échantillons du Piton des Neiges

Série (d'après MacDougall, 1971)	Noms	Localisation	Détails	Nature	Latitude	Longitude	Altitude
Série Océanitique Ancienne	PdN 30	Rampes de La Montagne, Saint Denis	juste avant le 1er virage du bas des rampes	océanite	20° 53.236	55° 26.413	105
	PdN 31	Rampes de La Montagne, Saint Denis	sortie du 4eme virage	océanite	20° 53.191	55° 26.253	193
	PdN 32	Rampes de La Montagne, Saint Denis	sortie du 8eme virage	basalte vacuolaire	20° 53.185	55° 26.154	300
	PdN 33	Rampes de La Montagne, Saint Denis	fin des rampes, juste avant le dernier virage pour Cap Bernard	océanite	20° 53.212	55° 26.108	350
Série Océanitique Intermédiaire	PdN 20	Entrée de Cilaos	départ pour le sentier pédestre	basalte aphyrique	21° 15.711	55° 27.55°8	180
	PdN 21	Entrée de Cilaos	premier gros virage	basalte aphyrique	21° 15.326	55° 27.616	200
	PdN 22	Entrée de Cilaos	10 m du pont d'Ilet Furcy	basalte vacuolaire	21° 14.743	55° 27.369	245
	PdN 23	Entrée de Cilaos	au Cap Paille en Queue	basalte à Olivine	21° 13.292	55° 27.250	300
	PdN 24	Entrée de Cilaos	50m du Rond Point pour entrer dans le cirque	basalte aphyrique	21° 16.157	55° 27.185	200
Série Océanitique Récente	PdN 5	Boucan Canot, Saint Paul	coulée qui arrive en bord de mer, à droite des sauveteurs, en face de l'hotel	mugéarite	21° 01.610	55° 13.589	3
	PdN 6	Pointe des Aigrettes, Saint Paul	coulée à côté de la brêche	mugéarite	21° 02.178	55° 13.083	5
	PdN 35	Boucan Canot, Saint Paul	affleurement dans le virage juste avant le lotissement champagne	mugéarite	21° 01.671	55° 13.727	15
Série Différenciée	PdN 7	Petite Ravine, Saint Leu	en bord de route cotière	pintade	21° 08.228	55° 16.313	48
	PdN 8	Ravine des Coimaçons, Saint Leu	après Kélonia, juste avant le parking	pintade	21° 09.362	55° 17.013	10
	PdN 9	Fin de la route des Tamarins, Etang Salé	juste à la sortie de la RDT, en allant vers l'Etang Salé	pintade	21° 15.607	55° 20.097	15
	PdN 10	Sortie des Avirons, Etang Salé	D11, Grande Terre, Rive gauche de la Ravine de Trou	pintade	21° 13.588	55° 19.675	345
	PdN 11	Route des Hauts, Etang Salé	intersection D15 et D3, dans la Ravine du Trou	basalte à Plagioclase	21° 12.609	55° 20.175	680
	PdN 12	Route des Hauts, Etang Salé	sur la D3, rive droite de la Ravine des Avirons	pintade	21° 12.620	55° 20.330	670
	PdN 13	Route des Hauts, Etang Salé	sur la D3, rive droite de la Ravine du Grand Etang	pintade	21° 09.587	55° 19.786	860
	PdN 14	Route des Hauts, Etang Salé	sur la D3, rive gauche de la Ravine Petit Fond	cotectique?	21° 09.220	55° 19.466	880
	PdN 15	Route des Hauts, Saint Leu	sur la D3, avant intersection avec D12, avant Petite Ravine	pintade	21° 07.637	55° 18.105	750
	PdN 16	Route des Colimaçons, Saint Leu	descente de la D12	pintade	21° 08.348	55° 17.493	405
	PdN 17	Route des Tamarins, Saint Leu	échangeur des Colimaçons	pintade	21° 08.386	55° 17.182	250
	PdN 18	Route des Tamarins, Saint Leu	échangeur des Colimaçons	pintade	21° 08.325	55° 17.157	245
	PdN 25	Route Cotière, Saint Leu	sortie Pointe au Sel	basalte aphyrique?	21° 12.035	55° 17.100	15
	PdN 26	Route Cotière, Etang Salé	rive gauche de la ravine des Avirons	basalte aphyrique?	21° 14.917	55° 19.323	20
	PdN 27	Route des Hauts, Etang Salé	sur la D3, rive gauche de la Ravine des Avirons	mugéarite?	21° 12.615	55° 20.413	640
	PdN 29	route des Tamarins, Saint Paul	échangeur de Saint Gilles les Hauts	mugéarite	21° 02.345	55° 14.993	210
	PdN 34	Fleurimont		pintade			
	PdN 36	Grande Ravine, Saint Leu	à 20m de la ravine, rive droite	mugéarite	21° 07.524	55° 16.015	2
	PdN 1	Piton Marmite	sur le sentier, au sommet du Piton Marmite	mugéarite	21° 03.464	55° 27.252	1890
	PdN 3	Route forestière 13 de Mafate les Hauts	paroi au bord du fossé de canalisations	pintade?	21° 03.257	55° 27.123	1725
	PdN 4	Piton d'Enchaing, Salazie	sentier pour monter au sommet du Piton, sur le chemin	benmoréite	21° 02.734	55° 29.695	965

Table A-2. Localisation des sites de dragages

Site	Drague	Profil	Latitude (Sud)	Longitude (Est)	profondeur (en dessous du niveau de la mer, en mètres)
Petit cône à l'est	ERO2 DR1	début	20° 46.68	56° 28.24	
		fin	20° 46.87	56° 28.60	3892
		croche	20° 46.74	56° 28.35	4015
Nord de la Rift Zone NE du PdF	ERO2 DR2	début	21° 05.40	55° 51.40	1810
		fin	21° 05.98		1600
		croche			
	ERO2 DR3	début	21° 07.46	55° 50.59	886
		fin			
		croche			
	GSR2 DR10	début	21° 04.96	55° 50.05	1900
		fin	21° 05.42	55° 50.28	1400
	GSR2 DR11	début	21° 04.98	55° 51.30	2100
		fin	21° 05.62	55° 51.40	1600
Sud de la Rift Zone NE du PdF	ERO2 DR8	début	21° 11.79	55° 54.79	1524
		fin	21° 11.56	55° 54.78	1197
		croche	21° 11.70	55° 54.79	1443
	ERO2 DR9	début	21° 12.40	55° 53.20	1260
		fin	21° 12.28	55° 53.19	1093
		croche	21° 12.37	55° 53.20	1200
Rift Zone SE du PdF	ERO2 DR10	début	21° 20.70	55° 50.95	1348
		fin	21° 20.48	55° 50.95	1151
		croche	21° 20.60	55° 50.95	1250
Ride de l'Etang Salé, PdN	ERO2 DR6	début	21° 21.07	55° 14.53	2100
		fin	21° 20.95	55° 14.34	1746
		croche	21° 21.04	55° 14.49	2000
	ERO2 DR7	début	21° 21.02	55° 14.46	1930
		fin	21° 20.81	55° 14.19	1609
		croche	21° 20.96	55° 14.38	1780

Table A-3.a. Synthèse des compositions en éléments majeurs des échantillons poudres roche totale, obtenues par XRF

Groupe	Nom	SiO2 (%)	TiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	P2O5 (%)	PF	Mg#	Ni (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)	Zr (ppm)	Zn (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	total calculé (%)
	PdN 1	50,87	3,72	16,28	11,73	0,16	3,09	7,56	4,72	1,69	0,29	-0,16	*0,35*	0	9	26	272	99	605	504	25	0	100,1
	PdN3	51,96	2,48	18,51	10,061	0,12	2,72	7,11	5,1	2,02	0,31	-0,31	*0,35*	0	14	20	349	99	667	415	-6	0	100,2
	PdN4	49,9	3,05	17,67	11,479	0,13	3,59	7,95	4,35	1,56	0,39	-0,10	*0,39*	0	17	22	279	94	662	426	-9	0	100,1
	PdN5	53,2	2,43	17,17	9,183	0,14	2,39	6,5	5,38	3,44	0,35	0,94	*0,34*	0	6	23	396	123	572	377	28	0	101,3
	PdN6	50,97	3,48	17,01	10,804	0,12	3,19	7,66	4,55	1,64	0,26	0,08	*0,37*	0	10	25	283	104	500	407	23	0	99,9
	PdN7	46,09	3,23	19,46	12,431	0,1	4,09	12,53	2,2	0,49	0,11	0,22	*0,40*	0	33	23	110	70	421	243	37	0	101,0
	PdN8	45,94	3,43	18,66	12,842	0,1	3,97	12,3	2,52	0,55	0,11	-0,04	*0,38*	0	37	22	111	71	406	218	29	0	100,5
	PdN9	47,17	3,45	18,65	12,993	0,11	3,61	11,4	2,92	0,76	0,14	-0,87	*0,36*	0	17	22	135	77	452	257	-6	0	100,4
	PdN10	46,5	3,14	18,61	12,995	0,11	4,16	11,85	2,43	0,61	0,13	0,24	*0,39*	0	37	23	123	75	399	249	40	0	100,9
	PdN11	45,95	4,57	16,02	15,735	0,14	5,2	8,58	3,09	0,94	0,16	-0,17	*0,40*	0	26	31	144	86	400	469	26	0	100,3
	PdN12	47,84	4,26	15,39	14,995	0,14	3,59	9,25	3,56	1,08	0,21	-0,55	*0,32*	0	20	24	179	96	371	384	13	0	99,9
	PdN13	45,76	3,4	18,49	12,778	0,09	4,48	12,22	2,51	0,56	0,11	-0,53	*0,41*	0	36	22	110	69	405	214	27	0	100,0
	PdN14	45,83	2,14	15,94	11,98	0,1	8,88	13,36	1,75	0,35	0,09	0,53	*0,60*	0	317	23	85	64	321	132	52	0	101,1
	PdN15	45,53	3,89	17,34	14,301	0,11	4,49	10,68	2,6	0,69	0,13	0,42	*0,39*	0	41	24	122	77	369	308	32	0	100,3
	PdN16	45,54	3,59	18,21	13,461	0,1	3,85	11,51	2,4	0,56	0,11	0,60	*0,36*	0	39	23	114	73	395	247	45	0	100,0
	PdN17	45,77	3,33	18,85	12,535	0,09	3,98	12,27	2,19	0,49	0,11	0,68	*0,39*	0	34	22	111	69	414	225	45	0	100,4
Subaérien PdN	**PdN18**	45,77	3,54	18,03	13,216	0,1	4,12	12,15	2,59	0,6	0,11	-0,19	*0,38*	0	34	22	112	70	397	230	40	0	100,1
	PdN 20	47,39	2,95	14,41	13,43	0,12	7,19	11,54	2,47	0,32	0,18	0,04	*0,52*	0	229	24	126	83	274	205	31	0	100,1
	PdN 21	48,67	2,97	14,6	12,254	0,11	6,78	11,91	2,51	0,49	0,19	0,04	*0,53*	0	140	22	141	82	289	210	28	0	100,6
	PdN 22	48,02	2,43	11,52	12,706	0,11	13,82	8,99	1,88	0,18	0,14	-0,43	*0,69*	44	669	25	107	91	188	134	36	0	99,5
	PdN 23	46,53	2,22	11,26	12,835	0,11	14,86	9,28	2,07	0,49	0,16	0,15	*0,70*	60	741	26	106	84	235	147	26	0	100,1
	PdN 24	50,1	3,34	14,9	14,304	0,15	3,03	7,18	4,42	1,55	0,41	-0,36	*0,30*	0	17	24	255	111	431	398	80	0	99,2
	PdN 25	49,84	3,13	15,4	14,14	0,17	3,58	7,79	4,46	1,32	1,07	-0,32	*0,34*	0	10	22	229	112	533	356	-38	0	100,7
	PdN 26	48,15	4,17	14,7	15,548	0,15	3,8	8	4	1,3	0,36	-0,88	*0,33*	0	17	24	193	100	420	460	-36	0	99,4
	PdN 27	48,69	3,13	17,54	12,375	0,13	3,71	7,48	4,29	1,41	0,41	-0,44	*0,38*	0	13	22	284	87	755	399	-27	0	98,9
	PdN 29	47,4	4,47	14,51	15,567	0,13	3,81	8,41	3,65	1,2	0,31	0,68	*0,33*	0	25	24	186	97	350	444	-30	0	100,2
	PdN 30	47,08	3,03	14,13	12,836	0,11	7,44	10,9	2,61	0,54	0,22	0,08	*0,54*	0	305	22	163	89	316	222	16	0	99,1
	PdN 31	45,69	2,04	9,53	13,069	0,11	19,65	7,82	1,82	0,44	0,14	0,13	*0,75*	172	1168	27	103	85	200	123	9	0	100,6
	PdN 32	47,73	2,92	14,11	12,315	0,1	7,21	9,14	2,55	0,66	0,23	1,66	*0,54*	0	312	23	181	90	292	242	32	0	98,7
	PdN 33	46,72	2,53	12,18	13,023	0,11	12,08	8,94	2,13	0,55	0,17	1,66	*0,65*	4	649	25	126	88	232	182	26	0	100,2
	PdN 34	47,89	3,65	17,14	13,63	0,13	3,18	9,29	3,51	0,98	0,24	0,97	*0,32*	0	23	23	171	91	435	362	-9	0	100,7
	PdN 35	54,71	2,19	17,65	9,318	0,14	2,24	6,1	5,58	2,66	0,46		*0,33*	0	3	18	400	132	541	342	-14	0	101,2
	PdN 36	*58,22*	*1,26*	*16,3*	*10,969*	*0,18*	*1,05*	*4,42*	*6,06*	*3,31*	*0,21*		*0,16*	0	*6*	*20*	*457*	*160*	*437*	*393*	*-17*	0	*102,1*
	DR6-2	47,96	2,58	14,82	11,662	0,1	7,57	10,19	2,82	0,57	0,16	0,46	*0,57*	0	234	23	130	94	258	164	7	0	99,0
	DR6-5	49,75	2,54	14,64	11,155	0,11	7,2	10,2	3,01	0,66	0,15	0,01	*0,56*	0	281	23	151	87	249	160	29	0	99,5
	DR6-5 BV	49,75	2,54	14,64	11,155	0,11	7,2	10,2	3,01	0,66	0,15	0,01	*0,56*	0	281	23	151	87	249	160	29	0	99,5
	DR7-1	47,86	2,78	14,68	12,089	0,11	6,17	11,68	2,86	0,54	0,16	-0,22	*0,51*	0	157	23	124	85	269	182	13	0	98,8
	DR7-1 Bv	47,86	2,78	14,68	12,089	0,11	6,17	11,68	2,86	0,54	0,16	-0,22	*0,51*	0	157	23	124	85	269	182	13	0	98,8
Sous-marin PdN	**DR7-2**	49,39	2,55	14,51	11,063	0,12	6,9	10,03	3,1	0,69	0,16	0,14	*0,56*	0	262	23	154	87	251	167	34	0	98,8
	DR7-3	48,4	2,78	14,79	12,131	0,11	6,23	11,81	2,85	0,54	0,16	-0,37	*0,51*	0	161	23	125	85	268	194	15	0	99,5
	DR7-3B	47,03	2,84	13,42	12,61	0,1	9,92	9,69	2,57	0,77	0,17	-0,02	*0,61*	0	413	24	152	87	320	226	17	0	99,2
	DR7-4B	48,14	2,86	15,31	11,773	0,09	5,14	11,71	3,02	0,7	0,17	0,75	*0,47*	0	106	22	138	91	281	199	32	0	99,8
	DR7-5	47,28	2,76	15,13	11,989	0,11	5,46	11,93	2,91	0,61	0,18	0,91	*0,48*	0	168	23	137	83	275	184	34	0	99,4
	DR7-6	49,94	2,55	14,57	11,37	0,1	7,48	10,26	3,11	0,64	0,16	0,08	*0,57*	0	302	22	146	88	246	167	15	0	100,4

Table A-3.b. Synthèse des compositions en éléments majeurs des échantillons poudres roche totale, obtenues par XRF

Groupe	Nom	SiO2 (%)	TiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	P2O5 (%)	PF	Mg#	Ni (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)	Zr (ppm)	Zn (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	total calculé (%)
Subaérien PdF	**PB 1**	48	3,48	14,84	12,51	0,11	6,85	10,31	3,11	0,82	0,18	-0,72	*0,52*	0	216	23	180	86	352	283	-6	0	99,6
	PB 3	48,05	3,45	14,86	12,662	0,11	5,73	10,76	2,78	0,71	0,16	-0,22	*0,48*	0	72	23	172	88	329	252	15	0	99,2
	PB 4	48,59	3,41	14,44	12,735	0,11	6,42	10,88	2,88	0,73	0,17	-0,89	*0,50*	0	139	24	170	89	327	251	26	0	99,6
	PB 5	44,95	1,94	9,5	14,242	0,12	19,96	7,55	1,81	0,45	0,1	-0,81	*0,74*	119	1016	30	85	88	186	142	20	0	100,0
	Plt B 1	47,79	3,29	14,98	12,78	0,11	7,88	9,92	2,85	0,74	0,18	-0,49	*0,55*	0	309	25	173	89	343	276	20	0	100,2
	Plt B 1-2	47,8	3,32	15,02	12,806	0,11	7,9	9,92	2,89	0,75	0,18		*0,55*	0	298	24	174	88	343	266	21	0	100,8
	Plt B 1-4	47,36	3,29	15	12,661	0,11	7,82	9,78	2,92	0,78	0,18		*0,55*	0	297	24	167	90	331	262	26	0	100,0
	Plt B 2	47,96	3,92	15,58	12,626	0,11	5,99	10,01	2,88	0,79	0,18	0,00	*0,49*	0	81	23	179	91	340	323	17	0	100,2
	Plt B 3	48,56	3,51	15,17	12,502	0,11	6,47	10,96	2,86	0,69	0,16	-0,44	*0,51*	0	170	23	155	86	329	261	21	0	100,7
	Plt B 4	47,46	3,67	14,71	13,378	0,11	6,55	11,31	2,53	0,61	0,16	0,12	*0,50*	0	143	24	144	85	278	285	15	0	100,7
	Plt B 4-2	47,29	3,66	14,67	13,337	0,11	6,55	11,27	2,51	0,62	0,16		*0,50*	0	139	24	141	84	275	279	16	0	100,3
	Plt B 4-3	46,87	3,62	14,68	13,197	0,11	6,48	11,11	2,54	0,65	0,16		*0,50*	0	140	24	134	86	264	274	24	0	99,5
	Plt B 5	46,53	3,35	13,44	13,46	0,11	9,91	9,88	2,57	0,69	0,16	-0,04	*0,60*	0	434	25	153	90	307	265	18	0	100,2
	PS 1	47,62	3,13	13,68	13,213	0,12	9,8	9,68	2,53	0,62	0,15	0,06	*0,60*	0	442	26	140	89	277	249	24	0	100,7
	PS 2	47,57	3,29	15,09	12,655	0,11	7	11,41	2,57	0,47	0,15	-0,11	*0,53*	0	189	24	147	85	319	249	26	0	100,3
	PS 3	47,86	3,4	15,06	12,212	0,11	6,43	10,5	2,86	0,73	0,16	-0,17	*0,51*	0	120	23	154	85	334	270	12	0	99,2
	BC 30	45,96	4,01	15,93	13,697	0,11	4,79	11,26	2,64	0,59	0,15	1,06	*0,41*	0	91	24	110	81	336	308	8	0	100,3
	BC 31	46,33	4,26	15,3	14,069	0,1	5,2	10,53	2,58	0,6	0,15	1,39	*0,43*	0	91	25	118	83	312	345	5	0	100,6
	BM 2	47,69	3,12	13,59	13,049	0,11	10,54	9,95	2,72	0,71	0,15	-0,67	*0,62*	0	473	25	139	88	312	259	17	0	101,1
	BM 3	47,52	3,13	13,37	13,109	0,11	10,67	9,87	2,66	0,72	0,15	-0,76	*0,62*	0	457	25	139	87	305	250	32	0	100,7
	BM 4	47,24	3,15	12,86	13,744	0,11	11,37	9,38	2,53	0,56	0,15	-0,74	*0,62*	0	481	27	140	89	275	243	16	0	100,5
	ML	47,57	3,09	13,82	13,606	0,12	9,86	9,42	2,68	0,74	0,15	-0,84	*0,59*	0	409	25	136	88	300	235	16	0	100,3
	RL 1	47,2	2,94	13,22	13,164	0,11	8,77	11,26	2,18	0,53	0,13	0,96	*0,57*	0	380	24	114	80	245	191	35	0	100,6
	RR 29	47,28	3,23	14,26	13,31	0,11	8,94	9,72	2,85	0,64	0,16	-0,82	*0,57*	0	359	25	145	87	304	248	6	0	99,8
	RR 30	47,76	3,11	19,63	10,924	0,09	3,69	12,11	2,96	0,68	0,16	-0,05	*0,40*	0	38	21	145	75	495	239	10	0	101,2
	RR 31	45,41	2,47	10,35	13,835	0,11	16,67	8,68	1,9	0,48	0,11	-0,10	*0,71*	67	1013	28	100	86	216	166	21	0	100,1
	RR 32	47,27	3,3	19,79	11,034	0,09	3,55	11,55	2,87	0,66	0,16	0,14	*0,39*	0	35	21	150	77	503	238	-1	0	100,5
	RR 33	48,95	3,51	15,89	11,886	0,1	6,19	11,4	2,97	0,71	0,17	-0,52	*0,51*	0	204	22	166	83	378	257	2	0	101,4
	RR 34	46,81	2,12	11,47	12,93	0,11	14,14	11,03	1,88	0,46	0,11	-0,35	*0,69*	0	794	26	93	74	214	142	46	0	100,8
	RR 35	47,44	4,14	14,12	15,251	0,12	4,85	9,8	3,13	0,86	0,22	0,44	*0,39*	0	34	26	149	87	324	385	17	0	100,5
	RR 36	47,91	4,05	16,12	12,581	0,11	4,83	10,27	3,08	1,04	0,21	0,00	*0,43*	0	63	23	190	87	390	372	23	0	100,3
	RR 40	49,02	3,16	15,87	11,245	0,11	4,99	11,26	2,96	0,68	0,17	0,88	*0,47*	0	133	22	151	84	296	223	32	0	100,4
	RR 44	45,81	5,48	14,11	16,218	0,13	4,72	9,94	2,93	0,66	0,19	0,96	*0,37*	0	31	27	108	82	314	482	-8	0	101,3
	RR47	47,3	2,58	14,6	11,4	0,158	7,81	11,33	2,39	0,96	0,306	0,75	*0,58*										
Sous-marin 1 PdF	**DR8-1**	46,85	2,29	12,22	12,821	0,1	13,05	8,97	2,48	0,58	0,14	-0,46	*0,67*	18	665	27	113	86	239	164	21	0	99,2
	DR8-2	47,18	3,2	14,7	12,428	0,1	6,58	10,43	2,9	0,71	0,18	-0,02	*0,51*	0	110	24	153	88	326	247	16	0	98,5
	DR8-4	47,45	2,54	13,23	12,56	0,11	10,92	9,49	2,65	0,66	0,16	-0,53	*0,64*	0	479	27	133	87	271	181	29	0	99,4
	DR8-5	47,18	3,01	14,39	12,039	0,09	7,32	10,66	2,89	0,71	0,17	0,09	*0,55*	0	203	24	147	88	324	222	22	0	98,7
	DR8-6	47,87	2,57	13,55	12,286	0,1	9,63	10,01	2,69	0,67	0,15	-0,29	*0,61*	0	436	25	127	84	269	170	24	0	99,4
	DR8-7	47,05	2,47	12,98	12,44	0,1	10,89	9,52	2,6	0,61	0,15	0,15	*0,64*	0	504	26	123	88	259	167	23	0	99,1
	DR8-8	46,83	2,37	12,58	12,424	0,1	12,03	9,38	2,53	0,6	0,14	-0,20	*0,66*	2	582	26	119	87	255	172	28	0	98,9
	DR8-9	47,15	2,47	13,02	12,418	0,1	11,08	9,59	2,62	0,59	0,15	1,40	*0,64*	0	506	26	124	87	261	170	22	0	100,7
	DR8-10	46,42	2,3	12,32	12,525	0,1	12,3	9,15	2,53	0,58	0,14	0,40	*0,66*	0	602	26	115	85	246	136	23	0	98,9
	DR8-11	47,21	2,51	13,12	12,396	0,1	10,45	9,65	2,61	0,62	0,15	0,26	*0,63*	0	476	25	124	86	263	171	22	0	99,2
	DR8-12 BV	47,119	2,573	13,211	12,434	0,1	10,425	9,685	2,65	0,633	0,153												
	MD DR10 B	47,75	3,01	14,69	12,176	0,11	6,36	10,91	2,84	0,38	0,19	1,32	*0,51*	0	134	21	149	73	302	191	35	0	99,8
	MD DR10 D	48,92	3,13	14,16	12,248	0,09	8,03	10,61	2,84	0,74	0,21	-0,81	*0,57*	0	264	21	164	84	325	223	-17	0	100,3
	MD DR15	47,54	3,54	15,69	12,665	0,1	6,62	9,98	3,39	0,88	0,26	-0,21	*0,51*	0	151	21	185	85	399	295	-9	0	100,6

Table A-3.c. Synthèse des compositions en éléments majeurs des échantillons poudres roche totale, obtenues par XRF

Groupe	Nom	SiO2 (%)	TiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	P2O5 (%)	PF	Mg#	Ni (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)	Zr (ppm)	Zn (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	total calculé (%)
	GSR2 DR10-1	47,14	2,11	11,48	12,33	0,11	14,92	8,71	2,34	0,55	0,15	0,37	*0,71*	89	613	26	106	87	228	140	29	0	100,3
	GSR2 DR10-7	46,77	2,07	11,33	12,55	0,11	15,01	8,59	2,31	0,57	0,15	0,36	*0,71*	89	614	27	103	82	223	135	24	0	100,0
	GSR2 DR10-12	48,51	3,01	13,88	12,574	0,12	8,44	10,52	2,64	0,77	0,2	-0,03	*0,57*	0	378	26	128	84	304	297	19	0	100,8
	GSR2 DR10-14	46,13	3,78	13,95	13,998	0,14	5,24	10,46	3,44	1,29	0,34	1,09	*0,43*	0	427	30	196	97	430	459	23	0	100,0
	GSR2 DR10-15	47,17	2,22	11,91	12,599	0,1	13,49	9,07	2,43	0,59	0,19	0,68	*0,68*	51	597	26	109	82	237	162	22	0	100,6
	GSR2 DR10-17	47,72	2,3	12,25	11,954	0,1	11,95	9,75	2,74	0,79	0,2	0,37	*0,67*	6	690	25	147	82	303	211	75	0	100,3
	GSR2 DR11-1	47,16	2,87	12,86	12,491	0,1	9,96	10,4	2,58	0,71	0,21	0,43	*0,61*	0	479	25	137	81	294	226	32	0	99,9
	GSR2 DR11-6	46,9	2,83	12,67	12,632	0,11	10,8	9,76	2,32	0,79	0,2	1,54	*0,63*	0	488	26	133	87	278	260	47	0	100,7
	GSR2 DR11-7	47,61	3,13	13,12	12,271	0,11	9,48	10,15	2,34	0,76	0,14	1,04	*0,61*	0	434	25	144	86	297	227	39	0	100,3
	GSR2 DR11-8	46,03	2,86	12,76	12,126	0,1	10,61	10,46	2,57	0,48	0,23	1,79	*0,64*	0	489	26	140	87	303	242	43	0	100,2
	GSR2 DR11-11	47,33	3,32	13,01	12,287	0,11	9,33	10,32	2,4	0,75	0,14	0,46	*0,60*	0	454	28	141	86	295	282	77	0	99,6
	GSR2 DR11-12	46,63	3,22	12,67	12,314	0,11	10,07	9,7	2,34	0,75	0,13	1,21	*0,62*	0	469	29	138	87	282	270	82	0	99,3
	GSR2 DR11-18	47,46	2,88	12,93	12,582	0,12	9,78	10,28	2,47	0,77	0,2	0,37	*0,61*	0	467	25	136	84	287	271	37	0	100,0
	GSR2 DR11-20	46,39	3,32	13,51	12,342	0,09	6,89	11,21	2,8	0,77	0,18	1,56	*0,53*	0	457	24	147	87	316	262	27	0	99,2
	GSR2 DR11-22	46,57	2,73	12,5	12,315	0,12	10,52	10,57	2,46	0,63	0,23	0,30	*0,63*	0	609	25	134	80	288	247	35	0	99,1
	GSR2 DR11-23	47,89	2,98	13,15	12,529	0,11	9,42	10,66	2,51	0,75	0,19	0,09	*0,60*	0	460	25	136	85	295	255	23	0	100,4
	GSR2 DR11-24	46,66	2,94	12,65	12,506	0,11	10,26	10,15	2,48	0,7	0,23	0,76	*0,62*	0	478	25	131	84	289	267	37	0	99,6
	GSR2 DR11-25	47,37	3,14	13,08	12,338	0,11	9,35	10,46	2,51	0,75	0,15	0,50	*0,60*	0	440	24	142	85	296	240	30	0	99,9
	GSR2 DR11-28	47,15	3,19	13,05	12,655	0,11	9,43	10,18	2,51	0,74	0,16	0,14	*0,60*	0	436	25	139	86	297	247	35	0	99,4
	GSR2 DR11-29	46,26	3,01	12,64	12,091	0,1	10,12	10,34	2,48	0,65	0,16	0,26	*0,63*	0	497	25	134	84	299	226	33	0	98,2
Sous-marin 1 PdF	**GSR2 DR11-30**	47,16	3,11	13	12,287	0,11	9,36	10,53	2,57	0,73	0,16	0,23	*0,60*	0	444	24	140	85	299	243	29	0	99,4
	GSR2 DR11-31	47,42	3,17	12,96	12,461	0,11	9,8	10,08	2,3	0,74	0,14	0,42	*0,61*	0	472	25	139	87	293	237	59	0	99,7
	GSR2 DR11-32	47,45	3,16	12,87	12,675	0,11	10,04	10,24	2,46	0,72	0,15	0,03	*0,61*	0	493	25	134	86	288	254	37	0	100,0
	GSR2 DR11-33	47,46	3,17	13,04	12,373	0,12	9,26	10,2	2,44	0,79	0,14	0,75	*0,60*	0	431	25	142	87	295	253	46	0	99,9
	GSR2 DR11-34	46,77	3,27	12,71	12,473	0,11	10,2	9,77	2,28	0,73	0,14	0,96	*0,62*	0	498	29	137	87	289	287	118	0	99,6
	GSR2 DR11-35	47,03	3,14	12,94	12,346	0,13	9,18	10,14	2,43	0,78	0,14	1,07	*0,60*	0	433	25	140	87	293	255	36	0	99,5
	GSR2 DR11-36	45,27	2,78	11,63	12,115	0,13	11,25	9,99	2,27	0,61	0,16	1,68	*0,65*	0	584	26	129	82	276	219	32	0	98,0
	GSR2 DR11-37	46,67	3,12	12,74	12,449	0,11	9,69	10,29	2,49	0,71	0,16	0,57	*0,61*	0	476	25	137	86	295	249	36	0	99,1
	GSR2 DR11-38	47,61	3,17	13,1	12,446	0,13	9,17	10,52	2,57	0,77	0,16	0,40	*0,60*	0	432	25	140	86	297	242	41	0	100,2
	GSR2 DR11-39	46,6	3,24	12,57	12,521	0,12	10,41	9,88	2,39	0,71	0,17	0,75	*0,62*	0	478	30	134	85	290	295	104	0	99,5
	GSR2 DR11-40	47,66	3,06	12,75	12,309	0,11	10,18	10,34	2,56	0,77	0,15	0,29	*0,62*	0	493	25	139	84	292	237	32	0	100,3
	GSR2 DR11-41	46,66	3,21	12,44	12,586	0,11	10,73	9,86	2,25	0,67	0,15	0,65	*0,63*	0	513	29	131	87	280	281	122	0	99,5
	GSR 2 DR11-43	47,09	2,79	12,86	12,508	0,1	9,95	10,41	2,52	0,67	0,21	0,00	*0,61*	0	480	23	135	84	295	179	20	0	99,2
	GSR 2 DR11-44	47,23	2,83	12,9	12,538	0,1	9,8	10,41	2,52	0,7	0,22	0,16	*0,61*	0	477	23	138	84	296	199	22	0	99,5
	GSR 2 DR11-45	46,61	2,78	12,55	12,435	0,1	10,7	9,67	2,3	0,7	0,24	0,94	*0,63*	0	492	24	137	88	317	480	32	0	99,2
	GSR 2 DR11-46	45,02	2,63	11,99	13,023	0,09	11,77	9,53	2,12	0,61	0,37	1,97	*0,64*	0	471	24	127	89	283	319	35	0	99,3
	GSR 2 DR11-47	46,94	2,8	12,68	12,609	0,11	10,5	10,27	2,41	0,69	0,29	0,54	*0,63*	0	484	24	134	86	304	327	32	0	100,0
	GSR 2 DR11-48	47,29	2,84	13,02	12,388	0,11	9,65	10,21	2,32	0,74	0,23	1,06	*0,61*	0	446	24	142	86	298	207	27	0	100,0
	GSR 2 DR11-49	46,93	2,81	12,78	12,584	0,11	10,28	10,18	2,48	0,68	0,26	0,68	*0,62*	0	482	23	134	86	296	232	24	0	99,9
	GSR 2 DR11-50	47,44	2,86	13,06	12,503	0,1	9,78	10,09	2,41	0,73	0,2	1,20	*0,61*	0	450	23	142	86	295	219	29	0	100,5
	GSR 2 DR11-51	47,92	2,74	12,83	12,374	0,1	10,44	10,15	2,34	0,73	0,18	0,55	*0,63*	0	498	23	141	84	288	173	29	0	100,5
	DR2-2	46,68	3,54	15,12	12,481	0,11	4,6	11,14	3,31	1,3	0,27	1,30	*0,42*	0	297	22	204	85	435	339	7	0	100,0
	DR2-5	46,74	3,42	14,31	11,823	0,1	7,44	10,01	2,97	1,24	0,27	0,79	*0,56*	0	266	24	212	90	437	342	18	0	99,3
	DR2-6	47,24	3,53	14,74	11,743	0,1	6,71	10,25	3,06	1,24	0,28	0,56	*0,53*	0	267	24	216	92	447	348	16	0	99,6
	DR2-7	46,25	3,54	14,37	12,228	0,09	6,22	10,85	2,99	1,26	0,27	1,55	*0,50*	0	235	22	204	87	426	346	11	0	99,8
	DR2-9	47,15	3,48	14,48	12,104	0,1	7,08	10,11	2,96	1,34	0,28	0,72	*0,54*	0	248	23	214	87	437	363	13	0	99,9
	DR2-10	47,25	3,71	15,2	11,88	0,09	4,18	10,93	3,32	1,37	0,28	1,19	*0,41*	0	254	22	213	90	439	371	18	0	99,5
	DR2-11	47,12	3,51	14,49	11,98	0,1	6,94	10,24	3,09	1,32	0,26	0,52	*0,54*	0	242	23	209	87	433	368	7	0	99,7
Sous-marin 2 PdF	**DR2-13**	46,54	3,51	14,28	12,634	0,12	6,86	10,32	3,39	1,25	0,27	0,81	*0,52*	0	308	24	205	88	436	368	16	0	100,1
	DR2-14	46,9	3,66	15,28	12,636	0,09	4,12	10,88	3,32	1,43	0,29	1,04	*0,40*	0	234	23	211	83	436	402	6	0	99,8
	DR2-15	47,31	3,51	14,54	12,026	0,1	7,07	10,21	3,07	1,32	0,26	0,68	*0,54*	0	241	23	211	87	432	360	13	0	100,2
	DR2-16	47	3,55	14,88	11,801	0,09	5,36	10,85	3,29	1,3	0,27	1,48	*0,48*	0	261	23	221	90	448	377	16	0	100,0
	DR9-1	41,88	2,53	10,97	10,865	0,13	6,46	16,14	2,35	0,92	0,18	6,39	*0,54*	0	685	21	118	83	274	201	29	0	99,0
	DR9-2	45,27	3,01	12,97	7,635	0,12	5,44	16,21	2,39	1,08	0,19	4,90	*0,59*	0	421	18	167	80	376	344	46	0	99,4
	GSR2DR11-3	46,55	2,98	14,47	12,001	0,11	7,03	10,72	3,16	1,33	0,22	1,15	*0,54*	0	286	24	193	85	415	377	21	0	99,9
	GSR2 DR11-10	47,08	3,39	14,45	12,166	0,11	7,35	9,84	2,94	1,27	0,25	0,83	*0,55*	0	242	23	205	87	414	350	27	0	99,8

Table A-4.a. Synthèse des compositions en éléments traces des échantillons poudres roche totale obtenues par HR-ICP MS (en ppm)

Groupe	Nom	Rb	Sr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Ti	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Yb	Lu	Zr	Hf	Ta	Pb	Th	U	Li
Subaérien PdN	PdN3	69,69	702,39	50,09	1,18	531,14	50,30	105,75	13,23	52,02	10,31	3,21	2,09	9,03	1,34	7,39	40,34	1,40	3,63	3,05	0,43	440,10	8,87	3,08	5,45	6,67	1,65	11,97
	PdN4	49,82	738,98	51,98	0,34	454,54	45,22	95,30	11,85	46,97	9,24	2,97	2,71	8,18	1,17	6,37	34,62	1,19	3,06	2,52	0,35	359,85	7,43	3,30	4,42	5,62	1,40	10,11
	PdN5	60,37	567,53	38,32	0,46	471,03	51,79	115,02	15,04	61,59	13,01	4,03	1,87	12,08	1,79	10,06	54,81	1,90	4,92	4,12	0,57	482,34	9,80	1,84	4,51	6,29	1,60	13,37
	PdN9	20,73	554,98	24,73	0,11	194,25	19,82	44,94	5,93	25,47	5,77	1,99	2,96	5,76	0,86	4,84	25,80	0,92	2,38	1,95	0,27	190,77	4,44	1,51	1,80	2,29	0,29	5,68
	PdN11	26,73	551,36	29,36	0,35	239,86	24,13	53,81	7,05	30,30	6,77	2,28	3,76	6,68	0,99	5,54	29,95	1,05	2,71	2,25	0,31	229,84	5,16	1,85	2,15	2,83	0,68	7,59
	PdN12	31,97	520,59	34,62	0,27	270,07	29,68	66,68	8,79	37,53	8,54	2,79	3,73	8,51	1,27	7,16	38,69	1,36	3,52	2,91	0,40	295,45	6,56	2,23	2,48	3,44	0,75	8,82
	PdN14	6,03	419,67	15,46	0,06	114,72	12,30	27,62	3,76	16,58	4,01	1,40	1,90	4,14	0,62	3,48	18,30	0,66	1,68	1,33	0,18	125,28	3,02	0,98	1,02	1,38	0,31	3,62
	PdN17	14,57	573,37	18,87	0,16	151,88	19,48	38,25	5,63	24,62	5,73	1,97	2,74	6,03	0,91	5,14	29,32	0,99	2,51	1,98	0,27	168,56	3,97	1,21	2,18	1,89	0,48	4,41
	PdN18	18,22	516,69	25,53	0,29	156,98	17,57	39,76	5,27	23,23	5,50	1,89	3,28	5,63	0,84	4,80	25,71	0,92	2,36	1,87	0,26	170,84	3,98	1,72	1,36	1,94	0,49	4,43
	PdN 21	10,81	393,80	19,18	0,17	154,76	19,70	45,13	6,13	27,13	6,63	2,22	2,90	6,95	1,06	6,10	32,71	1,17	3,05	2,42	0,33	223,02	5,11	1,17	1,59	2,23	0,42	4,83
	PdN 22	1,21	219,86	11,87	0,02	54,50	10,15	24,89	3,52	16,59	4,77	1,69	1,99	5,53	0,87	5,08	26,79	0,97	2,50	1,98	0,27	142,20	3,46	0,78	0,77	1,12	0,23	4,44
	PdN 25	33,16	622,87	39,74	0,11	369,39	42,32	98,05	13,43	58,99	12,93	4,33	2,93	12,53	1,75	9,54	49,90	1,76	4,36	3,33	0,46	319,56	6,78	2,55	3,02	4,07	0,73	9,63
	PdN 29	35,93	499,63	37,08	0,29	315,85	33,39	75,81	10,15	43,13	9,70	3,22	4,23	9,23	1,35	7,52	38,82	1,39	3,51	2,74	0,37	318,99	6,96	2,45	2,64	3,81	0,81	7,88
	PdN 31	9,06	262,88	16,71	0,03	112,91	15,28	34,25	4,59	20,10	4,68	1,52	1,85	4,76	0,71	4,02	21,29	0,76	1,97	1,60	0,22	158,10	3,61	1,14	1,16	1,78	0,40	4,42
	PdN 32	11,28	356,26	32,77	0,10	199,09	24,66	56,88	7,33	31,53	7,21	2,33	2,59	7,10	1,06	5,99	31,14	1,14	2,93	2,38	0,32	241,11	5,48	2,08	1,86	3,07	0,41	6,60
	PdN 35	60,24	519,90	53,57	0,46	450,05	51,17	112,49	14,50	59,12	12,50	3,83	1,90	11,56	1,72	9,66	53,83	1,86	4,77	4,06	0,55	474,63	9,80	3,06	4,48	6,25	1,41	12,91
Sous-marin PdN	DR6-2	15,06	318,65	22,27	0,34	142,40	17,32	37,99	5,19	22,70	5,48	1,84	2,52	5,99	0,95	5,52	31,96	1,11	2,97	2,55	0,37	174,41	4,06	1,44	1,80	1,80	1,51	14,49
	DR6-5	16,79	285,69	22,67	0,35	136,44	18,04	40,97	5,46	23,61	5,60	1,86	2,15	5,93	0,99	5,47	31,06	1,08	2,89	2,45	0,34	193,38	4,36	1,52	2,08	1,96	0,54	10,51
	DR6-5 BV	16,79	285,69	22,67	0,35	136,44	18,04	40,97	5,46	23,61	5,60	1,86	2,15	5,93	0,99	5,47	31,06	1,08	2,89	2,45	0,34	193,38	4,36	1,52	2,08	1,96	0,54	10,51
	DR7-1	13,49	358,60	27,34	0,24	168,50	21,74	46,54	6,42	27,80	6,51	2,15	2,70	6,91	1,06	6,12	34,93	1,20	3,15	2,58	0,36	192,22	4,56	1,78	2,53	2,30	0,57	9,14
	DR7-1 Bv	13,49	358,60	27,34	0,24	168,50	21,74	46,54	6,42	27,80	6,51	2,15	2,70	6,91	1,06	6,12	34,93	1,20	3,15	2,58	0,36	192,22	4,56	1,78	2,53	2,30	0,57	9,14
	DR7-2	18,41	297,63	24,67	0,38	144,95	18,85	43,27	5,67	24,40	5,77	1,91	2,29	6,13	0,96	5,65	31,56	1,12	2,97	2,53	0,35	203,86	4,60	1,53	2,39	2,04	0,58	10,92
	DR7-3B	21,36	373,83	34,57	0,45	208,34	23,95	52,03	6,75	28,32	6,35	2,05	2,38	6,31	0,94	5,30	28,41	1,01	2,61	2,14	0,30	211,25	4,75	2,23	2,46	2,70	0,75	9,14
	DR7-4B	13,34	352,78	26,51	0,32	177,32	21,25	46,40	6,17	26,58	6,17	2,05	2,67	6,53	1,00	5,79	32,70	1,13	2,96	2,48	0,35	202,19	4,53	1,66	2,68	2,26	0,49	11,79
	DR7-5	9,68	343,59	27,47	0,15	167,08	20,66	43,53	6,03	25,92	6,04	2,01	2,46	6,52	1,00	5,78	33,51	1,13	2,99	2,51	0,35	198,06	4,35	1,76	2,38	2,21	0,67	13,33
Subaérien PdF	PB 1	25,31	448,76	26,49	0,25	194,19	26,17	57,30	7,49	32,02	7,33	2,43	2,78	7,36	1,03	6,15	32,83	1,16	2,97	2,35	0,32	249,27	5,51	1,71	1,79	3,10	0,80	6,55
	PB 3	22,46	411,62	25,92	0,37	174,76	23,43	51,76	6,78	28,77	6,65	2,19	2,63	6,67	1,00	5,68	30,46	1,08	2,72	2,13	0,29	223,92	4,77	1,60	1,66	2,86	0,72	5,90
	PB 4	22,33	427,82	28,29	0,34	181,05	25,65	56,68	7,41	31,55	7,28	2,36	2,80	7,36	1,09	6,10	32,43	1,16	2,93	2,32	0,32	242,00	5,52	1,80	1,72	3,04	0,79	6,40
	Plt B 1	20,47	443,58	27,48	0,47	194,65	26,55	57,68	7,52	31,80	7,29	2,41	2,78	7,26	1,09	6,09	32,84	1,14	2,89	2,34	0,32	246,52	5,40	1,81	1,82	3,12	0,73	6,74
	Plt B 2	21,88	480,44	30,30	0,20	226,17	27,57	60,96	8,03	34,73	8,18	2,73	3,43	8,37	1,26	6,97	38,47	1,30	3,28	2,59	0,35	251,40	5,34	1,92	1,90	3,08	0,78	8,16
	Plt B 3	18,21	444,79	27,21	0,15	206,56	23,38	51,94	6,86	29,50	6,92	2,30	2,90	7,21	1,09	6,08	33,51	1,16	2,93	2,24	0,31	211,88	4,64	1,69	1,57	2,53	0,62	6,39
	Plt B 4	11,75	349,83	24,82	0,07	154,21	21,06	46,93	6,30	27,17	6,41	2,11	2,81	6,56	0,98	5,51	29,38	1,04	2,61	2,04	0,27	198,91	4,51	1,55	1,33	2,29	0,55	5,49
	Plt B 5	21,03	405,86	23,91	0,21	177,97	22,72	51,05	6,80	29,34	6,92	2,27	2,67	6,96	1,03	5,62	29,07	1,05	2,63	2,05	0,27	220,65	5,08	1,60	1,60	2,64	0,66	5,97
	PS 2	6,01	408,72	26,07	0,05	160,73	24,53	52,66	6,88	29,29	6,81	2,26	2,69	7,15	1,09	6,04	31,15	1,14	2,93	2,33	0,32	206,87	5,11	1,57	1,61	2,93	0,68	5,44
	PS 3	22,05	450,85	30,35	0,35	188,05	24,80	54,19	7,10	29,99	6,95	2,33	2,98	7,25	0,98	6,15	31,91	1,16	2,93	2,30	0,32	229,87	5,43	1,93	1,44	3,01	0,76	6,49
	BM 3	20,93	369,31	20,50	0,36	178,45	20,56	45,53	5,96	25,66	6,05	1,99	2,13	6,19	0,91	5,10	26,48	0,95	2,38	1,85	0,26	179,84	4,01	1,34	1,31	2,47	0,60	5,53
	ML	20,65	344,24	23,02	0,20	189,31	20,62	47,99	6,11	28,08	6,83	2,05	2,44	6,17	0,95	5,27	30,00	1,07	2,77	2,14	0,29	198,72	4,72	1,43	1,71	2,42	0,65	7,10
	RL 1	14,24	311,98	18,82	0,41	119,30	15,22	35,94	4,79	22,32	5,43	1,76	2,33	5,64	0,79	4,72	25,30	0,90	2,29	1,74	0,26	168,10	4,06	1,23	1,27	1,87	0,28	5,50
	RR 29	12,29	398,32	25,22	0,16	170,05	22,98	50,37	6,64	28,22	6,71	2,18	2,58	6,86	1,05	5,91	30,18	1,13	2,86	2,28	0,32	215,19	5,21	1,67	1,62	2,90	0,58	6,51
	RR 30	21,75	614,48	25,88	0,36	206,62	20,53	44,59	5,88	24,84	5,77	2,04	2,67	5,80	0,88	4,93	25,24	0,92	2,34	1,84	0,25	180,39	4,19	1,65	1,66	2,46	0,56	4,33
	RR 31	11,80	257,73	16,30	0,08	126,34	15,03	33,56	4,39	19,10	4,52	1,50	1,73	4,69	0,71	4,04	19,65	0,75	1,92	1,55	0,21	134,61	3,47	1,12	1,20	1,96	0,51	4,16
	RR 32	22,33	646,73	26,39	0,27	208,62	22,21	47,96	6,27	26,53	6,04	2,13	2,92	5,98	0,90	5,05	26,88	0,94	2,43	1,92	0,26	192,10	4,29	1,71	1,75	2,56	0,55	4,51
	RR 34	9,17	266,06	16,30	0,08	117,15	14,06	32,40	4,28	18,77	4,47	1,50	1,76	4,65	0,69	3,98	20,59	0,75	1,93	1,56	0,21	132,92	3,23	1,12	1,03	1,63	0,34	4,02
	RR 36	28,94	518,35	36,50	0,16	275,82	30,24	65,02	8,58	36,38	8,21	2,67	3,46	8,35	1,19	6,79	36,41	1,26	3,18	2,48	0,34	274,26	6,10	2,35	1,83	3,41	0,71	7,08
	RR 40	15,22	342,76	20,02	0,05	149,52	19,52	45,11	5,90	28,01	6,22	2,15	2,45	6,46	1,04	5,98	33,59	1,18	3,14	2,47	0,35	204,16	4,63	1,23	1,45	2,00	0,62	6,28
	RR 44	16,83	438,75	28,59	0,12	188,38	19,89	45,84	6,36	30,27	6,70	2,59	4,78	7,29	1,11	6,29	32,85	1,23	2,79	2,37	0,31	201,23	4,67	1,92	1,35	2,13	0,48	4,96
	RR47	26,04	337,27	23,82	0,30	206,99	16,84	42,70	5,44	25,47	5,33	1,79	2,64	5,97	0,87	4,96	26,15	0,99	2,39	1,82	0,25	186,23	4,22	1,54	1,42	1,98	0,49	5,99

Table A-4.b. Synthèse des compositions en éléments traces des échantillons poudres roche totale obtenues par HR-ICP MS (en ppm)

Groupe	Nom	Rb	Sr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Ti	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Yb	Lu	Zr	Hf	Ta	Pb	Th	U	Li
Sous-marin 1 PdF	DR8-2	20,52	389,40	27,27	0,39	170,03	21,77	48,84	6,50	28,07	6,56	2,18	2,94	6,77	1,02	5,72	30,74	1,08	2,75	2,16	0,30	215,32						
	DR8-4	18,11	333,10	23,10	0,38	153,47	18,81	41,55	5,48	23,18	5,35	1,77	2,13	5,63	0,85	4,82	26,23	0,93	2,42	1,99	0,28	180,13	4,13	1,55	2,08	2,19	0,57	6,81
	DR8-6	15,79	306,64	21,31	0,40	151,55	18,48	40,18	5,23	22,48	5,28	1,76	2,22	5,56	0,84	4,80	25,64	0,92	2,38	1,95	0,27	173,24	4,04	1,36	1,79	1,96	0,60	5,58
	DR8-7	14,85	301,96	21,70	0,35	142,31	17,53	37,98	4,99	21,26	5,01	1,66	2,10	5,16	0,79	4,54	24,78	0,88	2,29	1,86	0,26	165,00	3,83	1,40	1,76	1,93	0,50	6,46
	DR8-9	15,88	317,72	22,03	0,36	145,35	18,04	38,99	5,14	21,82	5,16	1,72	2,12	5,34	0,82	4,69	25,47	0,90	2,35	1,92	0,27	169,20	3,90	1,49	1,82	1,96	0,53	6,85
	DR8-10	13,33	307,75	20,54	0,51	139,11	17,16	36,98	4,88	20,99	4,93	1,65	2,04	5,28	0,80	4,53	24,50	0,87	2,27	1,86	0,26	160,65	3,80	1,34	1,80	1,96	0,52	7,22
	DR8-12 BV	25,02	426,78	48,82	0,17	204,72	12,50	29,07	4,00	17,91	4,62	2,07	3,41	4,92	0,77	4,54	24,36	0,87	2,32	2,03	0,29	252,58	5,75	3,16	2,47	2,48	0,64	9,87
	MD DR10 B	11,71	413,67	25,80	0,10	170,65	22,94	51,01	6,47	30,47	6,82	2,12	2,88	7,31	1,10	6,09	32,90	1,13	2,84	2,22	0,31	223,41	5,08	1,73	11,43	2,75	0,67	3,81
	MD DR10 D	20,17	417,39	29,82	0,26	197,92	25,98	59,87	7,42	34,18	7,56	2,51	3,05	8,23	1,14	6,51	34,78	1,27	2,96	2,19	0,32	255,46	5,41	1,98	1,89	3,16	0,73	7,24
	MD DR15	18,76	465,13	29,76	0,15	213,61	26,92	60,55	7,55	34,18	7,58	2,46	3,05	7,96	1,10	6,17	33,74	1,17	2,81	2,10	0,32	265,00	5,59	2,08	2,38	3,10	0,63	9,52
	GSR2 DR10-1	12,43	277,95	17,09	0,27	130,02	15,15	32,44	4,30	18,37	4,43	1,50	1,92	4,71	0,72	4,11	22,23	0,79	2,02	1,63	0,22	151,95	3,58	1,09	1,38	1,90	0,49	4,96
	GSR2 DR10-12	18,61	393,16	18,32	0,48	179,58	20,40	44,18	5,93	25,68	6,12	2,07	2,64	6,30	0,97	5,43	29,10	1,04	2,61	2,10	0,28	187,72	4,35	1,02	1,80	2,42	0,67	7,50
	GSR2 DR10-14	25,24	542,61	34,30	0,32	246,12	31,58	69,27	9,21	39,01	8,81	2,84	3,41	8,38	1,20	6,30	31,15	1,09	2,60	1,84	0,24	299,16	6,41	1,81	2,93	4,30	1,11	9,19
	GSR2 DR11-6	16,31	348,45	17,13	0,33	142,36	22,69	44,94	6,85	30,48	7,05	2,27	2,59	7,15	1,02	5,60	31,56	1,04	2,63	2,03	0,28	194,21	4,50	0,98	1,67	2,07	0,65	16,61
	GSR2 DR11-20	13,34	412,25	16,81	0,58	170,73	21,64	48,62	6,49	28,50	6,70	2,22	2,76	6,97	1,05	5,82	30,97	1,10	2,78	2,21	0,30	221,41	5,03	0,99	1,96	2,49	0,56	16,82
	GSR2 DR11-33	19,90	373,95	17,95	0,35	150,12	19,26	45,10	5,91	25,68	6,18	2,06	2,64	6,39	0,98	5,37	28,05	1,02	2,59	2,07	0,28	211,05	4,83	1,10	1,88	2,29	0,65	10,14
	GSR2 DR11-36	12,53	343,30	21,62	0,46	133,27	18,36	40,73	5,46	23,70	5,62	1,87	2,49	5,87	0,89	4,90	25,99	0,93	2,36	1,88	0,26	189,69	4,35	1,42	1,62	2,10	0,62	15,71
	GSR 2 DR11-46	13,95	358,64	19,37	0,47	325,43	32,23	43,16	8,40	37,15	8,15	2,61	2,62	8,73	1,18	6,34	46,68	1,23	3,05	2,28	0,33	190,01	4,32	1,30	1,66	1,99	0,69	28,65
	GSR 2 DR11-47	18,72	407,49	17,77	0,32	368,72	26,86	44,55	7,79	34,45	8,02	2,60	2,69	8,51	1,22	6,75	41,59	1,28	3,26	2,51	0,35	207,76	4,76	0,99	1,93	2,20	0,82	12,46
	GSR 2 DR11-48	18,53	372,99	17,45	0,34	143,57	21,66	44,91	6,39	28,00	6,57	2,15	2,59	6,78	1,00	5,60	30,50	1,05	2,67	2,12	0,29	205,66	4,68	1,14	1,96	2,27	0,65	13,97
	GSR 2 DR11-51	19,87	361,05	19,26	0,35	155,70	19,79	44,89	5,97	25,90	6,16	2,01	2,59	6,29	0,94	5,26	27,55	0,99	2,52	2,00	0,27	208,55	4,76	1,24	1,81	2,33	0,63	9,32
Sous-marin 2 PdF	DR2-5	29,52	500,44	38,65	0,75	287,92	33,10	70,63	9,06	37,16	7,90	2,50	3,01	7,58	1,08	5,92	30,61	1,10	2,75	2,16	0,29	284,46	6,31	2,59	3,71	3,95	1,34	12,67
	DR2-6	30,08	517,11	36,84	0,52	294,22	34,14	72,43	9,47	38,71	8,19	2,57	3,18	7,81	1,12	6,15	32,18	1,14	2,87	2,23	0,30	297,27	6,45	2,09	3,68	3,94	1,53	11,89
	DR2-7	31,70	514,61	38,13	0,82	289,53	33,16	70,32	9,12	37,36	7,98	2,50	2,99	7,69	1,09	6,05	32,07	1,11	2,81	2,18	0,30	288,21	6,20	2,28	3,69	3,85	1,30	16,85
	DR2-11	31,63	513,16	39,44	0,63	294,65	33,17	70,56	9,21	37,69	8,04	2,55	2,99	7,73	1,11	6,08	32,02	1,12	2,81	2,23	0,30	289,40	6,29	2,43	3,96	3,91	1,41	7,59
	DR2-13	28,52	498,29	41,84	0,41	276,36	32,46	69,59	8,99	36,92	7,84	2,46	2,96	7,48	1,07	5,84	31,09	1,08	2,73	2,12	0,29	280,80	6,06	2,73	4,40	3,62	1,10	14,62
	DR2-15 BV	32,17	486,19	40,26	0,72	276,97	31,43	67,74	8,70	35,82	7,56	2,40	3,04	7,28	1,05	5,73	30,07	1,06	2,67	2,09	0,29	279,41	6,11	2,24	3,59	3,68	1,42	9,04
	DR9-1	24,58	359,51	22,93	0,36	541,40	26,62	53,14	6,64	26,87	5,76	1,80	1,97	5,60	0,79	4,35	24,70	0,82	2,02	1,58	0,22	148,41	3,20	1,38	1,62	2,82	2,10	10,36
	DR9-2	32,62	432,65	26,14	0,34	423,09	31,22	63,70	7,99	32,66	6,80	2,11	2,29	6,42	0,92	5,14	28,10	0,96	2,46	1,90	0,26	194,97	4,19	1,64	2,22	3,86	0,81	5,97
	GSR2DR11-3	37,61	490,21	29,29	0,36	287,15	31,22	65,84	8,16	32,61	6,78	2,18	2,63	6,36	0,95	5,27	28,00	0,98	2,49	2,00	0,27	275,77	6,58	2,19	2,46	3,70	0,98	7,77
	GSR2 DR11-10	39,74	521,08	29,77	0,63	282,46	33,36	70,92	9,21	38,17	8,17	2,60	2,89	7,63	1,11	6,00	31,40	1,11	2,79	2,21	0,30	290,81	5,88	1,85	2,88	4,15	0,62	10,75

Table A-5. Synthèse des compositions isotopiques des échantillons poudres roche totale obtenues par TIMS (Sr et Nd) et MC - ICP MS (Hf et Pb)

Groupe	Sample name	87Sr/86Sr	2σ	143Nc/144Nd	2σ	176Hf/177Hf	2σ	206Pb/204Pb	2σ	207Pb/204Pb	2σ	208Pb/204Pb	2σ
Subaérien PdN	PdN3	0,704162	0,000003	0,512850	0,000004	0,283056	0,000003	18,8601	0,0005	15,5815	0,0005	38,9500	0,0014
	PdN5	0,704368	0,000003	0,512833	0,000003	0,283032	0,000004	18,7627	0,0004	15,5805	0,0004	38,8924	0,0011
	PdN11	0,704251	0,000003	0,512852	0,000004	0,283064	0,000004	18,8226	0,0004	15,5878	0,0005	38,9361	0,0014
	PdN17	0,704266	0,000003	0,512846	0,000004	0,283045	0,000003	18,0702	0,0005	15,5521	0,0005	38,0686	0,0013
								18,0690	*0,0025*	*15,5606*	*0,0029*	*38,0876*	0,0031
	PdN21	0,704153	0,000004	0,512869	0,000004	0,283052	0,000004	18,9109	0,0004	15,5950	0,0005	39,0067	0,0015
	PdN25	0,704229	0,000004	0,512845	0,000003	0,283057	0,000005	18,8287	0,0005	15,5858	0,0005	38,9408	0,0014
	PdN29	0,704336	0,000003	0,512831	0,000002	0,283035	0,000004	18,7948	0,0006	15,5811	0,0005	38,9332	0,0015
	PdN31	0,704263	0,000003	0,512841	0,000004	0,283034	0,000004	18,9653	0,0005	15,6008	0,0005	39,0550	0,0014
	PdN32	0,704306	0,000004	0,512832	0,000003	0,283037	0,000004	18,9758	0,0004	15,6013	0,0004	39,0719	0,0011
	ERO2 DR6-5	0,704070	0,000004	0,512875	0,000003	0,283050	0,000009	18,8510	0,0008	15,5851	0,0008	38,9037	0,0024
		0,704064	*0,000003*										
	ERO2 DR6-5 BV	*0,704054*	*0,000003*	*0,512872*	*0,000003*	*0,283067*	*0,000010*	*18,8485*	*0,0011*	*15,5823*	*0,0010*	*38,8933*	*0,0028*
	ERO2 DR7-1 (BV)	0,704141	0,000003	0,512873	0,000007	0,283046	0,000009	18,6429	0,0008	15,5868	0,0010	38,6559	0,0029
								18,8728	*0,0029*	*15,5883*	*0,0035*	*38,9113*	*0,0038*
	ERO2 DR7-3	0,704159	0,000003	0,512856	0,000003	0,283035	0,000009	18,9391	0,0011	15,5961	0,0011	39,0349	0,0030
Subaérien PdF	PB 1	0,704267	0,000006	0,512865	0,000005	0,283026	0,000010	18,9308	0,0013	15,5999	0,0012	39,0452	0,0035
	PB 3	0,704257	0,000003	0,512836	0,000003	0,283019	0,000010	18,9389	0,0011	15,6014	0,0012	39,0612	0,0034
	PS 3	0,704161	0,000004	0,512860	0,000003	0,283027	0,000009	18,9352	0,0013	15,5984	0,0012	39,0450	0,0035
		0,704179	0,000009	0,512840	0,000013								
	ML	0,704214	0,000004	0,512857	0,000003	0,283042	0,000009	18,8636	0,0011	15,5922	0,0012	38,9789	0,0034
	RL 1	0,704227	0,000005	0,512856	0,000003	0,283040	0,000009	18,9446	0,0028	15,6011	0,0026	39,0485	0,0072
		0,704218	0,000003										
	RR 30	0,704126	0,000004	0,512862	0,000003	0,283020	0,000010	19,0258	0,0010	15,6009	0,0011	39,1157	0,0029
								19,0129	*0,0023*	*15,6015*	*0,0031*	*39,1038*	0,0035
	RR 32	0,704160	0,000004	0,512846	0,000004	0,283012	0,000009	19,0102	0,0015	15,5995	0,0015	39,1004	0,0046
	RR 34	0,704282	0,000004	0,512846	0,000006	0,283016	0,000010	18,9844	0,0009	15,6019	0,0009	39,0967	0,0027
				0,512851	0,000004								
	RR 40	0,704170	0,000004	0,512866	0,000004	0,283041	0,000009	18,9419	0,0011	15,5973	0,0010	39,0318	0,0029
	RR47	0,704177	0,000004	0,512848	0,000005	0,283039	0,000008	18,9896	0,0012	15,6017	0,0012	39,0762	0,0037
Sous-marin 1 PdF	ERO2 DR8-12 (BV)	0,704290	0,000003	0,512839	0,000005	0,283035	0,000008	18,8575	0,0010	15,5894	0,0010	38,9806	0,0029
	GSR2 DR10-1	0,703978	0,000004	0,512882	0,000004	0,283068	0,000003	19,0123	0,0006	15,6045	0,0006	39,0974	0,0017
	GSR2 DR10-12	0,704175	0,000003	0,512863	0,000005	0,283046	0,000004	18,9935	0,0005	15,6076	0,0004	39,1116	0,0011
	GSR 2 DR10-14	0,704225	0,000003	0,512858	0,000006	0,283044	0,000006	18,9416	0,0005	15,5969	0,0005	39,0289	0,0014
		*0,704253**	0,000003										
	GSR2 DR11-20	0,704415	0,000003	0,512833	0,000005	0,283025	0,000004	18,9471	0,0004	15,6015	0,0003	39,0621	0,0010
		0,704425*	0,000004	0,512821	0,000009								
	GSR2 DR11-26	0,704331	0,000003	0,512859	0,000004	0,283017	0,000004	19,0130	0,0006	15,6007	0,0005	39,0995	0,0016
	GSR2 DR11-33	0,704429	0,000003	0,512841	0,000004	0,283016	0,000004	18,9263	0,0005	15,5958	0,0005	39,0307	0,0017
	GSR2 DR11-46	0,704530	0,000003	0,512833	0,000005	0,283021	0,000003	18,9206	0,0005	15,5946	0,0006	39,0238	0,0016
		0,704527	0,000003										
	GSR2 DR11-47	0,704490	0,000004	0,512830	0,000002	0,283014	0,000003	18,9253	0,0007	15,5946	0,0006	39,0268	0,0016
		0,704442*	0,000003										
	MD59 DR10 B	0,704208	0,000004	0,512853	0,000004	0,283034	0,000009	18,9274	0,0012	15,5955	0,0011	39,0325	0,0029
	MD59 DR10 D	0,704187	0,000003	0,512864	0,000008	0,283034	0,000010	18,9045	0,0012	15,5889	0,0012	38,9807	0,0033
	MD59 DR15	0,704222	0,000003	0,512831	0,000006	0,283027	0,000011	18,9088	0,0011	15,5998	0,0011	39,0170	0,0030
Sous-marin 2 PdF	ERO2 DR2-5	0,704613	0,000005	0,512811	0,000005	0,282997	0,000005	18,9438	0,0008	15,6031	0,0009	39,0624	0,0020
								18,9132	*0,0025*	*15,5750*	*0,0029*	*38,9537*	0,0035
	ERO2 DR2-6	0,704599	0,000008	0,512823	0,000007	0,282992	0,000006	18,9459	0,0013	15,6024	0,0012	39,0609	0,0036
		0,704599	*0,000007*										
	ERO2 DR2-12	0,704611	0,000004	0,512811	0,000006	0,283006	0,000008	18,9460	0,0011	15,6016	0,0010	39,0577	0,0028
	ERO2 DR2-13	0,704622	0,000005	0,512819	0,000003	0,282985	*0,000006*	*18,9429*	*0,0013*	*15,5978*	*0,0012*	*39,0453*	*0,0038*
	ERO2 DR2-15 (BV)	0,704611	0,000004	0,512804	0,000004	0,282996	0,000009	18,9430	0,0010	15,5992	0,0010	39,0506	0,0030
		0,704647	0,000007										
	ERO2 DR9-1	0,704669	0,000004	0,512798	0,000004	0,282991	0,000009	18,9631	0,0014	15,5995	0,0013	39,1078	0,0038
		*0,70473**	0,000004										
	ERO2 DR9-2	0,704759	0,000003	0,512786	0,000005	0,282983	*0,000009*	*18,9738*	*0,0011*	*15,6064*	*0,0010*	*39,1413*	*0,0033*
		*0,704794**	0,000003					*18,9520*	*0,0020*	*15,5970*	*0,0030*	*39,0720*	*0,0070*
	GSR 2 DR11-3	0,704510	0,000003	0,512816	0,000004	0,283018	0,000004	18,8894	0,0005	15,5940	0,0005	39,0170	0,0014
		0,704506	*0,000002*	*0,512815*	*0,000004*								
	GSR 2 DR11-10	0,704432	0,000003	0,512815	0,000004	0,283008	*0,000006*	18,9309	0,0006	15,5978	0,0006	39,0422	0,0017
		0,704403*											
	GSR 2 DR11-42	0,704562	0,000003	0,512811	0,000004	0,283003	0,000003	18,8973	0,0005	15,5935	0,0005	39,0247	0,0016

hantillons lessivés pendant 30 mn contre 10 mn pour les autres

Table A-6.a.1. Synthèse des compositions en élements majeurs de verre volcanique obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeOt	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	Mg#
Sous-marin 1 PdF	DR8-9	48,46	2,65	15,18	0,07	10,63	0,19	5,96	nd	10,97	2,90	0,84	0,39	98,25	0,53
	DR8-9	48,65	2,59	15,22	0,00	10,46	0,16	5,92	0,05	11,10	2,78	0,87	0,36	98,31	0,53
	DR8-9	48,68	2,53	15,12	0,03	10,39	0,21	5,89	nd	11,03	2,77	0,84	0,36	97,94	0,53
	DR8-9	50,59	2,63	15,90	0,03	10,37	0,17	4,61	nd	9,69	3,33	1,04	0,33	98,83	0,47
	DR8-9	48,70	2,56	15,17	0,02	10,38	0,11	5,93	nd	11,08	2,80	0,83	0,38	98,03	0,53
	DR8-9	48,65	2,57	15,22	0,03	10,30	0,17	5,87	nd	10,92	2,87	0,87	0,32	97,79	0,53
	DR8-9	48,56	2,58	15,12	0,01	10,56	0,18	5,86	nd	11,17	2,81	0,91	0,36	98,12	0,52
	DR8-9	48,42	2,66	15,08	0,05	10,33	0,18	5,79	0,00	10,95	2,91	0,89	0,35	97,60	0,53
	DR8-9	48,64	2,77	15,28	nd	10,14	0,15	6,01	nd	11,03	2,96	0,83	0,32	98,13	0,54
	DR8-9	48,33	2,66	15,00	0,00	10,18	0,16	5,90	0,01	10,92	2,74	0,85	0,37	97,13	0,53
	DR8-9	48,21	2,50	15,13	0,07	10,33	0,16	5,80	nd	10,98	2,94	0,86	0,34	97,31	0,53
	DR8-9	48,63	2,73	15,08	0,02	10,21	0,16	5,90	nd	11,00	2,90	0,91	0,42	97,96	0,53
	DR8-9	47,61	2,48	17,31	0,06	9,55	0,14	5,51	nd	11,09	2,80	0,82	0,32	97,78	0,53
	DR8-9	48,75	2,50	15,31	nd	10,45	0,16	5,88	nd	11,09	2,91	0,87	0,27	98,29	0,53
	DR8-9	48,40	2,58	15,31	0,03	10,60	0,17	5,97	nd	10,81	2,97	0,88	0,36	98,26	0,53
	DR8-9	49,25	2,73	16,39	0,07	9,07	0,19	4,02	nd	10,94	3,18	1,03	0,40	97,28	0,47
	DR8-9	48,32	2,69	14,99	nd	10,40	0,19	5,76	nd	11,14	2,75	0,84	0,34	97,46	0,52
	DR8-9	48,65	2,59	15,03	0,02	10,35	0,15	5,86	nd	10,99	2,83	0,84	0,37	97,79	0,53
	DR8-9	48,23	2,55	15,03	nd	10,36	0,17	5,83	nd	10,93	2,95	0,90	0,34	97,29	0,53
	DR8-9	48,55	2,64	15,03	0,01	10,27	0,17	5,93	nd	10,99	2,68	0,79	0,35	97,41	0,53
	DR8-9	48,74	2,61	15,27	0,01	10,03	0,13	5,93	0,02	11,05	2,80	0,89	0,26	98,01	0,54
	DR8-9	48,69	2,51	15,25	0,01	10,34	0,14	5,96	0,00	10,97	2,82	0,83	0,38	97,99	0,53
	DR8-9	48,83	2,74	15,23	nd	10,51	0,17	6,40	nd	12,36	2,85	0,41	0,34	99,85	0,55
	DR8-7	47,32	2,64	14,59	0,00	9,77	0,18	5,57	0,04	11,18	2,95	0,72	0,25	95,33	0,53
	DR8-7	47,61	2,51	14,81	0,00	10,05	0,11	5,66	0,00	11,17	2,80	0,87	0,27	95,87	0,53
	DR8-7	46,87	2,39	14,85	0,01	9,73	0,23	5,56	0,00	11,09	3,00	0,82	0,26	94,82	0,53
	DR8-7	47,59	2,55	14,64	0,03	9,75	0,06	5,57	0,05	11,11	2,78	0,82	0,31	95,26	0,53
	DR8-7	47,71	2,70	14,16	0,01	10,22	0,14	5,74	0,07	10,59	3,01	0,97	0,64	95,95	0,53
	DR8-7	47,97	2,55	14,51	0,04	10,24	0,18	5,87	0,01	11,31	2,95	0,82	0,42	96,88	0,53
	DR8-7	48,23	2,74	15,13	0,00	9,67	0,18	5,11	0,00	11,22	3,05	0,87	0,26	96,46	0,51
	DR8-7	47,67	2,61	14,93	0,04	9,52	0,25	5,56	0,00	11,03	2,96	0,87	0,48	95,92	0,54
	DR8-7	49,21	2,55	15,37	0,08	9,99	0,08	5,13	0,00	11,42	3,29	1,01	0,27	98,40	0,50
	DR8-7	47,59	2,54	14,91	0,00	10,53	0,28	5,76	0,07	10,85	2,82	0,90	0,38	96,61	0,52
	DR8-7	48,14	2,57	14,62	0,00	9,81	0,20	5,98	0,09	10,89	2,93	0,74	0,33	96,29	0,55
	DR8-7	47,11	2,53	14,65	0,04	10,06	0,28	5,70	0,00	10,98	3,03	0,87	0,37	95,62	0,53
	DR8-7	47,53	2,60	15,49	0,08	10,13	0,07	5,42	0,09	10,49	3,06	0,99	0,26	96,20	0,51
	DR8-7	47,43	2,53	14,63	0,01	10,34	0,07	5,89	0,00	10,96	2,85	0,77	0,28	95,75	0,53
	DR8-7	47,53	2,34	15,05	0,03	9,61	0,11	5,81	0,11	11,08	2,91	0,77	0,16	95,50	0,54
	DR8-7	46,74	2,41	14,74	0,06	10,09	0,18	5,64	0,00	11,09	3,09	0,78	0,45	95,27	0,53
	DR8-7	47,32	2,69	14,86	0,01	10,02	0,16	5,70	0,07	10,91	3,10	0,85	0,40	96,08	0,53
	DR8-7	46,83	2,56	15,17	0,01	10,36	0,11	5,59	0,00	10,75	2,78	0,92	0,34	95,42	0,52
	DR8-7	47,58	2,57	14,77	0,00	10,62	0,13	5,82	0,00	11,12	3,02	0,73	0,16	96,50	0,52
Sous-marin PdN	DR7-3	48,77	2,84	14,91	nd	11,05	0,19	5,68	nd	11,01	2,97	0,95	0,42	98,81	0,50
	DR7-3	49,02	2,93	14,83	0,04	11,36	0,16	5,61	nd	10,70	2,80	0,89	0,39	98,72	0,49
	DR7-3	48,99	2,79	14,78	0,05	11,25	0,15	5,71	nd	10,80	2,89	0,88	0,42	98,76	0,50
	DR7-3	49,08	2,68	14,87	nd	11,12	0,19	5,68	0,02	10,87	2,91	0,91	0,39	98,79	0,50
	DR7-3	49,65	2,76	14,62	nd	11,46	0,17	5,83	nd	10,69	2,94	0,95	0,35	99,42	0,50
	DR7-3	48,63	2,69	14,70	0,02	11,19	0,24	5,63	nd	10,91	2,95	0,90	0,38	98,23	0,50
	DR7-3	49,11	2,63	14,82	nd	11,28	0,17	5,70	nd	10,75	2,89	0,88	0,41	98,65	0,50
	DR7-3	47,37	2,76	14,02	0,03	10,49	0,00	5,44	0,07	10,69	3,16	0,82	0,37	95,21	0,51
	DR7-3	48,25	2,70	14,28	0,02	10,79	0,01	5,52	0,00	10,53	3,20	0,79	0,20	96,28	0,50
	DR7-3	48,12	2,76	14,51	0,00	11,53	0,06	5,44	0,00	10,69	3,17	0,72	0,33	97,33	0,48
	DR7-3	48,01	2,60	14,69	0,00	11,32	0,24	5,53	0,16	10,26	3,25	0,90	0,34	97,33	0,49
	DR6-4	49,28	3,70	13,82	0,00	13,18	0,20	4,33	nd	9,12	2,88	1,06	0,51	98,21	0,39
	DR6-4	49,23	3,49	13,83	0,01	13,25	0,28	4,54	nd	8,97	3,03	1,08	0,52	98,32	0,40
	DR6-4	49,74	3,68	13,86	0,12	12,97	0,24	4,32	nd	9,00	2,78	1,04	0,50	98,30	0,40
	DR6-4	49,39	3,62	13,94	0,00	13,35	0,26	4,33	nd	8,88	2,85	1,02	0,53	98,24	0,39
	DR6-4	49,52	3,64	13,88	0,03	13,24	0,21	4,29	nd	9,06	2,66	1,10	0,48	98,15	0,39
	DR6-4	49,23	3,60	14,01	nd	13,27	0,20	4,38	nd	9,01	2,86	1,07	0,55	98,26	0,40
	DR6-4	51,48	3,56	13,66	0,02	12,74	0,27	3,59	nd	7,93	2,70	1,26	0,64	97,99	0,36

Table A-6.a.2. Synthèse des compositions en élements majeurs de verre volcanique obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeOt	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	Mg#
	DR2-6	47,82	3,78	15,14	0,01	11,29	0,14	4,55	nd	9,51	2,91	1,95	0,62	97,94	0,44
	DR2-6	48,20	3,74	14,69	0,03	12,24	0,19	4,77	nd	9,36	2,62	1,93	0,60	98,43	0,44
	DR2-6	47,69	3,66	14,86	nd	11,55	0,16	4,79	nd	9,89	3,11	1,82	0,54	98,08	0,45
	DR2-6	47,91	3,70	14,80	0,02	11,81	0,15	4,70	nd	9,58	3,17	1,90	0,63	98,39	0,44
	DR2-6	48,08	3,71	14,83	0,03	11,20	0,13	4,86	nd	9,94	3,13	1,79	0,60	98,38	0,46
	DR2-6	47,65	3,65	14,77	0,01	11,22	0,18	4,87	nd	9,91	2,95	1,88	0,67	97,81	0,46
	DR2-6	47,77	3,82	14,77	0,03	11,64	0,15	4,65	nd	9,79	2,86	1,86	0,63	98,06	0,44
	DR2-6	48,00	3,70	15,26	nd	11,70	0,25	4,34	nd	9,12	3,07	1,93	0,75	98,13	0,42
	DR2-6	47,75	3,73	14,82	0,01	11,49	0,11	4,87	nd	9,82	3,13	1,93	0,68	98,34	0,46
	DR2-6	48,22	3,78	14,86	0,00	11,75	0,15	4,95	0,00	10,24	2,00	1,70	0,64	98,30	0,45
	DR2-6	48,59	3,77	15,60	0,02	11,43	0,22	3,53	nd	9,33	2,51	2,04	0,62	97,78	0,38
	DR2-6	48,97	4,11	15,42	0,03	11,66	0,25	3,39	0,01	9,03	2,51	2,13	0,81	98,47	0,37
	DR2-6	48,20	3,91	15,00	0,02	11,46	0,21	4,44	0,02	9,48	2,62	1,90	0,65	97,92	0,43
	DR2-6	47,71	3,64	14,78	0,02	11,55	0,21	4,91	nd	9,63	2,95	1,84	0,67	98,04	0,46
	DR2-6	48,03	3,77	14,86	0,01	12,02	0,23	4,63	nd	9,51	2,91	1,89	0,65	98,51	0,43
	GSR2 DR11-10	46,57	3,61	14,49		11,39	0,14	4,86		9,88	3,58	1,83	0,60	96,95	0,46
	GSR2 DR11-10	47,42	3,80	14,49		11,30	0,14	4,78		9,68	3,52	1,82	0,57	97,53	0,46
	GSR2 DR11-10	47,34	3,75	14,69		10,95	0,20	4,97		9,98	3,40	1,73	0,47	97,48	0,47
	GSR2 DR11-10	47,17	3,68	14,72		11,34	0,25	4,85		10,21	3,47	1,78	0,73	98,20	0,46
	GSR2 DR11-10	47,45	3,65	14,51		10,87	0,07	4,76		10,05	3,25	1,79	0,79	97,19	0,46
Sous-marin 2 PdF	GSR2 DR11-10	47,43	3,49	14,66		11,35	0,23	4,90		9,91	3,19	1,68	0,55	97,39	0,46
	GSR2 DR11-10	47,24	3,61	14,82		10,51	0,14	4,35		9,41	3,09	1,91	0,32	95,40	0,45
	GSR2 DR11-10	47,49	3,65	14,60		10,92	0,10	4,72		10,05	3,39	1,73	0,51	97,16	0,46
	GSR2 DR11-10	46,59	3,65	14,66		11,34	0,10	4,69		10,30	3,38	1,78	0,64	97,13	0,45
	GSR2 DR11-10	47,00	3,70	14,84		11,60	0,19	4,67		10,02	3,45	1,76	0,41	97,63	0,44
	GSR2 DR11-10	47,37	3,65	14,99		11,31	0,18	4,92		10,03	3,13	1,76	0,57	97,90	0,46
	GSR2 DR11-10	47,31	3,96	14,73		11,20	0,12	4,66		10,28	2,78	1,76	0,53	97,35	0,45
	GSR2 DR11-10	47,05	3,79	14,77		11,57	0,17	4,95		9,86	2,92	1,71	0,59	97,39	0,46
	GSR2 DR11-10	46,94	3,61	14,72		11,70	0,19	4,72		9,62	2,96	1,93	0,68	97,07	0,44
	GSR2 DR11-10	46,81	3,60	14,89		11,56	0,30	4,62		10,11	2,60	1,81	0,62	96,92	0,44
	GSR2 DR11-10	47,44	3,61	14,70		11,11	0,24	4,86		10,11	2,95	1,94	0,59	97,54	0,46
	GSR2 DR11-10	47,35	3,64	14,49		11,52	0,09	4,59		10,48	2,34	1,94	0,67	97,10	0,44
	GSR2 DR11-10	47,53	3,71	14,55		11,25	0,20	4,89		10,10	2,85	1,81	0,54	97,43	0,46
	GSR2 DR11-10	48,03	3,63	14,43		11,60	0,24	4,87		9,55	2,26	1,82	0,53	96,97	0,45
	GSR2 DR11-42	47,61	2,96	15,35		10,28	0,23	5,08		10,07	3,62	1,90	0,54	97,63	0,49
	GSR2 DR11-42	46,91	3,17	15,69		10,57	0,17	5,12		10,59	3,66	1,96	0,49	98,32	0,49
	GSR2 DR11-42	47,61	3,04	15,24		10,45	0,05	4,90		10,23	3,71	1,76	0,56	97,56	0,48
	GSR2 DR11-42	47,31	3,09	15,17		10,50	0,28	4,81		10,12	3,56	1,68	0,79	97,31	0,48
	GSR2 DR11-42	47,08	2,93	15,34		10,61	0,10	5,00		10,36	3,93	1,86	0,73	97,94	0,48
	GSR2 DR11-42	46,84	3,24	15,92		10,10	0,15	4,97		10,40	3,46	1,63	0,51	97,22	0,49
	GSR2 DR11-42	47,24	2,96	15,81		10,39	0,15	5,17		10,12	3,63	1,62	0,63	97,71	0,50

Table A-6.b.1. Synthèse des compositions en élements majeurs des olivines obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	Position 2	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	Fo
	RR34	cœur	39,64	0,02	0,01	0,03	17,26	0,28	43,10	0,21	0,28	0,01	0,00	0,03	100,91	81,7
	RR34	cœur	39,47	0,04	0,03	0,03	17,99	0,28	42,88	0,15	0,25	0,02	0,00	0,02	101,18	80,9
	RR34	cœur	39,73	0,02	0,04	0,07	17,34	0,25	42,84	0,20	0,29	0,00	0,00	0,00	100,78	81,5
	RR34	cœur	39,36	0,00	0,03	0,07	18,41	0,35	42,62	0,24	0,26	0,00	0,00	0,02	101,43	80,5
	BM3	cœur	40,51	0,02	0,02	0,05	12,80	0,17	46,86	0,29	0,20	0,02	0,00	0,02	101,00	86,7
	BM3	cœur	40,38	0,01	0,04	0,07	16,25	0,14	44,38	0,35	0,15	0,00	0,00	0,00	101,77	83,0
	BM3	cœur	40,74	0,06	0,03	0,10	12,16	0,18	46,95	0,40	0,24	0,01	0,00	0,00	100,90	87,3
	BM4	cœur	39,32	0,05	0,01	0,06	18,25	0,23	41,96	0,14	0,24	0,00	0,00	0,07	100,34	80,4
	BM4	cœur	39,42	0,00	0,02	0,03	19,16	0,24	41,47	0,11	0,25	0,00	0,01	0,00	100,72	79,4
	PB1	cœur	40,45	0,00	0,04	0,05	14,44	0,22	45,85	0,33	0,26	0,02	0,00	0,00	101,65	85,0
	PB5	cœur	39,73	0,00	0,02	0,08	16,38	0,23	43,86	0,20	0,28	0,00	0,01	0,03	100,83	82,7
	PB5	cœur	39,97	0,06	0,02	0,00	16,48	0,21	43,47	0,19	0,29	0,00	0,01	0,00	100,71	82,5
	PB5	cœur	40,23	0,01	0,04	0,01	15,34	0,18	44,99	0,28	0,26	0,01	0,00	0,00	101,40	83,9
	Plt beta 1	cœur	37,88	0,00	0,03	0,02	24,68	0,32	36,43	0,00	0,31	0,00	0,01	0,02	99,70	72,5
	Plt beta 1	cœur	39,10	0,00	0,04	0,07	16,01	0,19	43,86	0,23	0,28	0,02	0,00	0,01	99,79	83,0
	Plt beta 1	cœur	39,67	0,00	0,05	0,03	16,50	0,24	43,56	0,26	0,24	0,02	0,01	0,02	100,59	82,5
	Plt beta 1	cœur	40,10	0,00	0,05	0,02	15,58	0,20	44,17	0,27	0,30	0,00	0,00	0,00	100,68	83,5
	Plt beta 1	cœur	39,53	0,05	0,04	0,01	16,11	0,22	43,61	0,20	0,23	0,02	0,01	0,00	100,03	82,8
	PS2	cœur	39,76	0,00	0,04	0,02	15,65	0,16	43,98	0,24	0,26	0,00	0,01	0,01	100,18	83,4
	PS2	cœur	39,48	0,00	0,06	0,04	17,40	0,25	42,11	0,21	0,29	0,03	0,02	0,00	99,91	81,2
	PS2	cœur	34,56	0,06	0,00	0,01	35,66	0,54	27,89	0,09	0,32	0,02	0,00	0,02	99,17	58,2
	PS2	cœur	38,21	0,00	0,02	0,08	25,31	0,39	36,86	0,05	0,29	0,00	0,00	0,00	101,26	72,2
	PS2	cœur	39,59	0,01	0,02	0,02	16,33	0,18	43,82	0,27	0,28	0,01	0,00	0,04	100,62	82,7
	PB4	cœur	39,83	0,00	0,03	0,00	16,05	0,19	43,35	0,19	0,32	0,00	0,00	0,00	100,01	82,8
	PB4	cœur	39,62	0,02	0,01	0,03	16,92	0,25	42,93	0,30	0,32	0,02	0,00	0,02	100,44	81,9
	PB4	cœur	39,87	0,03	0,00	0,06	15,61	0,27	43,94	0,25	0,29	0,00	0,00	0,03	100,41	83,4
	RR33	cœur	39,62	0,00	0,01	0,00	19,44	0,26	41,80	0,15	0,31	0,04	0,00	0,02	101,65	79,3
	RR33	cœur	39,54	0,00	0,02	0,00	18,08	0,27	42,67	0,18	0,22	0,03	0,00	0,00	101,04	80,8
Subaérien PdF	RR34	cœur	39,76	0,06	0,01	0,00	16,42	0,24	44,10	0,15	0,28	0,02	0,01	0,00	101,06	82,7
	RR34	bord	39,55	0,00	0,04	0,00	16,99	0,27	43,50	0,15	0,24	0,00	0,00	0,00	100,75	82,0
	RR34	bord	39,57	0,03	0,01	0,01	16,96	0,29	42,79	0,17	0,25	0,03	0,00	0,00	100,13	81,8
	RR34	bord	39,83	0,00	0,05	0,02	16,65	0,24	44,10	0,11	0,26	0,02	0,00	0,03	101,32	82,5
	BM3	bord	38,93	0,00	0,02	0,00	22,80	0,32	39,21	0,18	0,23	0,00	0,00	0,03	101,72	75,4
	BM3	bord	37,78	0,03	0,02	0,03	25,21	0,41	37,01	0,15	0,17	0,00	0,00	0,02	100,86	72,4
	BM3	bord	39,06	0,01	0,05	0,01	22,14	0,36	39,42	0,21	0,21	0,00	0,00	0,02	101,53	76,0
	BM4	bord	39,21	0,00	0,05	0,06	18,46	0,25	41,25	0,15	0,26	0,02	0,02	0,04	99,77	79,9
	BM4	bord	38,71	0,09	0,05	0,03	20,29	0,30	39,80	0,14	0,31	0,02	0,00	0,08	99,84	77,8
	BM4	bord	39,46	0,00	0,00	0,08	18,27	0,21	42,60	0,25	0,30	0,02	0,00	0,01	101,22	80,6
	BM4	bord	39,55	0,00	0,00	0,03	18,00	0,24	42,35	0,18	0,27	0,02	0,00	0,03	100,68	80,8
	PB1	bord	37,27	0,04	0,03	0,04	28,23	0,49	35,03	0,15	0,27	0,03	0,00	0,02	101,64	68,9
	PB5	bord	39,14	0,00	0,02	0,03	18,85	0,25	41,97	0,19	0,35	0,00	0,00	0,00	100,81	79,9
	PB5	bord	39,37	0,01	0,03	0,03	18,69	0,30	41,78	0,17	0,40	0,00	0,00	0,00	100,82	79,9
	PB5	bord	39,63	0,00	0,01	0,05	18,45	0,25	42,16	0,16	0,42	0,01	0,01	0,00	101,14	80,3
	Plt beta 1	bord	36,17	0,06	0,58	0,00	34,38	0,56	27,29	0,02	0,32	0,04	0,00	0,01	99,42	58,6
	Plt beta 1	bord	36,89	0,03	0,00	0,04	27,97	0,40	33,57	0,06	0,33	0,00	0,00	0,03	99,34	68,1
	Plt beta 1	bord	37,36	0,02	0,01	0,00	26,53	0,45	34,95	0,04	0,27	0,00	0,00	0,00	99,65	70,1
	Plt beta 1	bord	37,98	0,00	0,01	0,02	24,25	0,33	36,92	0,17	0,26	0,00	0,00	0,00	100,00	73,1
	Plt beta 1	bord	36,85	0,02	0,03	0,02	26,84	0,40	35,04	0,11	0,28	0,01	0,00	0,00	99,59	69,9
	PS2	bord	39,40	0,02	0,06	0,03	17,06	0,27	45,53	0,28	0,28	0,06	0,00	0,03	103,02	82,6
	PS2	bord	37,22	0,00	0,01	0,05	29,70	0,40	32,77	0,03	0,26	0,00	0,00	0,00	100,52	66,3
	PS2	bord	35,36	0,07	0,03	0,00	37,88	0,66	25,76	0,09	0,29	0,01	0,00	0,16	100,31	54,8
	PS2	bord	35,50	0,07	0,03	0,02	39,32	0,62	25,21	0,02	0,24	0,02	0,00	0,00	101,07	53,3
	PS2	bord	38,27	0,00	0,03	0,05	23,74	0,35	37,74	0,14	0,26	0,00	0,00	0,00	100,58	73,9
	PB4	bord	37,18	0,00	0,00	0,00	29,46	0,46	33,07	0,09	0,31	0,00	0,00	0,00	100,59	66,7
	PB4	bord	35,87	0,09	0,01	0,00	36,00	0,64	27,07	0,03	0,27	0,00	0,00	0,00	99,98	57,3
	PB4	bord	38,99	0,00	0,02	0,09	18,16	0,28	41,82	0,16	0,25	0,01	0,00	0,00	99,80	80,4
	Plt beta 4	microlite	39,46	0,03	0,03	0,00	18,43	0,25	42,83	0,19	0,30	0,02	0,00	0,01	101,55	80,6

Table A-6.b.2. Synthèse des compositions en élements majeurs des olivines obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	Position 2	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	Fo
	RR30	microlite	35,70	0,06	0,03	0,03	39,82	0,76	25,67	0,05	0,36	0,03	0,00	0,04	102,54	53,5
	RR30	microlite	35,73	0,07	0,00	0,03	39,21	0,80	25,49	0,00	0,30	0,05	0,00	0,04	101,72	53,7
	RR30	microlite	35,41	0,11	0,00	0,00	39,68	0,86	25,04	0,01	0,38	0,03	0,01	0,09	101,61	52,9
	RR30	microlite	35,43	0,03	0,00	0,01	39,23	0,80	25,04	0,00	0,36	0,06	0,00	0,11	101,09	53,2
	RR30	microlite	35,70	0,07	0,01	0,03	38,39	0,76	25,94	0,00	0,42	0,03	0,00	0,05	101,39	54,6
	RR32	microlite	34,87	0,07	0,00	0,02	42,16	0,88	22,15	0,00	0,43	0,01	0,00	0,00	100,60	48,4
	RR32	microlite	34,86	0,09	0,00	0,03	41,38	0,85	22,25	0,00	0,49	0,02	0,00	0,08	100,06	48,9
	RR32	microlite	34,82	0,18	0,02	0,04	42,00	0,91	22,73	0,00	0,48	0,02	0,00	0,08	101,29	49,1
	RR32	microlite	34,94	0,11	0,01	0,02	41,80	0,85	22,53	0,03	0,49	0,02	0,00	0,05	100,85	49,0
	RR32	microlite	34,79	0,10	0,01	0,04	41,89	0,90	22,50	0,02	0,55	0,04	0,01	0,07	100,91	48,9
	RR33	microlite	38,65	0,01	0,05	0,00	21,76	0,30	39,45	0,13	0,29	0,01	0,00	0,29	100,92	76,4
	RR34	microlite	36,61	0,04	0,01	0,03	31,41	0,48	31,24	0,09	0,38	0,02	0,00	0,03	100,35	63,9
	RR36	microlite	35,87	0,17	0,02	0,00	38,99	0,79	25,83	0,00	0,36	0,01	0,00	0,09	102,16	54,1
	RR36	microlite	35,26	0,07	0,00	0,04	39,47	0,73	24,75	0,00	0,40	0,02	0,01	0,15	100,96	52,8
	RR36	microlite	37,37	0,05	1,31	0,02	37,11	0,68	23,73	0,01	0,55	0,93	0,16	0,02	101,96	53,3
	BM3	microlite	38,38	0,01	0,04	0,01	25,86	0,35	36,61	0,17	0,26	0,00	0,00	0,09	101,79	71,6
	BM3	microlite	37,65	0,04	0,04	0,00	29,33	0,47	33,71	0,21	0,23	0,01	0,00	0,00	101,70	67,2
	BM3	microlite	38,60	0,04	0,05	0,03	22,37	0,31	39,62	0,21	0,27	0,01	0,00	0,02	101,53	75,9
	BM3	microlite	38,61	0,03	0,05	0,06	20,90	0,30	40,06	0,24	0,18	0,01	0,02	0,00	100,53	77,4
	BM3	microlite	37,30	0,05	0,00	0,02	28,76	0,44	34,09	0,18	0,20	0,00	0,00	0,07	101,13	67,9
	BM3	microlite	37,06	0,05	0,03	0,00	29,51	0,53	33,16	0,06	0,18	0,02	0,00	0,06	100,66	66,7
	BC 31	microlite	37,06	0,05	0,02	0,08	29,77	0,54	33,57	0,02	0,27	0,00	0,00	0,00	101,39	66,8
	PB1	microlite	37,66	0,01	0,08	0,03	26,98	0,51	35,17	0,06	0,28	0,05	0,00	0,07	100,93	69,9
	PB1	microlite	39,26	0,04	0,01	0,05	19,30	0,29	42,06	0,17	0,34	0,02	0,00	0,11	101,64	79,5
	PB1	microlite	36,10	0,07	0,01	0,02	35,91	0,70	28,09	0,05	0,31	0,00	0,04	0,04	101,35	58,2
Subaérien PdF	PB1	microlite	35,58	0,06	0,02	0,00	37,53	0,72	26,82	0,00	0,27	0,00	0,00	0,01	101,03	56,0
	PB4	microlite	36,38	0,01	0,00	0,03	33,24	0,57	29,71	0,05	0,34	0,02	0,00	0,10	100,51	61,4
	PB5	microlite	39,48	0,00	0,03	0,06	18,48	0,22	42,17	0,23	0,36	0,00	0,00	0,00	101,03	80,3
	Plt beta 1	microlite	35,96	0,02	0,00	0,01	33,66	0,58	28,74	0,07	0,30	0,02	0,00	0,00	99,37	60,3
	Plt beta 1	microlite	36,03	0,12	0,01	0,00	37,51	0,64	24,81	0,00	0,25	0,00	0,02	0,03	99,44	54,1
	Plt beta 1	microlite	35,99	0,01	0,00	0,00	34,90	0,66	28,15	0,06	0,28	0,00	0,00	0,08	100,12	59,0
	Plt beta 1	microlite	35,71	0,13	0,00	0,00	38,07	0,70	24,63	0,09	0,30	0,01	0,00	0,14	99,80	53,6
	Plt beta 1	microlite	35,48	0,03	0,02	0,00	37,62	0,69	25,19	0,04	0,21	0,00	0,02	0,18	99,50	54,4
	Plt beta 1	microlite	39,32	0,00	0,00	0,04	19,85	0,27	41,06	0,11	0,25	0,01	0,02	0,00	100,99	78,7
	Plt beta 2	microlite	36,14	0,10	0,01	0,00	37,72	0,68	26,77	0,00	0,34	0,03	0,01	0,07	101,97	55,9
	Plt beta 2	microlite	36,86	0,03	0,00	0,05	33,61	0,56	30,12	0,05	0,31	0,00	0,00	0,04	101,62	61,5
	Plt beta 2	microlite	35,20	0,08	0,00	0,00	40,86	0,69	23,88	0,02	0,27	0,00	0,00	0,01	101,08	51,0
	Plt beta 2	microlite	35,61	0,04	0,01	0,01	38,41	0,61	26,14	0,00	0,33	0,00	0,00	0,06	101,23	54,8
	Plt beta 2	microlite	35,69	0,07	0,77	0,02	36,36	0,63	26,38	0,00	0,32	0,03	0,01	0,16	100,45	56,4
	Plt beta 2	microlite	35,60	0,00	0,00	0,00	38,63	0,70	25,25	0,00	0,29	0,00	0,00	0,08	100,55	53,8
	Plt beta 2	microlite	36,09	0,02	0,00	0,01	37,17	0,65	27,06	0,00	0,31	0,03	0,00	0,01	101,33	56,5
	Plt beta 4	microlite	39,48	0,00	0,03	0,03	17,65	0,20	42,72	0,12	0,27	0,00	0,00	0,00	100,50	81,2
	Plt beta 4	microlite	39,47	0,03	0,02	0,00	18,30	0,27	42,57	0,14	0,31	0,03	0,01	0,04	101,23	80,6
	Plt beta 4	microlite	35,83	0,09	0,04	0,01	37,93	0,58	25,40	0,00	0,70	0,00	0,00	0,05	100,61	54,4
	Plt beta 4	microlite	37,69	0,07	0,03	0,05	26,17	0,34	35,70	0,10	0,46	0,00	0,00	0,05	100,67	70,9
	PS2	microlite	34,99	0,08	0,00	0,00	38,66	0,56	25,34	0,04	0,37	0,03	0,00	0,12	100,27	53,9
	PS2	microlite	35,13	0,00	0,00	0,02	39,13	0,62	25,59	0,05	0,31	0,01	0,00	0,13	101,00	53,8
	PS2	microlite	35,40	0,05	0,02	0,00	39,02	0,66	24,93	0,00	0,24	0,03	0,01	0,16	100,52	53,3
	PS2	microlite	35,23	0,09	0,01	0,04	40,08	0,72	24,20	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	100,64	51,8
	PS2	microlite	35,85	0,04	0,00	0,00	36,78	0,66	27,49	0,00	0,31	0,01	0,00	0,05	101,23	57,1
	PS2	microlite	36,36	0,01	0,03	0,00	34,41	0,53	29,30	0,00	0,28	0,02	0,00	0,01	100,96	60,3

Table A-6.b.3. Synthèse des compositions en élements majeurs des olivines obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	Position 2	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	Fo
Sous-marin 1 PdF	DR8-1	cœur	40,04	0,00	0,04	0,08	14,46	0,21	45,11	0,24	0,25	0,00	0,01	0,04	100,46	84,8
	DR8-1	cœur	39,66	0,05	0,03	0,03	14,45	0,15	44,72	0,31	0,25	0,00	0,00	0,03	99,69	84,7
	DR8-1	cœur	39,43	nd	0,04	0,00	14,52	0,21	44,78	0,27	0,21	0,00	nd	0,01	99,47	84,6
	DR8-1	bord	38,71	nd	0,06	0,00	20,16	0,25	40,15	0,07	0,31	0,02	0,01	0,01	99,74	78,0
	DR8-1	bord	39,00	nd	0,04	nd	17,81	0,21	42,12	0,18	0,30	nd	nd	0,03	99,68	80,8
	DR8-1	cœur	39,61	0,04	0,06	nd	14,50	0,20	44,95	0,19	0,29	0,03	0,02	0,03	99,93	84,7
	DR8-1	cœur	38,92	nd	0,04	0,04	17,10	0,33	42,74	0,18	0,31	0,02	0,00	0,24	99,93	81,7
	DR8-1	cœur	39,44	0,03	0,01	nd	14,99	0,26	44,45	0,23	0,24	0,00	0,00	0,02	99,68	84,1
	DR8-1	cœur	39,09	0,05	0,03	0,05	14,26	0,17	44,86	0,25	0,22	0,01	0,00	0,05	99,05	84,9
	DR8-1	cœur	40,03	0,01	0,09	0,05	14,63	0,17	44,81	0,29	0,23	0,02	nd	0,25	100,58	84,5
	DR8-1	microlite	40,56	nd	0,04	0,01	16,50	0,17	43,00	0,21	0,29	nd	nd	0,08	100,86	82,3
	DR8-1	bord	38,52	0,00	0,03	nd	19,10	0,32	41,16	0,12	0,25	nd	nd	nd	99,49	79,3
	DR8-9	cœur	39,69	nd	0,01	0,05	16,44	0,28	43,23	0,11	0,30	0,01	0,01	0,00	100,17	82,4
	DR8-9	cœur	41,56	nd	0,04	0,00	14,77	0,23	44,02	0,26	0,30	0,02	nd	0,00	101,24	84,2
	DR8-9	cœur	39,65	0,01	0,02	0,05	16,31	0,21	43,37	0,16	0,31	0,02	nd	0,01	100,13	82,6
	DR8-9	cœur	39,40	0,01	0,01	0,01	16,51	0,25	43,24	0,17	0,30	0,00	nd	0,01	100,07	82,4
	DR8-9	cœur	39,79	0,06	0,07	0,06	16,24	0,21	43,28	0,17	0,31	0,03	0,02	0,13	100,43	82,6
	DR8-9	cœur	39,73	0,01	0,02	0,00	16,50	0,18	43,34	0,11	0,29	0,02	0,01	0,06	100,32	82,4
	DR8-9	cœur	40,07	nd	0,02	0,04	14,54	0,18	45,14	0,27	0,22	0,01	nd	0,02	100,50	84,7
	DR8-9	cœur	39,87	0,02	0,05	0,02	16,17	0,21	43,48	0,11	0,32	nd	nd	0,10	100,34	82,7
	DR8-9	cœur	39,96	nd	0,01	0,03	15,67	0,19	44,10	0,23	0,25	0,02	nd	nd	100,47	83,4
	DR8-9	cœur	40,07	0,06	0,04	0,03	15,12	0,22	44,76	0,23	0,32	nd	nd	nd	100,83	84,1
	DR8-9	cœur	39,84	0,00	0,02	nd	14,73	0,22	44,95	0,26	0,27	0,00	0,01	0,06	100,36	84,5
	DR8-9	cœur	40,42	0,00	0,00	0,06	14,17	0,21	45,38	0,32	0,29	nd	0,02	nd	100,85	85,1
	DR8-9	cœur	40,23	nd	0,03	0,05	14,52	0,21	45,30	0,24	0,28	nd	0,00	0,05	100,95	84,8
	DR8-9	cœur	40,29	0,01	0,03	0,01	14,12	0,19	44,37	0,28	0,25	0,02	nd	0,05	99,68	84,8
	DR8-9	cœur	40,03	0,01	0,03	0,05	15,32	0,23	44,86	0,27	0,27	0,01	0,01	0,04	101,12	83,9
	DR8-9	cœur	39,94	0,02	0,01	0,06	15,52	0,24	44,06	0,25	0,29	0,00	nd	0,00	100,39	83,5
	DR8-9	cœur	39,76	0,06	0,00	0,01	17,23	0,26	42,75	0,19	0,35	0,00	0,00	0,02	100,65	81,6
	DR8-9	cœur	39,74	0,00	0,02	0,04	15,44	0,23	44,38	0,21	0,29	0,00	0,00	nd	100,36	83,7
	DR8-9	cœur	39,73	0,08	0,01	0,02	16,51	0,23	43,03	0,15	0,34	0,02	nd	0,02	100,14	82,3
	DR8-9	cœur	39,45	0,00	0,03	0,04	16,53	0,25	42,73	0,23	0,35	0,01	0,02	0,04	99,67	82,2
	DR8-7	cœur	39,06	0,06	0,04	0,04	16,35	0,20	42,53	0,11	0,31	0,00	0,02	0,00	98,72	82,3
	DR8-7	cœur	39,34	0,01	0,02	0,04	14,71	0,17	44,34	0,15	0,34	0,00	0,00	0,00	99,11	84,3
	DR8-7	cœur	39,39	0,04	0,06	0,06	13,18	0,32	44,54	0,31	0,23	0,02	0,03	0,01	98,18	85,8
	DR8-7	cœur	39,45	0,02	0,08	0,06	13,88	0,25	44,46	0,26	0,25	0,01	0,01	0,00	98,81	85,1
	DR8-7	cœur	38,82	0,02	0,04	0,03	16,01	0,22	43,13	0,24	0,17	0,01	0,00	0,10	99,01	82,8
	DR8-7	cœur	39,81	0,05	0,06	0,08	13,37	0,36	44,67	0,25	0,30	0,05	0,00	0,00	98,99	85,6
	DR8-7	cœur	38,79	0,05	0,15	0,07	15,05	0,21	43,01	0,23	0,34	0,04	0,00	0,00	97,97	83,6
	DR8-7	cœur	39,11	0,09	0,01	0,04	16,20	0,28	42,95	0,09	0,28	0,05	0,01	0,01	99,12	82,5
	DR8-7	cœur	39,04	0,05	0,01	0,05	14,15	0,15	44,53	0,18	0,19	0,00	0,00	0,11	98,54	84,9
	DR8-7	cœur	39,01	0,02	0,01	0,05	14,05	0,17	45,18	0,44	0,26	0,03	0,01	0,01	99,24	85,1

Table A-6.b.4. Synthèse des compositions en élements majeurs des olivines obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	Position 2	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	Fo
Sous-marin 2 PdF	DR2-9	cœur	37,91	0,00	0,04	nd	19,93	0,28	40,57	0,11	0,24	0,02	nd	0,07	99,16	78,4
	DR2-9	cœur	39,22	nd	0,02	0,11	15,67	0,21	43,07	0,23	0,19	0,00	nd	0,09	98,81	83,1
	DR2-9	cœur	38,24	nd	0,03	nd	15,19	0,16	43,07	0,21	0,25	0,02	0,02	0,06	97,25	83,5
	DR2-9	bord	37,82	0,10	0,06	0,01	22,72	0,28	37,77	0,02	0,35	0,00	nd	0,04	99,19	74,8
	DR2-9	bord	36,61	0,03	0,01	nd	29,69	0,46	31,77	0,05	0,34	0,02	nd	0,09	99,08	65,6
	DR2-9	cœur	38,87	nd	0,00	nd	17,24	0,25	42,39	0,13	0,25	0,00	nd	nd	99,14	81,4
	DR2-9	cœur	38,83	0,05	0,03	nd	18,03	0,20	41,62	0,08	0,37	0,00	0,00	0,04	99,24	80,4
	DR2-9	cœur	38,42	nd	0,04	nd	16,10	0,21	42,65	0,25	0,23	nd	0,02	0,07	97,99	82,5
	DR2-9	cœur	37,30	0,06	0,05	0,02	24,47	0,34	36,42	0,09	0,33	0,00	nd	0,01	99,09	72,6
	DR2-9	cœur	37,99	nd	0,04	0,03	16,54	0,23	42,59	0,18	0,26	0,01	nd	0,13	98,01	82,1
	DR2-9	cœur	39,66	nd	0,06	0,02	16,29	0,30	43,72	0,21	0,25	0,00	nd	0,06	100,56	82,7
	DR2-9	cœur	39,42	nd	0,04	nd	16,98	0,20	42,71	0,18	0,28	0,03	0,01	0,05	99,88	81,8
	DR2-9	cœur	39,91	0,00	0,02	0,02	15,56	0,22	43,88	0,27	0,25	0,02	nd	0,07	100,22	83,4
	DR2-9	bord	37,07	0,14	0,77	0,00	21,65	0,36	34,49	0,04	0,49	0,04	0,17	0,04	95,26	74,0
	DR2-7	cœur	39,36	0,01	0,05	nd	16,69	0,21	42,39	0,19	0,22	0,03	0,01	0,00	99,13	81,9
	DR2-7	cœur	39,38	0,00	0,05	0,02	17,81	0,27	41,93	0,10	0,31	0,03	nd	nd	99,91	80,8
	DR2-7	cœur	37,19	nd	0,01	0,04	16,60	0,20	41,30	0,17	0,29	0,04	nd	0,00	95,85	81,6
	DR2-7	cœur	39,51	nd	0,06	0,05	15,75	0,18	43,31	0,26	0,25	0,07	nd	0,01	99,47	83,0
	DR2-7	cœur	38,17	nd	0,03	0,05	18,03	0,21	41,53	0,16	0,29	0,03	nd	0,04	98,56	80,4
	DR2-7	cœur	38,10	0,01	0,04	0,00	16,69	0,19	42,30	0,21	0,29	0,00	nd	0,04	97,86	81,9
	DR2-12	bord	38,57	nd	0,02	0,05	19,44	0,22	40,32	0,07	0,31	nd	0,00	0,04	99,04	78,7
	DR2-12	cœur	39,07	nd	0,00	nd	18,32	0,25	41,76	0,11	0,17	nd	nd	0,00	99,68	80,3
	DR2-12	cœur	39,50	0,03	0,01	0,02	16,07	0,30	43,65	0,21	0,28	0,01	nd	0,02	100,12	82,9
	DR2-12	cœur	38,72	0,04	0,04	nd	17,84	0,28	42,18	0,19	0,29	0,01	0,02	nd	99,60	80,8
	DR2-12	cœur	38,66	nd	0,06	nd	18,16	0,18	41,14	0,14	0,29	0,00	0,00	0,01	98,64	80,2
	DR2-12	cœur	39,06	0,01	0,03	0,02	18,08	0,30	42,03	0,14	0,25	nd	nd	0,01	99,94	80,6
	DR2-12	cœur	37,69	0,02	0,02	0,04	19,26	0,29	40,39	0,16	0,33	0,01	0,01	0,00	98,22	78,9
	DR2-12	cœur	39,77	0,09	0,04	0,02	17,10	0,29	42,76	0,21	0,22	nd	nd	0,06	100,56	81,7
	DR2-12	cœur	39,03	0,03	0,00	nd	17,66	0,33	42,24	0,15	0,26	0,00	0,01	0,02	99,73	81,0
	DR2-12	cœur	39,11	nd	0,04	0,03	18,81	0,32	41,04	0,18	0,30	0,02	0,00	nd	99,85	79,5
	DR2-16	cœur	39,15	nd	0,03	0,02	16,26	0,17	43,15	0,21	0,24	0,02	0,00	0,02	99,26	82,6
	DR2-16	cœur	38,45	0,04	0,01	nd	18,40	0,23	41,24	0,08	0,32	0,01	nd	0,09	98,87	80,0
	DR2-6	cœur	39,70	0,06	0,03	0,03	17,25	0,25	42,83	0,13	0,31	0,00	0,01	0,06	100,65	81,6
	DR2-6	cœur	39,62	0,07	0,04	0,07	16,30	0,25	44,08	0,11	0,24	0,02	nd	0,16	100,96	82,8
	DR2-6	cœur	39,56	0,04	0,03	0,00	16,28	0,25	43,29	0,16	0,25	nd	0,03	0,01	99,90	82,6
	DR2-6	cœur	39,40	0,02	nd	0,05	18,12	0,27	42,54	0,13	0,31	0,01	nd	0,06	100,92	80,7
	DR2-6	cœur	40,03	nd	0,02	0,02	15,41	0,22	44,18	0,23	0,28	0,00	0,00	0,03	100,46	83,6
	DR2-6	cœur	39,90	0,02	0,04	0,07	16,08	0,23	44,06	0,23	0,30	0,03	nd	0,05	101,01	83,0
Sous-marin PdN	DR6-2	cœur	38,74	nd	0,00	0,01	19,78	0,20	40,65	0,13	0,22	0,00	0,01	0,01	99,75	78,6
	DR6-2	bord	38,08	nd	0,02	nd	22,43	0,29	38,46	0,09	0,24	nd	nd	0,06	99,68	75,3
	DR6-2	cœur	38,32	nd	0,03	0,02	21,15	0,31	40,25	0,17	0,27	0,01	nd	0,00	100,52	77,2
	DR6-2	cœur	38,67	nd	0,03	nd	19,77	0,22	40,68	0,21	0,28	0,02	nd	0,04	99,93	78,6
	DR6-2	cœur	38,07	0,00	0,03	nd	21,77	0,32	38,51	0,10	0,31	nd	0,02	0,04	99,16	75,9
	DR6-4	cœur	38,62	0,05	0,05	0,03	24,92	0,34	37,54	0,05	0,39	0,01	0,00	0,10	102,14	72,9
	DR6-4	cœur	39,91	0,03	0,02	0,02	15,36	0,16	45,29	0,25	0,27	nd	0,01	0,01	101,43	84,0
	DR6-4	cœur	37,23	nd	0,00	0,01	30,56	0,71	33,33	nd	0,21	nd	nd	nd	102,07	66,0
	DR6-4	cœur	40,41	nd	0,04	0,02	14,79	0,24	45,77	0,23	0,30	nd	nd	nd	101,93	84,7
	DR6-4	cœur	37,59	0,02	0,01	0,00	28,58	0,46	34,65	0,01	0,24	0,00	0,01	nd	101,62	68,4
	DR6-4	cœur	38,70	0,03	0,03	0,02	23,97	0,49	38,07	0,13	0,29	0,01	0,02	nd	101,76	73,9
	DR7-6	cœur	38,79	nd	0,06	0,02	16,51	0,26	43,39	0,16	0,27	0,02	0,00	0,00	99,47	82,4
	DR7-6	bord	38,34	nd	0,05	nd	18,77	0,32	41,94	0,21	0,25	nd	0,00	0,07	99,95	79,9
	DR7-6	cœur	39,10	0,03	0,04	nd	19,77	0,25	41,02	0,13	0,27	0,00	nd	0,13	100,73	78,7
	DR7-6	cœur	38,72	nd	0,03	0,03	18,23	0,28	42,38	0,23	0,21	0,01	nd	0,01	100,12	80,6
	DR7-6	cœur	38,58	0,00	0,03	0,07	20,08	0,32	40,10	0,20	0,31	0,00	nd	0,06	99,75	78,1

Table A-6.c.1. Synthèse des compositions en élements majeurs des clinopyroxènes obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	type	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	Wo	En	Fe
Subaérien PdF	RR33	cœur	51,06	1,23	3,04	0,22	6,32	0,17	15,85	0,02	21,92	0,31	0,00	0,01	100,16	43,2	46,2	10,6
	RR34	cœur	50,41	1,12	4,49	1,02	5,37	0,07	15,17	0,00	22,29	0,27	0,00	0,06	100,27	44,1	46,5	9,4
	RR34	cœur	50,19	0,78	3,49	0,81	5,11	0,12	15,70	0,00	22,34	0,30	0,01	0,00	98,86	44,8	46,5	8,7
	RR34	cœur	50,55	1,15	3,63	0,17	6,45	0,12	15,23	0,01	22,18	0,29	0,00	0,01	99,79	43,8	45,2	11,0
	RR34	cœur	50,11	1,03	4,51	0,91	5,63	0,13	15,27	0,00	22,46	0,32	0,03	0,00	100,39	44,4	45,8	9,7
	PB1	cœur	50,39	1,43	3,70	0,37	6,34	0,11	15,30	0,00	22,39	0,28	0,00	0,00	100,30	44,2	45,1	10,7
	PB1	cœur	51,37	1,27	3,26	0,37	6,47	0,08	15,27	0,01	22,18	0,31	0,02	0,01	100,62	43,8	45,3	10,9
	PB1	cœur	51,66	1,22	2,79	0,27	6,40	0,15	15,74	0,00	22,32	0,29	0,01	0,00	100,84	43,8	45,5	10,7
	Plt beta 2	cœur	51,01	1,22	3,46	0,19	7,40	0,09	16,04	0,00	20,83	0,34	0,00	0,01	100,59	40,6	47,1	12,3
	Plt beta 2	cœur	47,57	2,61	5,95	0,10	8,46	0,11	13,84	0,00	21,16	0,42	0,00	0,08	100,30	41,5	43,4	15,1
	Plt beta 2	cœur	46,62	3,19	6,31	0,15	8,23	0,11	13,23	0,00	22,10	0,36	0,00	0,02	100,32	43,5	41,7	14,8
	Plt beta 4	cœur	50,16	1,34	4,45	0,61	6,23	0,16	15,49	0,00	22,23	0,31	0,00	0,00	100,98	43,5	45,9	10,6
	Plt beta 4	cœur	51,30	0,87	3,01	0,57	5,64	0,10	16,07	0,06	22,51	0,26	0,00	0,01	100,39	44,4	46,3	9,2
	Plt beta 4	cœur	51,16	0,79	3,16	0,51	5,56	0,15	16,24	0,03	22,05	0,30	0,00	0,01	100,00	43,6	47,1	9,3
	Plt beta 4	cœur	49,89	1,31	4,38	0,69	6,28	0,19	15,27	0,00	22,15	0,28	0,00	0,00	100,43	43,7	45,5	10,8
	RR34	cœur	48,69	1,46	5,12	0,94	5,96	0,13	14,51	0,00	22,15	0,33	0,00	0,01	99,28	44,4	45,0	10,6
	RR34	cœur	50,19	1,19	3,57	0,13	6,70	0,14	15,28	0,00	22,79	0,29	0,00	0,00	100,28	44,8	44,1	11,1
	RR33	cœur	50,02	1,52	4,00	0,29	6,48	0,09	15,12	0,00	22,33	0,31	0,00	0,00	100,17	44,0	45,0	11,0
	RR33	cœur	50,38	1,41	3,99	0,39	6,04	0,15	15,42	0,00	22,51	0,31	0,03	0,00	100,64	44,2	45,5	10,2
	RR33	cœur	47,23	2,50	5,91	0,42	7,99	0,12	13,92	0,00	21,48	0,43	0,00	0,03	100,02	42,5	43,4	14,2
	RR33	cœur	48,97	1,93	4,02	0,03	8,51	0,20	14,49	0,00	21,02	0,34	0,00	0,06	99,58	41,7	43,5	14,7
	RR34	bord	49,74	1,32	4,77	0,67	6,28	0,10	14,91	0,00	22,23	0,30	0,00	0,00	100,32	43,9	45,2	10,9
	RR34	bord	50,34	0,86	4,17	0,92	5,14	0,11	15,63	0,00	22,04	0,28	0,00	0,00	99,50	43,8	47,3	8,9
	RR34	bord	50,71	1,36	3,73	0,21	6,99	0,12	15,28	0,00	22,32	0,31	0,02	0,00	101,05	43,6	44,8	11,6
	RR33	bord	46,77	2,27	6,02	0,34	8,66	0,10	13,52	0,00	21,46	0,32	0,00	0,00	99,47	42,5	42,1	15,4
	RR34	bord	50,13	1,17	3,71	0,46	6,45	0,13	15,38	0,00	22,60	0,32	0,01	0,00	100,37	44,6	44,7	10,7
	PB1	bord	48,26	2,30	5,55	0,21	7,82	0,16	14,09	0,00	21,35	0,33	0,02	0,06	100,15	42,0	44,0	14,0
	PB1	bord	51,75	1,06	2,49	0,17	6,48	0,10	15,87	0,02	22,15	0,27	0,02	0,00	100,40	43,6	45,8	10,6
	PB1	bord	49,18	1,83	5,02	0,32	6,99	0,14	14,58	0,00	21,99	0,39	0,00	0,02	100,46	43,3	44,6	12,2
	PB1	bord	50,45	1,37	3,88	0,59	6,11	0,11	15,19	0,00	22,38	0,36	0,00	0,00	100,44	44,3	45,3	10,4
	Plt beta 2	bord	49,63	1,63	4,66	0,62	6,33	0,12	14,84	0,00	21,90	0,31	0,01	0,02	100,07	43,4	45,5	11,1
	Plt beta 2	bord	51,19	1,32	2,01	0,02	10,00	0,19	14,73	0,00	20,36	0,34	0,00	0,00	100,17	40,5	42,8	16,6
	Plt beta 4	bord	51,69	1,21	2,85	0,34	6,64	0,08	16,52	0,00	21,25	0,19	0,01	0,02	100,80	41,4	47,7	10,9
	RR34	bord	48,64	1,31	4,88	0,80	6,34	0,11	14,14	0,06	21,69	0,30	0,02	0,03	98,36	43,9	44,6	11,4
	RR34	bord	49,73	1,12	4,48	1,02	5,97	0,12	15,18	0,02	22,58	0,28	0,00	0,01	100,60	44,5	45,3	10,2
	Plt beta 4	bord	50,49	1,01	3,71	0,64	5,94	0,09	15,83	0,00	22,79	0,26	0,00	0,00	100,78	44,7	45,5	9,8
	Plt beta 4	bord	50,55	1,08	3,77	0,75	5,86	0,05	15,66	0,04	22,36	0,33	0,00	0,05	100,50	44,3	46,0	9,7
	Plt beta 4	bord	50,58	1,16	4,10	0,67	5,94	0,12	15,27	0,01	21,97	0,28	0,00	0,02	100,10	43,6	46,2	10,2
	PB5	microlite	49,61	1,48	4,87	0,79	5,77	0,11	14,98	0,00	21,56	0,37	0,00	0,03	99,65	43,0	46,7	10,3
	PB5	microlite	50,01	1,32	4,51	1,00	5,64	0,11	15,19	0,00	22,09	0,33	0,00	0,02	100,28	43,8	46,3	9,9
	PB5	microlite	50,13	1,27	4,28	1,19	5,11	0,13	15,38	0,01	21,63	0,32	0,00	0,01	99,45	43,1	47,8	9,1
	RR33	microlite	45,56	4,11	5,69	0,05	11,14	0,19	12,33	0,00	19,10	0,56	0,04	0,04	98,82	38,2	40,8	21,0
	RR33	microlite	50,65	1,66	2,58	0,03	10,48	0,21	15,69	0,00	18,65	0,25	0,00	0,10	100,29	36,7	45,8	17,5
	RR30	microlite	50,36	1,56	3,45	0,09	9,18	0,18	14,86	0,00	20,97	0,34	0,01	0,01	101,02	41,1	43,5	15,4
	RR32	microlite	45,63	3,06	6,52	0,06	8,82	0,15	12,32	0,00	22,21	0,42	0,00	0,02	99,21	44,4	39,5	16,1
	RR32	microlite	51,07	1,40	1,80	0,05	10,54	0,22	12,92	0,00	21,63	0,69	0,03	0,00	100,35	43,9	38,2	17,8
	RR33	microlite	49,57	1,65	4,20	0,28	6,57	0,08	14,88	0,00	22,04	0,38	0,00	0,00	99,66	43,7	45,0	11,3
	RR33	microlite	47,35	3,24	5,06	0,00	10,28	0,25	12,42	0,00	21,06	0,49	0,00	0,05	100,22	42,1	39,3	18,7
	RR33	microlite	50,81	1,47	3,40	0,19	8,82	0,29	16,37	0,00	18,95	0,22	0,00	0,07	100,60	36,8	48,2	15,0
	RR33	microlite	46,92	2,60	6,08	0,35	8,21	0,16	13,58	0,00	21,31	0,41	0,00	0,06	99,67	42,2	42,9	14,9
	RR33	microlite	48,52	2,03	5,38	0,49	7,44	0,08	14,08	0,04	21,72	0,32	0,01	0,02	100,13	43,0	43,9	13,1
	RR36	microlite	50,23	1,54	3,40	0,15	6,83	0,12	15,30	0,00	22,22	0,34	0,00	0,00	100,13	43,8	44,8	11,4
	RR36	microlite	47,72	2,05	5,04	0,27	7,21	0,15	13,75	0,01	22,01	0,38	0,00	0,01	98,59	44,3	42,9	12,8
	BM3	microlite	48,77	2,20	4,49	0,29	9,43	0,17	13,67	0,03	20,50	0,66	0,05	0,10	100,37	41,0	42,3	16,7
	BM3	microlite	51,60	1,35	2,02	0,03	8,75	0,22	14,80	0,02	21,00	0,41	0,01	0,05	100,35	41,9	43,3	14,8
	BC 31	microlite	48,83	2,45	3,78	0,03	11,55	0,20	12,06	0,00	21,08	0,43	0,00	0,01	100,43	42,4	37,2	20,4
	BC 31	microlite	51,19	1,38	1,88	0,01	11,21	0,25	13,53	0,00	21,04	0,34	0,04	0,02	100,89	42,0	39,4	18,7
	BC 31	microlite	51,34	1,30	1,65	0,05	12,96	0,25	12,25	0,00	20,76	0,32	0,00	0,00	100,89	42,1	36,0	21,8

Table A-6.c.2. Synthèse des compositions en élements majeurs des clinopyroxènes obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	type	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	Wo	En	Fe
Subaérien PdF	BC 31	microlite	50,94	1,52	2,68	0,12	9,95	0,12	15,64	0,00	19,53	0,25	0,00	0,00	100,75	38,2	45,4	16,4
	BC 31	microlite	50,96	1,64	2,19	0,12	10,53	0,22	14,90	0,00	20,02	0,29	0,00	0,01	100,87	39,3	43,2	17,5
	BC 31	microlite	51,01	1,51	1,88	0,00	10,76	0,23	13,47	0,02	21,26	0,35	0,01	0,01	100,51	42,6	39,4	18,0
	BC 31	microlite	51,01	1,44	1,75	0,04	12,54	0,26	12,57	0,00	20,30	0,33	0,00	0,01	100,32	41,4	37,3	21,3
	PB1	microlite	49,89	1,65	3,02	0,01	10,27	0,22	14,74	0,00	19,95	0,32	0,00	0,00	100,07	39,5	43,3	17,2
	PB4	microlite	50,59	1,20	2,67	0,18	7,98	0,17	15,15	0,00	19,61	0,20	0,01	0,01	97,78	40,0	46,1	13,9
	PB4	microlite	48,67	1,87	4,34	0,08	8,29	0,17	14,27	0,01	21,11	0,30	0,01	0,05	99,17	42,0	43,5	14,4
	PB4	microlite	50,20	1,26	2,67	0,03	8,56	0,17	16,13	0,03	19,81	0,22	0,00	0,00	99,17	39,3	46,6	14,2
	PB4	microlite	50,06	1,64	2,42	0,00	10,65	0,27	14,30	0,01	19,72	0,36	0,02	0,01	99,47	39,5	42,3	18,2
	PB4	microlite	51,09	1,15	2,60	0,05	9,13	0,20	16,03	0,00	19,24	0,22	0,00	0,02	99,73	37,8	46,9	15,3
	PB4	microlite	47,48	2,65	5,61	0,05	9,73	0,17	13,51	0,00	19,89	0,34	0,01	0,00	99,44	39,1	43,2	17,7
	PB4	microlite	49,07	1,76	4,72	0,23	8,13	0,17	14,35	0,00	21,13	0,34	0,00	0,00	99,90	41,7	44,0	14,3
	PB4	microlite	48,24	2,03	5,17	0,34	6,93	0,09	14,19	0,00	21,21	0,32	0,00	0,02	98,53	42,4	45,0	12,5
	PB5	microlite	49,90	1,35	4,50	1,31	5,38	0,12	15,22	0,00	21,92	0,35	0,02	0,00	100,07	43,6	46,9	9,5
	PB5	microlite	46,81	2,69	4,49	0,00	14,74	0,26	10,10	0,00	20,26	0,51	0,04	0,03	99,96	41,3	32,0	26,7
	Plt beta 1	microlite	47,98	1,54	2,96	0,14	8,82	0,16	14,50	0,02	20,68	0,42	0,02	0,00	97,30	41,9	43,1	15,0
	Plt beta 2	microlite	46,71	3,19	6,46	0,19	8,09	0,18	13,15	0,00	21,80	0,36	0,00	0,00	100,15	43,0	42,1	14,9
	Plt beta 2	microlite	46,65	3,13	6,12	0,26	8,17	0,13	13,26	0,00	21,63	0,41	0,04	0,00	99,89	42,9	42,2	14,9
	Plt beta 4	microlite	48,36	2,46	4,08	0,05	11,05	0,26	12,83	0,00	20,67	0,46	0,03	0,00	100,28	41,2	39,3	19,5
	Plt beta 4	microlite	48,86	1,76	5,27	0,55	7,19	0,13	14,84	0,00	21,40	0,36	0,01	0,01	100,38	42,1	45,4	12,5
	Plt beta 4	microlite	50,99	1,30	2,72	0,12	9,70	0,24	16,75	0,00	18,26	0,20	0,01	0,01	100,33	35,6	48,3	16,1
	Plt beta 4	microlite	46,52	2,78	7,23	0,24	8,42	0,15	13,64	0,01	20,99	0,34	0,01	0,03	100,35	40,7	43,8	15,5
	Plt beta 4	microlite	50,22	1,43	3,28	0,23	8,21	0,17	16,63	0,00	19,25	0,19	0,01	0,06	99,70	37,7	48,6	13,7
	Plt beta 4	microlite	51,34	0,98	3,28	0,53	5,44	0,04	15,89	0,00	22,26	0,26	0,01	0,00	100,04	44,0	46,9	9,0
	Plt beta 4	microlite	49,97	1,65	3,20	0,09	8,78	0,21	14,70	0,03	21,09	0,32	0,00	0,03	100,07	41,8	43,3	14,8
	Plt beta 4	microlite	47,53	2,73	5,96	0,22	8,47	0,18	13,50	0,00	21,09	0,36	0,00	0,03	100,05	41,6	43,0	15,4
	PS2	microlite	48,55	1,69	5,27	0,56	7,27	0,12	14,71	0,00	21,44	0,32	0,01	0,02	99,97	42,3	45,0	12,7
	PS2	microlite	48,69	1,52	5,19	0,52	6,85	0,12	14,46	0,00	21,47	0,31	0,01	0,02	99,15	42,7	45,1	12,2
Sous-marin 1 PdF	DR1	cœur	49,85	1,66	3,95	0,31	6,81	0,15	14,88	nd	21,38	0,27	nd	0,00	99,26	42,5	45,5	12,0
	DR1	cœur	49,55	1,59	3,96	0,26	6,81	0,14	14,78	nd	21,78	0,28	nd	0,02	99,17	43,4	44,8	11,8
	DR1	cœur	48,90	1,83	3,87	0,21	9,65	0,16	14,29	nd	20,70	0,32	0,01	nd	99,98	41,0	42,6	16,4
	DR1	cœur	49,88	1,69	3,61	0,11	7,50	0,11	14,51	nd	21,25	0,30	nd	nd	98,95	42,5	44,5	13,0
	DR8-7	cœur	46,21	2,59	6,09	0,48	7,50	0,17	13,18	0,04	21,22	0,51	0,05	0,18	98,24	43,3	42,8	13,9
	DR8-7	cœur	46,62	2,35	6,46	0,46	7,16	0,09	12,96	0,17	20,65	0,42	0,01	0,04	97,38	42,1	44,1	13,9
	DR8-7	cœur	49,40	1,44	5,92	0,14	6,70	0,13	13,70	0,09	19,70	0,40	0,00	0,13	97,74	40,7	46,4	12,9

Table A-6.c.3. Synthèse des compositions en élements majeurs des clinopyroxènes obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	type	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	Wo	En	Fe
Sous-marin 2 PdF	DR2-12	cœur	50,01	1,42	2,98	0,24	6,56	0,14	15,25	nd	22,05	0,30	0,01	0,02	98,98	44,1	44,8	11,1
	DR2-12	cœur	46,09	2,60	6,19	0,34	7,38	0,14	13,08	nd	22,38	0,38	nd	0,01	98,59	45,1	41,5	13,4
	DR2-12	cœur	46,13	2,74	6,38	0,18	7,75	0,05	12,75	nd	22,39	0,37	nd	0,03	98,76	45,0	40,9	14,1
	DR2-12	cœur	47,20	2,50	5,78	0,38	7,45	0,04	13,64	0,02	21,97	0,31	nd	nd	99,29	43,8	43,0	13,2
	DR2-16	cœur	49,65	1,62	3,15	0,22	7,19	0,14	14,86	nd	21,66	0,27	nd	nd	98,77	43,4	44,3	12,3
	DR2-9	cœur	44,82	3,28	6,90	0,51	7,58	0,13	12,65	0,02	22,05	0,42	0,00	nd	98,37	44,6	41,2	14,2
	DR2-12	bord	48,86	1,95	3,33	0,00	8,37	0,26	14,29	nd	21,36	0,30	nd	0,04	98,75	42,9	42,7	14,5
	DR2-12	bord	50,28	1,45	2,90	0,11	7,39	0,15	15,09	0,00	21,53	0,28	nd	nd	99,17	42,9	44,6	12,5
	DR2-12	bord	46,21	3,23	6,32	0,08	8,63	0,13	12,69	nd	21,78	0,42	nd	0,02	99,50	43,3	40,8	15,8
	DR2-12	bord	44,68	3,94	6,95	nd	9,79	0,15	11,35	nd	20,82	0,40	0,04	0,01	98,13	42,1	38,9	19,1
	DR2-16	bord	49,25	1,60	4,33	0,43	6,35	0,16	14,62	nd	22,45	0,28	nd	0,00	99,45	44,7	44,2	11,1
	DR2-9	bord	48,79	2,03	3,00	0,00	9,58	0,25	13,45	0,01	21,05	0,36	nd	0,00	98,51	42,6	40,7	16,7
	DR2-10	cœur	47,04	2,13	4,31	0,03	8,43	0,15	14,03	0,04	21,10	0,26	nd	0,03	97,54	42,6	42,7	14,7
	DR2-10	cœur	45,52	2,84	6,48	0,59	7,39	0,12	12,69	nd	21,80	0,38	nd	0,01	97,82	44,4	41,7	13,9
	DR2-10	cœur	46,36	2,65	5,92	0,33	7,15	0,05	13,09	0,00	22,21	0,33	nd	0,05	98,14	45,0	42,0	13,0
	DR2-10	cœur	49,44	1,55	3,27	0,38	6,89	0,16	14,79	0,00	21,30	0,27	0,02	nd	98,07	43,1	44,8	12,0
	DR2-10	cœur	49,00	1,35	3,43	0,49	6,08	0,09	14,86	nd	22,31	0,30	0,00	0,01	97,93	45,2	44,4	10,4
	DR2-10	cœur	44,99	2,91	6,17	0,01	8,95	0,18	12,27	0,03	21,62	0,38	nd	0,11	97,63	44,0	39,5	16,5
	DR2-10	cœur	49,39	1,37	3,51	0,29	6,37	0,08	14,91	nd	21,84	0,32	nd	0,01	98,10	44,1	45,0	10,9
	DR2-10	cœur	45,05	2,56	6,92	0,74	7,30	0,12	12,87	nd	21,82	0,32	nd	nd	97,70	44,4	42,0	13,6
	DR2-10	cœur	46,92	2,19	5,31	0,47	7,23	0,07	13,46	nd	21,96	0,37	0,00	0,03	98,00	44,7	42,5	12,9
	DR2-7	cœur	49,88	1,57	3,33	0,04	7,66	0,09	14,53	nd	21,64	0,30	0,00	nd	99,04	43,2	43,7	13,1
	DR2-7	cœur	49,65	1,56	3,71	0,04	6,95	0,17	14,88	0,01	21,77	0,32	0,03	0,02	99,12	43,3	44,7	12,0
	DR2-7	cœur	49,60	1,33	3,31	0,41	6,55	0,13	15,05	nd	21,95	0,31	nd	0,00	98,63	44,2	44,7	11,1
	DR2-7	cœur	49,96	1,27	3,10	0,49	6,24	0,13	15,04	0,02	21,96	0,36	0,00	nd	98,57	44,3	45,0	10,7
	DR2-7	cœur	44,80	3,54	8,23	0,22	8,06	0,08	12,03	0,00	21,75	0,42	nd	0,01	99,16	43,3	41,1	15,6
	DR2-7	cœur	49,89	1,41	3,30	0,31	6,56	0,14	14,90	nd	21,87	0,27	nd	0,02	98,69	43,9	44,8	11,3
	DR2-7	cœur	46,43	2,37	5,86	0,41	7,22	0,10	13,13	nd	22,34	0,34	nd	0,03	98,22	45,3	41,7	13,1
	DR2-7	cœur	46,63	2,52	6,07	0,47	6,86	0,09	13,34	nd	22,50	0,33	nd	0,05	98,85	45,3	42,3	12,4
	DR2-7	cœur	49,11	1,65	3,85	0,16	7,56	0,19	14,83	nd	21,31	0,26	0,00	0,04	98,96	42,5	44,5	13,0
	DR2-7	cœur	46,39	2,62	6,86	0,50	7,27	0,10	12,89	nd	22,05	0,34	0,01	0,02	99,05	44,2	42,3	13,5
	DR2-7	cœur	44,11	2,93	6,65	0,75	7,01	0,09	12,84	nd	22,30	0,37	0,01	0,01	97,08	45,9	41,3	12,8
	DR2-7	cœur	49,43	1,51	3,46	0,13	6,92	0,11	14,80	nd	21,60	0,26	0,01	nd	98,22	43,3	44,7	11,9
	DR2-12	cœur	47,10	2,41	6,01	0,74	6,80	0,17	13,37	nd	22,37	0,31	0,01	0,00	99,30	45,0	42,5	12,5
	DR2-12	cœur	46,27	2,74	6,49	0,10	7,32	0,04	13,05	nd	22,54	0,34	nd	nd	98,89	45,0	41,8	13,3
	DR2-12	cœur	44,42	2,99	7,06	0,66	7,44	0,07	12,60	nd	22,12	0,38	0,00	0,00	97,76	45,1	41,1	13,8
	DR2-12	cœur	48,66	1,77	3,18	nd	7,97	0,19	14,45	nd	21,67	0,28	nd	0,02	98,18	43,5	42,9	13,6
	DR2-12	cœur	45,67	3,15	6,85	0,27	7,73	0,14	12,46	nd	21,72	0,39	0,00	0,03	98,41	43,8	41,5	14,8
	DR2-12	cœur	50,63	1,56	3,16	0,02	7,51	0,10	14,82	nd	22,35	0,27	nd	0,07	100,49	44,1	43,4	12,5
	DR2-12	cœur	47,38	2,38	5,83	0,54	6,81	0,05	13,69	nd	22,60	0,35	nd	0,04	99,66	45,1	42,8	12,1
	DR2-12	cœur	49,47	1,36	3,17	0,38	6,59	0,06	15,19	nd	22,12	0,24	nd	0,02	98,61	44,4	44,7	11,0
	DR2-16	cœur	44,93	3,29	7,40	0,55	7,85	nd	12,31	0,01	22,01	0,40	nd	0,02	98,77	44,5	41,0	14,5
	DR2-16	cœur	50,18	1,39	3,21	0,16	7,14	0,06	15,15	0,01	21,28	0,28	0,00	0,03	98,89	42,5	45,4	12,1
	DR2-16	cœur	45,17	3,16	6,85	0,39	7,54	0,12	12,68	nd	22,03	0,40	nd	0,02	98,36	44,5	41,4	14,1
	DR2-16	cœur	49,24	1,65	3,51	0,26	7,49	0,15	15,05	nd	21,27	0,26	nd	0,02	98,90	42,5	44,8	12,7
	DR2-16	cœur	43,92	3,77	7,73	0,02	9,45	0,16	11,69	nd	21,38	0,44	nd	0,10	98,65	42,9	39,1	18,0
	DR2-16	cœur	42,39	5,18	7,83	0,07	10,17	0,13	11,05	nd	21,18	0,46	0,00	0,11	98,59	42,8	37,5	19,6
	DR2-16	cœur	50,18	1,39	3,21	0,16	7,14	0,06	15,15	0,01	21,28	0,28	0,00	0,03	98,89	42,5	45,4	12,1
	DR2-16	cœur	45,17	3,16	6,85	0,39	7,54	0,12	12,68	nd	22,03	0,40	nd	0,02	98,36	44,5	41,4	14,1
	DR2-16	cœur	49,24	1,65	3,51	0,26	7,49	0,15	15,05	nd	21,27	0,26	nd	0,02	98,90	42,5	44,8	12,7
	DR2-16	cœur	43,92	3,77	7,73	0,02	9,45	0,16	11,69	nd	21,38	0,44	nd	0,10	98,65	42,9	39,1	18,0
	DR2-16	cœur	42,39	5,18	7,83	0,07	10,17	0,13	11,05	nd	21,18	0,46	0,00	0,11	98,59	42,8	37,5	19,6
	DR2-9	cœur	49,28	1,67	3,22	0,08	8,11	0,21	14,86	nd	21,00	0,29	0,00	0,08	98,80	42,0	44,0	13,9
	DR2-9	cœur	46,51	2,15	5,73	0,64	7,01	0,03	13,32	nd	22,12	0,32	0,00	0,04	97,85	45,0	42,4	12,6
	DR2-9	cœur	45,76	2,58	6,04	0,56	7,36	0,05	12,82	nd	21,99	0,36	nd	0,04	97,56	45,0	41,5	13,4
	DR2-9	cœur	49,35	1,59	2,83	nd	8,12	0,19	14,53	nd	20,78	0,25	nd	nd	97,64	42,0	43,9	14,1
	DR2-9	cœur	49,33	1,52	3,16	0,00	7,92	0,07	14,96	nd	20,75	0,25	nd	0,01	97,98	41,6	44,9	13,5
	DR2-9	cœur	44,08	3,91	8,46	0,26	8,20	0,11	11,90	nd	21,69	0,36	0,01	0,03	99,01	43,2	40,8	15,9
	DR2-9	cœur	46,90	2,41	6,26	0,29	7,99	0,09	12,99	nd	21,65	0,37	0,01	0,07	99,03	43,3	42,0	14,7
	DR2-9	cœur	50,17	1,72	3,06	nd	8,31	0,21	14,92	nd	20,82	0,26	nd	0,04	99,51	41,3	44,5	14,2

Table A-6.c.4. Synthèse des compositions en élements majeurs des clinopyroxènes obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	type	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	Wo	En	Fe
	DR2-10	cœur	45,87	2,54	6,16	0,49	7,53	0,10	13,12	nd	21,41	0,37	0,02	0,00	97,60	43,5	42,7	13,8
	DR2-10	cœur	48,72	1,76	3,76	0,33	7,42	0,11	15,04	0,04	21,01	0,26	nd	0,09	98,54	42,2	45,2	12,7
	DR2-10	cœur	48,93	1,44	3,51	0,08	7,29	0,18	14,56	nd	21,64	0,31	nd	0,03	97,96	43,6	43,8	12,6
	DR2-10	cœur	49,78	1,49	3,39	0,24	6,78	0,21	14,94	nd	21,27	0,25	0,02	0,02	98,39	42,7	45,3	11,9
	DR2-10	cœur	47,06	2,18	5,54	0,53	6,92	0,14	13,56	nd	22,46	0,34	nd	0,01	98,74	45,3	42,3	12,4
	DR2-10	cœur	47,57	2,15	5,62	0,51	6,82	0,07	13,53	nd	22,56	0,32	nd	0,04	99,18	45,4	42,6	12,1
	DR2-10	cœur	44,49	3,40	7,46	0,25	7,77	0,08	12,15	nd	22,38	0,37	nd	0,02	98,38	45,2	40,2	14,6
	DR2-10	cœur	44,66	3,13	6,81	0,33	7,91	0,13	12,40	nd	21,92	0,36	nd	0,00	97,65	44,5	40,7	14,8
	DR2-10	cœur	46,77	2,25	5,25	0,64	6,87	0,15	13,80	nd	22,01	0,35	nd	0,06	98,16	44,7	43,0	12,3
	DR2-6	cœur	44,80	3,89	7,89	0,07	8,87	0,13	12,42	nd	21,22	0,44	0,02	0,02	99,92	41,7	41,5	16,8
	DR9-2	cœur	50,84	1,12	3,45	1,05	4,76	0,07	15,61	0,01	23,03	0,26	nd	0,05	100,24	45,7	46,3	8,0
	DR9-2	cœur	51,89	0,95	2,55	0,87	4,51	0,03	16,09	nd	22,89	0,25	nd	nd	100,04	45,4	47,1	7,5
	DR9-2	cœur	51,36	1,13	3,04	0,47	5,14	0,08	15,49	nd	22,48	0,25	0,03	0,01	99,48	44,8	46,4	8,8
	DR9-2	cœur	46,60	2,35	5,22	0,01	7,58	0,16	13,31	nd	22,24	0,36	nd	nd	97,83	44,9	41,6	13,5
	DR9-2	cœur	47,23	2,37	5,74	0,25	6,75	0,10	13,77	0,11	22,40	0,27	nd	0,00	99,01	44,7	43,2	12,1
Sous-marin 2 PdF	DR9-2	cœur	49,50	1,45	4,36	0,77	5,40	0,09	14,50	nd	22,68	0,31	nd	0,02	99,08	45,7	44,7	9,5
	DR9-2	cœur	46,47	2,80	6,54	0,32	6,67	0,08	13,11	nd	22,19	0,29	nd	nd	98,48	44,5	43,0	12,4
	DR9-2	cœur	46,13	2,66	5,61	0,02	8,87	0,16	12,25	0,01	22,28	0,39	nd	nd	98,39	45,1	38,9	16,1
	DR9-2	cœur	47,85	2,55	5,55	nd	7,96	0,16	13,01	0,00	22,43	0,39	0,00	0,02	99,92	44,6	41,1	14,3
	DR9-2	cœur	50,33	1,13	3,80	1,16	4,98	0,08	15,23	nd	22,85	0,27	nd	0,06	99,91	45,5	46,0	8,5
	DR9-2	cœur	49,66	1,49	4,26	1,02	5,05	0,06	14,81	0,01	22,83	0,31	nd	nd	99,49	45,8	45,4	8,8
	DR9-2	cœur	50,18	1,00	3,02	0,99	4,77	0,07	15,70	0,01	23,04	0,26	0,01	0,01	99,06	46,2	46,0	7,9
	DR9-2	cœur	50,81	1,17	2,92	0,09	6,73	0,25	15,41	0,00	21,64	0,22	nd	0,02	99,25	42,9	45,5	11,6
	DR9-2	cœur	46,93	2,51	6,13	0,23	6,92	0,11	13,44	0,08	22,25	0,32	nd	0,02	98,97	44,5	42,9	12,6
	DR9-2	cœur	47,40	2,48	6,14	0,94	6,20	0,04	13,93	0,04	22,12	0,35	nd	0,03	99,68	44,3	44,5	11,2
	DR9-2	cœur	50,95	1,04	3,72	1,22	4,78	0,04	15,55	0,04	22,99	0,28	0,01	0,00	100,60	45,4	46,5	8,1
	DR9-2	bord	51,24	1,42	3,27	0,10	6,62	0,07	15,02	nd	22,29	0,23	nd	0,00	100,25	44,0	44,8	11,2
	DR9-2	bord	44,88	3,31	5,77	nd	9,76	0,20	11,67	nd	22,12	0,44	0,00	nd	98,14	45,0	37,2	17,8
	DR9-2	bord	50,55	1,40	4,07	1,01	4,88	nd	15,05	0,05	22,96	0,28	nd	0,01	100,26	45,7	46,0	8,4
	DR9-2	bord	50,71	1,37	3,65	0,48	5,18	0,07	15,24	nd	22,77	0,23	nd	0,01	99,70	45,3	45,9	8,8
	DR9-2	bord	49,78	1,49	4,55	1,10	5,14	0,08	15,33	0,08	22,56	0,32	nd	nd	100,42	44,6	46,5	8,8

Table A-6.c.5. Synthèse des compositions en élements majeurs des clinopyroxènes obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	type	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	Wo	En	Fe
Sous-marin PdN	DR7-3	cœur	49,78	1,38	4,75	0,64	6,11	0,08	15,01	nd	21,74	0,23	0,00	0,00	99,80	43,0	46,3	10,7
	DR7-3	cœur	47,37	2,69	5,54	0,14	8,67	0,12	13,40	nd	21,56	0,37	0,01	0,06	99,95	42,7	41,9	15,4
	DR7-3	cœur	48,89	1,80	4,53	0,37	8,27	0,21	13,97	nd	21,72	0,42	nd	0,06	100,40	43,2	42,4	14,4
	DR7-3	cœur	52,29	0,76	2,20	0,63	6,46	0,16	17,52	nd	19,87	0,19	nd	0,00	100,17	38,9	50,4	10,7
	DR7-3	cœur	52,17	0,82	2,56	0,52	6,00	0,19	17,00	nd	21,21	0,18	nd	nd	100,66	41,3	48,7	10,0
	DR7-3	cœur	51,92	0,87	2,09	0,02	8,47	0,20	15,44	nd	21,23	0,38	nd	nd	100,63	41,8	44,2	13,9
	DR6-4	cœur	47,76	2,44	5,98	0,13	9,14	0,21	13,25	0,08	21,47	0,38	nd	nd	100,89	42,1	41,5	16,5
	DR7-6	cœur	47,93	1,81	5,38	0,89	6,78	0,16	14,37	nd	21,15	0,34	nd	0,01	98,80	42,5	45,3	12,2
	DR7-6	cœur	48,01	2,02	4,65	0,03	9,07	0,14	13,61	nd	21,41	0,36	nd	nd	99,29	42,6	41,6	15,8
	DR7-6	cœur	49,84	1,30	4,16	0,07	7,95	0,10	15,39	nd	20,60	0,29	nd	0,00	99,70	40,3	46,2	13,5
	DR7-6	bord	46,99	3,13	7,30	nd	10,18	0,13	11,46	nd	19,19	0,76	0,18	0,38	99,71	39,5	40,2	20,3
	DR7-6	bord	49,69	1,61	4,51	0,35	7,48	0,14	14,96	0,00	20,82	0,36	nd	0,01	99,94	41,0	45,9	13,1
	DR6-4	cœur	49,35	1,76	4,75	0,25	8,23	0,19	14,28	nd	21,64	0,33	0,01	0,02	100,81	42,4	43,3	14,3
	DR7-3	cœur	49,66	1,46	4,44	0,15	7,12	0,11	14,97	nd	21,47	0,29	0,01	0,00	99,68	42,2	45,4	12,4
	DR7-3	cœur	50,29	1,26	4,91	0,31	6,29	0,13	14,83	0,02	21,79	0,31	nd	0,02	100,14	42,8	46,0	11,2
	DR7-3	cœur	48,29	2,25	6,03	0,14	7,25	0,17	14,21	nd	21,83	0,32	0,02	0,06	100,57	42,6	44,4	13,0
	DR7-3	cœur	50,71	1,40	4,09	0,16	6,96	0,19	15,54	0,01	21,82	0,28	nd	0,00	101,16	42,3	45,8	11,9
	DR7-3	cœur	50,86	1,03	3,99	1,15	5,64	0,06	15,96	0,04	21,64	0,33	nd	nd	100,75	42,6	47,9	9,5
	DR7-3	cœur	51,16	1,01	3,46	0,80	5,65	0,09	15,81	nd	22,53	0,28	nd	nd	100,94	44,3	46,3	9,4
	DR7-3	cœur	52,40	0,83	2,45	0,38	6,24	0,13	17,35	0,02	20,33	0,18	nd	nd	100,32	39,6	50,0	10,4
	DR7-3	cœur	48,93	1,56	5,36	0,77	6,44	0,11	14,91	nd	22,00	0,24	nd	0,02	100,35	43,2	45,6	11,2
	DR7-3	cœur	52,11	0,93	2,07	0,06	8,64	0,26	15,57	nd	21,09	0,35	0,00	nd	101,09	41,4	44,3	14,2
	DR7-3	cœur	47,88	1,50	4,72	0,67	5,96	0,13	14,87	0,14	21,02	0,25	0,05	0,00	97,17	42,7	46,6	10,7
	DR7-6	cœur	48,02	1,93	5,54	0,72	7,81	0,16	14,79	nd	20,29	0,29	0,00	nd	99,54	40,0	46,1	14,0
	DR7-6	cœur	52,28	0,72	2,08	0,18	7,89	0,25	17,55	nd	19,11	0,22	nd	0,02	100,29	37,3	49,8	12,9
	DR7-6	cœur	46,99	2,80	5,78	0,04	8,85	0,16	13,64	0,00	19,73	0,32	nd	0,11	98,43	39,1	44,4	16,5
	DR7-6	cœur	51,48	0,88	2,16	0,14	7,29	0,06	16,65	nd	20,31	0,25	nd	0,08	99,29	40,3	47,9	11,8
	DR7-6	cœur	49,37	1,22	4,32	0,60	6,56	0,19	14,77	0,03	21,70	0,29	nd	0,00	99,06	43,4	45,0	11,6
	DR7-6	cœur	50,84	0,82	2,41	0,09	6,88	0,13	16,15	nd	21,14	0,25	0,02	0,05	98,76	42,0	46,6	11,4
	DR7-6	cœur	52,56	0,84	2,14	0,05	7,54	0,13	16,44	nd	20,46	0,27	0,01	0,04	100,47	40,1	47,5	12,4
	DR6-2	cœur	46,82	2,43	5,69	0,04	9,25	0,21	13,21	nd	21,05	0,39	nd	0,01	99,12	41,8	41,5	16,6
	DR6-2	cœur	47,82	2,02	4,69	0,26	8,45	0,15	13,75	nd	21,13	0,32	nd	0,01	98,60	42,5	42,6	15,0
	DR6-2	cœur	49,88	1,22	3,12	0,16	8,30	0,23	14,74	nd	20,39	0,32	nd	0,03	98,39	41,0	44,5	14,5
	DR6-2	cœur	47,82	2,05	5,44	0,44	8,14	0,24	13,56	nd	21,13	0,36	nd	nd	99,19	42,2	42,9	14,9
	DR6-2	cœur	49,85	1,02	2,52	nd	9,70	0,20	15,47	nd	18,86	0,29	0,07	0,03	98,01	37,9	45,7	16,4
	DR6-2	cœur	48,32	1,53	4,67	0,32	8,07	0,22	13,71	0,01	21,54	0,32	nd	0,01	98,71	43,3	42,3	14,3
	DR6-2	cœur	50,57	1,00	2,35	0,26	8,01	0,18	15,85	nd	20,41	0,25	0,02	0,01	98,91	40,7	45,9	13,3
	DR6-2	cœur	50,87	1,03	2,75	0,03	9,04	0,17	15,79	nd	19,52	0,24	nd	0,03	99,49	38,5	46,3	15,2
	DR6-2	cœur	51,98	0,93	2,34	nd	8,23	0,16	15,69	0,05	20,98	0,28	nd	0,00	100,64	41,2	45,3	13,6
	DR6-2	cœur	51,24	0,97	2,30	0,16	8,10	0,21	16,08	nd	20,17	0,28	0,02	0,03	99,56	40,0	46,5	13,5
	DR6-2	cœur	51,66	0,97	2,23	0,13	8,59	0,15	16,39	0,00	19,29	0,22	nd	nd	99,64	38,0	47,7	14,3
	DR6-2	cœur	50,74	1,27	2,32	0,02	9,20	0,12	15,20	nd	20,75	0,27	0,01	0,03	99,94	41,1	43,8	15,1
	DR6-4	cœur	49,98	1,32	3,70	0,22	8,15	0,22	15,07	nd	21,24	0,34	nd	0,03	100,27	41,8	44,4	13,8
	DR6-4	cœur	51,62	1,13	2,69	0,10	9,09	0,29	16,16	nd	19,50	0,23	0,04	0,02	100,94	37,9	46,8	15,3
	DR6-4	cœur	51,79	1,00	2,27	nd	8,93	0,29	15,08	nd	20,81	0,34	0,00	0,03	100,54	41,1	43,9	15,1
	DR6-4	cœur	51,47	1,01	2,17	nd	8,82	0,26	15,08	nd	20,66	0,32	nd	nd	99,80	41,0	44,1	14,9

Table A-6.d.1. Synthèse des compositions en élements majeurs des plagioclases obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	type	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	An	Ab	Or
	RR30	cœur	48,47	0,01	34,34	0,04	0,67	0,03	0,07	0,00	16,98	1,97	0,06	0,00	102,66	83,2	16,4	0,4
	RR34	cœur	47,83	0,05	32,79	0,01	0,65	0,01	0,05	0,00	16,59	2,04	0,09	0,01	100,12	82,2	17,2	0,5
	RR34	cœur	48,20	0,06	32,51	0,00	0,64	0,03	0,17	0,00	16,19	2,31	0,09	0,03	100,23	80,0	19,5	0,5
	RR34	cœur	46,66	0,06	33,58	0,00	0,72	0,00	0,15	0,03	17,39	1,60	0,10	0,02	100,31	85,9	13,5	0,6
	RR36	cœur	46,06	0,02	34,22	0,00	0,61	0,02	0,11	0,00	18,12	1,53	0,00	0,01	100,70	87,4	12,6	-
	RR36	cœur	47,46	0,07	33,37	0,04	0,69	0,02	0,11	0,00	17,32	1,92	0,08	0,01	101,10	83,7	15,8	0,5
	RR36	cœur	46,67	0,02	33,47	0,02	0,61	0,00	0,08	0,01	17,62	1,85	0,10	0,02	100,50	84,4	15,1	0,5
	RR36	cœur	47,93	0,05	32,98	0,01	0,57	0,01	0,08	0,00	16,81	2,31	0,09	0,00	100,87	80,6	18,9	0,5
	BC 31	cœur	47,58	0,11	33,68	0,02	0,65	0,00	0,11	0,00	17,25	1,91	0,03	0,04	101,38	84,0	15,9	0,2
	Plt beta 2	cœur	48,86	0,06	31,67	0,00	0,64	0,01	0,18	0,00	15,51	2,79	0,14	0,01	99,88	75,9	23,3	0,8
	Plt beta 2	cœur	48,92	0,08	32,01	0,00	0,53	0,00	0,15	0,00	15,92	2,65	0,08	0,00	100,34	77,5	22,0	0,5
	Plt beta 2	cœur	48,94	0,08	32,31	0,00	0,62	0,00	0,14	0,00	15,92	2,57	0,11	0,03	100,72	77,9	21,5	0,7
	Plt beta 2	cœur	48,98	0,06	32,09	0,00	0,60	0,06	0,14	0,00	15,80	2,63	0,08	0,00	100,44	77,5	22,0	0,5
	Plt beta 2	cœur	49,63	0,05	31,80	0,00	0,54	0,00	0,15	0,00	15,28	3,00	0,13	0,03	100,61	74,3	24,9	0,8
	Plt beta 2	cœur	49,19	0,04	31,96	0,01	0,54	0,01	0,14	0,00	15,27	2,88	0,17	0,00	100,22	74,9	24,1	1,0
	RR36	cœur	46,75	0,00	33,71	0,05	0,61	0,00	0,11	0,00	17,24	1,94	0,07	0,00	100,49	83,6	16,0	0,4
	PB4	cœur	46,57	0,00	32,82	0,06	0,59	0,00	0,00	0,13	16,57	1,99	0,09	0,03	98,84	82,6	16,9	0,5
	RR36	cœur	46,30	0,09	34,31	0,00	0,67	0,00	0,07	0,00	17,71	1,68	0,07	0,01	100,91	85,7	13,9	0,4
	RR30	cœur	47,40	0,02	33,49	0,00	0,70	0,00	0,10	0,02	17,25	1,92	0,08	0,00	100,98	83,7	15,9	0,5
	RR30	cœur	47,23	0,02	33,17	0,00	0,73	0,00	0,09	0,00	16,68	2,01	0,06	0,00	99,99	82,6	17,0	0,4
	RR30	cœur	47,53	0,07	33,30	0,00	0,68	0,00	0,07	0,00	16,83	2,08	0,04	0,01	100,60	82,4	17,3	0,2
	RR30	cœur	45,11	0,00	32,64	0,00	0,70	0,01	0,07	0,00	17,43	1,93	0,06	0,02	97,99	83,8	15,9	0,3
	RR30	cœur	46,63	0,05	33,61	0,00	0,60	0,04	0,04	0,00	17,49	1,62	0,05	0,00	100,13	86,1	13,6	0,3
	RR30	cœur	47,09	0,01	33,86	0,00	0,59	0,00	0,10	0,00	17,27	1,82	0,10	0,00	100,83	84,3	15,1	0,6
	RR34	cœur	47,93	0,08	32,67	0,03	0,60	0,00	0,14	0,00	16,44	2,32	0,11	0,02	100,34	80,1	19,3	0,6
	RR34	cœur	46,86	0,02	33,47	0,02	0,63	0,00	0,12	0,00	17,20	1,73	0,01	0,00	100,04	85,3	14,6	0,1
	RR36	cœur	46,81	0,09	32,83	0,02	0,54	0,03	0,10	0,00	17,32	1,88	0,07	0,02	99,72	84,0	15,6	0,4
	RR36	cœur	47,97	0,04	33,21	0,04	0,64	0,03	0,06	0,00	16,89	1,87	0,08	0,00	100,83	83,7	15,8	0,5
	BM4	cœur	47,19	0,06	33,04	0,00	0,63	0,00	0,10	0,00	16,73	2,05	0,03	0,02	99,86	82,5	17,3	0,2
	BM4	cœur	46,77	0,01	33,25	0,00	0,50	0,00	0,12	0,00	17,44	1,76	0,06	0,03	99,95	85,0	14,6	0,4
Subaérien PdF	BC 31	cœur	48,65	0,08	32,22	0,00	0,67	0,04	0,11	0,00	15,82	2,73	0,07	0,00	100,39	76,9	22,6	0,4
	BC 31	cœur	48,23	0,06	32,86	0,00	0,69	0,01	0,11	0,00	16,20	2,43	0,06	0,02	100,67	79,4	20,3	0,4
	BC 31	cœur	48,67	0,10	31,95	0,00	0,61	0,01	0,11	0,00	15,87	2,73	0,09	0,00	100,14	76,9	22,6	0,5
	BC 31	cœur	46,56	0,07	32,78	0,00	2,22	0,01	0,40	0,00	16,22	1,95	0,05	0,00	100,27	82,8	16,9	0,3
	RR32	cœur	47,39	0,06	32,78	0,00	0,54	0,00	0,06	0,00	16,45	2,11	0,06	0,00	99,46	81,7	17,9	0,4
	RR32	cœur	46,48	0,11	33,47	0,00	0,68	0,01	0,08	0,00	16,73	1,90	0,07	0,02	99,55	83,5	16,1	0,4
	RR32	cœur	45,98	0,00	32,68	0,00	0,69	0,04	0,14	0,02	16,98	1,89	0,07	0,00	98,49	83,7	15,9	0,4
	RR32	cœur	46,55	0,00	33,21	0,01	0,66	0,03	0,06	0,00	17,20	1,72	0,06	0,00	99,52	85,1	14,5	0,4
	RR32	bord	47,30	0,04	32,74	0,00	0,64	0,03	0,04	0,00	16,34	2,15	0,08	0,00	99,36	81,3	18,2	0,5
	RR34	bord	47,01	0,11	33,37	0,00	0,62	0,00	0,09	0,00	17,05	1,86	0,07	0,00	100,30	84,0	15,6	0,4
	RR34	bord	49,57	0,08	31,41	0,01	0,66	0,04	0,16	0,00	14,90	3,15	0,24	0,00	100,21	72,5	26,2	1,4
	RR34	bord	46,76	0,03	33,72	0,06	0,77	0,00	0,12	0,00	17,33	1,77	0,04	0,01	100,61	85,0	14,8	0,2
	RR34	bord	47,05	0,03	33,48	0,02	0,70	0,03	0,15	0,01	17,42	1,72	0,07	0,00	100,67	85,2	14,4	0,4
	RR36	bord	46,73	0,11	33,79	0,00	0,72	0,00	0,08	0,00	17,13	1,79	0,07	0,06	100,47	84,5	15,1	0,4
	RR36	bord	48,30	0,04	32,56	0,00	0,81	0,00	0,07	0,00	16,27	2,43	0,10	0,04	100,62	79,2	20,2	0,6
	Plt beta 2	bord	48,81	0,06	32,31	0,00	0,54	0,00	0,11	0,00	15,47	2,71	0,07	0,02	100,16	76,7	22,9	0,4
	Plt beta 2	bord	48,01	0,05	32,67	0,00	0,61	0,00	0,10	0,00	16,76	2,28	0,08	0,00	100,55	80,8	18,7	0,4
	Plt beta 2	bord	47,59	0,06	33,04	0,00	0,67	0,04	0,10	0,00	16,89	2,10	0,13	0,02	100,65	81,9	17,3	0,8
	Plt beta 2	bord	48,95	0,12	32,30	0,00	0,49	0,00	0,13	0,00	15,93	2,70	0,13	0,03	100,83	77,0	22,3	0,7
	Plt beta 2	bord	50,01	0,04	31,10	0,05	0,74	0,05	0,13	0,00	14,71	3,28	0,20	0,00	100,32	71,6	27,2	1,2
	RR34	bord	48,56	0,01	33,25	0,00	0,66	0,00	0,16	0,00	16,63	2,11	0,08	0,04	101,56	81,8	17,7	0,5
	RR36	bord	47,48	0,02	33,14	0,03	0,76	0,00	0,13	0,00	16,86	2,13	0,08	0,02	100,65	81,9	17,6	0,5
	RR36	bord	50,12	0,08	31,17	0,05	0,85	0,01	0,10	0,00	14,51	3,29	0,20	0,02	100,39	71,3	27,5	1,2
	BC 31	bord	47,64	0,07	33,27	0,00	0,61	0,02	0,09	0,00	16,88	2,05	0,06	0,01	100,69	82,6	17,1	0,4
	BC 31	bord	47,80	0,05	32,83	0,00	0,80	0,00	0,12	0,01	16,51	2,28	0,09	0,00	100,49	80,5	19,0	0,6
	RR36	bord	46,93	0,07	33,27	0,00	0,71	0,00	0,09	0,00	17,13	1,95	0,10	0,00	100,24	83,3	16,1	0,6
	PB4	bord	55,78	0,19	26,99	0,02	0,85	0,00	0,03	0,08	9,76	5,42	0,59	0,01	99,73	49,5	46,9	3,6
	RR30	bord	47,95	0,00	32,33	0,02	0,72	0,01	0,08	0,00	16,21	2,36	0,11	0,00	99,79	79,6	19,8	0,6
	RR36	bord	47,16	0,06	32,84	0,02	0,77	0,00	0,10	0,00	17,26	2,15	0,11	0,02	100,54	81,9	17,4	0,6
	RR36	bord	52,21	0,26	28,75	0,01	1,29	0,00	0,39	0,00	12,74	3,97	0,24	0,03	99,89	64,3	34,2	1,5
	BC 31	bord	48,69	0,07	32,22	0,00	0,69	0,00	0,14	0,00	15,89	2,58	0,06	0,00	100,33	78,0	21,6	0,3

Table A-6.d.2. Synthèse des compositions en élements majeurs des plagioclases obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	type	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	An	Ab	Or
Subaérien PdF	RR30	bord	58,47	0,13	26,11	0,00	0,51	0,00	0,05	0,00	7,77	7,04	0,72	0,04	100,85	37,7	58,2	4,1
	RR30	bord	47,60	0,09	32,94	0,00	0,82	0,02	0,06	0,00	16,96	2,07	0,09	0,02	100,65	82,3	17,1	0,5
	RR30	bord	49,58	0,07	32,01	0,00	0,81	0,02	0,11	0,00	15,37	2,70	0,14	0,03	100,83	76,3	22,8	0,8
	RR30	bord	48,15	0,06	32,92	0,00	0,80	0,00	0,09	0,05	16,54	2,38	0,11	0,00	101,12	79,8	19,6	0,6
	RR30	bord	46,32	0,04	33,96	0,00	0,76	0,00	0,05	0,00	17,55	1,68	0,07	0,00	100,43	85,6	14,0	0,4
	RR32	bord	46,44	0,05	33,28	0,02	0,64	0,00	0,05	0,00	17,21	1,80	0,07	0,03	99,60	84,5	15,1	0,4
	RR30	bord	55,36	0,12	28,05	0,00	0,61	0,00	0,02	0,00	10,63	5,44	0,38	0,00	100,61	52,2	45,6	2,2
	RR32	bord	47,57	0,02	32,82	0,03	0,72	0,00	0,05	0,00	16,61	2,29	0,10	0,00	100,28	80,5	18,9	0,6
	BC 31	bord	46,74	0,07	34,15	0,00	0,63	0,00	0,08	0,00	17,69	1,80	0,07	0,03	101,26	84,9	14,7	0,4
	BC 31	bord	54,19	0,19	28,30	0,01	0,67	0,00	0,08	0,00	11,38	5,14	0,39	0,00	100,40	55,2	42,5	2,2
	RR32	bord	55,10	0,18	27,38	0,07	0,59	0,00	0,03	0,00	10,06	5,71	0,42	0,03	99,57	49,6	48,0	2,5
	RR30	microlite	52,41	0,09	29,63	0,03	0,90	0,01	0,05	0,00	12,95	4,26	0,28	0,00	100,63	63,0	35,4	1,6
	RR30	microlite	46,58	0,02	32,63	0,00	0,66	0,04	0,05	0,00	16,76	2,09	0,05	0,03	98,90	82,2	17,5	0,3
	RR30	microlite	51,60	0,10	30,27	0,00	0,99	0,00	0,05	0,00	13,26	3,97	0,22	0,03	100,59	65,3	33,4	1,3
	RR30	microlite	47,60	0,08	33,35	0,03	0,63	0,00	0,06	0,00	16,81	2,11	0,10	0,00	100,76	81,9	17,5	0,6
	RR30	microlite	47,84	0,07	32,86	0,03	0,72	0,00	0,05	0,00	16,46	2,30	0,12	0,00	100,45	80,2	19,1	0,7
	RR30	microlite	48,21	0,00	32,88	0,02	0,81	0,03	0,08	0,00	16,69	2,35	0,11	0,02	101,20	80,1	19,3	0,6
	RR30	microlite	52,88	0,08	29,58	0,02	0,93	0,03	0,05	0,00	12,41	4,52	0,29	0,01	100,82	60,6	37,7	1,7
	RR32	microlite	50,37	0,10	28,84	0,02	0,93	0,00	0,00	0,05	12,61	4,10	0,23	0,00	97,25	63,4	35,2	1,4
	RR32	microlite	51,62	0,14	30,07	0,00	0,93	0,00	0,01	0,01	13,50	3,98	0,12	0,00	100,38	66,0	33,2	0,7
	RR32	microlite	51,40	0,17	29,99	0,00	0,76	0,00	0,01	0,05	13,13	3,99	0,25	0,00	99,75	64,9	33,6	1,5
	RR32	microlite	53,53	0,21	28,19	0,00	0,70	0,00	0,00	0,05	10,49	5,13	0,32	0,00	98,63	53,5	44,6	2,0
	RR32	microlite	55,73	0,22	27,44	0,04	1,00	0,00	0,01	0,03	9,53	5,85	0,36	0,01	100,22	47,8	50,0	2,2
	RR33	microlite	49,11	0,12	32,05	0,02	0,56	0,02	0,14	0,00	15,55	2,72	0,12	0,00	100,42	76,5	22,8	0,7
	RR33	microlite	53,10	0,17	29,25	0,00	0,86	0,00	0,15	0,00	12,24	4,44	0,25	0,03	100,48	60,9	37,6	1,5
	RR33	microlite	57,08	0,19	26,34	0,00	0,89	0,00	0,05	0,00	8,87	6,18	0,57	0,00	100,18	44,2	52,5	3,4
	RR33	microlite	47,07	0,07	33,45	0,03	0,60	0,00	0,12	0,01	17,24	1,85	0,08	0,00	100,58	84,1	15,4	0,5
	RR33	microlite	53,11	0,12	28,16	0,00	1,00	0,00	0,25	0,00	11,88	4,81	0,31	0,04	99,69	58,1	40,1	1,8
	RR34	microlite	50,16	0,09	31,20	0,00	0,70	0,00	0,18	0,00	14,54	3,46	0,20	0,01	100,54	70,3	28,5	1,1
	RR34	microlite	47,44	0,03	33,08	0,00	0,70	0,00	0,16	0,00	16,86	2,04	0,08	0,01	100,42	82,5	17,1	0,5
	RR36	microlite	47,63	0,04	33,34	0,03	0,60	0,03	0,11	0,01	16,82	2,04	0,07	0,03	100,75	82,5	17,1	0,4
	RR36	microlite	51,51	0,08	29,89	0,00	0,87	0,01	0,14	0,00	13,19	3,84	0,27	0,03	99,82	65,7	32,6	1,6
	RR36	microlite	52,21	0,19	29,45	0,03	1,09	0,00	0,10	0,00	12,50	4,36	0,29	0,00	100,24	61,6	36,7	1,7
	RR36	microlite	51,39	0,18	30,02	0,02	1,00	0,00	0,16	0,00	13,87	3,77	0,27	0,02	100,69	67,3	31,2	1,6
	RR36	microlite	50,04	0,15	29,13	0,05	0,93	0,03	0,08	0,00	13,27	3,71	0,21	0,00	97,60	66,9	31,8	1,3
	BM3	microlite	59,53	0,23	25,08	0,03	0,63	0,00	0,05	0,00	6,76	6,82	1,13	0,02	100,29	34,3	58,9	6,8
	BM3	microlite	56,00	0,15	27,58	0,04	0,91	0,01	0,07	0,00	9,87	5,67	0,50	0,04	100,90	49,0	48,0	3,0
	BC 31	microlite	53,52	0,12	28,99	0,02	0,56	0,00	0,09	0,00	11,95	4,71	0,33	0,02	100,31	58,6	39,5	1,9
	BC 31	microlite	58,13	0,11	26,56	0,03	0,70	0,00	0,05	0,00	8,51	6,70	0,67	0,00	101,48	41,0	55,1	3,8
	BC 31	microlite	53,33	0,17	29,11	0,04	0,69	0,04	0,12	0,00	12,28	4,55	0,28	0,02	100,62	60,3	38,1	1,6
	PB1	microlite	47,79	0,03	33,23	0,01	0,75	0,00	0,10	0,00	16,78	2,13	0,11	0,04	100,98	81,7	17,7	0,6
	PB1	microlite	47,02	0,04	32,45	0,01	0,73	0,02	0,07	0,00	16,52	2,22	0,11	0,08	99,36	80,9	18,5	0,6
	PB1	microlite	50,16	0,10	31,37	0,00	0,77	0,01	0,17	0,00	14,64	3,32	0,18	0,06	100,82	71,3	27,6	1,1
	PB1	microlite	52,57	0,14	29,69	0,03	1,01	0,00	0,10	0,00	12,69	4,11	0,32	0,04	100,69	63,2	34,9	1,9
	PB1	microlite	47,37	0,04	33,04	0,01	0,67	0,00	0,10	0,00	17,10	2,05	0,09	0,00	100,47	82,6	16,9	0,5
	PB1	microlite	53,38	0,19	29,13	0,02	0,88	0,00	0,07	0,00	11,81	4,71	0,39	0,01	100,61	58,2	39,6	2,3
	PB4	microlite	51,34	0,10	30,55	0,00	0,86	0,00	0,00	0,17	13,71	3,60	0,20	0,00	100,54	68,3	30,5	1,2
	PB4	microlite	51,09	0,04	30,18	0,00	0,83	0,00	0,04	0,06	13,69	3,58	0,26	0,06	99,85	68,1	30,4	1,5
	PB4	microlite	50,85	0,12	29,79	0,00	0,82	0,00	0,00	0,18	13,52	3,65	0,20	0,00	99,14	67,7	31,1	1,2
	PB4	microlite	50,60	0,09	30,29	0,01	0,86	0,00	0,01	0,13	13,73	3,65	0,23	0,00	99,61	67,9	30,8	1,3
	PB5	microlite	50,09	0,13	31,15	0,04	0,60	0,00	0,19	0,00	14,42	3,22	0,16	0,02	100,02	71,7	27,3	1,0
	PB5	microlite	50,95	0,12	30,67	0,00	0,55	0,02	0,19	0,00	14,10	3,42	0,19	0,00	100,22	70,0	28,9	1,1
	PB5	microlite	50,00	0,04	31,56	0,01	0,50	0,01	0,18	0,00	14,90	3,09	0,15	0,02	100,46	73,3	25,9	0,9
	Plt beta 2	microlite	52,94	0,23	29,39	0,00	0,84	0,06	0,07	0,00	12,54	4,55	0,32	0,03	100,97	60,6	37,5	1,9
	Plt beta 2	microlite	52,13	0,06	29,71	0,04	1,16	0,00	0,13	0,00	13,31	4,02	0,28	0,03	100,87	64,9	33,5	1,6
	Plt beta 2	microlite	50,18	0,12	30,76	0,02	0,83	0,02	0,10	0,00	14,19	3,45	0,23	0,00	99,89	69,7	28,9	1,4
	Plt beta 2	microlite	56,08	0,14	27,20	0,02	0,70	0,03	0,08	0,00	10,14	5,80	0,58	0,03	100,79	48,9	47,8	3,3
	Plt beta 2	microlite	56,16	0,23	27,23	0,00	0,88	0,02	0,06	0,00	9,44	6,00	0,59	0,01	100,63	46,3	50,2	3,5
	Plt beta 1	microlite	51,97	0,22	29,34	0,00	0,92	0,04	0,03	0,00	12,77	4,23	0,31	0,00	99,85	62,7	35,4	1,8
	Plt beta 1	microlite	51,35	0,07	30,21	0,00	0,90	0,01	0,07	0,00	13,58	3,70	0,31	0,04	100,24	67,0	31,1	1,8
	Plt beta 1	microlite	51,47	0,12	30,16	0,03	0,88	0,01	0,08	0,00	13,15	3,88	0,28	0,00	100,07	65,4	32,9	1,7
	Plt beta 1	microlite	50,29	0,16	29,38	0,01	0,70	0,01	0,06	0,00	12,68	3,99	0,28	0,00	97,56	64,0	34,3	1,7
	PS2	microlite	50,03	0,09	30,61	0,04	0,86	0,00	0,12	0,00	14,33	3,37	0,19	0,00	99,63	70,5	28,3	1,1
	PS2	microlite	51,28	0,14	29,12	0,01	0,87	0,00	0,10	0,00	12,89	4,06	0,32	0,02	98,80	63,8	34,3	1,9
	PS2	microlite	51,71	0,12	29,50	0,02	0,97	0,03	0,13	0,02	12,99	4,06	0,30	0,06	99,90	64,1	34,2	1,8
	PS2	microlite	56,60	0,14	26,26	0,01	0,63	0,02	0,05	0,00	8,68	5,88	0,81	0,01	99,12	44,1	51,0	4,9

Table A-6.d.3. Synthèse des compositions en élements majeurs des plagioclases obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	type	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	An	Ab	Or
Sous-marin 1 PdF	DR8-1	cœur	50,46	0,09	29,16	0,04	0,72	nd	0,24	0,00	14,15	3,46	0,14	nd	98,47	70,0	29,2	0,9
	DR8-1	cœur	50,39	0,15	29,15	nd	0,81	nd	0,21	nd	14,06	3,56	0,12	nd	98,46	69,3	30,0	0,7
	DR8-1	cœur	49,88	nd	29,35	0,00	0,73	0,04	0,21	nd	14,75	3,36	0,13	0,03	98,47	71,5	27,8	0,7
	DR8-1	cœur	50,02	nd	29,58	0,01	0,80	nd	0,17	nd	14,58	3,15	0,16	nd	98,47	72,3	26,7	1,0
	DR8-1	cœur	50,01	0,10	29,62	nd	0,73	nd	0,20	nd	14,56	3,28	0,13	nd	98,62	71,7	27,5	0,7
	DR8-1	cœur	50,43	0,13	29,45	0,04	0,88	0,04	0,22	nd	14,34	3,40	0,16	0,01	99,10	70,6	28,5	0,9
	DR8-1	cœur	54,00	0,11	27,97	nd	0,98	nd	0,24	nd	12,21	4,67	0,26	0,01	100,45	59,6	38,9	1,5
	DR8-1	cœur	50,89	0,13	29,71	0,00	0,88	0,01	0,24	nd	14,20	3,36	0,13	0,00	99,55	70,7	28,5	0,8
	DR8-9	cœur	51,31	0,16	29,64	0,01	1,00	nd	0,25	nd	13,48	3,58	0,18	0,02	99,63	68,1	30,8	1,1
	DR8-9	cœur	50,89	0,09	29,35	0,01	0,91	nd	0,29	nd	13,39	3,61	0,16	0,00	98,70	67,9	31,2	1,0
	DR8-7	cœur	49,50	0,15	29,55	0,00	0,65	0,04	0,25	0,00	14,54	3,39	0,18	0,00	98,33	70,9	28,1	1,0
	DR8-7	cœur	50,20	0,20	29,90	0,01	0,62	0,03	0,21	0,00	14,01	3,67	0,10	0,06	99,05	68,7	30,7	0,6
	DR8-7	cœur	50,97	0,18	29,83	0,02	0,73	0,14	0,20	0,00	13,58	3,68	0,15	0,00	99,47	67,8	31,3	0,9
	DR8-7	cœur	50,28	0,07	30,07	0,01	0,85	0,01	0,18	0,00	13,48	3,56	0,14	0,04	98,68	68,4	30,8	0,8
Sous-marin 2 PdF	DR2-12	cœur	48,09	0,07	31,21	nd	0,67	nd	0,15	nd	16,08	2,45	0,13	0,01	98,85	78,8	20,5	0,7
	DR2-12	cœur	57,00	0,10	25,74	nd	0,85	nd	0,12	nd	9,04	6,11	0,86	0,04	99,86	44,1	50,9	5,0
	DR2-12	cœur	56,46	0,33	26,02	nd	0,96	nd	0,07	0,01	9,20	5,76	0,77	0,03	99,60	46,1	49,3	4,6
	DR2-12	cœur	50,14	0,20	30,15	0,04	0,66	nd	0,14	nd	14,87	3,27	0,19	nd	99,65	71,9	27,0	1,1
	DR2-9	cœur	50,06	0,05	29,29	nd	0,67	nd	0,19	nd	14,07	3,33	0,26	nd	97,92	70,1	28,3	1,5
	DR2-12	cœur	52,32	0,08	27,53	nd	0,89	0,03	0,11	nd	11,99	4,31	0,48	nd	97,75	60,2	36,9	2,9
	DR2-12	bord	50,27	0,08	30,18	nd	0,68	nd	0,15	nd	14,83	3,15	0,25	0,03	99,61	72,3	26,2	1,4
	DR2-12	bord	52,67	0,16	28,13	nd	0,93	nd	0,13	0,01	12,32	4,40	0,39	0,02	99,17	60,7	37,0	2,3
	DR2-9	bord	50,32	0,06	29,29	0,02	0,68	nd	0,14	nd	13,82	3,55	0,30	0,02	98,21	68,3	29,9	1,8
	DR2-10	cœur	49,24	0,08	29,55	nd	0,56	nd	0,14	nd	14,42	3,20	0,21	0,01	97,43	71,7	27,1	1,3
	DR2-10	cœur	51,42	0,13	27,63	nd	0,92	nd	0,19	nd	12,77	3,81	0,94	0,63	98,44	62,6	31,9	5,5
	DR2-10	cœur	49,23	0,14	29,37	0,03	0,68	nd	0,17	nd	14,42	3,29	0,24	0,01	97,57	71,0	27,6	1,4
	DR2-10	cœur	49,22	0,13	29,44	nd	0,59	0,02	0,12	0,04	14,53	3,45	0,18	0,01	97,71	70,4	28,5	1,0
	DR2-10	cœur	50,15	0,05	29,06	nd	0,63	nd	0,14	nd	14,02	3,60	0,25	0,02	97,92	68,5	30,0	1,5
	DR2-10	cœur	49,41	0,03	29,16	nd	0,66	0,01	0,16	nd	14,16	3,21	0,19	-0,02	96,99	71,3	27,5	1,2
	DR2-10	cœur	49,26	0,04	29,16	nd	0,66	0,01	0,14	nd	14,47	3,14	0,23	-0,02	97,12	72,0	26,6	1,3
	DR2-10	cœur	50,32	0,12	29,11	nd	0,78	nd	0,21	nd	14,02	3,41	0,23	0,02	98,23	69,7	28,9	1,4
	DR2-10	cœur	48,69	0,12	28,17	nd	0,74	nd	0,16	nd	13,79	3,54	0,29	-0,05	95,50	68,3	29,9	1,7
	DR2-10	cœur	49,79	0,08	28,94	nd	0,65	nd	0,12	nd	14,04	3,23	0,26	0,00	97,12	70,7	27,7	1,6
	DR2-7	cœur	50,02	0,11	29,62	0,00	0,82	0,07	0,20	0,00	14,41	3,41	0,25	0,01	98,92	70,2	28,4	1,4
	DR2-7	cœur	49,59	0,02	30,97	0,07	0,70	0,06	0,12	nd	15,33	2,88	0,17	0,03	99,96	75,0	24,0	1,0
	DR2-7	cœur	47,91	0,07	29,06	0,00	0,64	nd	0,13	nd	14,40	3,26	0,18	0,03	95,68	71,3	27,6	1,1
	DR2-7	cœur	49,76	0,07	28,25	nd	0,71	nd	0,18	nd	13,50	3,78	0,26	0,00	96,50	66,7	31,8	1,5
	DR2-7	cœur	46,25	0,02	27,24	nd	0,81	nd	0,14	nd	13,56	2,96	0,21	0,03	91,21	71,9	26,8	1,3
	DR2-7	cœur	49,27	0,10	29,59	nd	0,68	0,02	0,15	nd	14,70	3,10	0,22	nd	97,83	72,6	26,1	1,3
	DR2-12	cœur	50,05	0,08	29,14	nd	0,66	0,01	0,15	nd	13,85	3,40	0,25	nd	97,60	69,4	29,1	1,5
	DR2-12	cœur	50,34	0,08	28,69	nd	0,71	nd	0,15	nd	13,34	3,77	0,29	0,04	97,40	66,3	32,0	1,7
	DR2-12	cœur	51,70	0,16	29,38	nd	0,72	0,03	0,13	nd	13,59	3,70	0,28	nd	99,69	67,2	31,2	1,6
	DR2-12	cœur	50,27	0,14	29,04	nd	0,74	0,02	0,16	nd	14,03	3,46	0,30	0,02	98,17	69,1	29,1	1,8
	DR2-12	cœur	51,68	0,15	29,29	nd	0,70	0,00	0,16	0,00	13,01	3,87	0,30	0,03	99,19	65,1	33,1	1,8
	DR2-12	cœur	50,63	0,04	30,14	0,01	0,73	nd	0,18	nd	14,23	3,20	0,27	0,00	99,43	71,1	27,3	1,6
	DR2-12	cœur	51,15	0,08	30,40	nd	0,79	nd	0,13	nd	14,42	3,34	0,19	0,01	100,48	70,9	28,0	1,1
	DR2-12	cœur	49,78	0,08	28,58	nd	0,76	0,03	0,17	nd	13,71	3,53	0,30	0,01	96,95	68,3	29,9	1,8
	DR2-12	cœur	50,62	0,18	29,27	0,00	0,75	0,05	0,12	0,02	13,78	3,50	0,25	0,01	98,57	68,7	29,8	1,5
	DR2-16	cœur	51,07	0,18	29,47	nd	0,74	0,09	0,18	nd	13,83	3,53	0,28	0,02	99,38	68,5	29,8	1,7
	DR2-16	cœur	50,11	0,08	28,89	nd	0,71	0,03	0,16	nd	13,87	3,39	0,26	0,04	97,53	69,5	28,9	1,5
	DR2-16	cœur	50,09	0,12	28,70	nd	0,72	0,02	0,17	nd	13,42	3,35	0,48	0,04	97,10	68,1	29,0	2,9
	DR2-16	cœur	50,03	0,12	28,82	0,03	0,69	0,01	0,17	nd	13,89	3,49	0,29	0,00	97,54	68,8	29,5	1,7
	DR2-16	cœur	50,15	0,01	29,46	nd	0,65	0,00	0,20	nd	14,32	3,27	0,27	0,03	98,35	70,8	27,6	1,6
	DR2-16	cœur	49,58	0,05	29,42	nd	0,65	nd	0,18	0,01	14,26	3,27	0,23	0,04	97,68	70,9	27,7	1,3
	DR2-9	cœur	49,94	0,17	29,21	nd	0,68	nd	0,18	0,00	13,88	3,43	0,26	0,02	97,79	69,2	29,2	1,5
	DR2-9	cœur	57,01	0,11	25,18	nd	0,66	nd	0,11	nd	8,59	5,98	0,82	0,05	98,50	43,4	51,6	5,0
	DR2-9	cœur	50,68	0,10	29,22	nd	0,66	0,00	0,12	nd	13,99	3,60	0,27	0,03	98,67	68,4	30,0	1,5
	DR2-9	cœur	49,54	0,05	28,96	nd	0,69	nd	0,15	nd	14,15	3,50	0,25	0,02	97,30	69,3	29,2	1,5
	DR2-9	cœur	50,13	0,00	28,95	nd	0,69	nd	0,14	nd	13,70	3,58	0,24	0,00	97,44	68,2	30,4	1,4
	DR2-9	cœur	50,21	0,05	28,93	nd	0,67	nd	0,15	nd	13,96	3,54	0,25	0,01	97,78	68,8	29,7	1,5
	DR2-9	cœur	49,98	0,05	29,15	nd	0,69	nd	0,16	nd	14,00	3,28	0,23	nd	97,55	70,4	28,2	1,4
	DR2-9	cœur	49,63	0,05	28,30	nd	0,61	0,01	0,16	nd	13,85	3,49	0,30	0,05	96,45	68,7	29,5	1,8
	DR2-9	cœur	50,66	0,10	29,91	nd	0,71	0,00	0,12	nd	14,17	3,41	0,27	0,01	99,35	69,8	28,6	1,6
	DR9-2	cœur	50,65	0,15	29,80	nd	0,58	nd	0,15	nd	14,06	3,51	0,18	nd	99,07	69,4	29,5	1,1
	DR9-2	cœur	50,46	0,12	29,83	nd	0,71	0,03	0,18	nd	14,11	3,33	0,30	0,05	99,13	70,0	28,2	1,8

Table A-6.d.4. Synthèse des compositions en élements majeurs des plagioclases obtenues par microsonde électronique

Groupes	Echantillons	type	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total	An	Ab	Or
	DR9-2	cœur	50,59	0,16	28,32	nd	0,64	0,06	0,13	0,01	13,24	3,71	0,34	0,00	97,20	66,3	31,7	2,0
	DR9-2	cœur	52,79	0,05	28,55	nd	0,65	nd	0,10	nd	12,52	4,36	0,39	0,00	99,41	61,3	36,4	2,3
	DR9-2	cœur	52,74	0,09	28,21	0,00	0,74	nd	0,07	nd	12,26	4,61	0,46	0,03	99,22	59,3	38,0	2,7
	DR9-2	cœur	53,80	0,12	27,28	0,02	0,75	0,01	0,09	nd	11,27	4,70	0,54	0,01	98,59	56,6	40,2	3,2
Sous-marin 2 PdF	DR2-6	cœur	51,25	0,17	30,62	0,00	0,68	0,00	0,15	nd	13,86	3,46	0,25	nd	100,43	69,1	29,4	1,5
	DR2-6	cœur	50,97	0,17	30,70	nd	0,77	0,02	0,20	nd	14,08	3,34	0,24	nd	100,49	70,2	28,4	1,5
	DR1	cœur	59,29	0,09	25,20	0,02	0,60	nd	0,02	nd	7,05	7,02	0,95	0,02	100,26	35,0	59,4	5,6
	DR1	cœur	54,45	0,17	28,60	0,02	0,80	0,04	0,14	nd	11,09	5,14	0,48	0,00	101,01	54,3	42,9	2,8
	DR1	cœur	52,10	0,20	29,93	nd	0,95	0,01	0,13	nd	12,98	4,00	0,26	nd	100,57	64,5	33,9	1,5
	DR7-3	cœur	50,61	0,07	30,87	nd	0,66	0,04	0,23	-0,05	14,35	3,35	0,14	nd	100,32	70,9	28,3	0,8
	DR7-3	cœur	50,32	0,05	31,35	nd	0,62	0,00	0,17	0,01	15,12	2,84	0,14	0,00	100,61	75,1	24,1	0,8
	DR7-3	cœur	51,03	0,10	30,97	nd	0,62	nd	0,23	nd	14,48	3,34	0,13	0,02	100,92	71,2	28,0	0,8
	DR7-6	cœur	51,72	0,04	29,31	nd	0,64	0,00	0,16	nd	13,64	3,75	0,11	0,03	99,41	67,6	31,7	0,7
	DR7-6	cœur	51,28	0,10	28,86	nd	0,61	0,01	0,17	0,05	13,84	3,93	0,08	nd	98,94	67,0	32,5	0,5
	DR7-6	cœur	48,50	0,03	31,60	0,01	0,61	nd	0,13	nd	16,09	2,42	0,05	nd	99,45	79,3	20,4	0,3
	DR7-6	cœur	50,04	0,05	30,22	nd	0,71	0,02	0,13	nd	14,68	3,20	0,10	0,00	99,15	72,5	26,9	0,6
	DR7-3	cœur	50,74	0,14	31,22	nd	0,67	0,00	0,19	nd	14,79	3,07	0,11	0,03	100,97	73,4	25,9	0,7
	DR7-6	cœur	52,16	0,08	29,04	nd	0,75	0,00	0,21	nd	13,18	3,96	0,13	0,04	99,55	65,6	33,6	0,8
	DR6-2	cœur	52,82	0,13	28,64	nd	0,68	0,04	0,14	nd	12,39	4,46	0,21	0,02	99,53	61,2	37,6	1,2
	DR6-2	cœur	50,80	0,04	28,73	0,00	0,74	0,01	0,16	nd	13,60	3,67	0,16	0,00	97,90	67,9	31,2	0,9
	DR6-2	cœur	50,33	0,09	29,16	0,02	0,76	nd	0,17	nd	13,82	3,63	0,15	0,03	98,16	68,5	30,6	0,9
	DR6-2	cœur	50,39	0,09	30,18	0,01	0,70	nd	0,12	nd	14,58	3,31	0,08	nd	99,46	71,8	27,8	0,5
	DR6-2	cœur	51,63	0,06	29,31	0,02	0,68	0,02	0,12	nd	13,55	3,87	0,12	0,04	99,41	66,8	32,5	0,7
	DR6-2	cœur	51,63	0,05	29,06	nd	0,69	nd	0,12	nd	13,39	3,91	0,12	0,05	99,01	66,3	33,0	0,7
	DR6-2	cœur	51,26	0,05	28,38	nd	0,85	0,01	0,17	nd	13,50	3,91	0,17	nd	98,29	66,3	32,7	1,0
	DR6-2	cœur	52,50	0,01	28,81	0,01	0,74	nd	0,12	nd	13,03	4,25	0,15	nd	99,62	63,7	35,5	0,9
	DR7-6	cœur	51,86	0,03	29,40	nd	0,70	nd	0,16	nd	13,71	3,89	0,16	0,00	99,91	66,8	32,3	0,9
	DR7-6	cœur	52,68	0,05	28,65	nd	0,86	nd	0,21	nd	12,86	4,23	0,23	nd	99,76	63,2	35,5	1,3
	DR7-6	cœur	50,94	-0,01	29,81	nd	0,68	nd	0,18	nd	14,06	3,46	0,14	nd	99,28	69,9	29,3	0,8
Sous-marin PdN	DR7-6	cœur	50,94	0,00	28,78	nd	0,67	0,04	0,17	0,09	13,92	3,71	0,14	nd	98,44	68,2	31,0	0,8
	DR7-6	cœur	51,40	0,04	29,19	nd	1,13	nd	0,14	nd	13,59	3,74	0,12	0,00	99,35	67,6	31,7	0,7
	DR7-6	cœur	50,38	0,04	29,00	0,02	0,70	0,00	0,18	nd	13,78	3,55	0,08	0,01	97,74	69,1	30,4	0,5
	DR7-6	cœur	49,50	0,10	30,80	nd	0,75	nd	0,13	nd	15,29	2,94	0,05	0,01	99,56	75,1	24,6	0,3
	DR6-4	cœur	51,46	0,10	30,60	0,00	0,88	0,00	0,17	nd	14,22	3,65	0,15	0,01	101,24	69,0	30,2	0,9
	DR6-4	cœur	51,91	0,08	30,53	0,01	0,87	0,02	0,17	nd	13,85	3,78	0,11	nd	101,35	67,8	31,6	0,7
	DR7-3	cœur	51,07	0,03	30,82	0,01	0,76	0,00	0,19	nd	14,32	3,39	0,14	nd	100,73	70,7	28,5	0,8
	DR7-3	cœur	50,78	0,03	30,48	nd	0,77	0,00	0,22	nd	14,23	3,30	0,14	0,03	99,99	71,0	28,1	0,9
	DR7-3	cœur	50,81	0,10	30,70	0,00	0,79	nd	0,20	nd	14,30	3,43	0,13	0,01	100,48	70,4	28,8	0,8
	DR7-3	cœur	50,69	0,11	31,08	nd	0,78	0,01	0,20	nd	14,42	3,40	0,16	0,01	100,86	70,7	28,4	1,0
	DR7-3	cœur	51,13	0,10	31,07	0,00	0,85	nd	0,19	nd	14,31	3,40	0,15	nd	101,20	70,6	28,6	0,9
	DR7-6	cœur	53,44	0,12	27,91	0,00	0,80	nd	0,21	nd	12,12	4,68	0,18	0,03	99,48	59,7	39,3	1,0
	DR6-4	cœur	53,70	0,16	29,24	0,00	1,04	nd	0,17	nd	12,30	4,51	0,21	0,02	101,35	60,8	38,0	1,2
	DR6-4	cœur	52,47	0,12	30,34	nd	0,98	0,01	0,11	nd	13,41	3,98	0,14	0,02	101,57	65,9	33,3	0,8
	DR7-6	cœur	50,53	0,07	30,68	nd	0,74	0,01	0,13	nd	14,64	3,24	0,07	0,02	100,12	72,3	27,3	0,4
	DR7-3	cœur	50,07	0,15	29,96	0,00	0,63	0,00	0,22	0,05	13,90	3,27	0,19	0,08	98,60	70,5	28,3	1,1
	DR7-6	cœur	50,19	0,00	30,11	nd	0,75	nd	0,12	0,01	14,63	3,21	0,08	nd	99,11	72,4	27,1	0,5
	DR7-6	bord	52,54	0,17	27,02	nd	0,96	0,00	0,41	nd	12,10	4,37	0,21	0,02	97,80	61,1	37,7	1,3
	DR7-6	bord	51,59	0,01	28,92	0,01	0,72	nd	0,22	nd	13,63	3,84	0,17	0,02	99,13	66,9	32,1	1,0
	DR7-6	bord	46,99	0,01	32,21	nd	0,64	nd	0,15	nd	17,07	1,91	0,04	0,00	99,01	83,8	16,0	0,2
	DR7-6	bord	50,04	0,04	30,13	nd	0,76	nd	0,12	nd	14,52	3,26	0,07	0,04	98,98	72,0	27,6	0,4

Table A-7. Détails de mesure des datations K-Ar (les coordonnées des sites de dragages sont référencées dans le tableau A-2)

Sample id Experiment #	*Split K (wt%) ± 2σ*	*Mass molten (g)*	*^{40}Ar*%*	*40Ar* 10^{-12} (mol./g)*	*Weighted mean 40Ar* 10^{-12} (mol./g) ± 1 σ*	*Age (Ma) ± 2 σ*
ERO2 DR6-5						
8037	0.573 ± 0.006	1.00041	5.910	2.406		
8053	« …….. »	1.00031	9.214	2.514	2.463 ± 0.011	**2.48 ± 0.05**
ERO2 DR2-5						
8036	1.421 ± 0.014	1.00074	19.431	8.255		
8055	« …….. »	1.00186	19.976	8.226	8.240 ± 0.030	**3.34 ± 0.07**
GSR2 DR11-10						
8172	1.337± 0.013	1.01192	28.875	8.936		
8202	« …….. »	0.52783	15.160	8.564	8.755 ± 0.047	**3.77 ± 0.08**
ERO2 DR8-12						
8038	0.893 ± 0.010	1.00222	4.428	0.682		
8070	« …….. »	1.51004	4.973	0.679	0.680 ± 0.006	**0.439 ± 0.012**
RL1						
8071	0.808 ± 0.008	1.01862	3 .212	0.478		
8087	« …….. »	1.00290	2.299	0.483	0.480 ± 0.006	**0.343 ± 0.011**
MD59 DR15						
8112	0.991 ± 0.010	0.82552	0.940	0.210		
8126	« …….. »	1.02706	0.518	0.258	0.219 ± 0.002	**0.127 ± 0.008**

Sample id Experiment #	**Split K (wt%) ± 2σ**	**Mass molten (g)**	**^{40}Ar*%**	**40Ar*10^{-14} (mol./g)**	**Weighted mean 40Ar* 10^{-14} (mol./g) ± 1 σ**	**Age (Ka) ± 2 σ**
BM3						
8105	0.734 ± 0.007	1.10609	1.137	11.711		
8121	« …….. »	1.20243	0.774	10.762	11.223 ± 0.573	**88 ± 9**
PS2						
8075	0.404 ± 0.004	1.00327	0.253	3.471		
8095	« …….. »	2.01196	0.586	4.600	4.409 ± 0.428	**56 ± 11**

Sample id Experiment #	**Split K (wt%) ± 2σ**	**Mass molten (g)**	**^{40}Ar*%**	**40Ar* 10^{-12} (mol./g)**	**Weighted mean 40Ar* 10^{-12} (mol./g) ± 1 σ**	**Age (Ma) ± 2 σ**
PS3						
8076	0.684 ± 0.007	1.00345	-0.178	<0		
8096	« …….. »	1.00218	-0.104	<0		
PB1						
8074	0.931 ± 0.009	1.00179	-0.287	<0		
8103	« …….. »	1.04126	-0.034	<0		
Plt B8						
8106	0.852 ± 0.009	1.23092	-0.326	<0		

Table A-8. Paramètres de la modélisation géochimiques

Composition en éléments traces de la croûte océanique et des sédiments (composé enrichi)

Bulk crust (25%N-MORB+25%altered MORB+50%gabbro)

Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pb	Nd	Sr	Zr	Hf	Sm	Eu	Ti	Gd	Dy	Y	Er	Yb	Lu
0,05117	2,9905	13,8675	0,141775	0,114575	2,03175	0,128917	3,83375	11,95275	0,48235	9,54975	136,05	81,485	2,2835	3,113	1,13125	8211,5	4,244571	5,192641	29,13	3,144039	3,0325	0,4535

Sédiment terrigène GS7605-55 (Ben Othman et al., 1989)

Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pb	Nd	Sr	Zr	Hf	Sm	Eu	Ti	Gd	Dy	Y	Er	Yb	Lu
5,32	95,2	309	12,56	2,5			35,66	74,49	19,76	31,42	99		2,8	5,89	1,14		4,72	4,37		2,52	2,55	0,38

Coeficients appliqués liés à l'altération au cours de la subduction

Altération de la croûte basaltique au cours de la subduction (Kogiso et al., 1997)

Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pb	Nd	Sr	Zr	Hf	Sm	Eu	Ti	Gd	Dy	Y	Er	Yb	Lu
50,80%	81,00%	52,50%	37,70%	76,00%	4,00%	4,00%	56,10%	50,70%	81,00%	22,00%	40,80%	22,00%	22,00%	13,60%	8,30%	5,80%	5,00%	3,60%	2,00%	0,60%	1,40%	1,00%

Altération des sédiments liés à la circulation de fluide (Jonhson et Plank, 1999)

Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pb	Nd	Sr	Zr	Hf	Sm	Eu	Ti	Gd	Dy	Y	Er	Yb	Lu
28,30%	40,07%	44,23%	15,00%	17,13%	21,29%	21,56%	32,99%	35,08%	23,62%	37,13%	38,42%	9,78%	10,72%	33,44%	32,56%	28,76%	28,11%	22,65%	19,94%	18,77%	16,80%	16,02%

Composition en éléments traces de la lherzolite à spinelle (composant appauvri)

Péridotite (DMM moyennement appauvri de Salters et Stracke, 2004)

Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pb	Nd	Sr	Zr	Hf	Sm	Eu	Ti	Gd	Dy	Y	Er	Yb	Lu
1,2	0,0137	0,0047	0,211	0,0139	0,234	0,772	0,023	0,713	9,8	7,94	0,199	0,27	0,107	798	0,395	0,531	4,07	0,371	0,401	0,063

Coefficients de partage minéral-liquide

Lherzolite à spinelle

	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pb	Nd	Sr	Zr	Hf	Sm	Eu	Ti	Gd	Dy	Y	Er	Yb	Lu
Olivine	0,000553	0,000032	0,000384	0,001533	0,0092	0,000254	0,000263	0,00325	0,000543	0,00011	0,001154	0,005033	0,000895	0,00043	0,016333	0,0011	0,00485	0,008525	0,011375	0,024025	0,028275
Orthopyroxene	0,000503	0,00183	0,003372	0,002843	0,01057	0,0027	0,00501	0,00905	0,014618	0,0027	0,024139	0,035414	0,030595	0,0186	0,17425	0,04425	0,065	0,09275	0,115143	0,150571	0,171114
Clinopyroxene	0,001025	0,013156	0,01447	0,017907	0,051278	0,0496	0,088033	0,0104	0,182986	0,079	0,165124	0,268934	0,331633	0,3696	0,3672	0,5	0,285	0,59717	0,587061	0,606796	0,622061
Spinelle	0,000335	0,0115	0,03576	0,022359	0,02385	0,00235	0,018313	0,005	0,070083	0,00135	0,400167	0,521139	0,258472	0,4	0,4	1,2	2	2,521778	2,70625	4,589923	6,227472

Eclogite

	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pb	Nd	Sr	Zr	Hf	Sm	Eu	Ti	Gd	Dy	Y	Er	Yb	Lu
Clinopyroxene	0,018143	0,0049	0,005925	0,030253	0,019667	0,043256	0,069131	0,072333	0,142344	0,094514	0,135783	0,216667	0,25514	0,224097	0,422	0,386941	0,445747	0,518122	0,518464	0,571263	0,76
Grenat	0,012971	0,00265	0,01465	0,019565	0,00975	0,009557	0,012081	0,072875	0,181371	0,01348	0,443583	0,3775	0,294589	0,382451	0,3296	0,820264	2,290127	3,300976	4,438806	7,068161	8,7025

Coefficients de partage globaux

Lherzolite à spinelle

Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pb	Nd	Sr	Zr	Hf	Sm	Eu	Ti	Gd	Dy	Y	Er	Yb	Lu
0,000269	0,003117	0,003946	0,003719	0,013381	0,008432	0,017166	0,00275	0,039303	0,010477	0,033371	0,058233	0,07023	0,039873	0,095038	0,057433	0,013046	0,133419	0,149445	0,170013	0,180359

Eclogite

Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pb	Nd	Sr	Zr	Hf	Sm	Eu	Ti	Gd	Dy	Y	Er	Yb	Lu
0,005167	0,004	0,012	0,009	0,018	0,017667	0,033	0,040	0,173	0,036	0,293	0,320	0,279	0,286	0,395	0,648	1,506	2,115	2,796	4,191	4,898

Abstract

The volcanic system of La Reunion is made of the coalescent Piton des Neiges and Piton de la Fournaise edifices. Its formation, associated with the activity of a mantle plume, is characterized by phases of submarine and subaerial growth, followed by a period of destruction, as described in the classical model proposed for Hawaiian Island volcanoes. Previous studies showed that the subaerial activity of La Reunion would have started around 2.2 Ma ago. Geochemical analyses carried out on the products associated with subaerial and submarine volcanism revealed their transitional chemical nature and their peculiar homogeneous isotopic compositions ($^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $^{176}Hf/^{177}Hf$) for a hotspot derived magmatism.

In this study, we show that some unusual submarine lavas were recently identified below the basal series of Piton de la Fournaise volcano (dredged on the North-East Rift Zone of la Fournaise) and below the subaerial lavas outcropping at the base of the differentiated series of Rivière des Remparts, indicate that the evolution of La Reunion system is probably more complex than previously suggested.

The question of the nature and origin of these lavas, together with their implication on the formation of La Reunion, is an issue of major interest in order to better constrain the global evolution of the volcanic system.

As a consequence, new petrological, geochemical and geochronological investigations were conducted on the submarine part of La Reunion edifice. They revealed the existence of a geochemically exceptional group of lavas. Its composition is clearly different from common samples of La Reunion and presents (1) an enrichment in incompatible elements and (2) tends toward an enriched EM endmember. These chemical specificities reveal that the source of La Reunion magmatic products is (1) an heterogeneous source affected by (2) variable melting degrees. Moreover, two samples of this new group dated at 3.77 (± 0,08) and 3.34 (± 0,07) Ma extend considerably the period of activity of the island. These rocks are the oldest samples ever dated at La Reunion.

The nature and stratigraphical location of subaerial and submarine samples from Piton des Neiges and Piton de la Fournaise imply a new interpretation of the global evolution of the island.

Unlike previous studies, our results indicate that :

(1) The differentiated subaerial lavas from Rivière des Remparts, due to their stratigraphical and geographical location underlying Piton de la Fournaise, and by analogy with the Piton des Neiges, cannot be linked to the activity of Piton de la Fournaise.

(2) The isotope signature of the submarine lava group from the North-East Rift Zone of Piton de la Fournaise, reveals the heterogeneous character of the mantle source under La Reunion Island, that can be modelled as embedded eclogite in a matrix of spinel lherzolite,

(3) The age of this submarine group and its location under the eastern flank of Piton de la Fournaise, imply a more complex model of evolution of La Reunion.

Therefore, our geochemical and geochronological data are new arguments suggesting the existence of a third volcanic center on the island. This assumption confirms the previous petrological and geophysical evidence supporting the existence of this volcano at the East of La Reunion, commonly called Les Alizés volcano.

Résumé

Le système volcanique de La Réunion est formé de la coalescence des massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Son édification, liée à l'activité d'un panache mantellique, est caractérisée par une phase de croissance sous-marine, puis subaérienne, suivie d'une période de dégénérescence, comme proposé classiquement pour les volcans boucliers océaniques d'Hawaii. De précédentes études ont montré que l'activité subaérienne de La Réunion aurait débuté il y a environ 2,2 Ma. Les analyses géochimiques menées jusqu'alors sur les produits associés à cette activité volcanique (subaérienne et sous-marine) ont montré un caractère chimique transitionnel avec une composition isotopique ($^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $^{176}Hf/^{177}Hf$) particulièrement homogène pour un volcanisme de point chaud.

Dans cette étude, nous montrons que des laves sous-marines récemment identifiées sous la série basique du Piton de la Fournaise (au sein de la sur Rift Zone Nord-Est) ainsi que des laves subaériennes affleurant à la base de canyons incisés dans le massif (Série Différenciée de la Rivière des Remparts), présentent des caractéristiques ne s'inscrivant pas dans le modèle d'évolution proposé précédemment pour ce volcan. Se pose donc la question de la nature et de l'origine de ces laves, ainsi que de leur place et appartenance dans l'édification du système volcanique réunionnais.

De nouvelles investigations pétro-géochimiques et géochronologiques ont été menées sur la partie sous-marine de l'édifice de La Réunion. Elles révèlent l'existence d'un groupe de laves exceptionnel. Leur composition se distingue clairement de celle des échantillons communément analysés à La Réunion et montre (1) un enrichissement en éléments incompatibles couplé isotopiquement à (2) un rapprochement vers un pôle mantellique enrichi de type EM. Ces particularités géochimiques démontrent que le panache mantellique possède (1) une source hétérogène affectée par (2) des taux de fusion variables. De plus, deux échantillons de ce nouveau groupe datés à 3,77 (± 0,08) et à 3,34 (± 0,07) Ma étendent considérablement la période d'activité connue de l'édifice. Ces âges remarquables font de ces laves les plus anciennes jamais datées à La Réunion.

La nature géochimique ainsi que la position stratigraphique des laves de cette étude (échantillons subaériens et sous-marins des massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise) impliquent une réinterprétation du schéma d'évolution global de l'île.

Contrairement aux études précédentes, nos résultats sur ces laves montrent que :

(1) Les laves différenciées de la Rivière des Remparts, qui sont des laves subaériennes, de part leur position stratigraphique et géographique sous-jacente au Piton de la Fournaise et par analogie avec le Piton des Neiges, ne peuvent être reliées à l'activité de la Fournaise,

(2) Le signal isotopique du groupe de laves sous-marines de la Rift Zone Nord-Est de la Fournaise, révèlent l'hétérogénéité de la source du panache mantellique sous La Réunion, source que nous identifions comme des enclaves d'éclogite contenues dans une lherzolite à spinelle,

(3) L'âge plus ancien de ces laves sous-marines et leur localisation sous le flanc Est de la Fournaise remet en questions le schéma jusqu'alors admis pour l'édification de l'île de La Réunion reposant sur la construction du Piton des Neiges puis celle, adjacente, du Piton de la Fournaise.

En conséquence, nos données géochimiques et géochronologiques sont de nouveaux arguments en faveur de l'élaboration d'un modèle d'évolution plus complexe, suggérant l'existence d'un troisième massif volcanique. Il est en accord avec les précédents travaux de pétrologie et de géophysique suggérant l'existence d'un troisième édifice à l'Est de La Réunion, communément appelé le Volcan des Alizés.