



HAL
open science

L'apport des inclusions magmatiques primitives à l'origine des basaltesocéaniques : Exemples de la zone FAMOUS (ride médio-Atlantique Nord) et du point chaud de la Réunion

Muriel Laubier

► **To cite this version:**

Muriel Laubier. L'apport des inclusions magmatiques primitives à l'origine des basaltesocéaniques : Exemples de la zone FAMOUS (ride médio-Atlantique Nord) et du point chaud de la Réunion. Géochimie. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2006. Français. NNT : . tel-00155657

HAL Id: tel-00155657

<https://theses.hal.science/tel-00155657v1>

Submitted on 18 Jun 2007

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

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

N° d'ordre : D.U. 1687

Université Blaise Pascal – Clermont-Ferrand II
(U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique)

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N°498

THESE

Présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Pétrologie-Géochimie

Par

Muriel LAUBIER

Diplômée d'études approfondies

**L'apport des inclusions magmatiques primitives à l'origine des basaltes
océaniques : Exemples de la zone FAMOUS (ride médio-Atlantique Nord)
et du point chaud de la Réunion**

Soutenue publiquement le 27 Octobre 2006 devant la commission d'examen :

C. Chauvel
C.H. Langmuir
D. Laporte
M. Moreira
P. Schiano
M.J. Toplis

Université Joseph Fourier, Grenoble
Harvard University, Cambridge
Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand
Université Paris VII, Paris
Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand
Université Paul Sabatier, Toulouse

Rapporteur
Examineur
Directeur de thèse
Président
Directeur de thèse
Rapporteur

N° d'ordre : D.U. 1687

Université Blaise Pascal – Clermont-Ferrand II
(U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique)

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N°498

THESE

Présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Pétrologie-Géochimie

Par

Muriel LAUBIER

Diplômée d'études approfondies

**L'apport des inclusions magmatiques primitives à l'origine des basaltes
océaniques : Exemples de la zone FAMOUS (ride médio-Atlantique Nord)
et du point chaud de la Réunion**

Soutenue publiquement le 27 Octobre 2006 devant la commission d'examen :

C. Chauvel	Université Joseph Fourier, Grenoble	Rapporteur
C.H. Langmuir	Harvard University, Cambridge	Examineur
D. Laporte	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Directeur de thèse
M. Moreira	Université Paris VII, Paris	Président
P. Schiano	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Directeur de thèse
M.J. Toplis	Université Paul Sabatier, Toulouse	Rapporteur

Contribution of primitive melt inclusions to the understanding of the origin of oceanic basalts: examples of the FAMOUS zone (Mid-Atlantic Ridge) and the Réunion hotspot

Abstract

Understanding the physical and chemical conditions of partial melting, magma extraction and segregation processes and the mineralogical and chemical composition of the Earth mantle requires the characterization of the primitive composition of magmas. A unique feature of melt inclusions trapped in early phenocrysts is their ability to preserve the primitive information which is completely or partially obliterated from whole rock compositions by secondary processes such as magma mixing and fractional crystallization. The present study investigates primitive olivine-hosted melt inclusions in two distinct geodynamic settings – mid-ocean ridges and oceanic hot spots – and is focused on two regional examples: the FAMOUS zone (Northern Mid-Atlantic Ridge) and the Réunion hotspot.

Melt inclusions trapped in a single sample from the FAMOUS zone (Northern Mid-Atlantic Ridge) are characterized by a large variability in their major- and trace-element contents, which exceeds that of the whole rocks and glasses from the area. They display highly primitive compositions ($Mg\# = 0.70-0.78$) which show similarities with experimental melts produced by partial melting of spinel-bearing lherzolite at 1 GPa. Incompatible trace-element compositions evolve from relatively depleted ($(La/Sm)_N < 0.75$) to slightly enriched ($(La/Sm)_N > 1.2$) compositions. Geochemical simulations suggest that polybaric continuous melting of a homogeneous source is responsible for much of the variability in the melt inclusions. However local variations in the potential temperature and the H_2O content in the mantle source seem to be required to explain some of the major-element trends. We did not find any evidence for chemical modifications of the primary magmas due to magma/rock interaction during transport.

Melt inclusions in samples from Mauritius Island and Piton des Neiges and Piton de la Fournaise (Réunion Island) volcanoes evolve from transitional to tholeiitic compositions; this evolution can be explained by a slight increase in the degree of melting of a peridotite source. The chemical and isotopic homogeneity of Réunion plume products through time enables us to calculate the incompatibility sequence of trace elements during the partial melting process using data from Mauritius, Piton des Neiges and Piton de Caille (Piton de la Fournaise) melt inclusions. The results show a strongly incompatible behaviour of Pb, which is generally thought to be similar to that of Ce during partial melting in oceanic settings. This unusual behaviour of Pb compared to other oceanic mantle plumes implies that a residual sulphide phase was not present in the Réunion source at the time of melt extraction. Finally, the modelled source composition of the Réunion plume is similar to that of the primitive mantle, except for a slight depletion in the most incompatible elements. Therefore the chemical signature of the Réunion plume is consistent with a primitive mantle domain that has been slightly depleted by early continental crust extraction and has not been strongly modified afterwards by recycling or differentiation processes.

Keywords: Melt inclusions, Olivine, Partial melting, Oceanic basalts, Mid-oceanic ridge, Hotspot, Earth mantle, Major elements, Trace elements

SOMMAIRE

Introduction générale.....	9
I. Les inclusions magmatiques et les techniques expérimentales et analytiques pour leur caractérisation.....	15
I.1. Les inclusions magmatiques	17
I.1.1. Les inclusions magmatiques : description, typologie.....	17
I.1.2. Mécanismes de formation des inclusions magmatiques primaires : exemple de l'olivine	19
I.1.3. Evolution post-piégeage de la pression interne d'une inclusion	22
I.1.4. Modifications post-piégeage d'une inclusion magmatique : système fermé ...	25
I.1.5. Correction de la cristallisation du minéral hôte à la paroi de l'inclusion (cas de l'olivine)	27
I.1.6. Modifications post-piégeage d'une inclusion magmatique : système ouvert ..	29
I.1.6.1. <i>Modèles de rééquilibration Fe-Mg</i>	31
I.1.6.2. <i>Cas des inclusions étudiées</i>	36
I.1.6.3. <i>Démarche adoptée pour l'exploitation des analyses en éléments majeurs</i>	45
I.1.7. Cas particulier de la nucléation d'un globule de sulfure	46
I.2. Techniques de caractérisation des inclusions magmatiques	51
I.2.1. Préparation des échantillons.....	51
I.2.2. Microthermométrie optique.....	51
I.2.3. La microsonde électronique	57
I.2.3.1. <i>L'analyse des éléments majeurs et volatils</i>	58
I.2.3.2. <i>Spéciation du soufre et estimation de la fugacité d'oxygène</i>	63
I.2.4. Analyses des éléments en traces à la sonde ionique (SIMS).....	65
I.2.5. Analyses des éléments en traces à l'ICP-MS à ablation laser.....	67
II. Etude des inclusions magmatiques dans le contexte de ride médio-océanique : exemple de la zone FAMOUS	71
II.1. Production de magmas au niveau des rides médio-océaniques : principaux concepts et modèles pétrogénétiques	73
II.1.1. Définition d'un basalte de ride médio-océanique (MORB)	73
II.1.2. Les modèles de fusion sous les rides médio-océaniques.....	75
II.1.3. La source des MORB	80
II.1.4. Les modèles de migration des liquides silicatés à l'aplomb des rides médio-océaniques	82
II.2. Les inclusions magmatiques dans les MORB	84
II.2.1. Variabilité chimique des inclusions	84
II.2.2. Les causes de la variabilité chimique.....	86
II.2.2.1. <i>Modifications lors de la genèse des magmas</i>	86

II.2.2.2.	<i>Artéfacts de compositions</i>	87
II.2.2.3.	<i>Bilan sur la variabilité de compositions des inclusions magmatiques</i>	90
II.3.	Etude des inclusions magmatiques dans un basalte de la ride médio-Atlantique Nord (ARP73-10-03)	91
II.3.1.	Contexte géologique de la zone FAMOUS.....	92
II.3.2.	L'échantillon ARP73-10-03	96
II.3.3.	Description des inclusions magmatiques piégées dans les cristaux automorphes d'olivine	99
II.3.4.	Techniques d'étude	101
II.3.4.1.	<i>Techniques analytiques</i>	101
II.3.4.2.	<i>Les modèles de fusion partielle par décompression</i>	101
II.3.4.3.	<i>Le modèle de ride médio-océanique de Langmuir et al. (1992)</i>	102
II.3.4.4.	<i>Le modèle thermodynamique pHMELTS</i>	109
II.3.5.	Discussion	115
II.3.5.1.	<i>Résumé de l'article</i>	115
II.3.5.2.	<i>Article (soumis à Chemical Geology)</i>	116
	Article : Olivine-Hosted Melt Inclusions and Melting Processes beneath the FAMOUS Zone (Mid-Atlantic Ridge)	117
	Abstract	117
	1. Introduction	118
	2. Sample description	119
	3. Analytical techniques	120
	4. Results	120
4.1.	Major-element compositions	124
4.2.	Trace-element compositions	127
4.3.	Major and trace-element heterogeneity and decoupling	128
5. Discussion		130
5.1.	CaO content in the melt inclusions: mantle-melt interaction or melting of a non-peridotitic lithology?	130
5.2.	The role of melt-mantle interaction	132
5.3.	The role of partial melting processes	135
5.3.1.	<i>Isobaric partial melting</i>	136
5.3.2.	<i>Polybaric partial melting</i>	140
5.3.3.	<i>Crossing of the trace-element patterns</i>	143
5.3.4.	<i>Major- and trace-element decoupling</i>	144
5.3.5.	<i>Summary on the role of partial melting</i>	144
5.4.	Variation of the highly incompatible-element ratios: evidence for source heterogeneity?	145
5.5.	Physical implications	146
6. Conclusions		148
Acknowledgements		148
Appendix A		149
Appendix B		150

III. Etude des inclusions magmatiques dans le contexte de point chaud ; Exemple du point chaud de la Réunion.....	157
III.1. Production de magmas au niveau des points chauds en domaine océanique	159
III.1.1. Points chauds, panaches mantelliques et volcans associés	159
III.1.2. Compositions des panaches mantelliques et modèle de fusion.....	161
III.1.2.1. <i>Fusion dans un panache et compositions des magmas primaires</i>	161
III.1.2.2. <i>La source des points chauds</i>	163
III.1.2.3. <i>Origine des panaches mantelliques et structure chimique du manteau.</i>	168
III.2. Les inclusions magmatiques dans les OIB	170
III.2.1. La variabilité chimique (éléments majeurs, traces et volatils) des inclusions magmatiques.....	170
III.2.2. La variabilité isotopique des inclusions magmatiques.....	172
III.2.3. Bilan sur l'étude des inclusions magmatiques dans les OIB.....	174
III.3. Etude des inclusions dans des laves issues du point chaud de la Réunion (îles Maurice et de la Réunion)	175
III.3.1. Le point chaud de la Réunion, un exemple de panache de composition relativement homogène	175
III.3.2. Contexte géologique et description de l'échantillonnage	178
III.3.2.1. <i>L'île Maurice</i>	178
III.3.2.2. <i>L'île de la Réunion</i>	179
III.3.2.3. <i>Précédents travaux sur les inclusions magmatiques de la Réunion</i>	182
III.3.2.4. <i>L'échantillonnage</i>	184
III.3.3. Description des inclusions magmatiques dans les olivines primitives.....	187
III.3.4. Compositions en éléments majeurs, traces et volatils (Cl, S, F) des inclusions magmatiques.....	189
III.3.4.1. <i>Comparaison des compositions en éléments majeurs avec les études antérieures</i>	191
III.3.4.2. <i>Teneurs en soufre dans les inclusions</i>	193
III.3.5. Méthodes de calcul de l'ordre d'incompatibilité des éléments traces	195
III.3.5.1. <i>La représentation C_B^{-1} vs C_A^{-1}</i>	198
III.3.5.2. <i>La représentation $\log C_B$ vs $\log C_A$</i>	199
III.3.6. Discussion	199
III.3.6.1. <i>Résumé de l'article</i>	199
III.3.6.2. <i>Article(à soumettre)</i>	200
Article : Source and melting characteristics of the Réunion plume: constraints from primitive melt inclusions	201
Abstract	201
1. Introduction	202
2. Geological setting.....	202
3. Samples	203
3.1. Sample description	203
3.2. Melt inclusion description and olivine/melt equilibrium.....	204
3.3. Results (Tables 1 and 2)	206
4. Discussion	209

4.1.	Post-entrapment chemical modification and major-element compositions..	209
4.2.	Trace-element incompatibility sequence in the melt inclusions.....	211
4.3.	Mantle source characteristics.....	215
5.	Conclusions.....	220
	Supplementary data	221
IV.	Synthèse et Perspectives.....	229
IV.1.	Etude des inclusions magmatiques dans le contexte de ride médio-océanique	231
IV.2.	Etude des inclusions magmatiques dans le contexte de point chaud océanique	232
IV.3.	Comparaison des deux études	234
IV.4.	Perspectives.....	235
	Bibliographie	239
	Annexes	257

Introduction générale

La fusion se produit dans le manteau terrestre par l'un de trois processus suivants : (1) la décompression, (2) l'augmentation de température ou (3) l'addition de composants volatils. La formation de magmas au niveau des contextes géodynamiques de points chauds océaniques et de rides médio-océaniques résulte principalement du premier processus, c'est-à-dire de la fusion partielle par décompression au cours de la remontée adiabatique du manteau, bien que l'origine des panaches mantelliques soit vraisemblablement à relier à une anomalie thermique. Il est généralement admis que la fusion partielle du manteau dans ces deux contextes génère des magmas primaires de composition basique à ultra-basique et que les processus secondaires, tels que la cristallisation fractionnée, les mélanges de magmas et la contamination crustale sont en grande partie responsables de la large gamme de compositions que l'on observe dans les laves en surface. Les caractéristiques géochimiques des magmas primaires résultent de la contribution de plusieurs paramètres qui varient d'un environnement tectonique à l'autre : la minéralogie et la composition de la source, la profondeur et le degré de fusion. Ainsi, l'un des principaux objectifs des études pétrologiques portant sur les roches volcaniques est de différencier les signatures géochimiques qui sont héritées des processus générant les magmas primaires de celles qui témoignent de processus postérieurs.

Lorsque l'on s'intéresse à la genèse des basaltes océaniques, la construction d'un modèle doit prendre en compte différents paramètres tels que le processus de fusion partielle et le mode d'extraction et de ségrégation des magmas dans le manteau. Lors de la fusion partielle, le manteau solide et le liquide sont tous deux en mouvement, et le magma moins dense aura tendance à remonter plus vite que sa source. Le liquide silicaté n'est expulsé de la source que lorsqu'il a atteint une fraction critique ou seuil de perméabilité. Lors de ce processus de fusion continue (ou dynamique), plus la valeur critique correspond à une fraction faible de liquide, plus le processus s'apparente à celui de la fusion fractionnée pour lequel le fractionnement relatif des éléments traces incompatibles est très efficace, notamment dans les premiers degrés de fusion. Enfin, la percolation du magma à travers le manteau environnant plus froid provoque des interactions chimiques et des réactions minéralogiques qui vont modifier la composition des magmas primaires.

La connaissance de la composition chimique et minéralogique du manteau passe par l'étude d'une part des xénolites ultra-mafiques remontés par les kimberlites et les basaltes alcalins, et d'autre part des basaltes produits par la fusion partielle du manteau. Les xénolites sont chimiquement et minéralogiquement hétérogènes. La plupart sont constitués de lherzolite à grenat ou spinelle, mais on rencontre également des harzburgites, des dunités et des pyroxénites. Ainsi, l'assemblage minéralogique du manteau se compose dans des proportions

variables d'olivine-orthopyroxène-clinopyroxène et d'une phase alumineuse qui varie selon la pression (grenat, spinelle ou plagioclase), mais des phases accessoires telles que la phlogopite ou l'amphibole témoignant de la présence de volatils dans le manteau se rencontrent occasionnellement. Cette variation de la composition minéralogique de lherzolite, harzburgite à dunite reflète une diminution du caractère fertile, la dunite étant la roche la plus réfractaire. D'autre part, l'étude des roches volcaniques que l'on suppose dériver directement de la fusion partielle du manteau terrestre indique une grande hétérogénéité géochimique et isotopique du manteau. L'appauvrissement en éléments les plus incompatibles dans la lithosphère océanique résulte de l'extraction relativement récente de magma basaltique au niveau des rides médio-océaniques. Par ailleurs, le manteau supérieur source des basaltes de rides médio-océaniques (MORB) est appauvri par rapport au manteau primitif en raison de la formation de la croûte continentale au cours de l'histoire de la Terre. Le manteau inférieur représenterait, lui, le complément non-appauvri par l'extraction continentale, et la présence de composants enrichis provenant du recyclage de lithosphère océanique et de sédiments dans les zones de subduction doit également être envisagée pour expliquer la grande gamme de compositions isotopiques des basaltes océaniques.

Les inclusions magmatiques piégées dans les minéraux des laves basaltiques constituent un outil particulièrement intéressant pour tenter de s'affranchir des processus superficiels et obtenir des informations sur les processus de fusion et la composition du manteau (eg., Sobolev et Shimizu, 1993 ; Sobolev, 1996 ; Saal et al., 1998 ; Sours-Page et al., 1999 ; Sours-Page et al., 2002 ; Schiano, 2003 ; Saal et al., 2005). En effet, les inclusions magmatiques ont la capacité de préserver des instantanés des compositions et des conditions de pression et de température au cours de l'évolution d'un système magmatique, autant d'informations qui ne sont pas enregistrées dans les laves en raison des processus superficiels de mélange, de cristallisation fractionnée, de dégazage et de contamination. Cette propriété des inclusions magmatiques est toutefois conditionnée à une bonne isolation des liquides piégés dans les cristaux par rapport au système extérieur, une condition qui n'est pas toujours satisfaite. L'isolation d'une inclusion dépend des vitesses de diffusion des éléments chimiques à travers le minéral hôte et les concentrations en éléments majeurs et traces peuvent être plus ou moins modifiées par une rééquilibration post-piégeage (Qin et al., 1992 ; Danyushevsky et al., 2000 ; Gaetani et Watson, 2000 ; Cottrell et al., 2002 ; Gaetani et Watson, 2002).

Le manuscrit de cette thèse s'articule autour de l'utilisation d'un objet pétrologique - les inclusions magmatiques primitives dans les phénocristaux d'olivine - dans le but d'obtenir des informations sur les compositions des magmas primaires, les conditions de la fusion

partielle du manteau et la nature de la source dans deux contextes géodynamiques distincts : les rides médio-océaniques et les points chauds océaniques. La démarche adoptée consiste en l'analyse couplée des concentrations en éléments majeurs, traces et volatils afin d'obtenir une vision large des processus qui donnent naissance aux liquides piégés dans les phénocristaux des basaltes.

La première partie de cette thèse est consacrée à la présentation de l'objet "inclusion magmatique" et des techniques expérimentales et analytiques qui ont permis la caractérisation des liquides et des minéraux hôtes. Dans un premier temps, nous aborderons les caractéristiques générales des inclusions magmatiques, leur évolution post-piégeage et les modifications qui peuvent intervenir dans les inclusions au cours du refroidissement naturel. Dans un second temps, nous détaillerons les différents instruments expérimentaux et analytiques qui permettent de mener à bien ces études.

Les deux parties suivantes concernent les deux études menées au cours de cette thèse sur des inclusions magmatiques piégées dans des olivines primitives et représentent deux exemples régionaux des contextes géodynamiques que nous souhaitons aborder. Une partie des résultats obtenus est présentée sous la forme d'articles soumis ou à soumettre dont les points essentiels sont résumés auparavant en français.

La partie II présente l'étude des inclusions magmatiques dans le contexte de ride médio-océanique. Nous ferons tout d'abord un état des lieux des connaissances apportées par les travaux sur les roches totales et les inclusions magmatiques sur le mode de production et la composition des magmas et du manteau supérieur au niveau des dorsales océaniques. Puis nous exposerons les résultats obtenus sur les inclusions dans un basalte de ride médio-océanique de la zone FAMOUS (ride médio-Atlantique Nord). Le détail des modèles pétrologiques et thermodynamiques utilisés afin de reproduire les données des inclusions magmatiques est présenté en amont de la discussion. L'observation de compositions variables en éléments majeurs et traces dans les inclusions magmatiques d'un unique échantillon met en évidence le piégeage de liquides instantanés à différentes pressions dans la colonne de fusion et à différents degrés de fusion. Les variations géochimiques observées sont imputables principalement au processus de fusion d'une source de composition homogène. Les résultats des modélisations suggèrent l'absence d'une interaction chimique importante entre les liquides et le manteau qu'ils traversent.

La partie III concerne la formation des magmas dans le contexte de point chaud océanique avec l'exemple du point chaud de la Réunion. Dans une première partie, nous nous intéresserons aux modèles de production de magmas et à la composition de la source des

panaches mantelliques. Puis, nous détaillerons l'apport des inclusions magmatiques dans la connaissance de la nature des magmas primaires, la composition et l'échelle d'hétérogénéité chimique et isotopique dans les panaches mantelliques. Enfin, les résultats de l'étude des inclusions magmatiques dans différents échantillons liés au point chaud de la Réunion (îles Maurice et de la Réunion) sont présentés. Les compositions en éléments majeurs des inclusions montrent une transition depuis des liquides alcalins vers des compositions d'affinité tholéiitique, qui traduirait des changements du degré de fusion partielle au cours de la vie du panache. Les faibles variations de compositions en éléments traces dans les inclusions des différents échantillons confirment le caractère chimiquement homogène de la source du panache. Des méthodes de régression permettent de déterminer la séquence d'incompatibilité des éléments traces au cours du processus de fusion qui a généré les liquides piégés dans les olivines. Un comportement fortement incompatible du Pb est ainsi mis en lumière, ce qui implique l'absence de sulfures résiduels dans la source au moment de l'extraction des liquides. D'autre part, la modélisation d'un processus de fusion continue d'une lherzolite à grenat met en évidence un caractère faiblement appauvri en éléments incompatibles de la source par rapport au manteau primitif. Ainsi, ces résultats indiquent que la source du panache de la Réunion appauvrie lors de l'extraction de la croûte continentale au début de l'histoire la Terre aurait par la suite été peu ou pas affectée par les processus de recyclage.

Enfin, une synthèse est exposée dans la partie IV. Elle rappelle les principales informations apportées par l'étude pétrologique et géochimique des inclusions magmatiques primitives, et propose une comparaison des résultats obtenus dans les deux contextes géodynamiques. Des perspectives de recherche sont enfin proposées dans le dernier paragraphe de cette partie.

**I. Les inclusions magmatiques et les techniques
expérimentales et analytiques pour leur
caractérisation**

Ce chapitre est dédié à la description des objets étudiés au cours de cette thèse, c'est-à-dire les inclusions magmatiques, la compréhension que l'on a de ces objets à l'heure actuelle et l'information qu'ils nous apportent, ainsi qu'aux différentes techniques d'analyses in-situ qui permettent l'accès aux compositions en éléments majeurs et traces.

I.1. Les inclusions magmatiques

La capacité des inclusions magmatiques piégées dans les phénocristaux des roches volcaniques de préserver des informations qui ne sont pas ou très rarement conservées dans les laves ou les verres, telles que la composition instantanée des magmas et les conditions pression-température au cours de leur évolution (Roedder, 1984), en fait un outil unique pour les pétrologues et les géochimistes. En effet, les processus plus ou moins superficiels tels que la différenciation, le mélange de magmas, l'assimilation de matériel encaissant et le dégazage tendent à oblitérer les informations sur la composition de la source et les conditions du processus de fusion partielle. De nombreux travaux consacrés à l'étude des inclusions magmatiques dans les basaltes ont mis en évidence leur très grande diversité de compositions chimiques et isotopiques, diversité supérieure à celle des roches totales (e.g., Gurenko et Chaussidon, 1995 ; Saal et al., 1998 ; Schiano et al., 2000 ; Sobolev et al., 2000 ; Yurimoto et al., 2004 ; Saal et al., 2005 ; Jackson et Hart, 2006).

Cette section est consacrée à la description des inclusions magmatiques, de leur formation et des modifications post-piégeage qui les affectent. Elle s'appuie sur la très riche littérature concernant ces objets publiée depuis une trentaine d'années (Clocchiatti, 1975 ; Sobolev et Kostyuk, 1975) et sur différents articles de synthèse (Roedder, 1979, 1984 ; Lowenstern, 1995 ; Sobolev, 1996 ; Frezzotti, 2001 ; Schiano, 2003).

I.1.1. Les inclusions magmatiques : description, typologie

Les inclusions magmatiques sont des gouttelettes de liquide silicaté (d'une taille généralement inférieure à 300 μm) piégées dans les minéraux (Figure 1). Il est communément admis que ces petits volumes de magma évoluent en système clos dans leur minéral hôte vis-à-vis des éléments volatils. Ainsi, les inclusions magmatiques peuvent retenir des

concentrations élevées en éléments volatils qui nous renseignent sur les pressions de saturation en gaz.

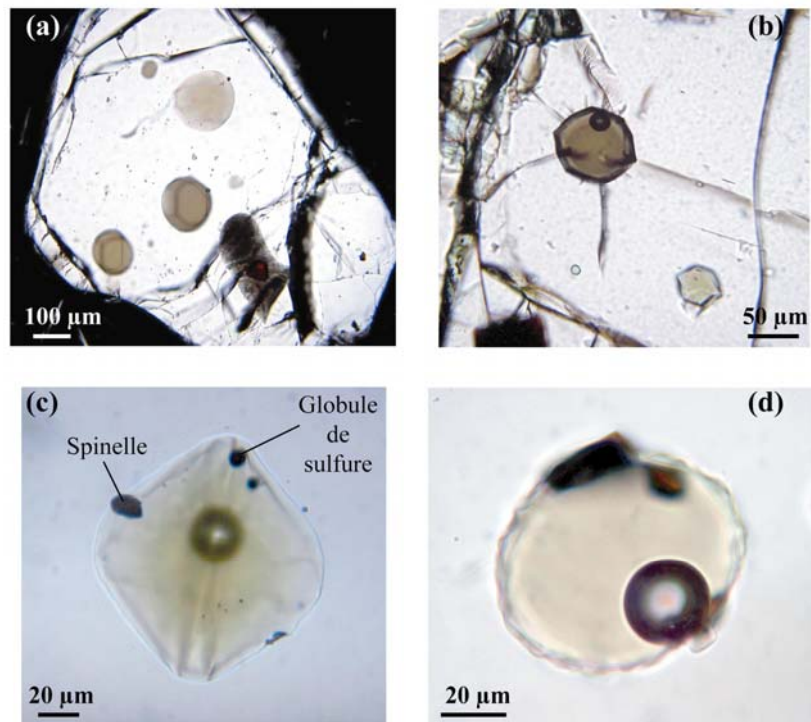


Figure 1. Photographies en lumière transmise d'inclusions magmatiques primaires piégées dans des cristaux d'olivine. (a) et (b) Inclusions vitreuses avec ou sans bulle de rétraction thermique dans l'échantillon ARP73-10-03 de la zone FAMOUS (ride médio-Atlantique Nord). (c) Inclusion magmatique vitreuse de l'échantillon picritique du Piton de Caille (Piton de la Fournaise, île de la Réunion) présentant une bulle de rétraction thermique (en dessous du plan de focalisation), un cristal de spinelle et un globule de sulfure. (d) Inclusion vitreuse après homogénéisation dans l'échantillon picritique de l'île Maurice présentant une bulle et des cristaux de spinelle.

Dans les cristaux des roches volcaniques, les inclusions magmatiques sont constituées de verre silicaté \pm une ou plusieurs bulles de rétraction thermique \pm des minéraux fils (Figures 1 et 2). La taille de la bulle à température ambiante peut être un indicateur de la teneur en volatils du magma ; la présence de bulles de grande taille composées de gaz témoigne d'un magma initial riche en éléments volatils. Au contraire, l'absence de bulle de rétraction dans certaines inclusions (comme celles du basalte de ride médio-océanique ARP73-10-03 étudié durant cette thèse ; Figure 1a) peut indiquer un état non saturé en volatils et donc des teneurs initiales très faibles. Néanmoins, l'absence de bulle peut également traduire des conditions de refroidissement rapide (trempe). C'est donc également la cinétique des réactions qui conditionne la formation de la bulle de retrait.

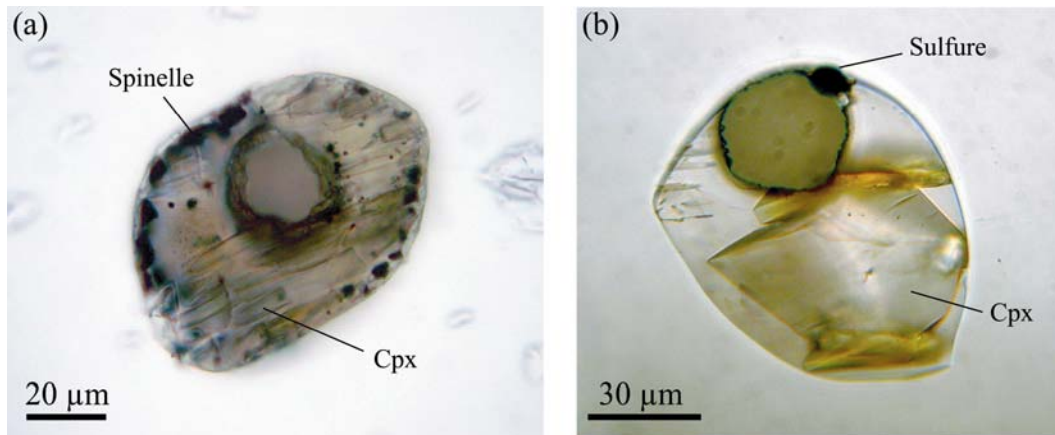


Figure 2. Photographies en lumière transmise d'inclusions magmatiques primaires cristallisées piégées dans des cristaux d'olivine des échantillons (a) RUE77 du Piton de la Fournaise et (b) du Piton des Neiges (île de la Réunion). Les minéraux fils sont des clinopyroxènes formant des cristaux translucides et des spinelles présents notamment en bordure des inclusions. On trouve également fréquemment des globules de sulfures (b).

Les inclusions magmatiques peuvent se rencontrer dans les minéraux sous deux formes. Les inclusions dites primaires sont formées lors de la croissance du cristal hôte et ont donc généralement une distribution aléatoire dans les cristaux (Figure 1a). Elles peuvent également parfois souligner les zones de croissance des minéraux. Les inclusions dites secondaires s'alignent le long de plans dans les cristaux et sont piégées après la croissance du minéral. Elles recoupent les zones de croissance et les plans de clivage et semblent marquer la cicatrisation d'anciens plans de fractures dans les minéraux des laves ou des xénolites. Dans cette thèse, je me suis intéressée uniquement aux inclusions magmatiques primaires car ce sont celles qui peuvent nous renseigner sur les compositions et conditions de formation des magmas dans le manteau. Leur origine est discutée dans la section suivante.

I.1.2. Mécanismes de formation des inclusions magmatiques primaires : exemple de l'olivine

Les inclusions magmatiques primaires échantillonnent de petits volumes des liquides parentaux des laves lors de la cristallisation des minéraux hôtes et enregistrent ainsi un instantané de la composition chimique et des conditions P-T au cours de l'évolution des magmas. Ceci est effectivement réalisé à condition qu'un équilibre thermodynamique soit atteint entre le minéral et le liquide silicaté lors du piégeage de l'inclusion. Néanmoins,

certain auteurs (Albarède et Bottinga, 1972 ; Watson, 1996) ont suggéré que, dans certaines conditions, l'équilibre thermodynamique ne serait pas atteint en raison d'effets de couche limite dans le milieu de croissance ou d'enrichissement de certains éléments autour de la surface du minéral en croissance. Dans le but de contraindre les conditions de croissance dans lesquelles l'équilibre thermodynamique est atteint, Faure et Schiano (2005) ont réalisé une série d'expériences de cristallisation dynamique de forstérite contenant des inclusions dans le système modèle $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ à 1 atm. Différentes morphologies d'olivine (automorphes, squelettiques et dendritiques) ont été produites en faisant varier la vitesse de refroidissement et le degré de sur-refroidissement (Figure 3).

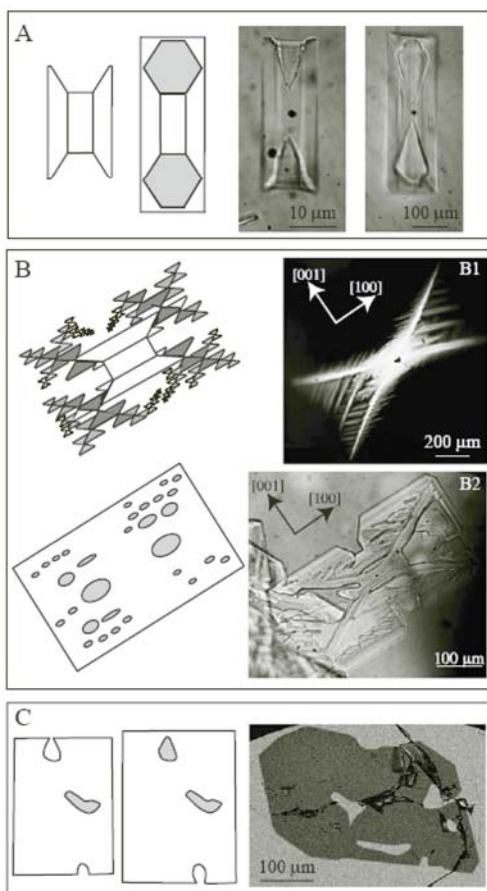


Figure 3. Schémas et photographies illustrant la formation des inclusions magmatiques en fonction des mécanismes de croissance cristalline (expériences de Faure et Schiano, 2005). A : Inclusions dans des olivines squelettiques. B : Inclusions dans des olivines dendritiques. C : Formation d'inclusions dans une olivine automorphe résultant de la présence de défauts de croissance. Contrairement aux autres morphologies, les inclusions dans les olivines automorphes ont une distribution aléatoire. Figure modifiée de Faure et Schiano (2005).

Leurs résultats indiquent que les inclusions piégées dans les morphologies de croissance rapide gouvernée par la diffusion sont effectivement affectées par les effets de couche limite (Figure 4). En revanche, les compositions des inclusions dans des olivines automorphes sont bien représentatives du liquide parental (Faure et Schiano, 2005).

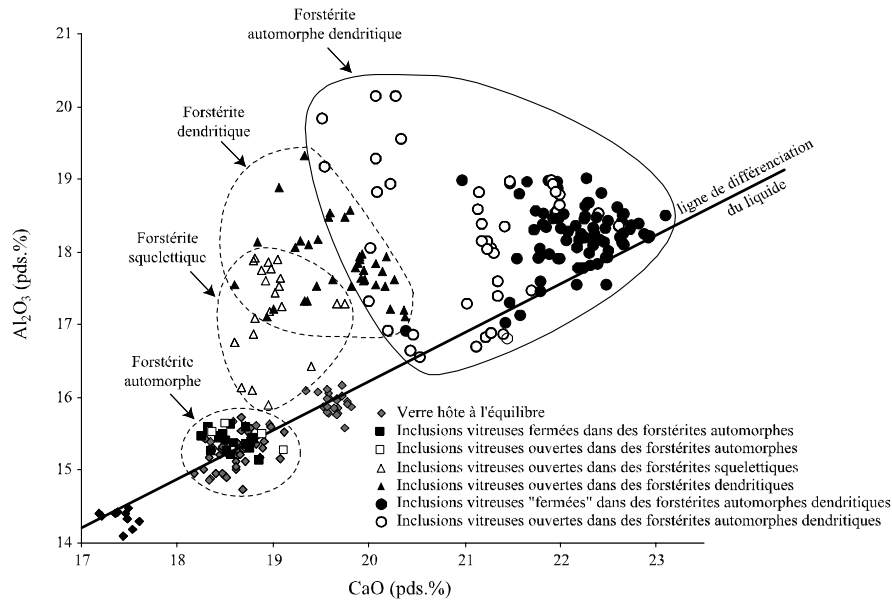


Figure 4. Résultats d'expériences dynamiques de cristallisation d'olivine dans le système CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS) à taux de refroidissement et degrés de sur-refroidissement variables. Les compositions des inclusions magmatiques piégées dans des olivines de morphologies différentes sont comparées à la ligne de cristallisation d'olivine définie à partir des compositions du verre hôte. Figure modifiée de Faure et Schiano (2005).

La formation d'inclusions magmatiques est directement liée aux mécanismes de croissance, que le taux de croissance soit faible ou élevé. Dans les cristaux d'olivine squelettiques ou dendritiques formés lors d'un refroidissement rapide, les cavités créées se remplissent de liquide silicaté et forment des inclusions (Faure et Schiano, 2005 ; Figure 3). Dans ce cas, les vitesses d'incorporation des composants constitutifs de l'olivine et de rejet des autres composants sont beaucoup plus élevées que la vitesse de diffusion des éléments dans le liquide. Ainsi, la composition du liquide à proximité de l'interface minéral-liquide diffère de celle du système (Faure et Schiano, 2005).

La formation des inclusions magmatiques dans les olivines automorphes reste en revanche relativement mal comprise. Dans ce cas de croissance lente, les vitesses d'incorporation et rejet des composants sont beaucoup plus faibles que la vitesse d'interdiffusion des éléments dans le liquide et la composition à l'interface est homogène au cours du processus. Il a été proposé que des fluctuations dans les cinétiques de croissance, l'adsorption de minéraux ou d'impuretés ou la dissolution partielle du cristal soient les causes de la formation d'inclusions (Davey et Mullin, 1974 ; Roedder, 1979 ; Anderson, 1991). Cette dernière hypothèse est supportée selon Roedder (1979) et Anderson (1991) par la présence dans les cristaux automorphes d'inclusions ayant une connexion vers l'extérieur. Par ailleurs,

les travaux de Nakamura et Shimakita (1998) ont montré expérimentalement que la formation de certaines inclusions dans le plagioclase résulte de la dissolution de cristaux préexistants. Faure et Schiano (2005) envisagent en revanche que les inclusions se forment par un processus de croissance spirale gouverné par les dislocations vis naissant à l'interface minéral-liquide plutôt que par nucléation de surface.

Sur le plan pratique, le principal point à retenir de cette discussion est que les inclusions magmatiques primaires constituent des outils géochimiques précieux, à condition qu'elles soient piégées dans des cristaux de croissance lente.

I.1.3. Evolution post-piégeage de la pression interne d'une inclusion

Lors de la formation d'une inclusion pendant la croissance du minéral hôte à la pression P_o et la température T_o , la pression dans l'inclusion P_{incl} est :

$$P_{incl} = P_o + \frac{2\gamma}{R} \quad (1)$$

où R est le rayon de l'inclusion et γ est la tension de surface. Pour $R \gg 1 \mu\text{m}$, le terme $\frac{2\gamma}{R}$ est négligeable et la pression dans l'inclusion peut alors être considérée comme identique à la pression P_o . Par la suite, avec le changement de P et T , la pression de l'inclusion va différer à la fois de la pression initiale P_o et de la pression qui s'exerce sur la surface externe du minéral hôte car les compressibilités et les expansivités thermiques de l'inclusion et du minéral sont différentes. Il est généralement admis qu'après leur piégeage, les inclusions magmatiques se comportent comme des systèmes quasi-isochores, c'est-à-dire que leur volume est globalement constant ($dV = 0$). On considère alors que le rapport $\Delta P/\Delta T$ est égal au rapport entre le coefficient d'expansion thermique du liquide et sa compressibilité (Lowenstern, 1994). Néanmoins, l'inclusion est soumise à une contrainte isotrope alors que le minéral hôte subit une contrainte anisotrope. Le changement relatif de volume est donc différent de celui d'une inclusion qui n'aurait pas de phase hôte (Zhang, 1998). Si le cristal hôte ne se déforme pas de manière visqueuse et s'il ne se fracture pas, il contient alors partiellement la différence

de pression entre l'inclusion et l'extérieur du cristal. Néanmoins, le paramètre qui contrôle pour l'essentiel la pression à l'intérieur de l'inclusion est la température.

Il existe un effet non négligeable de déformation élastique de la phase minérale hôte sur la pression interne de l'inclusion (Figure 5 ; Tait, 1992 ; Zhang, 1998 ; Schiano et Bourdon, 1999). Si l'on considère une inclusion sphérique située au centre d'un cristal sphérique ayant un comportement élastique linéaire, la pression interne P_{int} de l'inclusion est définie au cours de la décompression par la relation suivante (Zhang, 1998 ; Schiano et Bourdon, 1999):

$$P_{int} = \frac{\left[P_o \left(\frac{1}{K_h} - \frac{1}{K_i} \right) - \frac{P_{ext}}{1-x} \left(\frac{1}{K_h} + \frac{3}{4G_h} \right) - (\gamma_h - \gamma_i) \right]}{\left[\frac{1}{K_h} \left(\frac{x}{1-x} \right) + \frac{1}{K_i} + \frac{3}{4G_h(1-x)} \right]} \quad (2)$$

où P_o est la pression initiale de formation de l'inclusion magmatique ; P_{ext} est la pression externe de confinement ; K_i et K_h sont les modules d'élasticité volumique de l'inclusion (i) et du cristal hôte (h) respectivement ; x est le rapport du rayon de l'inclusion sur le rayon du minéral ; G_h est le module de cisaillement du minéral hôte et γ est une fonction de la variation de température, $\gamma = \int_{T_o}^T \alpha dT$, où α est le coefficient d'expansion thermique et T_o est la température de formation de l'inclusion.

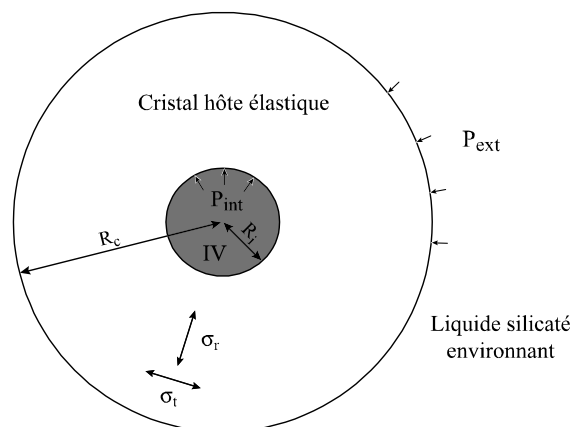


Figure 5. Géométrie d'un cristal contenant une inclusion magmatique. L'inclusion est considérée comme sphérique et est située au centre du cristal, lui-même sphérique et ayant un comportement élastique linéaire. Tous les déplacements seront alors radiaux. Deux composantes de contraintes s'appliquent : une composante radiale σ_r et une composante tangentielle σ_t . Figure modifiée de Tait (1992).

Ainsi, à la profondeur de piégeage, il existe un équilibre entre la pression extérieure et la pression interne de l'inclusion. Il ne s'exerce donc aucune contrainte à la surface du cristal hôte. La remontée du cristal vers la surface s'accompagne d'une surpression à l'intérieur de l'inclusion car les constantes élastiques du cristal hôte sont supérieures au module d'élasticité volumique du liquide silicaté, c'est-à-dire que les liquides silicatés ont tendance à se dilater plus vite lors de la décompression que leurs phases hôtes (Figure 6). L'inclusion ne peut subir une décompression importante par expansion élastique du cristal et la pression interne à la surface est généralement égale à 80-90 % de la pression initiale. La surpression créée est encore plus grande si les éléments volatils dissous dans le liquide silicaté s'exsolvent en réponse à la décompression, car l'expansion des gaz est supérieure à celle du liquide silicaté pour une gamme de pression donnée. Par conséquent, lorsque la contrainte de dilatation résultant de la décompression excède un seuil critique, il y a décrépitation de l'inclusion (Tait, 1992). Ainsi, la préservation des inclusions magmatiques dépend essentiellement de la capacité des cristaux hôtes à résister aux contraintes qui s'appliquent (Tait, 1992). La figure 6 montre également que la phase de refroidissement final est responsable de la plus grande part de la décompression de l'inclusion car le coefficient d'expansion thermique est plus grand pour le liquide silicaté que pour le minéral hôte.

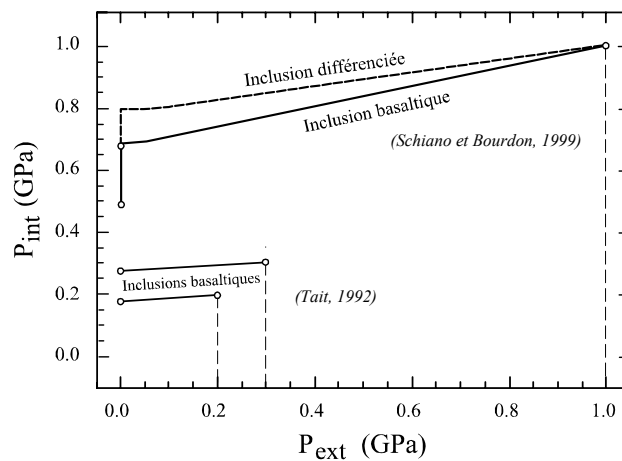


Figure 6. Evolution de la pression interne P_{int} en fonction de la pression externe P_{ext} pendant la décompression et le refroidissement pour des inclusions magmatiques de compositions basaltiques et différenciées piégées dans des cristaux d'olivine. Les courbes d'évolution proviennent des équations définies par Tait (1992) et Schiano et Bourdon (1999) dans le cas d'un régime de déformation élastique.

Les quantités de gaz exsolvés et de volatils dissous et la densité du contenu de l'inclusion sont fonctions de la pression interne, des conditions initiales, ainsi que de la différence entre les pressions interne et externe, puisque cette différence contrôle le volume de l'inclusion.

I.1.4. Modifications post-piégeage d'une inclusion magmatique : système fermé

Après son piégeage dans un cristal, le liquide silicaté contenu dans une inclusion est isolé du liquide environnant et des autres phases minérales avec lesquels il était à l'équilibre à P_o et T_o . Il se produit alors une série de changements tels que la formation de bulles de rétraction thermique et la cristallisation de phases minérales. Dans cette section, on fait l'hypothèse que le liquide en inclusion est un système fermé qui n'échange pas de matière avec le minéral hôte et le liquide environnant.

Nous avons vu dans le paragraphe précédent que, du fait de la différence des coefficients d'expansion thermique du liquide silicaté et du minéral hôte, les inclusions subissent une véritable décompression seulement lors de la phase de refroidissement final à l'arrivée à la surface (Figure 6). Au cours de ce refroidissement et de la décompression qui l'accompagne, le liquide peut franchir la courbe de saturation en volatils : lorsque le degré de sursaturation en volatils atteint une valeur suffisante, il y a nucléation d'une bulle, dite "bulle de rétraction thermique" (Figure 1b-c-d). Dans la plupart des cas, la bulle contient une phase vapeur. Dans les inclusions magmatiques secondaires des nodules de périclites, il est fréquent de trouver une phase fluide dense (liquide + vapeur) de haute pression car les espèces volatiles telles que CO_2 et H_2O ont une affinité pour la phase fluide. A l'équilibre, la pression interne de la bulle est égale à la pression dans la phase liquide. Lors de la décompression et du refroidissement, la pression dans la phase liquide diminuant, la pression dans la bulle diminue également et son volume augmente. Ceci est possible jusqu'au passage de la transition vitreuse se situant, pour un taux de refroidissement de $1^\circ\text{C}/\text{s}$, aux alentours de 800°C .

Lors d'un refroidissement relativement lent du système inclusion-cristal hôte, il se produit une cristallisation soit directement à partir du liquide silicaté (avant passage de la transition vitreuse), soit à partir du verre (on parle de dévitrification). La limite supérieure de la dévitrification est la température de liquidus. Elle résulte soit d'un taux de refroidissement lent ou d'un chauffage prolongé du verre à haute température. Elle se traduit par la formation de sphérulites, de fibres ou d'agrégats dendritiques dont la croissance se fait généralement à partir de la surface de l'inclusion vers le centre (Bouska, 1993).

La première manifestation de la cristallisation à partir du liquide silicaté est la surcroissance centripète de la phase hôte aux dépens de l'inclusion. La croissance aux bordures est plus aisée que la nucléation de nouveaux cristaux au cœur de l'inclusion (qui impliquerait une augmentation de l'énergie interfaciale du système). Nous verrons par la suite (cf. section I.1.5) que la composition initiale du liquide, c'est-à-dire avant ce processus de cristallisation aux parois, peut être recalculée, notamment dans le cas où le minéral hôte est l'olivine.

Au cours du refroidissement, de nouvelles phases peuvent cristalliser à partir du liquide silicaté (Figure 2). Ces nouvelles phases se forment le long des parois plutôt qu'au cœur de l'inclusion car la nucléation hétérogène nécessite un degré de sursaturation moindre par rapport à la nucléation homogène. En règle générale, le degré de cristallisation du contenu d'une inclusion semble être corrélé au taux de refroidissement. Le problème de la cristallisation de globules de liquide sulfuré dans les inclusions magmatiques présente un intérêt particulier pour notre étude des inclusions dans les olivines de l'île Maurice et de la Réunion ; il sera donc traité à part et en détail dans la section I.1.7.

Lorsque les inclusions magmatiques subissent un séjour prolongé à haute température, la forme des inclusions peut être modifiée à volume constant et prendre une morphologie en cristal négatif du minéral hôte (Figure 7) comme il a été reporté pour différents types de roches volcaniques et différents minéraux hôtes (Clocchiatti, 1975 ; Frezzotti, 1992 ; Lowenstern, 1994). Ce réajustement morphologique résulte de la minimisation des énergies interfaciales et est réalisé par un processus de dissolution-précipitation. Il est vraisemblable que le mécanisme de transport soit la diffusion de volume dans le liquide silicaté (plus rapide que la diffusion volumique à travers le réseau du minéral) et, dans une moindre mesure, la diffusion de surface au niveau de l'interface minéral-liquide. Ces morphologies se caractérisent par des facettes reliées par des parties arrondies et sont typiques des formes

d'équilibre des silicates dans les liquides à haute température. A plus basse température, la forme d'équilibre ne comporte que des faces planes car le degré d'anisotropie de l'énergie interfaciale est plus grand (Laporte et Provost, 2000).

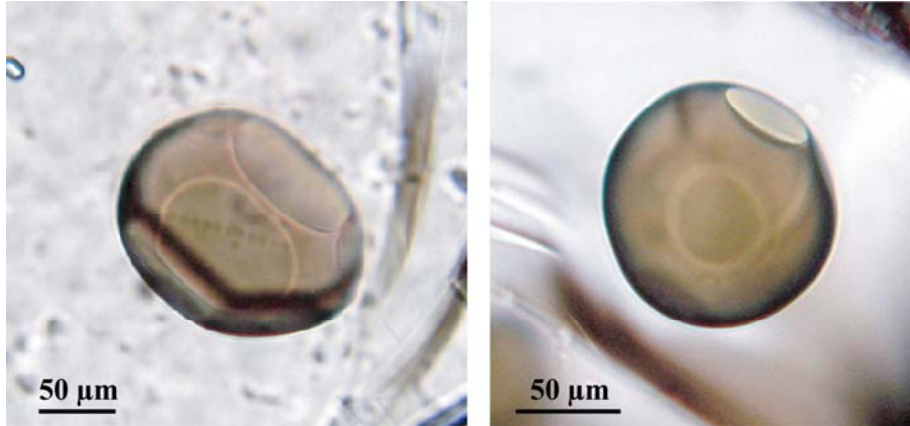


Figure 7. Photographies en lumière naturelle d'inclusions magmatiques primaires présentant des formes d'équilibre en cristal négatif dans les olivines de l'échantillon de MORB ARP73-10-03 (zone FAMOUS, ride médio-Atlantique Nord). Ces morphologies de mûrissement à haute température se caractérisent par la présence de faces planes reliées par des portions arrondies.

Au-delà des processus de cristallisation et d'évolution morphologique des inclusions magmatiques décrits ci-dessus, il est envisageable que celles-ci ne se comportent pas comme des systèmes clos après piégeage et qu'elles subissent des phénomènes de rééquilibration chimique du liquide par diffusion avec le cristal hôte (Qin et al., 1992 ; Danyushevsky et al., 2000 ; Gaetani et Watson, 2000 ; Cottrell et al., 2002 ; Danyushevsky et al., 2002c ; Gaetani et Watson, 2002). Nous verrons dans la section I.1.6 quelles modifications ce processus peut engendrer sur les compositions chimiques des inclusions magmatiques.

I.1.5. Correction de la cristallisation du minéral hôte à la paroi de l'inclusion (cas de l'olivine)

Les modifications chimiques causées par la croissance d'olivine sur les parois des inclusions magmatiques lors du refroidissement peuvent être théoriquement renversées par le calcul en "dissolvant" une faible fraction d'olivine dans le liquide par incréments de 0.1

pds%. Lors de ce calcul, le contrôle de l'équilibre entre l'inclusion et l'olivine hôte est réalisé grâce au calcul du coefficient de répartition entre le liquide inclus (*Liq*) et le cristal (*Ol*) :

$$K_{D_{Ol-Liq}}^{Fe-Mg} = \frac{X_{Liq}^{Mg} / X_{Ol}^{Mg}}{X_{Liq}^{Fe^{2+}} / X_{Ol}^{Fe^{2+}}} \quad (3)$$

Pour ce faire, le rapport Fe^{3+}/Fe^* dans le liquide (où Fe^* est le nombre de moles total de fer exprimé sous la forme de Fe^{2+}) doit être estimé soit à partir des données de la littérature sur des échantillons pour lesquels les conditions de fO_2 sont comparables à celles qui prévalaient lors de la formation de l'échantillon analysé, soit par la mesure de la spéciation du soufre dans les inclusions magmatiques. En effet, une estimation de la fugacité d'oxygène peut être obtenue à la microsonde électronique par la mesure du décalage du pic de la raie $K\alpha$ du soufre dans le verre des inclusions par rapport à un standard de sulfure (Jugo et al., 2005 ; cf. section I.2.3.2). Pour le calcul des valeurs de référence du coefficient de partage $K_{D_{Ol-Liq}}^{Fe-Mg}$, nous avons utilisé le modèle d'échange Fe-Mg entre olivine et liquide silicaté proposé par Toplis (2005). Ce modèle permet de prendre en compte les effets de la pression, de la température, ainsi que des compositions de l'olivine et du liquide silicaté (essentiellement les teneurs en silice, alcalins et H_2O) sur la valeur du coefficient de partage (Toplis, 2005). Lors des calculs réalisés avec ce modèle, il est nécessaire d'avoir une estimation de la température et de la pression d'équilibre, ce qui n'est pas toujours évident pour les inclusions magmatiques. De manière générale, la température retenue est celle qui a été atteinte lors des expériences de micro-thermométrie (bien que celle-ci ne soit pas une température d'homogénéisation s.s., cf. I.2.2). L'estimation de la pression pour les différents échantillons est basée sur les données bibliographiques. Néanmoins, l'effet de la pression sur la valeur du coefficient de partage semble relativement faible (variation de 0.01/GPa de la valeur de $K_{D_{Ol-Liq}}^{Fe-Mg}$) par rapport aux effets de la température, de la composition du liquide et de la composition de l'olivine (Toplis, 2005). On observe lors de l'utilisation du modèle de Toplis (2005) que les valeurs de $K_{D_{Ol-Liq}}^{Fe-Mg}$ diffèrent plus ou moins sensiblement selon les échantillons de la valeur nominale de 0.30 ± 0.03 communément admise pour les liquides basaltiques à 1 atm (Roeder et Emslie, 1970).

La correction de cristallisation de l'olivine à la paroi de l'inclusion est alors réalisée de la manière suivante : la composition de l'olivine au début du calcul est celle qui est à

l'équilibre avec la composition analysée de l'inclusion magmatique (cette olivine est donc plus riche en fer que l'olivine hôte). Après chaque incrément de dissolution d'olivine, la composition du cristal en équilibre avec la composition corrigée du liquide est calculée et est utilisée dans l'incrément de dissolution suivant. Il doit être noté que Fe^{3+} est considéré comme un élément incompatible lors de la cristallisation d'olivine, de telle sorte que l'état d'oxydation évolue pendant les calculs. La procédure est stoppée lorsque la composition corrigée du liquide est à l'équilibre avec l'olivine hôte. La quantité de cristallisation après piégeage ($X_c = \frac{X_d}{X_d + 1}$; où X_d représente d'olivine dissoute dans le liquide silicaté) est reportée dans les tableaux d'analyse pour chaque inclusion.

I.1.6. Modifications post-piégeage d'une inclusion magmatique : système ouvert

Dans le cas d'un refroidissement lent, le liquide silicaté d'une inclusion magmatique peut se rééquilibrer, après piégeage, avec le cristal hôte et/ou le liquide externe par diffusion à travers le minéral hôte (Qin et al., 1992 ; Danyushevsky et al., 2000 ; Gaetani et Watson, 2000 ; Cottrell et al., 2002 ; Danyushevsky et al., 2002b ; Gaetani et Watson, 2002). Qin et al. (1992) ont montré de manière théorique que l'isolation "chimique" du liquide silicaté dans un cristal uniforme entouré par un liquide de composition différente est fonction des coefficients de diffusion des espèces chimiques à travers le minéral hôte, de la taille de l'inclusion, de la taille du cristal hôte et des coefficients de partage des différents éléments entre le liquide et le cristal (Figure 8).

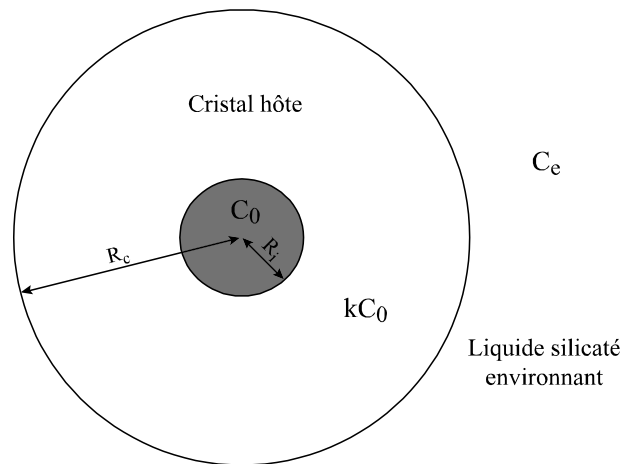


Figure 8. Inclusion magmatique de rayon R_i piégée au centre d'un cristal de rayon R_c . A l'état initial, les concentrations dans l'inclusion et dans le cristal d'une espèce chimique donnée sont C_0 et kC_0 respectivement, où k est le coefficient de partage de l'élément considéré entre le cristal et le liquide. Ensuite, le cristal est mis en contact avec un nouveau liquide environnant de concentration C_e . Comme $C_e \neq C_0$, il se produit un échange de cette espèce chimique entre le liquide inclus et le liquide environnant par diffusion à travers le cristal hôte.

Il en résulte que les concentrations originales des éléments les plus incompatibles vis-à-vis du cristal sont vraisemblablement mieux préservées que celles des éléments moyennement incompatibles et compatibles. Par conséquent, les différents éléments dans une même inclusion sont rééquilibrés à différents degrés avec le liquide environnant, et d'autre part, les mêmes éléments dans des inclusions piégées dans des minéraux hôtes différents (par exemple, clinopyroxène et olivine) vont être échangés différemment (Qin et al., 1992 ; Cottrell et al., 2002).

Sur le plan pratique, deux résultats théoriques méritent une attention particulière :

(1) Qin et al. (1992) ont montré que la diffusion rapide de H_2O rend dangereuse l'interprétation des concentrations en H_2O dans les inclusions magmatiques comme représentatives des concentrations originales.

(2) Les concentrations en éléments en traces, et plus précisément les terres rares légères et les autres éléments très incompatibles, sont particulièrement affectées par la rééquilibration par diffusion lorsque le minéral hôte est le plagioclase, mais très peu lorsqu'il s'agit de l'olivine (Cottrell et al., 2002).

I.1.6.1. Modèles de rééquilibration Fe-Mg

En ce qui concerne plus particulièrement les éléments majeurs, les effets de la rééquilibration par diffusion ont fait l'objet de plusieurs études (Danyushevsky et al., 2000 ; Gaetani et Watson, 2000 ; Danyushevsky et al., 2002b ; Gaetani et Watson, 2002). Dans le cas où le cristal hôte est l'olivine, lorsque la cristallisation de l'olivine se produit sur la paroi de l'inclusion, la composition de l'inclusion est modifiée. Dans le cas d'un système fermé (cf. section I.1.4), la composition du cristal hôte n'est pas modifiée. En revanche, dans le cas d'un système ouvert, une rééquilibration de Fe-Mg avec le cristal hôte se produit. Ainsi, l'information sur le pourcentage d'olivine cristallisée qui pourrait nous permettre de recalculer la composition initiale du liquide est erronée (Danyushevsky et al., 2000 ; Gaetani et Watson, 2002). Les deux principaux modèles de rééquilibration olivine-liquide sont décrits ci-dessous.

- *Le modèle de Danyushevsky et al. (2000)*

Lorsque l'on compare les compositions d'inclusions magmatiques avec celles de leurs laves hôtes, on constate une bonne correspondance pour tous les oxydes, à l'exception de FeO* : les teneurs en FeO* dans les inclusions sont fréquemment plus faibles et les concentrations les plus faibles sont généralement associées aux cristaux d'olivine les plus magnésiens. D'autre part, dans le cas d'inclusions homogénéisées, des valeurs du coefficient de répartition Fe-Mg entre olivine et liquide très élevées ($\gg 0.30$) témoignent d'un déséquilibre (Danyushevsky et al., 2000). Ces auteurs expliquent le phénomène de rééquilibration des inclusions avec la phase hôte de la manière suivante : la couronne qui se forme par surcroissance sur la paroi de l'inclusion pendant le refroidissement est zonée, avec des compositions évoluant progressivement de la composition de l'olivine hôte vers celle d'une olivine de plus en plus riche en fer (Figure 9). La formation de cette bordure d'olivine provoque une forte diminution de la concentration en MgO dans le liquide inclus. Si le taux de refroidissement est rapide, aucune rééquilibration ne se produit et la bordure zonée peut être fondue expérimentalement ; il s'agit du cas idéal traité dans les sections I.1.4 et I.1.5. Si le taux de refroidissement est relativement faible, une rééquilibration par diffusion couplée de Fe et Mg avec le minéral hôte peut s'opérer par diffusion de Fe à l'extérieur et de Mg à

l'intérieur du volume initial de l'inclusion. Ainsi, la zonation de la bordure est effacée jusqu'à ce que, dans le cas extrême, sa composition moyenne soit celle de l'olivine hôte. Or, les vitesses de diffusion étant plus importantes dans les liquides que dans les minéraux (e.g., Chakraborty, 1997), le liquide silicaté va également se rééquilibrer avec la composition de l'olivine en évolution. Ainsi, le liquide résiduel dans l'inclusion va progressivement voir sa teneur en FeO* diminuer, et le degré de rééquilibration sera d'autant plus fort que cette « perte en fer » est importante (Figure 9 ; Danyushevsky et al., 2000). Des profils de diffusion dans l'olivine autour des inclusions qui ont subi une rééquilibration peuvent alors être observés. Une hypothèse importante de ce modèle consiste à considérer que la composition globale de l'olivine hôte n'est pas modifiée après piégeage de l'inclusion.

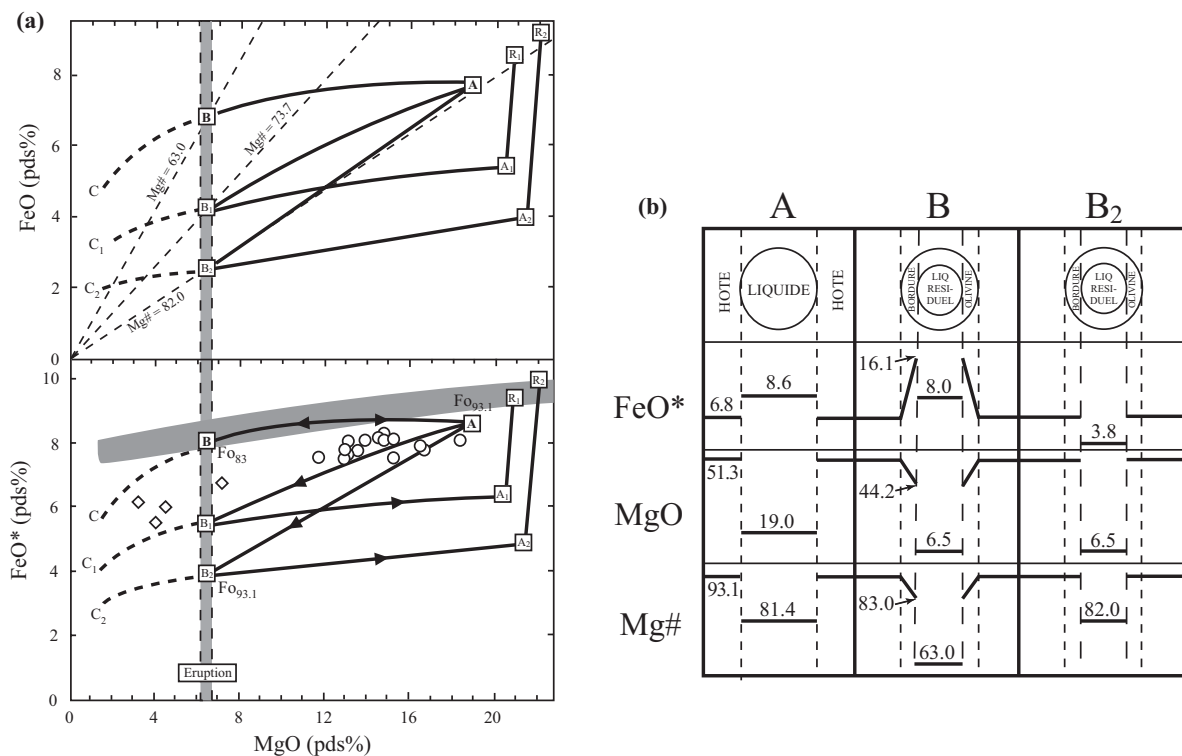


Figure 9. Processus de rééquilibration des inclusions magmatiques dans les phénocristaux d'olivine d'après Danyushevsky et al. (2000). Les graphes en (a) représentent les trajets de rééquilibration à partir d'une composition de liquide parental A piégé dans une olivine Fo_{93.1}. Le champ en grisé indique la tendance évolutive des roches totales et des verres. Les droites en traits pointillés fins représentent les droites FeO*/MgO sur lesquelles le liquide résiduel dans l'inclusion est en équilibre avec la bordure d'olivine au moment de l'éruption. Les schémas en (b) montrent l'évolution de la composition en FeO* et MgO dans l'inclusion et l'olivine correspondant aux cas A, B et B₂. Le trajet de A à B résulte de la cristallisation de la bordure zonée d'olivine sur les parois de l'inclusion lors de refroidissement avant l'éruption. Le trajet de B à C reflète l'évolution de composition due à la croissance rapide d'olivine de trempé lors de l'éruption. Dans ce cas, une expérience d'homogénéisation permet de renverser le trajet C-B-A et de remonter à la composition initiale du liquide. Le trajet A-B₁-C₁ représente l'évolution de l'inclusion dans le cas d'une rééquilibration partielle avec le cristal hôte. Le trajet B₁-C₁ peut être renversé par une expérience d'homogénéisation, mais après B₁, l'augmentation de température provoque une évolution de composition vers A₁ plus pauvre en FeO* par rapport à la composition initiale A. Le trajet A-B₂-C₂ représente l'évolution de l'inclusion dans le cas d'une rééquilibration totale avec le cristal hôte. L'inclusion après homogénéisation aura la composition A₂. R₁ et R₂ correspondent aux compositions des inclusions dans le cas où celles-ci ont le temps de se rééquilibrer avec leur minéral hôte à la température d'homogénéisation. Figure modifiée de Danyushevsky et al. (2000).

▪ *Le modèle de Gaetani et Watson (2000, 2002)*

La démarche adoptée par Gaetani et Watson (2000, 2002) pour comprendre l'évolution des inclusions piégées dans les olivines est conceptuellement différente de celle de Danyushevsky (2000, 2002b). En effet, Gaetani et Watson (2000, 2002) considèrent que les inclusions magmatiques ne sont pas chimiquement isolées du liquide silicaté entourant l'olivine hôte pour les éléments majeurs tels que Fe et Mg. Leur démonstration repose sur des données expérimentales et des simulations numériques prenant en compte l'équilibre olivine-liquide et les vitesses d'interdiffusion du Fe et du Mg dans l'olivine. Les changements de composition résultent de la dissolution ou de la cristallisation d'olivine aux parois de l'inclusion couplées à un échange Fe-Mg. Ainsi, ces auteurs ont observé que pour des taux de refroidissement de 1 à 2 °C/an, la composition du liquide inclus subit d'importantes modifications qui permettent de maintenir l'équilibre Fe-Mg avec le liquide extérieur (Gaetani et Watson, 2000). Lorsqu'une rééquilibration se produit, son effet est d'autant plus marqué que le contraste de composition entre le liquide inclus et le liquide extérieur est important. Le degré de rééquilibration de l'inclusion dépend de plusieurs facteurs dont la vitesse de refroidissement, le rayon de l'inclusion, celui de l'olivine et dans le cas d'un xéno cristal, le temps de résidence dans le magma hôte (Qin et al., 1992 ; Danyushevsky et al., 2000 ; Gaetani et Watson, 2000).

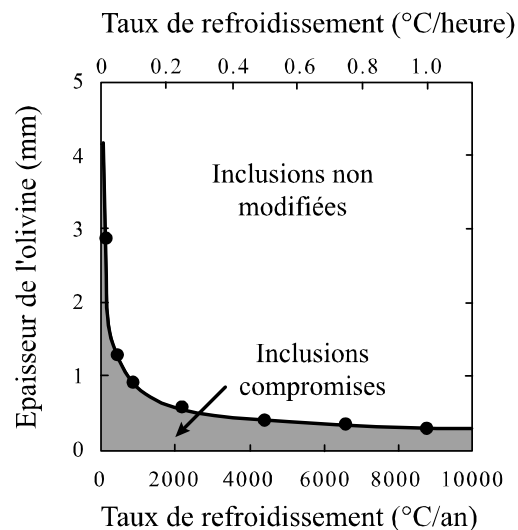


Figure 10. Graphe de l'épaisseur de l'olivine hôte (rayon de l'olivine moins le rayon de l'inclusion) en fonction du taux de refroidissement montrant la transition entre un comportement en système clos ou ouvert d'une inclusion magmatique. La courbe résulte d'une simulation numérique contrainte par des données expérimentales (cercles pleins) pour une diminution de température de 100°C (trait plein). Figure modifiée de Gaetani et Watson (2002).

Les résultats des modélisations réalisées par Gaetani et Watson (2002) montrent que l'épaisseur de l'olivine, la durée de l'épisode de refroidissement et le taux de refroidissement sont les principaux facteurs contrôlant le passage des inclusions d'un système clos à un système ouvert (Figure 10). Par exemple, pour un taux de refroidissement dans un dyke de l'ordre de 0.1 °C/h, il existe une communication entre le liquide inclus et le liquide extérieur qui est mise en évidence par la présence d'un profil de diffusion dans l'olivine à proximité de l'inclusion (Figure 11).

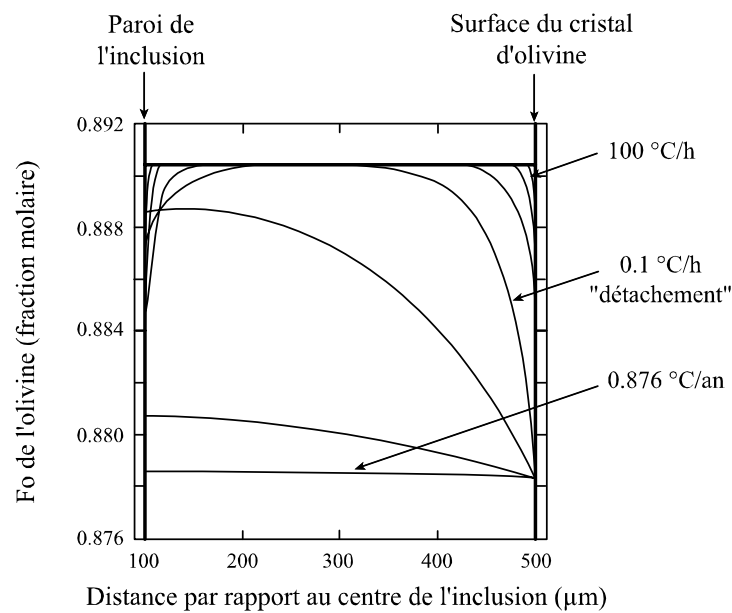


Figure 11. Résultats des simulations numériques de l'évolution après piégeage des inclusions magmatiques dans l'olivine réalisées par Gaetani et Watson (2002). Variation de la teneur en forstérite de l'olivine hôte en fonction de la distance par rapport au centre de l'inclusion lors d'un refroidissement de 1224 à 1174°C, pour des taux de refroidissement de 100, 10, 1 et 0.1 °C/h, et 87.6, 8.76, et 0.876 °C/an. Le système est composé d'une inclusion sphérique de 200 µm de diamètre à l'intérieur d'une olivine sphérique d'1 mm de diamètre. Le détachement (i.e., passage à un système ouvert) se produit dans ces conditions pour un taux de refroidissement de 0.1 °C/h. Figure modifiée de Gaetani et Watson (2002).

Enfin, dans le cas d'inclusions piégées dans un contexte de fusion à l'aplomb d'une ride médio-océanique, le trajet en composition suivi par l'inclusion diffère sensiblement d'un trajet de cristallisation polybare d'olivine ou de cristallisation dans un système isobare clos (Gaetani et Watson, 2002 ; Figure 12).

Ainsi, si ce phénomène de rééquilibration par diffusion couplé à la cristallisation d'olivine à la paroi de l'inclusion s'est produit au cours du refroidissement de la lave, il en résulte un déséquilibre chimique irréversible entre l'inclusion et son olivine hôte. Dans ces

conditions, les expériences de chauffage en laboratoire ne permettent pas de remonter à la composition initiale du liquide piégé.

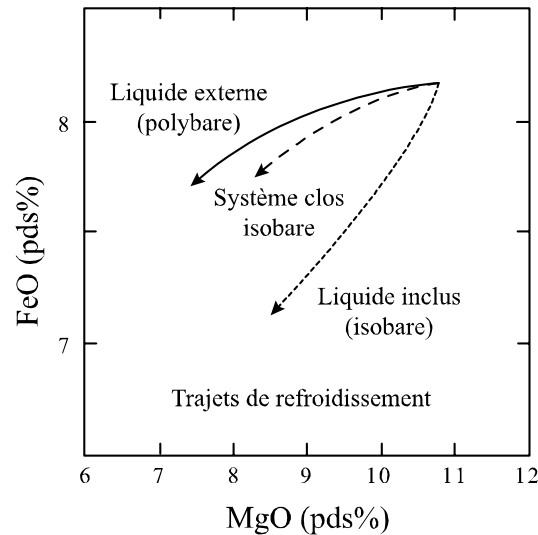


Figure 12. FeO en fonction de MgO pour différents trajets de refroidissement d'un liquide silicaté réalisés par simulation numérique (Gaetani et Watson, 2002). Le liquide extérieur suit un trajet polybare (trait plein), alors que l'inclusion (trait en pointillés) est contrainte de maintenir un équilibre avec la composition de l'olivine hôte à la pression de piégeage (ici 15 kbar) par des processus d'échange par diffusion et cristallisation. La courbe en tirets représente le trajet compositionnel suivi par l'inclusion dans le cas où la pression de piégeage est conservée mais qu'aucun échange diffusionnel ne se produit avec l'olivine hôte. Figure modifiée de Gaetani et Watson (2002).

- *Comparaison des deux modèles*

Les deux modèles décrits ci-dessus considèrent la diffusion Fe-Mg dans le réseau du cristal hôte, mais se distinguent par les contraintes imposées au système. En effet, Danyushevsky et coauteurs ne traitent que le cas limite de la rééquilibration entre une inclusion et son olivine hôte de composition constante. Ainsi, dans le cas d'un refroidissement rapide, la cristallisation sur les parois de l'olivine s'apparente à un processus de cristallisation fractionnée et l'on observe des gradients de compositions sur de faibles distances dans l'olivine. En revanche, lorsque le refroidissement est lent, la cristallisation se fait à l'équilibre et s'accompagne d'un échange Fe-Mg entre l'olivine et le liquide afin de maintenir l'équilibre thermodynamique. Gaetani et Watson considèrent, eux, le cas plus général dans lequel la composition de l'olivine hôte change en réponse à la cristallisation du liquide extérieur par diffusion dans le réseau de l'olivine. Par conséquent, si le refroidissement est lent, l'olivine ne préserve pas un enregistrement complet de tous les événements qui ont lieu après le piégeage.

Nous allons voir à présent comment nous pouvons utiliser ces modèles pour comprendre le cas précis des inclusions étudiées.

1.1.6.2. Cas des inclusions étudiées

Dans les différents échantillons étudiés au cours de cette thèse, certaines inclusions magmatiques présentent des évidences de rééquilibration chimique post-piégeage, telles que des teneurs faibles en FeO* et des valeurs élevées pour le $K_{D^{Ol-Liq}}^{Fe-Mg}$. C'est le cas des inclusions des échantillons de l'île Maurice et Piton des Neiges (point chaud de la Réunion ; cf. partie III). Ces inclusions étant partiellement cristallisées (avec pour minéraux fils des clinopyroxènes et amphiboles), elles ont toutes subi une homogénéisation sous la platine chauffante décrite dans la section suivante. Des profils chimiques ont été réalisés à la microsonde électronique dans l'olivine à proximité de l'inclusion dans des cristaux d'un même échantillon avant et après chauffage (Figures 13 et 14). Les olivines analysées avant et après chauffage sont différentes pour chaque échantillon, car une inclusion ne peut être mise à l'affleurement avant d'être chauffée. Pour chaque olivine, deux ou trois profils sont réalisés au contact de la même inclusion. Les conditions d'analyse sont les suivantes : une tension de 15 kV, une intensité de 30 nA pour SiO₂, MgO, FeO et de 30 ou 50 nA pour CaO, NiO et MnO et des temps de comptage de 10 à 30 s pour les éléments majeurs et de 50 à 150 s pour les éléments mineurs. Les profils sont réalisés avec un pas de 1 à 2 μm afin de caractériser les gradients compositionnels sur de courtes distances. Les deux olivines avant et après chauffage de l'île Maurice présentent des compositions légèrement différentes ($Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe) = 87$ et 89), ce qui explique le décalage observé pour MgO, FeO* et Mg# (Figure 14).

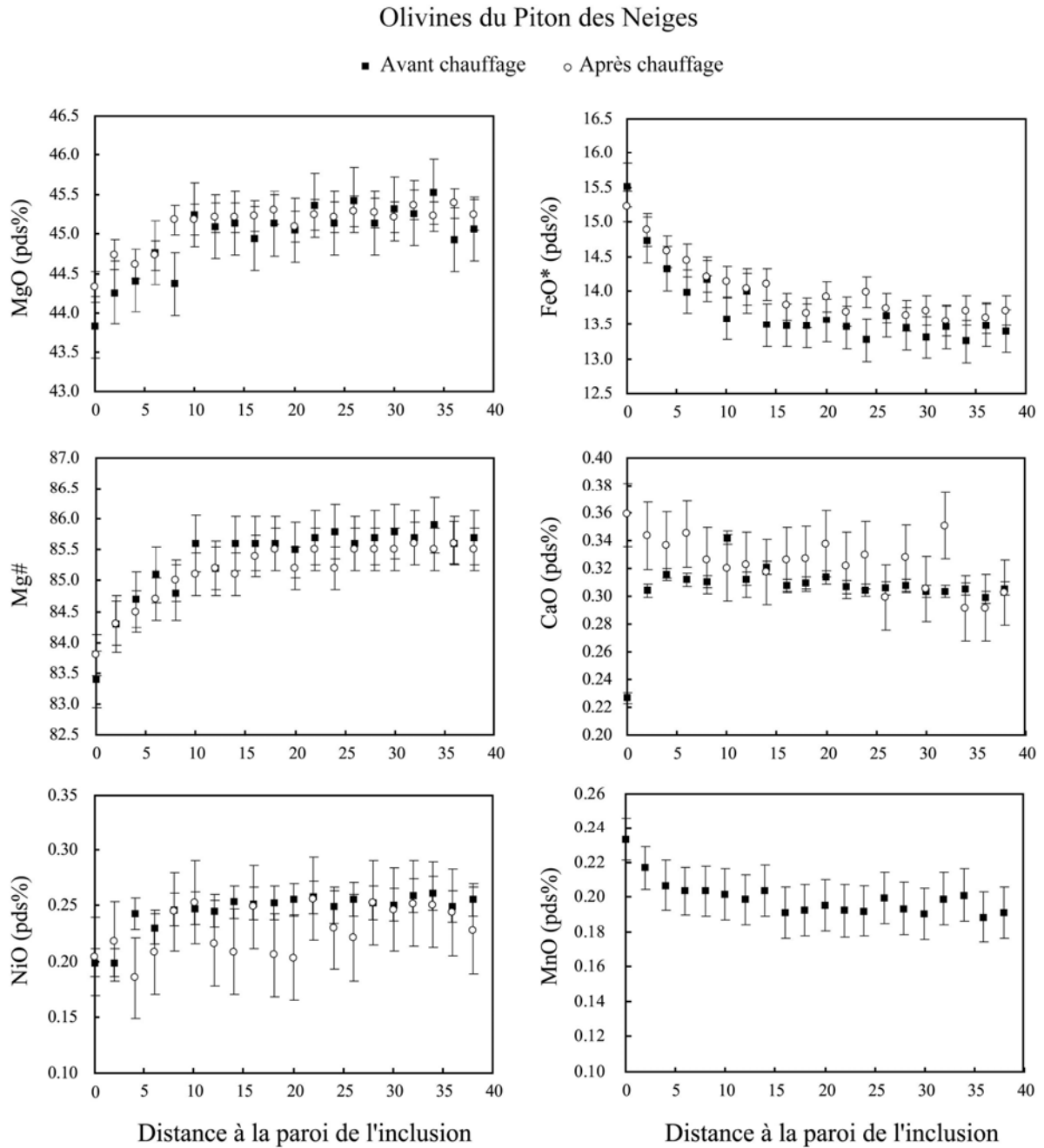


Figure 13. Profils chimiques dans des olivines du Piton des Neiges à proximité de l'inclusion magmatique après homogénéisation à $\sim 1250^{\circ}\text{C}$. La même inclusion ne pouvant être analysée avant et après le chauffage, les profils avant et après homogénéisation sont réalisés dans deux inclusions différentes de l'échantillon du Piton des Neiges. Néanmoins, celles-ci ont été choisies de la même taille ($50\ \mu\text{m}$) et dans des olivines de compositions similaires ($\text{Mg}\# = 100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) \sim 85.5$). Deux profils ont été réalisés dans chaque cas (avant et après chauffage), mais un seul est représenté pour la clarté des figures. Les erreurs sont reportées à 2σ .

Olivines de l'île Maurice

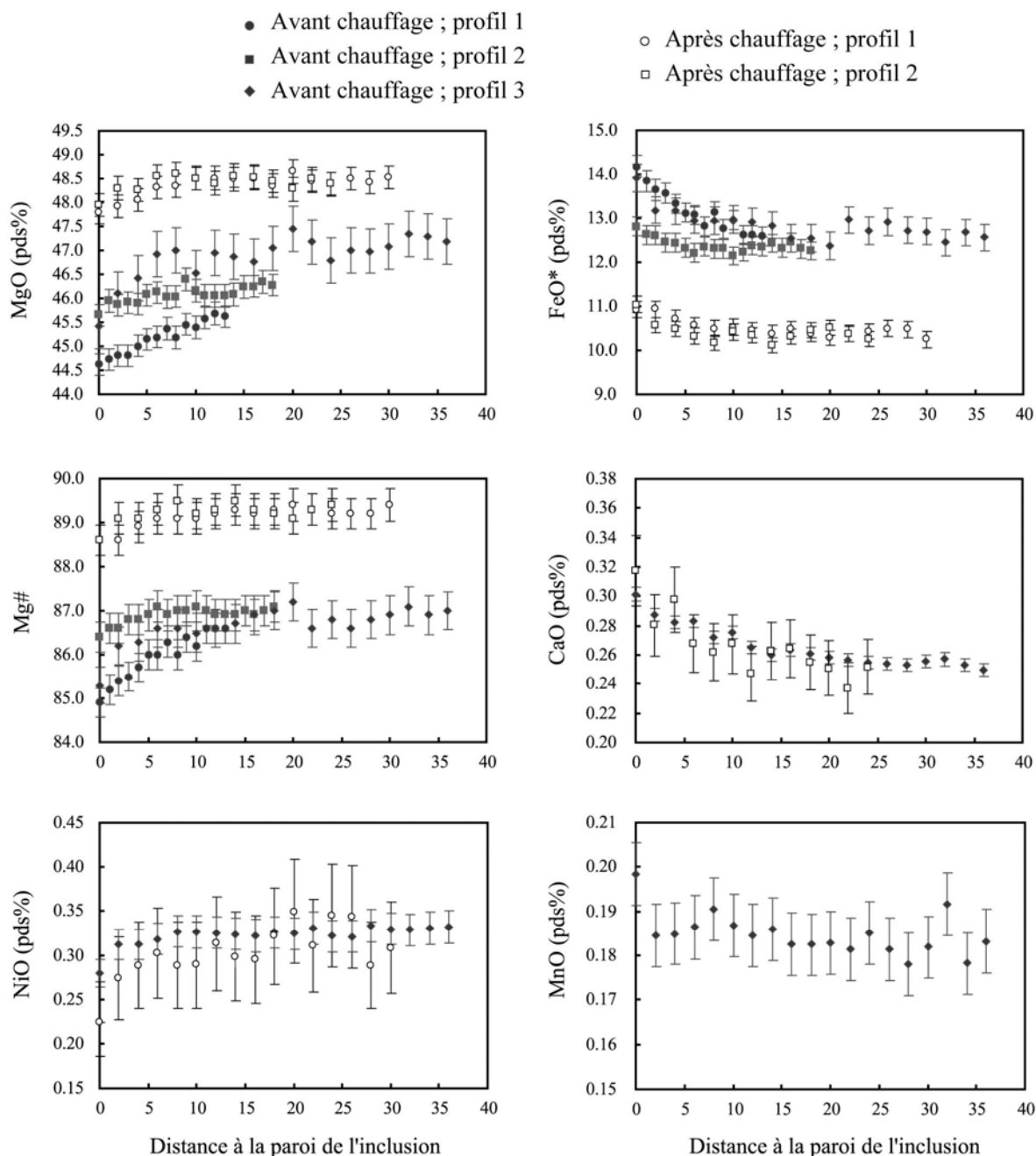
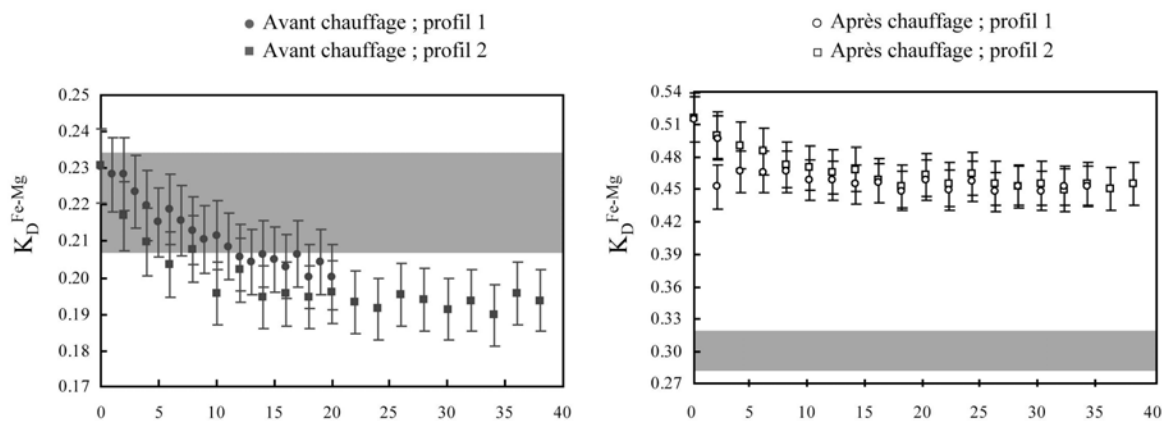


Figure 14. Profils chimiques dans des olivines de l'île Maurice à proximité de l'inclusion magmatique avant et après homogénéisation à $\sim 1250^{\circ}\text{C}$. La même inclusion ne pouvant être analysée avant et après le chauffage, les profils avant et après homogénéisation sont réalisés dans deux inclusions différentes de taille similaire ($50\ \mu\text{m}$). Les deux olivines retenues présentent des compositions légèrement différentes ($\text{Mg}\# = 100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 87$ et 89), ce qui explique le décalage observé pour MgO, FeO* et Mg#. Pour CaO et NiO, un seul profil a été sélectionné dans chaque cas (avant et après chauffage) pour la clarté des figures. Les erreurs sont reportées à 2σ .

Les figures 13 et 14 montrent la présence de gradients compositionnels sur 5 à 15 μm dans l'olivine au contact de l'inclusion, aussi bien avant qu'après chauffage à $\sim 1250^\circ\text{C}$. La teneur en forstérite dans l'olivine, de même que la teneur en Ni, diminuent lorsque l'on se rapproche de l'interface inclusion-olivine. En ce qui concerne la teneur en Ca avant chauffage, elle diminue à proximité de l'interface dans le cas de l'échantillon du Piton des Neiges et augmente dans le cas de celui de l'île Maurice. Il est visible surtout dans les profils des olivines non chauffées du Piton des Neiges que le gradient s'étale sur une plus longue distance pour Fe et Mg que pour les éléments mineurs Ca, Ni et Mn (Figure 13).

Le liquide résiduel a pu être analysé dans les inclusions cristallisées (Tableau 1) et présente une composition évoluée, très pauvre en FeO et MgO et riche en SiO_2 et en alcalins. Il est donc possible dans le cas des inclusions cristallisées comme dans celui des inclusions homogénéisées, de vérifier la présence d'un équilibre chimique entre le liquide et l'olivine à proximité (Figure 15). On se rend alors compte qu'il existe un équilibre local entre le liquide évolué des inclusions cristallisées et l'olivine enrichie en Fe à proximité de l'interface. Dans ce cas, les valeurs de $K_{D_{Ol-Liq}}^{Fe-Mg}$ sont faibles, du fait de la composition enrichie en alcalins et silice (Toplis, 2005). En revanche, les liquides qui ont subi une homogénéisation ne sont à l'équilibre ni avec l'olivine hôte, ni avec l'olivine la plus proche de l'inclusion. Cette absence d'équilibre est certainement à relier avec les faibles concentrations en fer dans les verres après homogénéisation (Tableau 1). Toutefois, le liquide après homogénéisation a été analysé au cœur de l'inclusion et l'absence d'un profil de concentration dans le verre au contact de l'olivine n'a pas été vérifiée. Des profils existent sur de courtes distances (environ 5 μm) dans les inclusions vitreuses du Piton de Caille ; ils montrent un appauvrissement en FeO et en MgO, une augmentation en CaO et une diminution du rapport FeO/MgO lorsque l'on se rapproche de l'olivine. Si de tels profils sont également présents après homogénéisation, on peut alors envisager un équilibre Fe-Mg très local au contact olivine-liquide. Cependant, l'analyse au contact olivine-liquide dans des inclusions de la Chaîne des Puys n'avait montré aucun gradient de composition après chauffage (Jannot, 2005).

Olivines du Piton des Neiges



Olivines de l'île Maurice

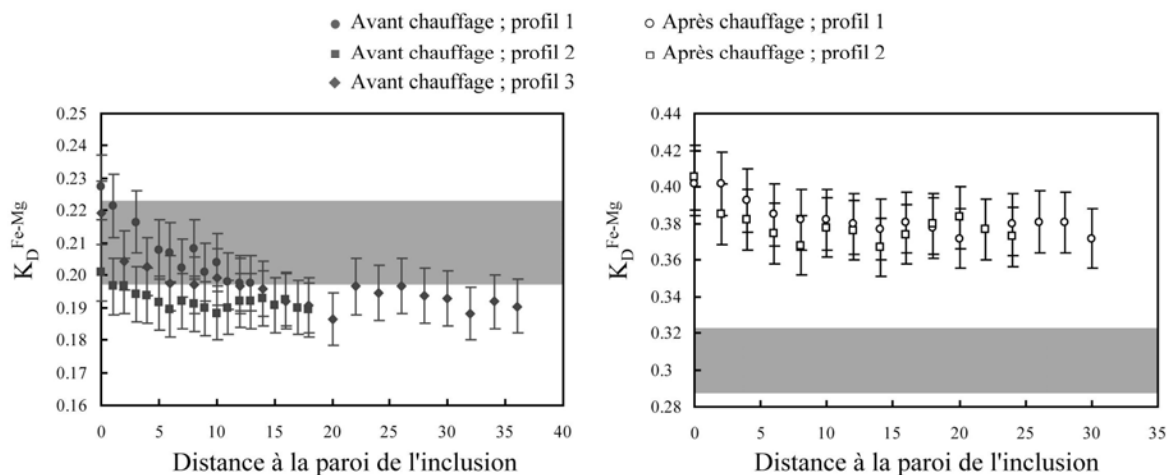


Figure 15. Evolution du $K_{D_{Ol-Liq}}^{Fe-Mg}$ entre l'olivine et l'inclusion à proximité de l'interface liquide-olivine. Le champ en grisé représente la valeur du $K_{D_{Ol-Liq}}^{Fe-Mg}$ (erreur 2σ comprise) à l'équilibre selon le modèle de Toplis (2005) pour les conditions $P-T$ suivantes : $900^{\circ}C$ et 3 kbar pour les inclusions cristallisées et $1250^{\circ}C$ et 3-5 kbar pour les inclusions homogénéisées. Les erreurs sont reportées à 2σ .

	Verres résiduels		Verres après homogénéisation	
	Piton des Neiges	Maurice	Piton des Neiges	Maurice
SiO ₂	59.99	61.88	47.65	50.05
TiO ₂	0.67	0.45	3.18	2.99
Al ₂ O ₃	23.72	22.52	15.16	16.21
MnO	0.02	0.02	0.12	0.09
FeO*	1.44	1.27	6.91	5.24
MgO	0.70	0.68	9.44	8.39
CaO	4.29	3.43	13.20	12.44
Na ₂ O	6.36	6.30	2.87	2.97
K ₂ O	2.04	2.47	0.77	0.83
P ₂ O ₅	0.77	1.44	0.51	0.49
Total	99.99	100.47	99.80	99.69

Tableau 1: Compositions chimiques des verres résiduels dans deux inclusions cristallisées et des verres homogénéisés dans deux inclusions après chauffage dans des olivines du Piton des Neiges et de l'île Maurice.

De même, le test de l'équilibre olivine-liquide vis-à-vis du partage du Ca (Libourel, 1999) montre un contraste entre les olivines non-chauffées et chauffées (Figure 16), avec une absence d'équilibre, même localement, entre les inclusions homogénéisées et les olivines adjacentes. Néanmoins, comme précédemment, nous ne pouvons pas exclure la présence d'un gradient de concentration de CaO dans l'inclusion à proximité de l'olivine. Il semble tout de même que, lors des expériences d'homogénéisation à ~ 1250°C, le temps de résidence à haute température soit trop court pour atteindre l'équilibre entre l'olivine et le liquide silicaté vis-à-vis de Fe-Mg et du Ca.

Les gradients compositionnels dans l'olivine au contact de l'inclusion sur de faibles distances (20 µm maximum) sont associés à la surcroissance d'olivine sur les parois de l'inclusion après le piégeage. Ils témoignent d'un taux de refroidissement rapide et concernent une échelle de temps courte à rattacher certainement à l'événement éruptif. En effet, dans ces conditions, l'interdiffusion FeO-MgO dans l'olivine autour de l'inclusion est minimale et le processus s'apparente à une cristallisation fractionnée sur les parois de l'inclusion. Il s'agit donc du dernier événement de refroidissement qu'ait connu l'inclusion piégée dans l'olivine avant son arrivée en surface. Néanmoins, si l'olivine a connu une histoire complexe et prolongée de cristallisation et rééquilibration avec des temps de résidence relativement longs avant cet épisode de refroidissement brutal, les compositions du minéral hôte et de l'inclusion ont pu être fortement modifiées postérieurement au piégeage.

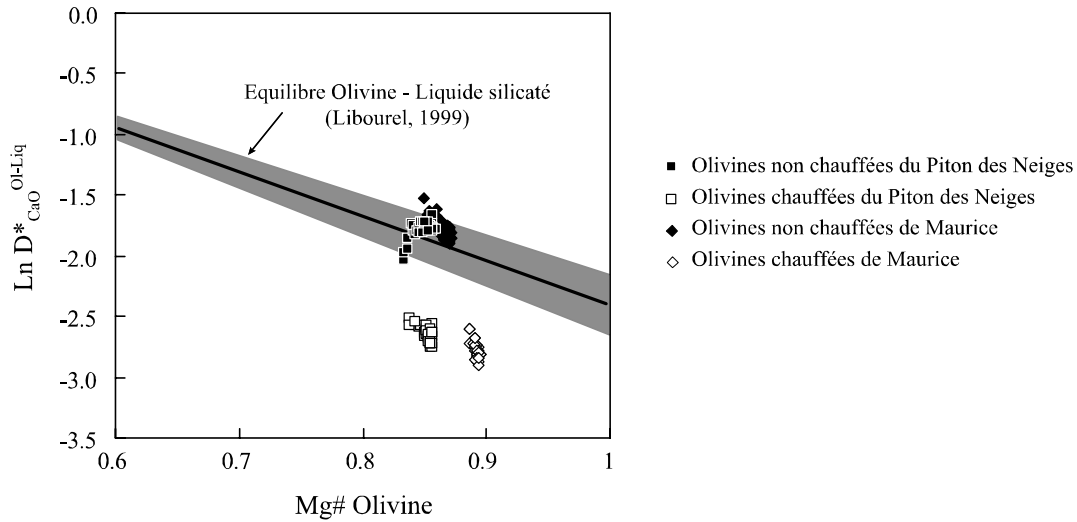


Figure 16. $\text{Ln } D_{\text{CaO}}^{*\text{Ol-Liq}}$ en fonction du Mg# des olivines dans les profils de compositions réalisés dans l'olivine à proximité de l'inclusion pour les échantillons de l'île Maurice et de Piton des Neiges. Le coefficient de partage du CaO entre l'olivine et le liquide silicaté $D_{\text{CaO}}^{*\text{Ol-Liq}}$ est calculé selon le modèle de Libourel (1999) pour les systèmes contenant du fer; ce modèle prend en compte les effets des concentrations en CaO, SiO₂, TiO₂, alcalins dans le liquide sur les variations de la teneur en Ca dans l'olivine. La courbe représente la régression établie dans les liquides expérimentaux à l'équilibre avec l'olivine par Libourel (1999). Le champ en grisé indique l'erreur sur la régression ($2\sigma = \pm 10\%$).

Lors du chauffage, les minéraux fils (amphibole et clinopyroxène) et l'olivine de surcroissance qui avaient cristallisé au cours du refroidissement se dissolvent dans le liquide. Ceci provoque une augmentation des concentrations en FeO, MgO et CaO dans le liquide et une diminution de la teneur en SiO₂. Si l'on considère les valeurs publiées du coefficient d'interdiffusion Fe-Mg selon l'axe cristallographique c de l'olivine (Misener, 1974 ; Jurewicz et Watson, 1988 ; Chakraborty, 1997), on en déduit que, du fait du temps très court pour le transport par diffusion dans l'olivine hôte (expériences d'une à deux heures), les gradients compositionnels générés lors des expériences de chauffe concernent une très courte distance (5-10 μm). Les résultats observés dans les inclusions du Piton des Neiges et de l'île Maurice peuvent être comparés aux données et aux simulations numériques réalisées par Gaetani et Watson (2000). Leurs travaux montrent que lorsqu'une inclusion est chauffée à la "bonne" température (c'est-à-dire la température de liquidus avant l'éruption), sa composition est similaire à la composition avant l'éruption (Figure 17). En revanche, si la température atteinte au cours du chauffage est inférieure à la température de liquidus, la concentration de MgO dans le liquide et, dans une moindre mesure, celle de FeO, seront sous-estimées, tandis que la teneur en SiO₂ sera légèrement surestimée (Gaetani et Watson, 2000 ; Figure 17). Si la température est trop élevée, les effets seront inversés. Les simulations avec un temps de

résidence de 24 ou 72 h à la même température prédisent les effets de l'échange avec l'olivine hôte sur la concentration en FeO dans le liquide : la teneur en FeO sera fortement sous-estimée dans le cas où la température d'homogénéisation est trop faible ; elle sera surestimée lorsque la température lors de l'expérience est supérieure à la température de liquidus (Figure 17).

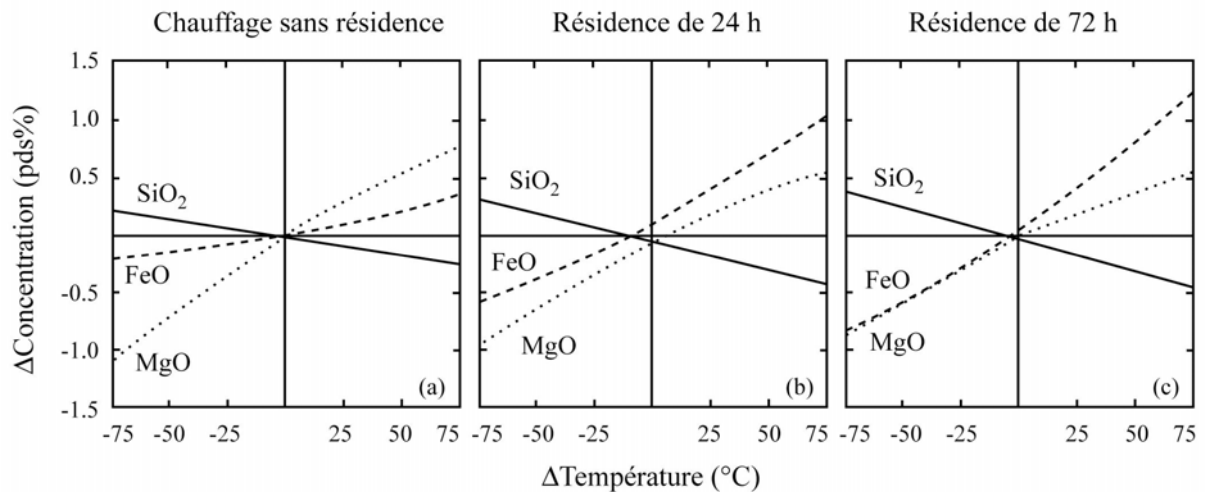


Figure 17. Graphes illustrant les effets du chauffage simulé d'une olivine sur la composition d'une inclusion magmatique (Gaetani et Watson, 2000). Les gradients compositionnels produits dans l'olivine sont présentés dans la figure 18. Le paramètre Δ Température représente l'écart entre la température de liquidus avant l'éruption et la température finale de chauffage. Le paramètre Δ Concentration représente la différence entre la composition de l'inclusion après chauffage et la composition pré-éruptive. Dans les simulations, l'inclusion et son olivine hôte sont chauffées à 100 °C/heure puis restent à la température maximale pendant (a) 0, (b) 24, ou (c) 72 h. Figure modifiée de Gaetani et Watson (2000).

L'observation de gradients compositionnels marqués dans les olivines du Piton des Neiges et de l'île Maurice ayant subi un chauffage (Figures 13 et 14) semblerait ainsi coïncider avec le cas d'inclusions chauffées à une température inférieure à la température de liquidus avant l'éruption (Figure 18) où l'on conserve un gradient sur une courte distance, caractéristique d'un refroidissement rapide lié à l'épisode éruptif. Cet écart de température avec la température pré-éruptive serait à l'origine d'une sous-estimation des teneurs en MgO et FeO dans l'inclusion. Nous pouvons alors émettre l'hypothèse que la température de 1250°C (en moyenne) à laquelle ont été chauffées les inclusions du Piton des Neiges et de l'île Maurice est inférieure à la véritable température d'homogénéisation. Il faut noter toutefois que des expériences réalisées à des températures de 1350°C montrent des gradients compositionnels inverses, ce qui traduit une surchauffe (vérifiée avec la mise en évidence de la dissolution d'une partie de l'olivine hôte dans les compositions d'inclusion). D'autre part,

on peut également envisager que le temps de résidence à haute température devrait être plus long (24-48 h), afin d'approcher l'équilibre liquide-olivine. On observerait alors des gradients beaucoup moins prononcés dans l'olivine.

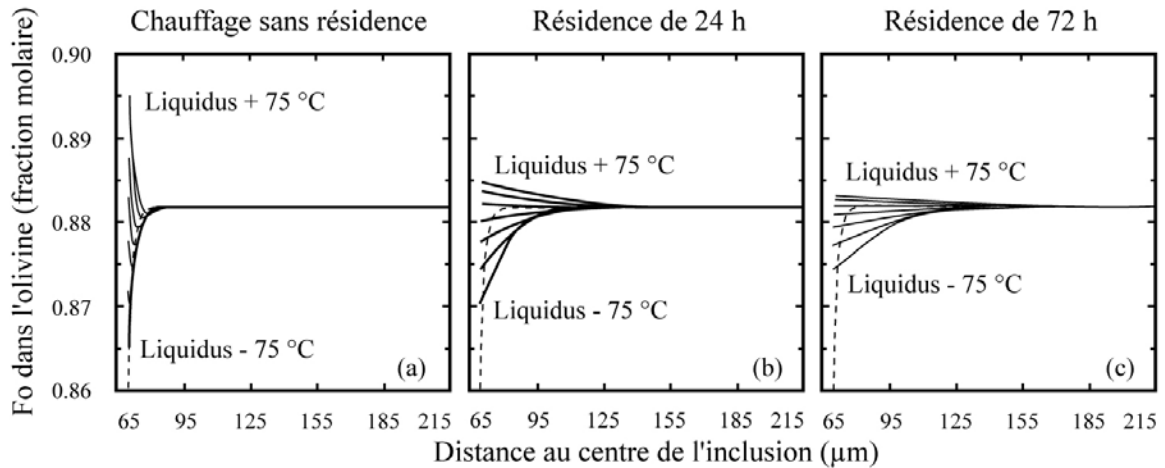


Figure 18. Graphes représentant la teneur en forstérite de l'olivine hôte en fonction de la distance au centre de l'inclusion. L'olivine montre un gradient de composition produit par simulation d'un refroidissement naturel rapide (anté-éruption ; courbe en tirets) suivi d'un chauffage tel qu'il peut être opéré en laboratoire (Gaetani et Watson, 1999). Les courbes en trait plein représentent le chauffage jusqu'à des températures comprises en 75°C au-dessous et 75°C au-dessus de la température de liquidus avant l'éruption avec des incréments de 25°C entre chaque courbe. Les simulations ont été réalisées en chauffant l'inclusion et son olivine hôte à 100 °C/heure puis en laissant le système à la température maximale pendant (a) 0, (b) 24, ou (c) 72 h. Figure modifiée de Gaetani et Watson (2000).

En ce qui concerne les gradients contradictoires en Ca dans les olivines non homogénéisées du Piton des Neiges (Figure 13) et de l'île Maurice (Figure 14), ils pourraient s'expliquer par une diffusion du Ca entre l'inclusion et le liquide qui aurait débuté au cours du refroidissement dans le cas de Maurice, mais pas dans les olivines du Piton des Neiges. Cette différence peut être due à un taux de refroidissement légèrement plus lent pour les olivines de l'île Maurice. Lorsqu'on chauffe les olivines, la teneur en CaO augmente fortement dans le liquide inclus et l'olivine au contact avec ce liquide voit sa concentration en CaO augmenter. Néanmoins cette diffusion ne concerne qu'un volume réduit du fait d'une diffusivité plus lente du Ca selon l'axe cristallographique c de l'olivine par rapport au Fe et au Mg.

1.1.6.3. Démarche adoptée pour l'exploitation des analyses en éléments majeurs

Dès lors qu'a été mise en évidence une rééquilibration post-piégeage des compositions des inclusions magmatiques, il est nécessaire d'adopter une démarche qui pourra permettre de s'affranchir au maximum des effets du processus sur les compositions en éléments majeurs. Tout d'abord, les rapports de concentrations des éléments incompatibles dans l'olivine, tels que $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, etc., peuvent fournir des informations valables car ils ne sont pas modifiés dans le liquide. D'autre part, il est judicieux pour discuter les variations de compositions dans les inclusion rééquilibrées d'utiliser des projections à partir du pôle olivine (par exemple, selon le modèle de projection de Walker et al., 1979), car ce procédé permet une normalisation des compositions sans le composant olivine, c'est-à-dire sans les teneurs en FeO et MgO qui sont principalement affectées par les processus de rééquilibration. Nous avons utilisé ce type de projection sur le plan plagioclase-diopside-silice selon le modèle de projection de Walker et al. (1979), en particulier lors de l'étude des inclusions du point chaud de la Réunion dont certaines inclusions montrent des évidences de rééquilibration post-piégeage (voir partie III).

D'autre part, un protocole "amélioré" pour l'étude des inclusions magmatiques peut être envisagé pour les travaux à venir (Gaetani et Watson, 2000). Dans un premier temps, il s'avère nécessaire de bien caractériser le minéral hôte avant toute expérience d'homogénéisation ou toute analyse d'inclusion vitreuse. Dans le cas où des gradients compositionnels sont repérés dans l'olivine et notamment à proximité des inclusions, une série d'expériences-tests dans une platine thermomicroscopique ou dans un four 1 atm doit être menée dans des olivines présentant une gamme de compositions restreinte : (1) à différentes températures afin de déterminer la température correcte d'homogénéisation, (2) avec différents temps de résidence (24-48 h) dans le but de rééquilibrer l'inclusion avec son minéral hôte et de faire disparaître les gradients de concentration. A chaque étape, des profils doivent être réalisés à la microsonde électronique dans l'olivine au contact de l'inclusion. Un profil sans gradient dans l'olivine témoigne de la valeur correcte de la température et de la rééquilibration chimique de l'inclusion avec son minéral hôte. Ce protocole, relativement lourd à mettre en place, semble néanmoins requis pour une meilleure compréhension de l'histoire des olivines hôtes.

I.1.7. Cas particulier de la nucléation d'un globule de sulfure

Des globules de sulfures sont fréquemment observés dans les inclusions magmatiques (Figure 19). L'analyse à la microsonde électronique de certains de ces sulfures dans les inclusions de l'île Maurice et du Piton de Caille (Piton de la Fournaise) montre une hétérogénéité de ces phases entre les différentes inclusions. On trouve : (1) des chalcopyrites (CuFeS_2), (2) des phases à Fe-Ni-S (Mackinawite, groupe de la pentlandite) qui peuvent accueillir un peu de Cu dans leur structure, contenant S (36.9 wt.%), Fe (41.7 wt.%), Ni (17.4 wt.%) et peu de Cu (1.1 wt.%) et (3) et des phases à Fe-Cu-Ni-S contenant S (33.3 wt.%), Fe (34.9 wt.%), Cu (20.8 wt.%) et moins de Ni (7.3 wt.%). Les phases (2) et (3) présentant les mêmes éléments dans des concentrations variables, notamment en Ni et Cu, coexistent dans certaines inclusions et sont donc des solutions solides (Fe, Ni, Cu)S. Ces différentes phases sulfurées ne disparaissent pas lors des expériences d'homogénéisation, même lorsque la disparition de la bulle de rétraction est observée (Danyushevsky et al., 2002a).

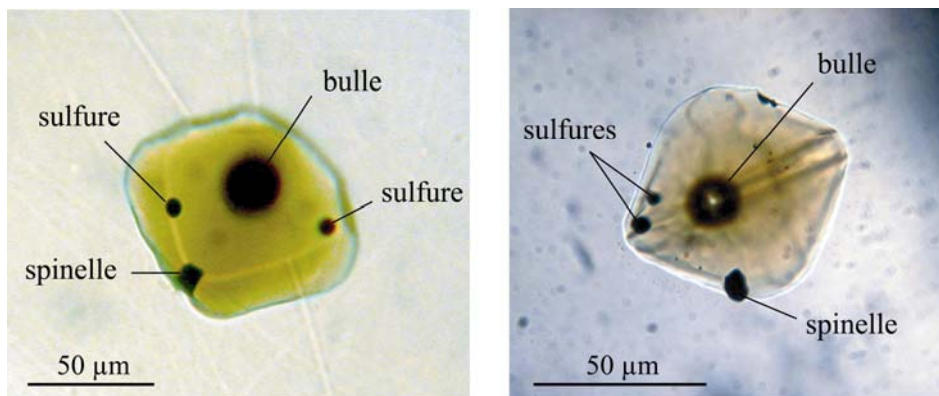


Figure 19. Photographies en lumière transmise d'inclusions magmatiques primaires contenant des globules de sulfures dans l'échantillon picritique du Piton de Caille (Piton de la Fournaise, île de la Réunion).

Le problème de la nucléation et la croissance d'un globule de sulfure en tant que nouvelle phase dans un liquide silicaté peut être discuté en s'appuyant sur la théorie classique de la nucléation homogène (Mungall et Su, 2005). La variation d'énergie libre ΔG résultant de la formation d'un nucléus de liquide sulfuré (supposé sphérique, de rayon r) correspond à la somme d'un terme de volume et d'un terme de surface :

$$\Delta G = \frac{4}{3} \pi r^3 \frac{\Delta G_F}{V_m} + 4 \pi r^2 \gamma_{SF} \quad (4)$$

où ΔG_F est la variation d'énergie libre associée à la formation d'une mole de liquide sulfuré (à partir des composants dissous dans le liquide silicaté), r est le rayon du globule, V_m est le volume molaire de liquide sulfuré, et γ_{SF} est la tension interfaciale liquide sulfuré / liquide silicaté. Une condition sine qua non pour la formation d'un nucléus stable ($\Delta G = 0$) est que $\Delta G_F < 0$, c'est-à-dire que le liquide silicaté soit saturé en sulfures.

La Figure 20 illustre la courbe $\Delta G(r)$ pour deux cas de figure : (1) cas d'un système à peine sursaturé avec $\Delta G_F \leq 0$ mais proche de 0 ; et (2) cas d'un système très sursaturé avec $\Delta G_F \ll 0$.

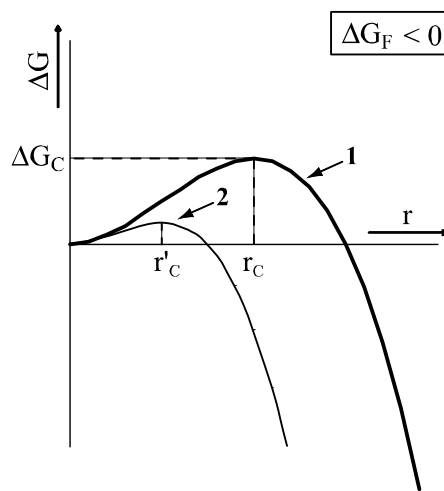


Figure 20. Variation de l'énergie libre ΔG en fonction du rayon r du nucléus. Le cas (1) correspond à un système faiblement sursaturé ($\Delta G_F \leq 0$ mais proche de 0) où la nucléation est très difficile. Le cas (2) représente un système très sursaturé ($\Delta G_F \ll 0$) où la nucléation est aisée. r_c (ou r'_c) est le rayon critique du nucléus. ΔG_c est la variation d'énergie libre associée à la formation d'un nucléus stable. Voir le texte pour les détails.

Considérons d'abord le cas (1) d'un système peu sursaturé. On constate que pour des nucléi de rayon inférieur à la valeur critique r_c , le terme de surface (> 0) l'emporte sur le terme volumique (< 0) dans l'équation (4) : la pente $\frac{d\Delta G}{dr}$ est positive et tout nucléus de rayon $r < r_c$ aura tendance à rétrécir. Au contraire, les nucléi de taille $\geq r_c$ sont stables et vont spontanément croître ($\frac{d\Delta G}{dr} < 0$). La valeur du rayon critique peut être calculée à partir de l'équation (4) en posant $\frac{d\Delta G}{dr} = 0$:

$$r_c = \frac{-2\gamma_{SF}V_m}{\Delta G_c} \quad (5)$$

En substituant r par r_c dans l'équation (4), on obtient la variation d'énergie libre ΔG_c associée à la formation d'un nucléus stable :

$$\Delta G_c = \frac{16\pi\gamma_{SF}^3 V_m^2}{3\Delta G_F^2} \quad (6)$$

Cette valeur ΔG_c représente l'énergie d'activation de la nucléation. Si l'on compare les états 1 et 2 dans la figure 15, on voit que lorsque le degré de sursaturation augmente, le rayon critique des nucléi et l'énergie d'activation de la nucléation diminuent très fortement, ce qui facilite la nucléation. Le taux de formation R_o de nucléi supercritiques dans une unité de volume de liquide par unité de temps est donné par l'expression :

$$R_o = K \exp\left\{\frac{-\Delta G_\alpha}{RT}\right\} \quad (7)$$

Le facteur K correspond à la fréquence d'apparition d'un nucléus, R est la constante des gaz parfaits et T est la température. Le rôle de la tension interfaciale dans le contrôle de la nucléation d'un globule peut être envisagé en considérant la contribution de l'équation (6) dans l'équation (7). On voit alors que de faibles augmentations de γ_{SF} peuvent conduire à des augmentations extrêmes de l'énergie d'activation de formation des globules de sulfure, ce qui provoque une diminution drastique de la densité de sites de nucléation dans le bain silicaté.

La nucléation homogène de minéraux silicatés et d'oxydes à partir des liquides silicatés est régie par les mêmes lois. En général, les phases avec de faibles énergies interfaciales vont avoir tendance à nucléer rapidement et pour de faibles degrés de sursaturation. Les énergies de surface des minéraux silicatés dans les liquides silicatés sont de l'ordre de 120 mJ m^{-2} , ce qui correspond à un cinquième de ce qui est mesuré pour les interfaces sulfures-silicates (Mungall et Su, 2005). L'énergie d'activation qui retarde la nucléation de globule sulfuré à partir du magma silicaté est alors supérieure d'environ deux ordres de grandeur à celle nécessaire à la nucléation d'un minéral silicaté.

Alors que la nucléation hétérogène sur des phases préexistantes peut faciliter la nucléation des minéraux silicatés, cette option ne s'applique pas pour les liquides sulfurés dans un magma contenant uniquement un liquide silicaté et des cristaux silicatés ou des oxydes. En effet, les angles de mouillage très grands mesurés aux interfaces solides-sulfures (Mungall et Su, 2005) montrent que les énergies de surface sulfure-silicate cristallin sont très élevées, au même titre que les énergies de surface sulfure-liquide silicaté : les cristaux silicatés ne sont donc pas des supports favorables à la nucléation des globules sulfurés.

Si un liquide silicaté sous-saturé en sulfure évolue par cristallisation fractionnée lors de son refroidissement, le soufre s'enrichit dans le liquide résiduel jusqu'à ce que le liquide

soit à saturation. Les globules de sulfures peuvent être incapables de nucléer pendant quelques temps après que le système ait évolué vers le point d'équilibre de la saturation en sulfure car les valeurs élevées des énergies interfaciales entre liquide sulfuré et liquide silicaté peuvent induire des retards à la nucléation de liquide sulfuré.

La présence de phases sulfurées est fréquente dans les inclusions magmatiques de basaltes de rides ou de basaltes d'îles océaniques (Figure 19 ; Danyushevsky et al., 2002a). Ceci indique que l'on atteint au cours de l'histoire des inclusions magmatiques des degrés de sursaturation en sulfure suffisants pour nucléer ces phases. Ceci est supporté par le caractère saturé à sursaturé en S des inclusions des basaltes océaniques (Figure 21). L'occurrence de seulement un ou deux globules par inclusion est peut-être une conséquence de la valeur élevée de la tension interfaciale liquide sulfuré / liquide silicaté γ_{SF} .

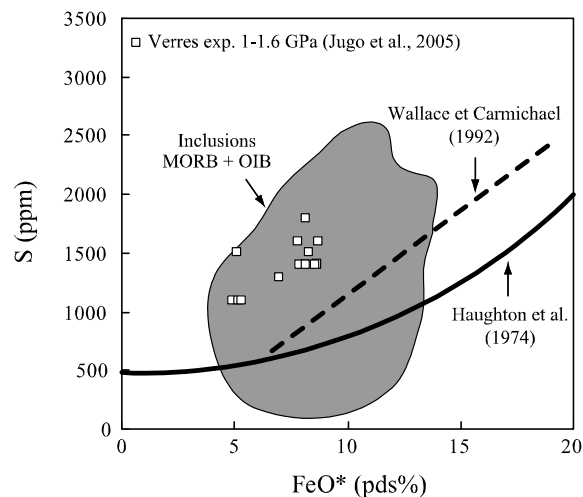


Figure 21. Teneur en S en fonction de la teneur en FeO* dans les inclusions magmatiques piégées dans les MORB et OIB (compilation de données GEOROC) comparée à celle de verres de coulées basaltiques sous-marines (Wallace et Carmichael, 1992) et à la courbe de solubilité du S pour un liquide basaltique définie à 1200°C et 1 atm. Les données expérimentales de Jugo et al. (2005) correspondent à la concentration en S dans des liquides basaltiques saturés avec un liquide sulfuré à 1300°C et 1-1.6 GPa.

Dès lors qu'il est relativement difficile de nucléer en grand nombre des globules de sulfures à partir d'un liquide silicaté de composition basaltique, une sursaturation en sulfure du liquide silicaté semble nécessaire. Deux interprétations peuvent être envisagées pour expliquer l'atteinte du degré de sursaturation suffisant. Danyushevsky et al. (2002a) ont proposé que leur nucléation serait une conséquence de la rééquilibration chimique entre le liquide inclus et l'olivine hôte (cf. section I.1.6). Selon ces auteurs, le processus de rééquilibration diffusionnelle, conduisant à une diminution de la teneur en Fe dans le liquide

silicaté (Danyushevsky et al., 2000 ; Danyushevsky et al., 2002b), peut induire une saturation en sulfure et la nucléation d'un globule de sulfure. D'autre part, la « perte en Fe » pourrait augmenter l'état d'oxydation dans l'inclusion avec des rapports Fe^{3+}/Fe^* plus élevés et donc modifier la spéciation du S (Danyushevsky et al., 2002a). Plusieurs observations dans les inclusions magmatiques des olivines des îles Maurice et la Réunion semblent être en contradiction avec ces hypothèses. D'une part, les inclusions magmatiques dans tous les échantillons étudiés du point chaud de la Réunion contiennent fréquemment des globules de sulfures, que leurs compositions présentent ou non des évidences de rééquilibrage Fe-Mg par diffusion avec le minéral hôte (cf. section I.1.6.2 et partie III). D'autre part, une estimation de la fugacité d'oxygène et donc du rapport Fe^{3+}/Fe^* a été réalisée dans les inclusions du Piton de Caille (Piton de la Fournaise, île de la Réunion) qui ne montrent aucune évidence de « perte en Fe », et dans celles provenant du Piton des Neiges et de l'île Maurice qui semblent affectées par le processus de rééquilibrage (teneurs faibles en FeO^* et valeurs élevées du $K_{D_{Ol-Liq}}^{Fe-Mg}$). Cette estimation, réalisée à la microsonde électronique (technique décrite dans la section I.2.3.2.), donne une valeur pour le rapport Fe^{3+}/Fe^* qui est plus élevée dans les inclusions non affectées par la rééquilibrage chimique que dans les inclusions affectées, ce qui témoignerait d'un milieu plus réducteur dans les inclusions qui auraient subi une rééquilibrage. Ainsi, la présence de globules de sulfures dans les inclusions magmatiques des olivines du point chaud de la Réunion ne semble pas être la conséquence d'une rééquilibrage diffusionnelle du liquide silicaté avec l'olivine hôte. Il est plus vraisemblable de penser que la formation de ces globules résulte d'une évolution en système clos avec une augmentation du degré de sursaturation au cours du refroidissement, jusqu'à la nucléation. Pour les inclusions qui ont subi un refroidissement lent, la sursaturation se produirait donc en réponse à une évolution par cristallisation d'olivine et de minéraux fils (clinopyroxène, amphibole).

I.2. Techniques de caractérisation des inclusions magmatiques

I.2.1. Préparation des échantillons

La préparation des échantillons débute par le broyage des roches au broyeur à mâchoires, le tamisage et la séparation des minéraux à la main sous une loupe binoculaire. Les cristaux sélectionnés, à savoir les olivines, sont collés sur des lames de verre et sont polis sur les deux faces afin de rendre plus aisée l'observation des inclusions magmatiques qu'ils renferment. Les cristaux présentant des inclusions magmatiques sont décollés individuellement, puis sont chauffés dans la platine microthermométrique si l'homogénéisation des inclusions s'avère nécessaire (cf. section I.2.2.). Ils sont ensuite disposés dans des plots de cuivre et inclus dans de la résine. Enfin, pour chaque plot, donc chaque cristal, les inclusions magmatiques sont mises à l'affleurement par polissage au diamant. Les cristaux sont alors prêts pour l'analyse ponctuelle à la microsonde électronique (cf. section I.2.3), à la sonde ionique (cf. section I.2.4), ou à l'ICP-MS à ablation laser (cf. section I.2.5).

I.2.2. Microthermométrie optique

L'objectif des études expérimentales d'inclusions magmatiques est de chauffer les inclusions jusqu'à la température de piégeage afin de renverser les processus qui se sont produits lors du refroidissement, tels que la cristallisation de minéraux fils, la dévitrification et/ou l'apparition de bulles de rétraction thermique. Le système cristal hôte – inclusion est alors trempé afin d'avoir accès à la composition chimique initiale du liquide piégé. Deux types de techniques expérimentales peuvent être envisagés pour homogénéiser des inclusions magmatiques : l'utilisation d'un four 1 atm à trempé verticale sous contrôle de fugacité d'oxygène ou une platine chauffante à 1 atm fixée sur un microscope. C'est cette deuxième technique qui a été utilisée durant cette thèse. L'avantage de la platine chauffante est la possibilité d'observation directe et donc de contrôle du déroulement de l'expérience avec l'augmentation de température. Le modèle de platine micro-thermométrique le plus couramment utilisé est celui qui a été mis au point par Sobolev et al. (1980 ; Figure 22).

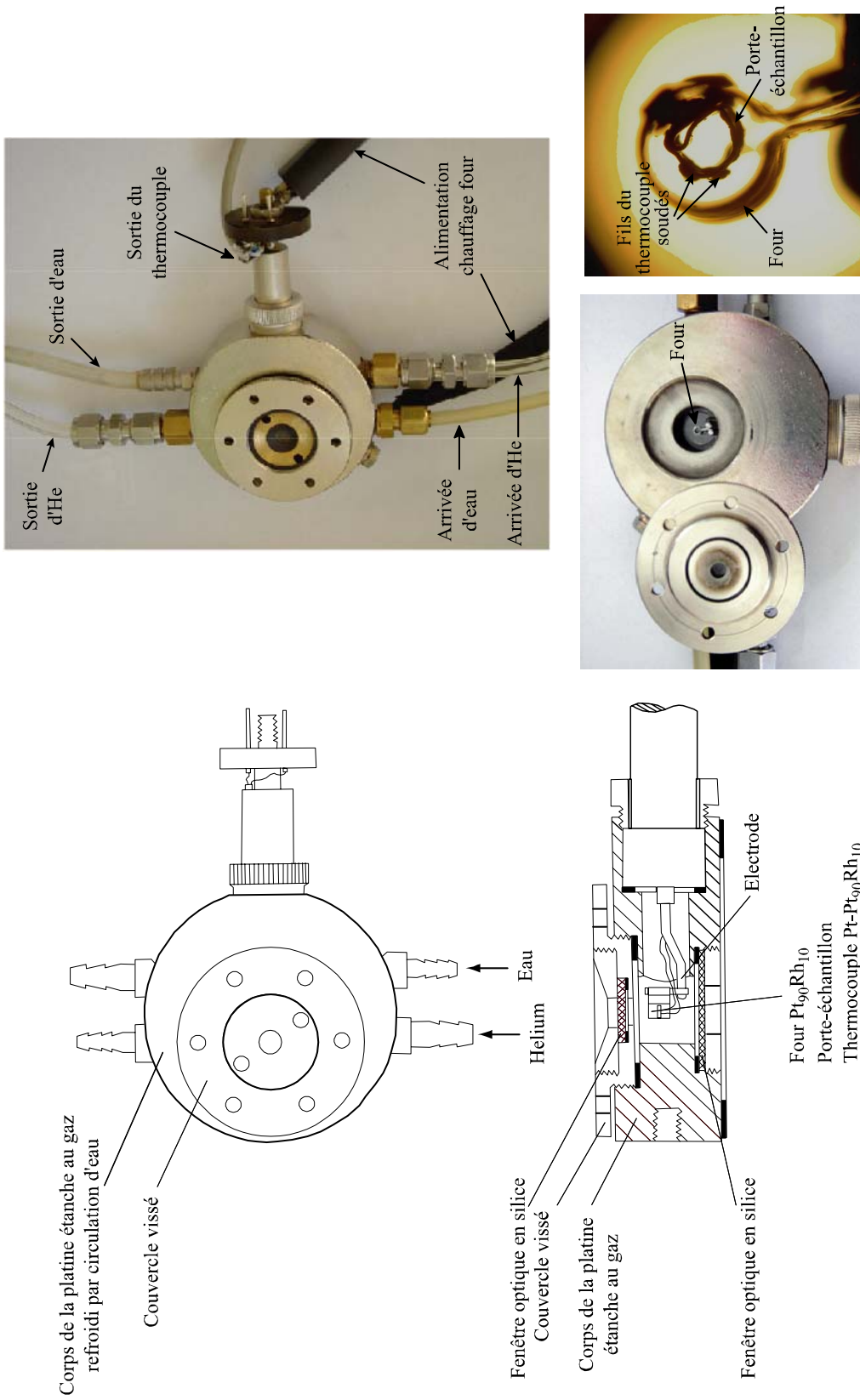


Figure 22. Schéma de la platine chauffante modèle Vernadsky (Sobolev et al., 1980).

La platine chauffante se compose d'une enceinte refroidie par circulation d'eau, d'un four en Pt₉₀Rh₁₀, d'un porte-échantillon métallique en forme de bague sur lequel est fixé un thermocouple Pt-Pt₉₀Rh₁₀ de type S. Afin de laisser passer la lumière, la partie supérieure (sur le couvercle) et la partie inférieure sont constituées de fenêtres de silice. Le four est un tube vertical de 6 mm de long et 2 mm de diamètre, à l'intérieur duquel on dispose l'échantillon. Le porte-échantillon d'un diamètre de 1 mm est une bague de Pt de 0.1 mm d'épaisseur et 0.7 mm de haut. L'échantillon est placé sur une lamelle de saphir d'une épaisseur de 100-300 µm, puis l'ensemble est disposé sur le porte-échantillon. L'utilisation de cette lamelle permet d'éviter la pollution de l'échantillon et du porte-échantillon ; le saphir a été choisi parce qu'il n'interagit pas chimiquement avec l'olivine à nos températures expérimentales. La mesure de la température est réalisée par le thermocouple qui est soudé sur le porte-échantillon et qui est calibré avec des composants dont le point de fusion est connu. Des métaux précieux tels que l'or et l'argent ont été principalement utilisés lors de cette étude, ainsi que le fluorure de magnésium.

Le contrôle de la fO_2 est nécessaire afin d'empêcher l'oxydation du minéral, notamment dans le cas de l'olivine. C'est pourquoi les expériences se réalisent avec un flux d'hélium. Le dispositif se complète alors par un four secondaire dans lequel est placé du Zr chauffé à 700°C, ce qui permet de purifier l'hélium lorsque le flux traverse le four (Figure 23). Les molécules d'O₂ présentes en traces dans le flux d'He sont piégées par le Zr, ce qui maintient la fugacité à 10⁻¹⁰-10⁻⁹ atm à 1200°C ($\Delta QFM = -1.74$ à -0.74). Le choix de l'He se justifie également par sa forte conductivité thermique (3.63 mW.cm⁻¹.K⁻¹), ce qui rend la trempe très efficace.

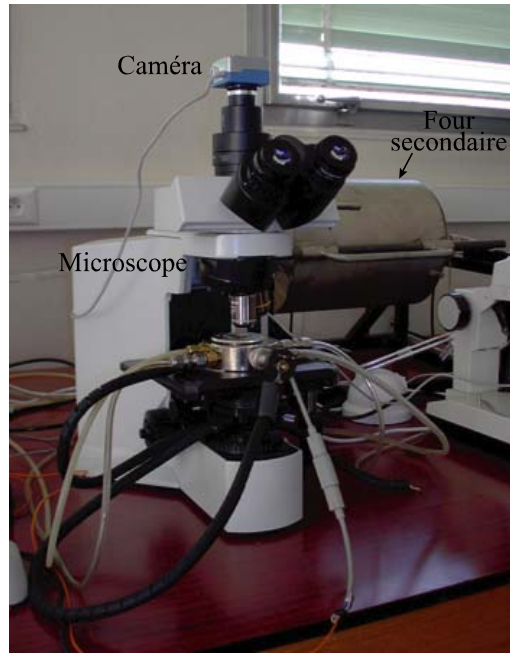


Figure 23. Dispositif expérimental de micro-thermométrie.

La variation de la tension d'alimentation en fonction de l'intensité du courant n'est pas linéaire au cours de l'augmentation en température d'une expérience (Figure 24). En revanche, il existe une relation linéaire entre l'intensité I et la température lue T_{exp} lorsque l'intensité est ≥ 40 A (Figure 24b) : $T_{exp} = 35.272 * I - 834.62$.

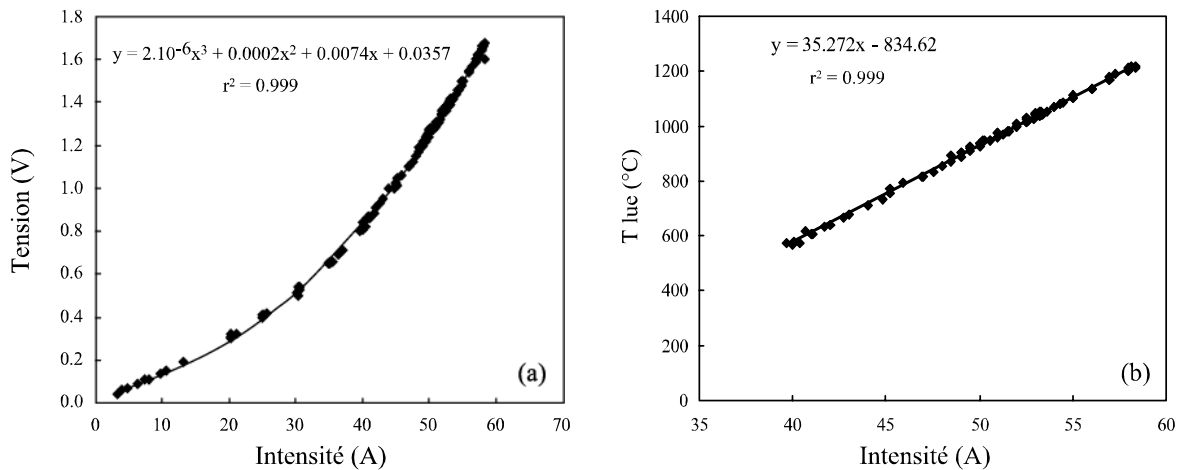


Figure 24. Relations entre l'intensité, la tension et la température dans la platine Vernadsky sous flux d'He à un débit de 20 mL/min sur dix expériences. La température montre une relation linéaire avec l'intensité pour des courants supérieurs à 40 A et une gamme de température de 570°C à 1250°C (b).

La courbe de calibration en température de la platine a été réalisée sous flux d'Hélium à un débit de 20 mL/min en utilisant plusieurs composants purs caractérisés par des points de fusion à différentes températures sur une gamme de température de 961-1263°C (Figure 25).

La reproductibilité de la mesure de température est inférieure à 10°C (2σ). Cette calibration en température permet d'écrire la relation suivante entre la température réelle T_R et la température lue T_{exp} sous flux d'Hélium à un débit de 20 mL/min :

$$T_R = 1.13(\pm 0.02) * T_{exp} - 111.7(\pm 20.5) \quad (8)$$

Les erreurs entre parenthèses sont données à 2σ.

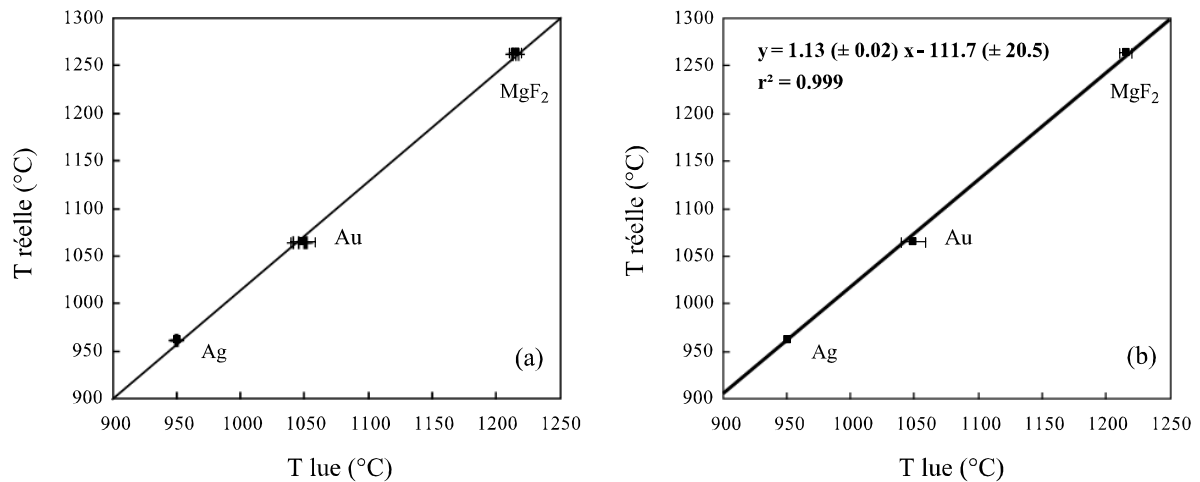


Figure 25. Calibration en température de la platine Vernadsky sous flux d'He à un débit de 20 mL/min par la fusion de différents composants purs : argent ($T_m = 961.78^\circ\text{C}$), or ($T_m = 1064.18^\circ\text{C}$) et fluorure de Mg ($T_m = 1263^\circ\text{C}$). (a) Points de fusion dans des expériences différentes (4 pour Ag, 5 pour Au, 4 pour MgF₂). (b) Relation linéaire entre les températures moyennes des expériences par composant (erreur 2σ) et la température réelle de fusion de chaque composant.

Néanmoins, l'erreur maximale sur la valeur de température est de 12°C, du fait de l'existence d'un gradient thermique dans le four (Sonzogni, 2006). Le gradient horizontal a été évalué à 12°C sur 1 mm (Figure 26) et le gradient vertical, estimé en disposant des morceaux d'or sur les cristaux d'olivine dont l'épaisseur est préalablement mesurée, est de l'ordre 10°C/mm. Le gradient horizontal n'est pas concentrique, mais forme un pôle chaud à proximité de l'alimentation du four et froid à l'opposé (Figure 26).

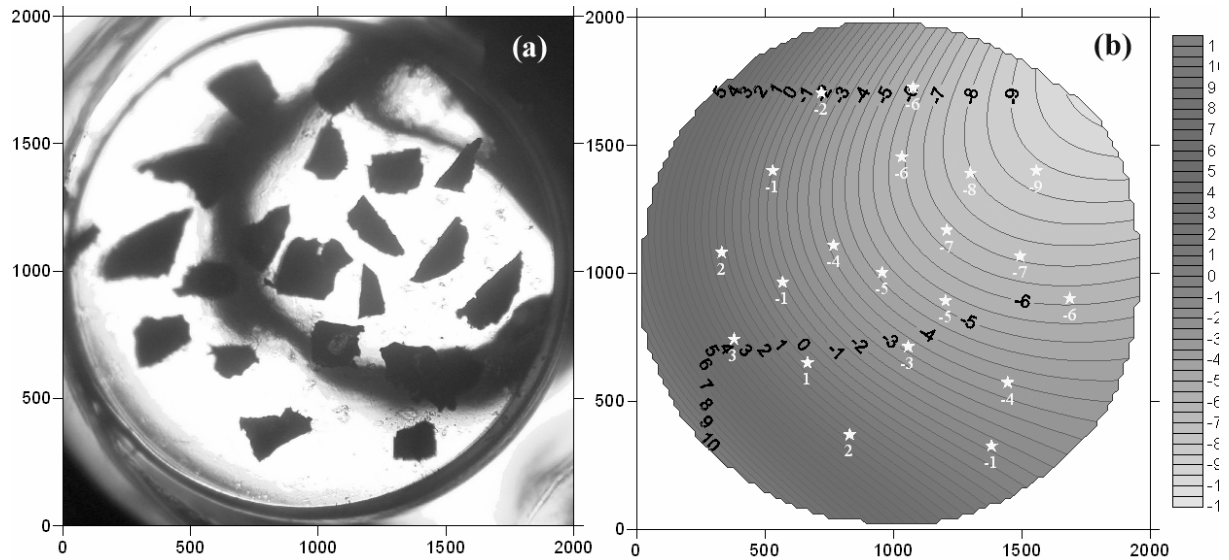


Figure 26. Figures représentant le gradient thermique dans la platine thermométrique obtenu par fusion de grains d'or disposés sur toute la surface de la lamelle de saphir. (a) Disposition des grains d'or. (b) Carte d'isothermes graduée en écarts de température (température de fusion de l'or (1064.18°C) - température lue grâce au thermocouple). Les grains d'or qui vont fondre en premier sont situés dans le quart SW de la rondelle, c'est-à-dire que le pôle chaud se situe à l'ouest et le pôle froid au NE. Le gradient mesuré est de 12°C. Expérience et figure réalisées par Y. Sonzogni (2006).

Significations des températures d'homogénéisation :

Le retour aux conditions physiques et chimiques qui existaient lors du piégeage est effectif lorsque le liquide silicaté inclus consiste en un liquide magmatique homogène et que la bulle de retrait a disparu. Néanmoins, des différences importantes existent entre les conditions physico-chimiques qui prévalaient lors de la formation de l'inclusion et celles qui sont atteintes expérimentalement. En premier lieu, les expériences micro-thermométriques sont réalisées à la pression atmosphérique, alors que la pression peut être de quelques kilobars lors de la cristallisation en milieu naturel. Avec l'augmentation de température lors de l'expérience, la pression interne de l'inclusion tend à croître jusqu'à la pression de piégeage (voir section I.1.3). Selon que le cristal hôte est capable ou non de contenir la pression à l'intérieur de l'inclusion, la pression durant l'expérience se rapprochera plus ou moins de la pression initiale de formation de l'inclusion.

Une augmentation de la température d'homogénéisation (i.e., température de disparition de la bulle de rétraction thermique) au cours de la durée d'une expérience a été observée par différents auteurs (Sobolev et Danyushevsky, 1994 ; Gioncada et al., 1998 ; Massare et al., 2002). Lorsque l'inclusion est chauffée, une augmentation de la pression interne, associée à une expansion thermique du liquide silicaté, se produit. Une étude menée

au laboratoire par A. Tison a montré que la déformation plastique de l'olivine hôte au cours de l'expérience - dont le moteur est la pression interne - provoquerait une augmentation du volume de l'inclusion. Dans le cas de l'olivine, l'augmentation très rapide de la température d'homogénéisation serait due à une déformation pure et contrairement aux cas du pyroxène et du plagioclase, la perte en volatils dans l'inclusion n'influerait pas ou peu sur la température (Tison, 2006).

Ces résultats remettent en question la signification de la température d'homogénéisation d'une inclusion magmatique et il semble qu'on ne puisse pas considérer les températures obtenues comme des températures minimales de piégeage du liquide silicaté dans le cristal hôte (Roeder, 1984). Néanmoins, les conditions de chauffage des cristaux d'olivine ayant été similaires tout au cours de la thèse, on peut utiliser les températures mesurées pour comparer les inclusions entre elles. D'autre part, l'objectif principal des expériences d'homogénéisation réalisées au cours de cette thèse est d'homogénéiser et de vitrifier le contenu des inclusions afin d'approcher la composition des liquides au moment de leur piégeage, et non pas de déterminer avec précision les paramètres physiques de formation des inclusions.

I.2.3. La microsonde électronique

La microsonde électronique est un dispositif d'analyse quantitative ponctuelle non destructive dans lequel la surface polie d'un échantillon, bombardée par un faisceau d'électrons, émet des rayons X dont l'intensité est mesurée grâce à un compteur (détecteur), et sa longueur d'onde connue par réflexion sur un cristal monochromateur d'orientation variable conformément à la loi de Bragg :

$$n\lambda = 2d \sin \theta \quad (9)$$

où n est un nombre entier, λ la longueur d'onde de la raie de l'élément analysé, d la distance inter-réticulaire du cristal et θ l'angle d'incidence entre le faisceau émergent et la surface du cristal monochromateur.

Le modèle utilisé au laboratoire Magmas et Volcans est la microsonde Cameca SX100, munie de quatre spectromètres et huit cristaux. En mode ponctuel, elle permet de déterminer la concentration des éléments présents dans un volume de l'ordre du micron cube.

Les limites de détection sont typiquement de l'ordre de 100 ppm pour les éléments autres que les éléments légers.

Pour l'analyse quantitative, il est nécessaire d'avoir un échantillon poli optiquement. Une surface rugueuse entraîne des modifications importantes de l'émission X primaire et donc des concentrations calculées. Pour les échantillons isolants, il faut effectuer une métallisation de surface (au carbone), afin d'établir la continuité électrique entre l'échantillon et la masse de l'appareil.

1.2.3.1. L'analyse des éléments majeurs et volatils

La calibration est réalisée pour chaque élément sur des standards naturels ou artificiels dont la composition est connue (Tableau 1). Par exemple, Si et Na sont généralement calibrés sur un cristal d'albite, K sur un cristal d'orthose, Mg sur un oxyde de magnésium MgO, etc. En ce qui concerne l'analyse du verre dans les inclusions magmatiques, des tests ont montré que certains éléments (Si et Al notamment), calibrés auparavant classiquement sur des minéraux, sont analysés de manière plus précise lorsqu'ils sont calibrés sur des standards naturels de verres basaltiques (VG-A99 et VG2). Ceci résulte vraisemblablement de l'atténuation d'éventuels effets de matrice lorsque la calibration est réalisée sur des verres. D'autre part, un contrôle de la justesse est réalisé au cours de la session d'analyse par l'utilisation de standards de verres basaltiques tels que : ALV 981 R23, VG-A99, VG2, Ve32, Ke12 (Tableau 2).

Cristal	TAP	PET	LPET	LIF
Courant	Programme verre			
8 nA	Na (20s) (Albite) Al (10s) (Al ₂ O ₃ , VG2) Si (10s) (Albite, ATHO)		Ca (50s) (Wollastonite)	Fe (50s) (Fe ₂ O ₃)
50 nA	Mg (50s) (MgO)	Ti (50s) (TiMnO ₃) Cr (100s) (Cr ₂ O ₃) P (50s) (Apatite)	K (50s) (Orthose) Cl (100s) (Scapolite) S (50s) (ALV 981 R23)	Mn (200s) (TiMnO ₃)
	Programme olivine			
15 nA	Si (10s) (Albite) Mg (10s) (MgO) Al (30s) (Al ₂ O ₃)			Fe (50s) (Fe ₂ O ₃)
50 nA			Ca (50s) (Wollastonite)	Ni (50s) (Olivine)
	Programme éléments volatils			
80 nA	F (20*20s) (Apatite)		Cl (20*10s) (Scapolite) S (20*10s) (ALV 981 R23, VG2)	

Tableau 1 : Programmes d'analyses à la microsonde électronique pour les inclusions magmatiques (programme verre et éléments volatils) et les cristaux d'olivine hôtes. Les temps d'acquisition sont donnés entre parenthèses. Les standards naturels ou artificiels utilisés pour la calibration des différents éléments sont également reportés. Les cristaux de diffraction utilisés sont le LiF (fluorure de lithium), le PET (pentaerythritol) et le TAP (phtalate acide de thallium). L'analyse des éléments volatils ayant connue une amélioration au cours de la thèse, deux procédures sont reportées pour l'acquisition des concentrations en Cl et S : l'une dans le programme verre, l'autre séparée de l'analyse des majeurs dans le programme volatils.

n	ALV 981 R23	ALV 981 R23 (1)	VG2	VG2 (2)	VG-A99	VG-A99 (2)	Ke12	Ke12 (3)	Ve32	Ve32 (4)	ATHO	ATHO (5)
	36 (éléments majeurs), 11 (S), 3 (F)	49.33 (1.10)	7 (éléments majeurs), 4 (Cl), 4 (S)	203 (éléments majeurs)	15 (éléments majeurs), 13 (Cl, S), 9 (F)	418 (éléments majeurs)	9 (éléments majeurs), 18 (Cl, S), 12 (F)	9 (éléments majeurs), 18 (Cl, S), 12 (F)	11 (éléments majeurs), 4 (Cl), 7 (S), 3 (F)	7 (éléments majeurs), 17 (Cl, S), 9 (F)		
SiO ₂	1.29 (0.03)	1.27 (0.10)	50.81 (0.64)	50.81 (0.50)	51.06 (0.70)	51.06 (0.92)	69.97 (1.15)	70.02 (0.44)	50.61 (0.76)	51.08	75.55 (0.63)	74.48
TiO ₂	16.11 (0.58)	16.58 (0.16)	1.91 (0.03)	1.89 (0.46)	4.15 (0.08)	3.95 (0.18)	0.32 (0.03)	0.28 (0.04)	1.89 (0.03)	1.93	0.25 (0.02)	0.27
Al ₂ O ₃	0.16 (0.02)	0.14 (0.12)	14.00 (0.25)	14 (0.40)	12.45 (0.39)	12.44 (0.26)	7.62 (0.27)	7.73 (0.06)	13.74 (0.42)	14.25	12.12 (0.33)	12.07
MnO	8.74 (0.38)	8.42 (0.18)	0.21 (0.03)	0.21 (0.04)	0.20 (0.03)	0.19 (0.04)	0.30 (0.01)	0.29 (0.06)	0.21 (0.03)	0.18	0.11 (0.01)	0.1
FeO	8.66 (0.15)	8.68 (0.22)	11.64 (0.37)	11.84 (0.50)	13.26 (0.36)	13.15 (0.32)	8.49 (0.42)	8.57 (0.40)	11.38 (0.43)	11.29	3.18 (0.20)	3.34
MgO	11.92 (0.29)	11.81 (0.22)	6.78 (0.12)	6.66 (0.36)	5.04 (0.15)	5.04 (0.20)	0.02 (0.01)	0.02 (0.01)	6.63 (0.08)	6.48	0.09 (0.02)	0.1
CaO	2.88 (0.17)	2.88 (0.04)	11.15 (0.26)	11.06 (0.40)	9.19 (0.28)	9.04 (0.22)	0.37 (0.02)	0.35 (0.01)	10.84 (0.18)	10.6	1.67 (0.04)	1.75
Na ₂ O	0.06 (0.01)	0.05 (0.02)	2.66 (0.18)	2.62 (0.14)	2.75 (0.26)	2.72 (0.32)	6.66 (0.49)	7.15 (0.50)	3.02 (0.14)	2.94	3.90 (0.29)	4.31
K ₂ O	0.05 (0.02)	-	0.20 (0.01)	0.19 (0.16)	0.86 (0.03)	0.82 (0.06)	4.33 (0.15)	4.14 (0.30)	0.29 (0.01)	-	2.79 (0.03)	2.72
Cr ₂ O ₃	0.1 (0.02)	0.06 (0.1)	0.02 (0.01)	-	0.01 (0.01)	-	-	-	0.03 (0.01)	-	-	-
P ₂ O ₅	99.37 (1.92)	99.42	0.22 (0.02)	0.20 (0.06)	0.46 (0.02)	0.43 (0.06)	98.02 (1.33)	98.53	0.19 (0.02)	0.31	-	0.04
Total			99.48 (1.22)	99.49	99.21 (1.34)	98.84	98.02 (1.33)	98.53	98.68 (1.11)	99.06	99.67 (0.76)	99.42

Cl	-	-	296 (38)	304 (35)	203 (19)	231 (12)	3429 (322)	3270 (110)	161 (16)	1380	543 (40)	530
S	1064 (166)	1110 (120)	1571 (51)	1360 (101)	137 (34)	151 (105)	182 (60)	182 (60)	1397 (191)	1380	21 (8)	-
F	140 (104)	160 (60)	-	301 (26)	509 (115)	817 (282)	3919 (386)	4290 (395)	162 (70)	1380	788 (109)	770

Tableau 2 : Analyses microsonde des standards de verres. Pour chaque standard, la première colonne correspond à la moyenne des analyses effectuées au cours de cette thèse dans les conditions suivantes : $V=15$ keV, un diamètre du faisceau = 10 μ m, et un programme d'acquisition identique à celui pour les verres décrit dans le tableau 1. La seconde colonne donne les valeurs de référence issues de la littérature (le n° en exposant renvoie à la liste de références ci-dessous). La reproductibilité des mesures (2σ) est reportée entre parenthèses.

n : nombre d'analyses.

(1) Metrich et Clocchiatti (1989) pour les éléments majeurs et moyenne des analyses pour S et F de Metrich et Clocchiatti, (1989), Metrich et al. (1991), Mosbah et al. (1991), Metrich et Clocchiatti (1996) et Straub et Layne (2003)

(2) Thornber et al. (2002) pour les éléments majeurs et moyenne des analyses pour Cl, S et F de Dixon et al. (1991), Thordarson et al. (1996), de Hoog et al. (2001), Thornber et al. (2002), Straub et Layne (2003) et Witter et Kuehner (2004)

(3) Metrich et Rutherford (1992) pour les éléments majeurs et moyenne des analyses pour Cl et F de Palais et Sigurdsson (1989), Mosbah et al. (1991), Metrich et Rutherford (1992) et Witter et Kuehner (2004)

(4) Schiano et al. (1997)

(5) Oskarsson et al. (1982)

	KE12 ⁽¹⁾ n=9	KE12 ⁽²⁾ n=40	ATHO ⁽¹⁾ n=7	ATHO ⁽²⁾ n=40	VG-A99 ⁽¹⁾ n=15	VG-A99 ⁽²⁾ n=230
SiO₂	69.97 (1.15)	69.39 (1.64)	75.55 (0.63)	75.06 (1.30)	51.06 (0.70)	51.18 (1.09)
TiO₂	0.32 (0.03)	0.31 (0.08)	0.25 (0.02)	0.25 (0.08)	4.15 (0.08)	4.20 (0.15)
Al₂O₃	7.62 (0.27)	7.66 (0.29)	12.12 (0.33)	12.26 (0.24)	12.45 (0.39)	12.67 (0.29)
MnO	0.30 (0.01)	0.27 (0.10)	0.11 (0.01)	0.10 (0.12)	0.20 (0.03)	0.20 (0.12)
FeO*	8.49 (0.42)	8.51 (0.35)	3.18 (0.20)	3.19 (0.28)	13.26 (0.36)	13.23 (0.58)
MgO	0.02 (0.01)	0.02 (0.03)	0.09 (0.02)	0.09 (0.05)	5.04 (0.15)	5.01 (0.19)
CaO	0.37 (0.02)	0.37 (0.07)	1.67 (0.04)	1.67 (0.09)	9.19 (0.28)	9.15 (0.19)
Na₂O	6.66 (0.49)	6.95 (0.29)	3.90 (0.29)	4.29 (0.23)	2.75 (0.26)	2.71 (0.24)
K₂O	4.33 (0.15)	4.39 (0.18)	2.79 (0.03)	2.80 (0.14)	0.86 (0.03)	0.86 (0.06)
P₂O₅	-	0.02 (0.04)	-	0.04 (0.06)	0.46 (0.02)	0.46 (0.10)
Total	98.02 (1.33)	97.89 (1.82)	99.67 (0.76)	99.74 (1.48)	99.21 (1.34)	99.60 (1.33)

Tableau 3 : Mise en évidence d'une légère perte en Na₂O lors de l'analyse de standards de verres riches en SiO₂ (KE12 et ATHO) lorsqu'un faisceau de 10 µm (1) est utilisé plutôt qu'un faisceau de 20 µm (2). La volatilisation de Na₂O sous le faisceau ne s'observe pas pour une composition de verre basaltique telle que VG-A99.

(1) Moyenne des analyses réalisées dans les conditions définies dans le tableau 1 et avec un faisceau de 10 µm

(2) Moyenne des analyses réalisées par Jean-Luc Devidal avec un faisceau de 20 µm, un courant de 8 nA et un temps de comptage de 10s pour tous les éléments

La reproductibilité des mesures (2σ) est reportée entre parenthèses.

n : nombre d'analyses.

Les différents protocoles pour l'analyse des verres et des minéraux sont synthétisés dans le Tableau 1. La tension d'accélération du faisceau incident est de 15kV pour les différents programmes. Un faisceau ponctuel est utilisé pour l'analyse des minéraux alors qu'une défocalisation de 5 à 10 µm est préférée pour les verres dans le but de limiter la volatilisation des éléments alcalins et notamment de Na sous le faisceau électronique. En effet, des tests effectués sur des standards de verres riches en SiO₂ tels que ATHO (SiO₂ = 75%) et Ke12 (SiO₂ = 70%) ont montré que la concentration en Na₂O est légèrement sous-estimée lorsque le diamètre du faisceau est de 10 µm par rapport à un diamètre de 20 µm (Tableau 3). En revanche, cet effet n'est pas visible pour des verres de composition basaltique (ALV 981 R23, VG2, VG-A99 et Ve32). Ainsi, l'analyse de Na en début de programme et l'utilisation d'un diamètre de faisceau supérieur à 5 µm permettent de réduire la perte en alcalins à un niveau négligeable pour les compositions d'inclusions magmatiques étudiées. D'autre part, l'intensité est fixée à 8 nA pour la plupart des éléments majeurs lors de l'analyse des verres, alors qu'un courant de 15 nA est utilisé pour la plupart des éléments dans les programmes de minéraux. Les limites de détection et la précision analytique pour les différents éléments sont reportées dans les Tableaux 4 et 5.

	Limites de détection (ppm)	
	verre	olivine
Si	250 (Albite) - 1180 (ATHO)	250
Ti	180	
Al	250 (Al ₂ O ₃) - 465 (VG-2)	250
Mn	1050	
Fe	4000	4000
Mg	350	200 (Olivine) - 150 (MgO)
Ca	50	50
Na	700	
K	50	
P	460	
Cr	230	
Cl	50	
S	65 (ALV 981 R23) - 75 (VG-2)	
F	2240 (Apatite Durango)	
Ni		1340

Tableau 4 : Limites de détection obtenues avec les programmes d'acquisition définis dans les tableaux 1 et 2. Les limites de détection pour Cl et S concernent la procédure de fragmentation du temps de comptage (programme volatils dans le tableau 1).

	Composition moyenne de verre	Erreur 2 σ (en % relatifs)	Composition moyenne d'olivine	Erreur 2 σ (en % relatifs)
SiO ₂	49.33	1.1	39.72	0.9
TiO ₂	2.84	1.4		
Al ₂ O ₃	14.48	1.9	0.03	63.2
MnO	0.12	11.2		
FeO*	7.66	3.8	15.58	2.2
MgO	7.95	0.6	44.08	0.9
CaO	12.01	0.7	0.31	2.0
Na ₂ O	2.79	4.8		
K ₂ O	0.84	1.1		
P ₂ O ₅	0.38	8.4		
Cr ₂ O ₃	0.10	16.3		
NiO			0.26	21.6

Tableau 5: Exemples de précisions analytiques (2 σ) obtenues pour une composition moyenne d'inclusions des échantillons de l'île Maurice, du Piton des Neiges et du Piton de Caille (Réunion), et pour une composition moyenne d'olivine de Mg# = 83.5.

Le dosage des teneurs en chlore, soufre et fluor a nécessité le développement d'un programme d'analyse particulier (cf. également Moune, 2005). Du fait de leurs concentrations faibles dans les verres basaltiques, le courant du filament est fixé à 80 nA et le temps de comptage total (400s pour F et 200s pour Cl et S) se décompose en 20 périodes d'acquisition de 20s pour F et 20 périodes d'acquisition de 10s pour Cl et S. Cette procédure de fragmentation du temps de comptage sur le pic et le bruit de fond permet de minimiser

l'échauffement de l'échantillon et ainsi, les pertes éventuelles liées à la volatilisation des éléments sous le faisceau d'électrons. Il doit être noté que tous les échantillons (notamment l'échantillon de MORB ARP73-10-03) n'ont pas bénéficié de ce progrès dans la procédure d'analyse des éléments volatils. En effet, l'amélioration de la procédure ayant été réalisée au cours de la thèse, tous les échantillons n'ont pu être analysés une nouvelle fois. La reproductibilité obtenue sur les standards de verre est reportée dans le Tableau 2.

1.2.3.2. Spéciation du soufre et estimation de la fugacité d'oxygène

Dans les magmas formés en milieu relativement réducteur, comme ceux produits au niveau des rides médio-océaniques, le soufre est essentiellement présent sous la forme S^{2-} . Néanmoins, certains magmas sont suffisamment oxydés pour que le soufre soit présent sous forme SO_4^{2-} . La mesure du décalage du pic de la raie $K\alpha$ du soufre à la microsonde électronique permet d'estimer ce changement de la spéciation du soufre, exprimée par le rapport $X(S^{6+})/X(S_{tot})$, en fonction de la fugacité d'oxygène (Carroll et Rutherford, 1988 ; Wallace et Carmichael, 1994 ; Metrich et Clochiatti, 1996 ; Matthews et al., 1999 ; Jugo et al., 2005) :

$$\Delta\lambda(SK\alpha)_{\text{échantillon}} = \lambda(SK\alpha)_{\text{standard_sulfure}} - \lambda(SK\alpha)_{\text{échantillon}} \quad (10)$$

$$X(S^{6+}) = \Delta\lambda(SK\alpha)_{\text{échantillon}} / \Delta\lambda(SK\alpha)_{\text{standard_sulfate}} \quad (11)$$

où $X(S^{6+}) = 0$ quand l'échantillon est un sulfure et $X(S^{6+}) = 1$ quand c'est un sulfate. $\lambda(SK\alpha)$ est la longueur d'onde de la radiation $K\alpha$ du soufre. $X(S^{6+})$ est la fraction molaire de sulfate, $X(S_{tot})$ la fraction molaire de soufre totale et $X(S^{2-})$ est la fraction molaire de sulfure.

La sphalérite ZnS et la barytine BaS servent de standards de référence pour définir la position du pic de la raie $K\alpha$ dans un sulfure pur et un sulfate pur respectivement. La mesure de la spéciation du soufre dans les échantillons est réalisée par balayages successifs (3 accumulations de 100 s) grâce à un cristal diffracteur de type PET, à un voltage de 15 kV, une intensité de 40 à 60 nA et un diamètre de faisceau de $\sim 10 \mu\text{m}$. Du fait d'une concentration en S plus grande dans les standards que dans les échantillons, le courant est abaissé à 15 nA pour la mesure des standards. L'analyse des standards est répétée environ tous les trois échantillons, afin de déterminer une éventuelle dérive au cours de la session. Un traitement informatique est ensuite employé pour lisser les pics et déterminer pour chaque échantillon les positions du pic et son décalage par rapport aux standards. La longueur d'onde moyenne des

mesures du pic de la raie $K\alpha$ sur les standards (12 mesures) est de 537.08 ± 0.06 (2σ) pm pour BaS et 537.39 ± 0.07 (2σ) pm pour ZnS.

La spéciation est déterminée sur deux à cinq inclusions de chaque échantillon. Si elle diffère du standard de calibration du soufre (ALV 981 R23 ou VG2), une correction systématique est appliquée sur la position du spectromètre lors de l'analyse de la concentration en S de l'échantillon.

La spéciation du soufre dans les verres peut ensuite être exprimée en fonction de l'état d'oxydation (Wallace et Carmichael, 1994) :

$$\log(X(S^{6+}) / X(S^{2-})) = a \log fO_2 + b/T + c \quad (12)$$

où $a = 1.02$, $b = 25\,410$, $c = -10$ et T est la température en K.

Il est nécessaire de dériver cette expression afin d'exprimer $X(S^{6+})$ en fonction d'un tampon de référence (NNO ou FMQ).

Pour ce faire, Jugo et al. (2005) ont défini une relation empirique entre la fraction molaire équivalente de sulfate (lorsque l'on fait l'hypothèse que le soufre est présent uniquement sous les formes S^{2-} et S^{6+}) et la fugacité d'oxygène avec de nouvelles données expérimentales :

$$X(S^{6+})_{eq} = 0.86 / (1 + \exp(2.89 - 2.23\Delta FMQ)) \quad (13)$$

Une approximation linéaire conduit à l'équation suivante :

$$\Delta FMQ = 2.28X(S^{6+})_{eq} + 0.32 \quad (14)$$

Cette équation est applicable aux liquides basaltiques dans une gamme de fugacité d'oxygène $+0.8 \leq \Delta FMQ \leq +1.9$.

La méthode décrite ci-dessus a été employée pour estimer l'état d'oxydation dans les inclusions magmatiques des échantillons de la Réunion et de l'île Maurice.

I.2.4. Analyses des éléments en traces à la sonde ionique (SIMS)

La microsonde ionique combine les techniques de spectrométrie de masse et de microscopie à émission d'ions secondaires. Elle permet la caractérisation de la distribution spatiale et de la concentration des éléments dans une grande gamme de matériaux. La taille de la zone analysée peut varier de moins de 3 μm à plus de 200 μm , ce qui rend cet appareil particulièrement adapté au dosage des éléments traces dans les inclusions magmatiques. Cette technique ne requiert aucune préparation autre que celle décrite pour la microsonde électronique, si ce n'est une métallisation à l'or pour accroître le rendement de l'émission d'ions secondaires.

Le principe de la sonde ionique consiste à analyser les ions éjectés lors du bombardement d'ions primaires sur la surface de l'échantillon. Les ions primaires sont créés à partir d'un gaz dans une source, puis sont accélérés dans la colonne primaire et focalisés sur l'échantillon. Dans la colonne primaire, sont combinées deux sources différentes : un duoplasmatron produisant des ions d'oxygène (O^- et O_2^+) et une source produisant des ions Cs^+ . Lorsque l'échantillon est bombardé par les ions primaires d'une énergie de quelques keV, une partie du matériel est pulvérisée sous forme d'ions positifs ou négatifs. La surface de l'échantillon devient alors une source d'ions secondaires qui sont caractéristiques des éléments ou isotopes présents à la surface de cette région.

Le dispositif d'optique électrostatique de l'instrument a pour rôle l'extraction et le transport des ions secondaires de l'échantillon vers le spectromètre de masse tout en conservant leur relation spatiale. Les ions émis sont accélérés dans un champ électrique puis focalisés vers le spectromètre de masse. Dans le spectromètre, les ions traversent tout d'abord le secteur électrostatique afin d'être séparés en fonction de leur énergie initiale, puis le secteur magnétique où ils sont séparés en fonction de leur masse. Des mesures de l'intensité ionique peuvent être réalisées sur le faisceau d'ions séparés selon leur masse en utilisant une cage de Faraday ou un multiplicateur d'électrons.

La microsonde ionique utilisée au cours de cette thèse est un modèle Cameca 4f installé au CNR-IGG (Pavie, Italie). Dans le cas de cette sonde ionique, un filtrage en énergie est réalisé afin d'éliminer la plus grande partie des ions moléculaires qui interfèrent dans le spectre de masse d'ions secondaires (Ottolini et al., 1993 ; Ottolini et al., 1994 ; Messiga et al., 1995). Lors

de l'analyse des inclusions magmatiques, l'intensité du faisceau d'ions primaires $^{16}\text{O}^-$ était dans une gamme de 8-13 nA, ce qui correspond à un diamètre du faisceau d'environ 10-15 μm . L'observation des échantillons après analyse montre que le faisceau avait un diamètre inférieur à 20 μm auquel s'ajoute une poire d'excitation d'une quinzaine de microns (Figure 27). Pour les terres rares, les limites de détection peuvent atteindre moins de 10 ppb. Pour les autres éléments en traces, la précision et la justesse sont dans une gamme de 5 à 15 % pour tous les éléments, pour des concentrations de l'ordre du ppm, excepté pour Cr, Li, Rb, Cs et F (Ottolini et al., 1993 ; Ottolini et al., 1994 ; Messiga et al., 1995). Dans cette étude, la précision et la justesse de l'analyse sont comparables pour la plupart des éléments en traces et on admet une valeur de 10% relatifs excepté pour certains éléments pour lesquels l'erreur analytique est plus élevée : Cr et Li (15% relatifs), Rb et Cs (25% rel.) et F (20% rel.).

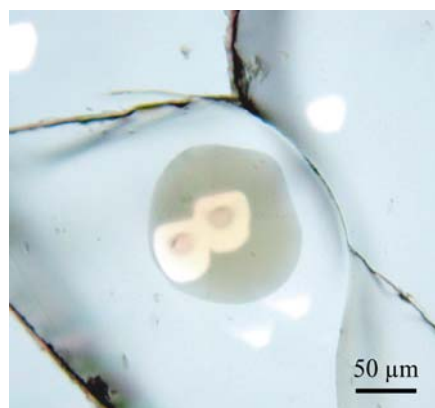


Figure 27. Photographie en lumière transmise d'une inclusion magmatique (échantillon de MORB ARP73-10-03, zone FAMOUS, ride médio-Atlantique Nord) présentant deux spots d'analyse à la microsonde ionique. La taille d'un spot est de 15 μm correspondant au diamètre du faisceau + 15 μm correspondant à la poire d'excitation.

Les concentrations des éléments traces de vingt-trois inclusions magmatiques dans des olivines forstéritiques ($\text{Fo}_{88.1-91.7}$) du MORB ARP73-10-03 (zone FAMOUS, ride médio-Atlantique Nord) ont été analysées à la sonde ionique. La concentration en $^{30}\text{Si}^+$ constitue le standard interne et les concentrations en éléments traces sont calculées à partir de la teneur en silice du liquide silicaté fournie par l'analyse à la microsonde électronique. Des standards de verres (BCR-2G, BB, Kaersutite Soda Spring (KSS), JDF-D2, R 371, R 315) sont utilisés pour la calibration des différents éléments.

I.2.5. Analyses des éléments en traces à l'ICP-MS à ablation laser

L'ablation laser couplée à un spectromètre de masse quadripolaire à torche à plasma à couplage inductif (LA-ICP MS) est une technique d'analyse multi-élémentaire in situ, qui permet la détermination de la plupart des éléments de la classification périodique avec des limites de détection comparables à celles obtenues par SIMS. Le couplage d'un système d'ablation laser UV avec un instrument ICP MS quadripolaire permet d'atteindre la résolution spatiale et la sensibilité nécessaires à l'étude des inclusions magmatiques. Les analyses concernant l'étude des inclusions magmatiques dans les échantillons du point chaud de la Réunion ont été effectuées à l'Open University (Milton Keynes, Royaume Uni) avec un instrument ICP MS de type Agilent 7500s combiné à un laser New Wave Nd:YAG de 213 nm de longueur d'onde.

Le principe de fonctionnement est le suivant : le faisceau laser est focalisé à la surface de l'échantillon placé dans la cellule d'ablation ; il produit une ablation qui génère un aérosol. Le flux de gaz (He dans le cas de l'instrument de l'Open University) à l'intérieur de la cellule transporte cet aérosol vers le plasma d'He+Ar résultant d'un champ magnétique. Avant de pénétrer dans le spectromètre de masse, les particules sont atomisées et ionisées dans le plasma à haute-température (6000 à 10000°K). Le rôle du spectromètre de masse est alors la séparation des ions en fonction de leur rapport masse sur charge, puis la détection simultanée des différents ions. L'utilisation de lasers Nd:YAG quadruplés en fréquence minimise les effets thermiques responsables des fractionnements chimiques qui peuvent se produire lors de l'ablation. Le faisceau laser est focalisé à travers un microscope optique, ce qui rend possible l'observation de l'échantillon en lumière réfléchi.

Cette technique d'analyse ne requiert pas de préparation particulière de l'échantillon, mais celui-ci aura été poli au préalable pour l'analyse à la microsonde électronique. Le diamètre du faisceau a été fixé à 40 μm pour la plupart des inclusions (Figure 28) et a été focalisé jusqu'à 20 μm pour quelques petites inclusions des échantillons de l'île Maurice et du Piton des Neiges. De la quantité de matière ablatée, donc de la taille des cratères dépend l'intensité du signal, qui, elle, contrôle la précision de la mesure. Un standard interne (i.e., la concentration d'un élément) est nécessaire pour normaliser le signal mesuré. Cet élément doit avoir un comportement proche des éléments à analyser lors de l'ablation afin de pallier les problèmes de fractionnement chimique. Le standard interne utilisé pour les analyses des

inclusions magmatiques est la concentration en Ca analysée au préalable à la microsonde électronique avec une erreur maximale de 2.5 % (2σ).

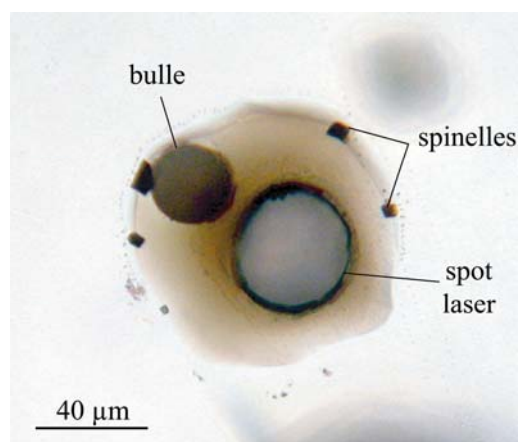


Figure 28. Photographie en lumière transmise d'une inclusion magmatique (échantillon du Piton de Caille, île de la Réunion) ayant subi une ablation au laser. La taille du spot de laser est de 40 μm .

Les analyses ont été réalisées par séquences de 15 analyses au maximum, standards compris. Le temps total d'acquisition est de 240 s et chaque acquisition débute par une analyse du blanc du gaz pendant 130 s. Un standard externe (le verre synthétique certifié NIST SRM 612) est analysé à plusieurs reprises au cours d'une session d'analyses : deux mesures en début de session et deux à la fin, puis une mesure tous les 5 échantillons environ. En effet, la correction du bruit de fond sur le nombre de coups du signal est évaluée par l'analyse régulière du standard externe NIST SRM 612 et la standardisation interne. Enfin, un autre standard externe (BHVO-2), avec une composition se rapprochant de celles des échantillons à analyser, a été ajouté au protocole. Il a été analysé à la même fréquence que le verre NIST SRM 612. L'utilisation de ces standards permet un contrôle régulier du bon déroulement de l'ablation et de déterminer la précision et reproductibilité des mesures (Tableau 6).

BHVO-2	Moyenne ¹ (n=11)	Valeurs de référence ² (1 σ)	Justesse ³ (ppm)	Ecart-type ⁴ (ppm)	Erreur ⁵ (2 σ % rel.)
Rb	8.31	9.1 (0.2)	0.79	0.52	17.4
Sr	395.67	389 (23)	6.67	23.28	11.8
Y	23.35	23.1 (0.4)	2.65	1.47	12.6
Zr	149.31	172 (11)	22.69	11.38	26.4
Nb	17.12	18 (2)*	0.88	0.87	10.1
Ba	124.74	130 (13)	5.26	6.85	11.0
La	14.98	15 (1)	0.02	0.90	12.1
Ce	35.89	38 (2)	2.11	1.95	11.1
Nd	23.82	25 (1.8)	1.18	1.95	16.4
Sm	5.83	6.2 (0.4)*	0.37	0.46	15.8
Gd	5.82	6.3 (0.2)*	0.48	0.31	15.4
Tb	0.85	0.9*	0.05	0.05	11.5
Ho	0.95	1.04 (0.04)*	0.09	0.05	17.3
Yb	1.98	2 (0.2)*	0.02	0.12	11.9
Lu	0.27	0.28 (0.01)*	0.01	0.02	17.8
Hf	4.10	4.1 (0.3)	0.00	0.30	14.7
Th	1.20	1.2 (0.3)*	0.00	0.07	11.4

Tableau 6 : Analyses ICP-MS à ablation laser du standard externe de verre BHVO-2 effectuées à l'Open University et erreurs analytiques. La première colonne (1) correspond à la moyenne des analyses (en ppm ; où n est le nombre d'analyses) et la seconde (2) aux valeurs de référence (en ppm ; erreur 1 σ). La justesse calculée sur les mesures des standards est reportée en (3), la reproductibilité (écart-type) en (4) et l'erreur maximale (2 σ en pourcentages relatifs) sur la concentration des différents éléments est reportée en (5).

Les valeurs de référence reportées pour le standard BHVO-2 correspondent aux valeurs certifiées par l'USGS (Wilson, 1997), et aux valeurs issues de la compilation de Weis et al. (2005)*.

II. Etude des inclusions magmatiques dans le contexte de ride médio-océanique : exemple de la zone FAMOUS

Le contexte de ride médio-océanique constitue un site privilégié pour l'étude des processus de fusion dans le manteau supérieur. Il a été montré que la composition des basaltes émis au niveau des rides résulte d'une somme d'événements : la fusion partielle d'un manteau de composition plus ou moins homogène, la ségrégation, le mélange et le transport des magmas à travers le manteau et la différenciation à faible profondeur sous la ride. Cette superposition complexe des processus pétrogénétiques est à l'origine de la diversité compositionnelle des basaltes échantillonnés le long des rides médio-océaniques. L'approche par les inclusions magmatiques piégées dans les cristaux primitifs a pour principal intérêt de s'affranchir en grande partie des processus superficiels tels que la différenciation du magma et le mélange de magmas.

II.1. Production de magmas au niveau des rides médio-océaniques : principaux concepts et modèles pétrogénétiques

II.1.1. Définition d'un basalte de ride médio-océanique (MORB)

Les MORB (basaltes de rides médio-océaniques) constituent la partie supérieure de la croûte océanique. Ce sont les produits de la fusion par décompression du manteau, de la migration des liquides vers la surface et de la différenciation du magma lors du refroidissement à faible profondeur sous les rides médio-océaniques. Les basaltes ont donc potentiellement enregistré ces différents processus dans leurs compositions chimiques. Notre objectif est par conséquent de décoder les informations géochimiques afin d'avoir accès aux différents paramètres à l'origine des MORB que sont les processus de formation, de migration et l'hétérogénéité du manteau supérieur.

La plupart des basaltes émis en surface ne sont pas des magmas primaires (c'est-à-dire les produits issus directement de la fusion de péridotites) car leurs compositions chimiques ont été modifiées par des processus secondaires à faible profondeur, tels que la cristallisation fractionnée et l'assimilation des roches au travers desquelles les liquides remontent vers la surface (O'Hara, 1968 ; Stolper, 1980). La diversité chimique des MORB en éléments majeurs, traces et isotopes résulte donc essentiellement de la contribution de trois effets : (1) le processus de cristallisation et de différenciation à faible profondeur, c'est-à-dire dans la

partie superficielle du manteau source des MORB ou dans la croûte ; (2) les conditions de fusion, de ségrégation et d'ascension des magmas (régime P-T de fusion, fusion fractionnée vs fusion à l'équilibre, importance des échanges magma/encaissant pendant l'ascension) ; (3) la composition variable de la source en éléments majeurs, traces et isotopes. O'Hara (1977, 1985) a proposé que les compositions des basaltes océaniques étaient fortement modifiées par les processus de cristallisation fractionnée et d'AFC (assimilation-cristallisation fractionnée) dans les chambres magmatiques ou qu'elles étaient indéchiffrables en raison de processus de fusion très complexes. Par conséquent, pour cet auteur, les compositions en éléments majeurs et traces des MORB ne peuvent fournir d'informations directes concernant les conditions de leur formation et la composition de leur source. Ceci est en contradiction directe avec l'ensemble des cohérences observées entre les compositions calculées par les différents modèles pétrogénétiques et celles des basaltes océaniques. De plus, certains auteurs (Schilling, 1973 ; White et Schilling, 1978) ont envisagé que les variations dans les teneurs en éléments traces des MORB, et plus particulièrement des rapports d'éléments, pouvaient être de bons traceurs de source. Par exemple, le rapport La/Sm a été utilisé par ces auteurs comme une mesure du caractère appauvri ou enrichi de la source le long de la ride médio-Atlantique Nord (Figure 29). Ils ont mis ainsi en évidence que les variations en La/Sm, en accord avec les données de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, pouvaient être expliquées par le mélange de matériel enrichi de panache avec le manteau supérieur appauvri à proximité des points chauds d'Islande et des Açores (cf. section II.I.3). Nous allons voir par la suite que les progrès réalisés dans les modélisations quantitatives des processus pétrogénétiques ont permis de mieux comprendre les mécanismes de production de magma au niveau des rides et d'identifier quelles caractéristiques géochimiques pouvaient être attribuées à tel ou tel processus.

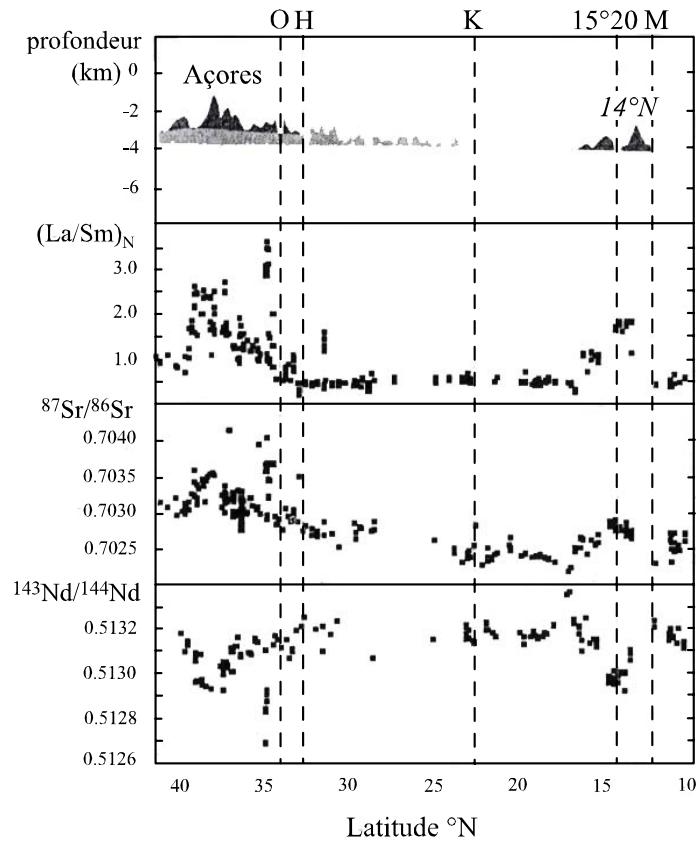


Figure 29. Variation de la profondeur de l'axe de la ride, du rapport d'éléments traces La/Sm normalisé à la composition du manteau primitif et des rapports isotopiques de Sr et Nd le long de la ride médio-Atlantique Nord. Les différentes zones de fractures sont représentées par des lignes pointillées : O (Oceanographer), H (Hayes), K (Kane), 15°20'N, M (Marathon - Mercurius). Les rapports isotopiques révèlent la superstructure des Açores, tandis que les anomalies topographiques sont marquées à la fois par les rapports isotopiques de Sr et Nd et le rapport d'éléments traces. On peut noter entre 19 et 33°N que pour un rapport d'éléments incompatibles constant, il peut exister un gradient du rapport isotopique de Sr. Figure modifiée de Dosso et al. (1999).

II.1.2. Les modèles de fusion sous les rides médio-océaniques

Différentes études théoriques (McKenzie, 1989), expérimentales (Riley et al., 1990) et géochimiques (éléments majeurs et traces ; Salters et Hart, 1989 ; Langmuir et al., 1992) ont montré que le modèle de fusion fractionnée est mieux adapté que celui de fusion à l'équilibre pour expliquer la genèse des MORB. D'autre part, d'après les travaux de Johnson et al. (1990), le fractionnement important en éléments traces dans les diopsides de péridotites abyssales est expliqué par un modèle de fusion fractionnée ou de fusion continue (Figure 30) : dans un processus de fusion continue, lorsque la fraction massique de liquide atteint un niveau

critique au cours de la fusion, il y a expulsion du liquide ; ainsi, le liquide silicaté est continuellement extrait du manteau avec une fraction de liquide toujours présente dans le résidu. Le seuil critique ou seuil de perméabilité dépend du champ de contrainte et des viscosités du liquide et de la source.

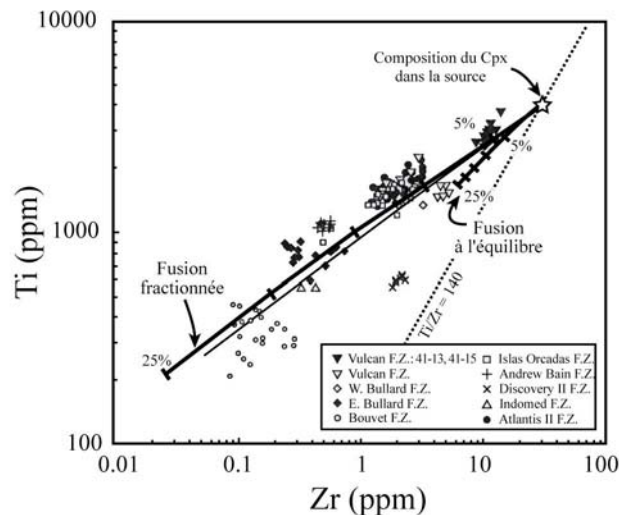


Figure 30. Concentrations en Ti et Zr dans les clinopyroxènes de péridotites abyssales. Les courbes épaisses représentent les modèles de fusion à l'équilibre et fractionnée. La courbe fine correspond à un modèle de fusion par incréments de 0.1 %. Les compositions des clinopyroxènes sont mieux reproduites par les modèles de fusion fractionnée et fusion incrémentale que par le modèle de fusion à l'équilibre. Les taux de fusion indiqués le long des courbes de fusion correspondent au degré total de fusion partielle. La ligne $Ti/Zr = 140$ est montrée afin de mettre en évidence la capacité de la fusion fractionnée à modifier ce rapport, contrairement aux processus de fusion à l'équilibre et de cristallisation fractionnée. Figure modifiée de Johnson et al. (1990).

La production de liquides au niveau des rides médio-océaniques se fait par fusion polybare lors de la remontée adiabatique du manteau supérieur. Les MORB constituent donc des mélanges de liquides produits sur une gamme de pression (Johnson et al., 1990 ; Langmuir et al., 1992). Ainsi, les basaltes émis au niveau de la ride dérivent de l'agrégation de faibles fractions de liquides produits à différentes profondeurs dans la colonne de fusion (Figure 31). Les compositions isotopiques en Hf (Salters et Hart, 1989) et les données de déséquilibres U/Th (Beattie, 1993 ; LaTourette et al., 1993) dans les MORB suggèrent que la fusion débute dans le domaine des péridotites à grenat, c'est-à-dire à des profondeurs ≥ 80 km. D'autres auteurs (Hirschmann et Stolper, 1996) ont proposé que la signature du grenat dans les basaltes pouvaient également provenir de la fusion de niveaux pyroxénitiques dans lesquels le grenat est stable à plus basse pression, ce qui réduirait la pression de début de fusion (Figure 32).

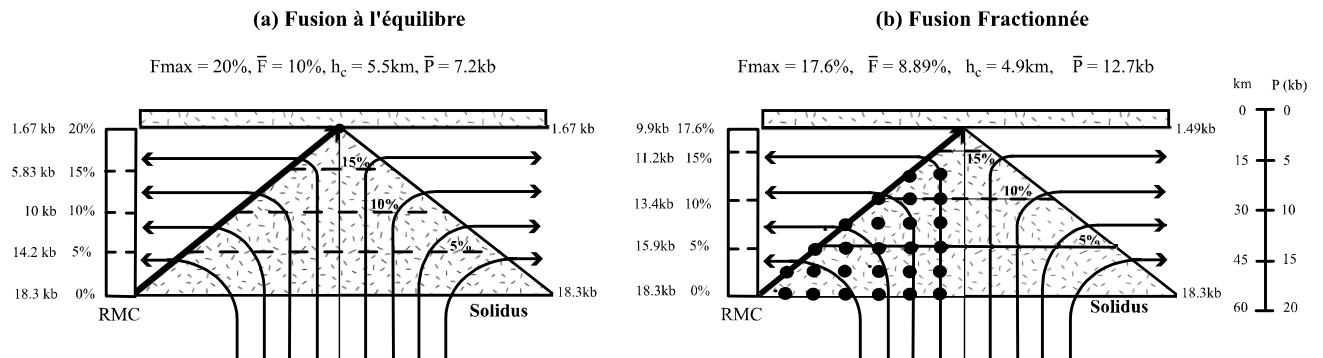


Figure 31. Deux exemples de modèles de régimes de fusion décrits par Langmuir et al. (1992). Dans ces schémas à l'échelle, 1 kbar équivaut à 3 km de manteau ou 3.3 km de croûte. RMC correspond à la colonne de manteau résiduel, F_{\max} est le taux de fusion maximum atteint dans le régime de fusion, \bar{F} est le taux de fusion moyen, h_c est l'épaisseur de croûte océanique produite et \bar{P} est la pression de fusion moyenne. a) Modèle standard de fusion à l'équilibre et d'agrégation complète des liquides. Ce modèle génère une croûte océanique moyenne (5.5 km d'épaisseur) pour un taux de fusion moyen de 10%. La productivité est de 1.2 %/kbar. b) Modèle de fusion fractionnée : la productivité est plus faible (1.05 %/kbar) et l'extraction des liquides est réalisée de manière continue. Il en résulte une croûte produite légèrement moins épaisse, un taux de fusion moyen plus faible et une pression moyenne de fusion plus élevée. Figure modifiée de Langmuir et al. (1992).

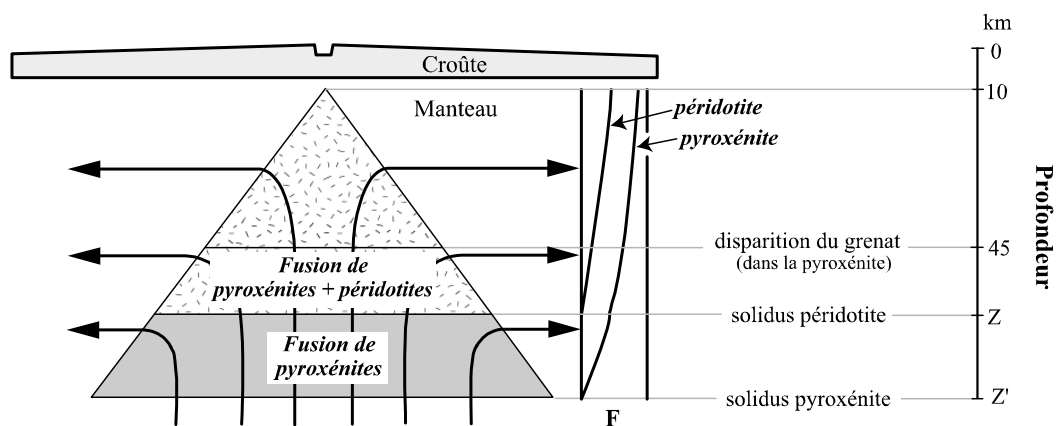


Figure 32. Schéma d'une région de fusion dans un manteau composé de périclites et pyroxénites sous une ride. On peut noter la différence de profondeur entre le solidus de la pyroxénite et celui de la périclote, et la limite de stabilité du grenat dans la pyroxénite. Le diagramme situé à droite de la zone triangulaire de fusion représente pour chaque lithologie (périclote et pyroxénite) la variation du degré de fusion (F) avec la pression. Figure modifiée de Hirschmann et Stolper (1996).

Il a été montré que les compositions chimiques moyennes des MORB sont corrélées avec les paramètres physiques des rides tels que l'épaisseur de la croûte, la topographie de la ride, la profondeur axiale (Figure 33), et la vitesse des ondes sismiques dans le manteau à l'aplomb des rides (e.g., Klein et Langmuir, 1987 ; Humler et al., 1993). Sur la base de ces observations, deux modèles contradictoires ont été proposés pour expliquer les conditions de

genèse des magmas sous les rides, l'épaisseur de croûte océanique produite et les variations de compositions observées dans les MORB à l'échelle du globe.

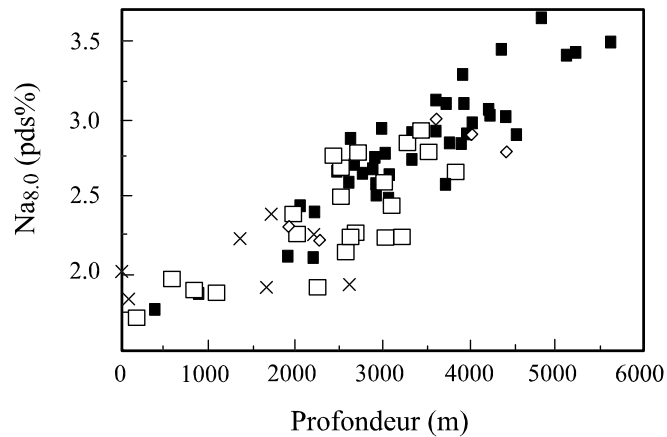


Figure 33. Corrélations globales entre les moyennes régionales de la profondeur axiale de la ride médio-océanique et la concentration en $Na_{8,0}$ des MORB. La concentration $Na_{8,0}$ qui correspond à la teneur en Na_2O normalisée à une valeur constante de MgO (8 pds%) permet de s'affranchir des effets de la cristallisation fractionnée à faible pression (Langmuir et al., 1992). Dans ce diagramme, chaque donnée de MORB est une moyenne d'échantillons provenant d'un segment individuel de ride. Les carrés pleins représentent des MORB provenant de segments de ride "normaux" ; les losanges sont des échantillons de bassins arrière-arcs ; les carrés vides correspondent aux segments de ride influencés par des points chauds (Galapagos, Açores, Jan Mayen, Tristan, Islande et Bouvet) ; les croix correspondent aux segments adjacents à ces points chauds. Figure modifiée de Langmuir et al. (1992).

Dans le premier modèle, les variations dans les compositions moyennes en éléments majeurs des MORB, corrigées de l'effet de la cristallisation fractionnée à basse pression, sont expliquées en terme de variations de la température potentielle du manteau supérieur (McKenzie et Bickle, 1988 ; Langmuir et al., 1992). La température potentielle T_P correspond à la température fictive qu'aurait la portion de manteau considérée à la surface de la Terre si l'on admet que la trajectoire de remontée adiabatique se poursuit jusqu'à la surface et que le manteau ne subit pas de fusion partielle. C'est la valeur de la température potentielle qui contrôle la pression de début de fusion : plus la température potentielle du manteau est élevée, plus la fusion débutera profondément sous la ride (Figure 34). Dans ce modèle, le manteau est considéré comme chimiquement homogène à grande échelle et la fusion se poursuit jusqu'à des profondeurs faibles, éventuellement jusqu'en base de croûte, excepté pour des taux d'ouverture très faibles de la ride. Les variations de T_P du manteau sont dans une gamme de 200-250°C (Klein et Langmuir, 1987) à 300° (McKenzie et Bickle, 1988). Cette gamme de variations peut être réduite si l'on considère que la source des MORB contient de l'eau en quantité variable (Asimow et Langmuir, 2003).

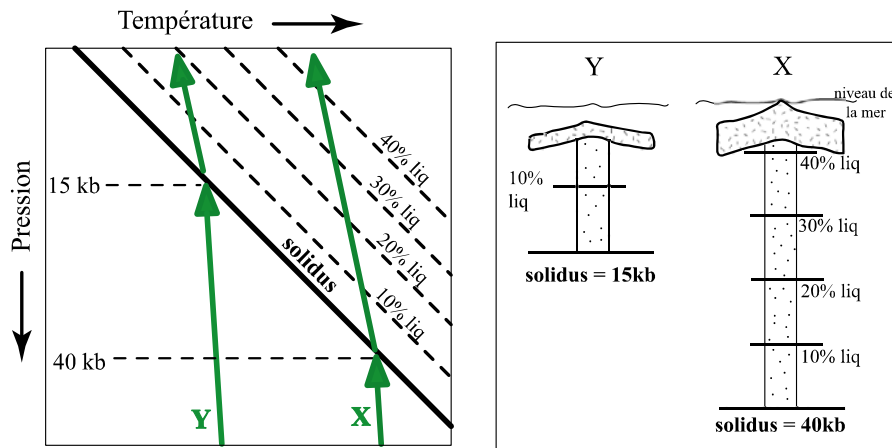


Figure 34. Modèle de Klein et Langmuir (1987). Le cas X représente la fusion d'une lherzolite dans un manteau relativement chaud où l'intersection avec le solidus se fait à une profondeur importante (40 kbar). Il en résulte un taux de fusion final élevé et une croûte océanique épaisse. Dans le cas Y, la température potentielle du manteau est plus faible, la pression de début de fusion est de 15 kbar, le taux de fusion est moindre et la croûte océanique produite est peu épaisse. Figure modifiée de Klein et Langmuir (1987).

Le second modèle est celui proposé par Shen et Forsyth (1995) qui attribuent la variabilité chimique des MORB principalement à des variations de la pression de fin de fusion qui serait contrôlée par le refroidissement en surface. Ce modèle se caractérise par une faible variation de la température potentielle du manteau, estimée inférieure à 60°C (Shen et Forsyth, 1995). Les compositions des péridotites abyssales au niveau de la ride rapide Est-Pacifique (East-Pacific Rise) et les données en éléments majeurs des MORB suggèrent une augmentation du degré de fusion avec le taux d'ouverture de la ride (Niu et Hékinian, 1997). Ces variations du degré de fusion résulteraient de variations de la profondeur de fin de fusion (Figure 35) : lorsque le taux d'ouverture est lent, la remontée du manteau se fait également lentement, ce qui implique un refroidissement par conduction à la surface qui s'étend en profondeur et une pression de fin de fusion plus importante que dans le cas d'une ride à ouverture rapide (Shen et Forsyth, 1995 ; Niu et Hékinian, 1997). Ce modèle est complété par le rôle significatif joué par la présence d'une source de composition hétérogène, tel que le suggère la corrélation négative entre Fe_8 (FeO normalisé à 8% de MgO pour corriger des effets de la cristallisation fractionnée) et le rapport K_2O/TiO_2 , indicateur de l'enrichissement du manteau, dans les MORB (Shen et Forsyth, 1995).

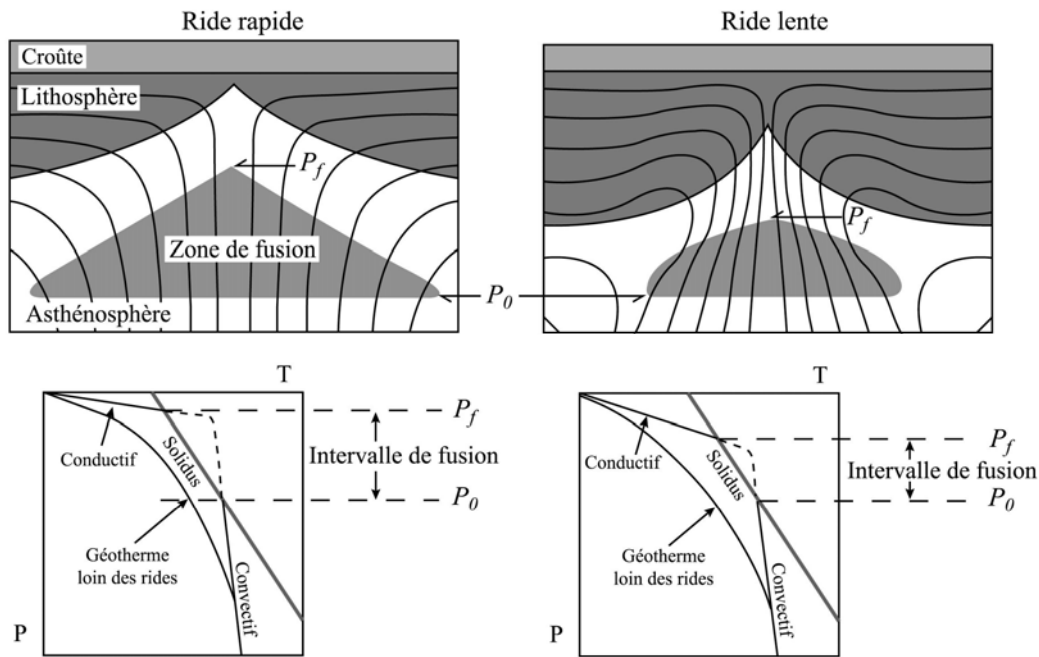


Figure 35. Schémas de la structure thermique du manteau supérieur dans les rides à ouverture lente et rapide d'après le modèle de Niu et Hékinian (1997). La pression de début de fusion P_0 est identique dans les deux types de ride (c'est-à-dire que la température potentielle est identique), mais la structure thermique à faible profondeur est fortement contrôlée par le refroidissement conductif de surface. La portion de manteau en ascension selon un trajet adiabatique (gradient thermique conductif) commence à fondre lorsqu'elle recoupe le solidus à P_0 . La fusion par décompression se poursuit jusqu'à ce que le refroidissement de surface prédomine à la pression P_f . La remontée rapide sous une ride à ouverture rapide permet une fusion qui s'étend à plus faible profondeur ; l'intervalle de fusion entre P_0 et P_f et par conséquent la quantité de liquide produit sont plus importants que dans le cas d'une ride lente. Il en résulte une épaisseur de croûte océanique plus importante au niveau des rides rapides. Figure modifiée de Niu et Hékinian (1997).

Par conséquent, malgré des progrès significatifs dans la compréhension des processus à l'origine des basaltes de ride, il subsiste des interrogations concernant la profondeur de début et de fin de fusion, le mode de migration ainsi que le rôle des hétérogénéités chimiques du manteau supérieur.

II.1.3. La source des MORB

La fusion sous les rides médio-océaniques à l'origine de la formation des MORB se produit essentiellement dans le domaine des péridotites à spinelle, bien qu'il soit envisagé que le début de fusion ait parfois lieu dans le domaine des péridotites à grenat (Salters et Hart, 1989 ; Beattie, 1993 ; LaTourette et al., 1993). Les études des compositions en éléments

traces et des rapports isotopiques dans les MORB ont montré que le manteau supérieur est hétérogène à différentes échelles, du millier de kilomètres au décimètre. En premier lieu, les compositions de MORB des différents bassins océaniques (Atlantique, Pacifique et Indien) montrent des différences systématiques qui témoignent d'hétérogénéités isotopiques à l'échelle de grands domaines (Figure 36 ; Hofmann, 2003). Il s'agit notamment de l'anomalie Dupal reconnue par Dupré et Allègre (1983) puis par Hart (1984) dans l'océan Indien, et enfin étendue à l'Atlantique Sud. Elle se caractérise par des rapports isotopiques $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus élevés que dans les MORB de l'océan Pacifique (Figure 8 ; Dupré et Allègre, 1983 ; Hart, 1984). Ces anomalies isotopiques à l'échelle de grands bassins océaniques témoignent d'une homogénéisation incomplète du manteau supérieur depuis environ 1 Ga.

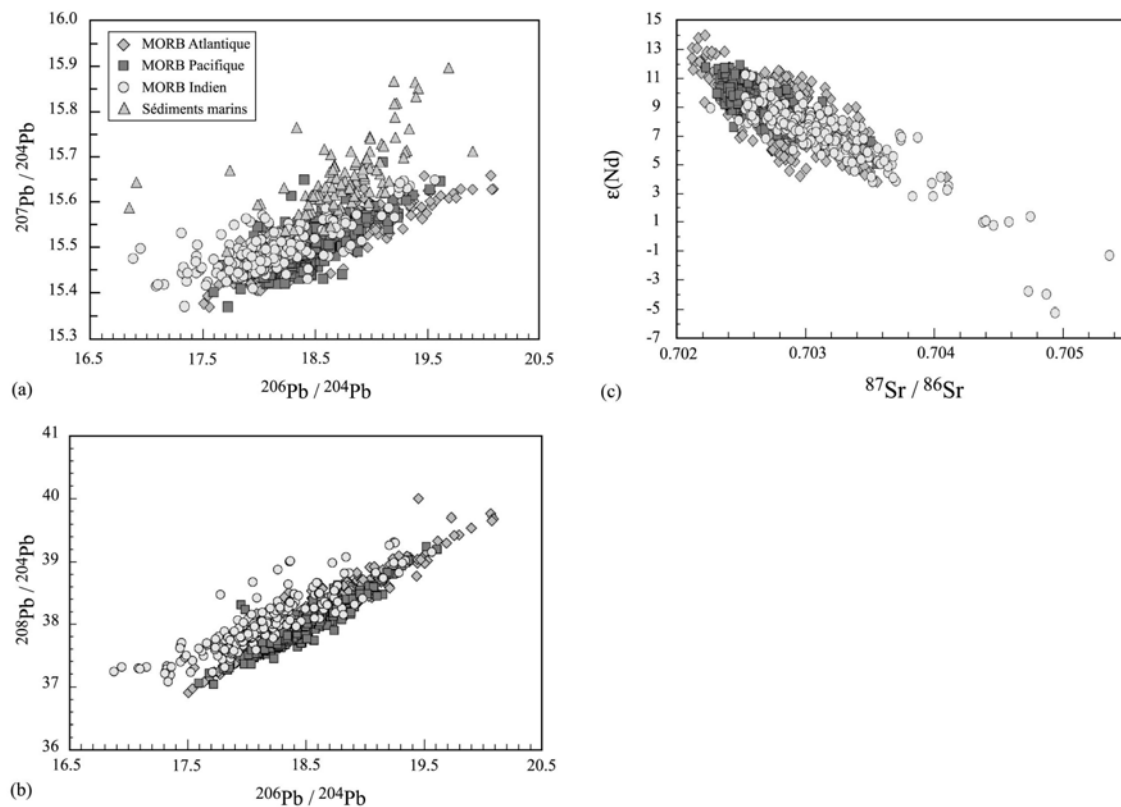


Figure 36. Compositions isotopiques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\epsilon(\text{Nd})$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des MORB issus des trois bassins océaniques majeurs. Les compositions des sédiments marins sont également reportées dans la figure a. $\epsilon(\text{Nd})$ est une mesure de la déviation du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ par rapport à la valeur chondritique qui est supposée identique à la valeur actuelle dans la terre silicatée globale : $\epsilon(\text{Nd}) = 10^4 * (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{mesuré}} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{chondrite}}) / ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{chondrite}}$. La valeur chondritique utilisée est $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{chondrite}} = 0.512638$. Les données proviennent d'une compilation de Hofmann (2003) à partir de la base de données PETDB. Les compositions des sédiments marins et des turbidites proviennent de Ben Othman et al. (1989) et Hemming et McLennan (2001). Figure modifiée de Hofmann (2003).

D'autre part, à l'intérieur d'un océan, la gamme de variations des rapports isotopiques est relativement importante. En effet, l'existence de gradients géochimiques et isotopiques sur des milliers de kilomètres le long des rides à proximité des points chauds, en particulier le long de la ride médio-Atlantique Nord, a été attribuée à une interaction entre le manteau supérieur à l'aplomb de la ride et le matériel enrichi d'un panache (e.g., Hart et al., 1973b ; Schilling, 1973). Par exemple, Dosso et al., (1999) ont mis en évidence, au Sud du point de jonction triple des Açores, un enrichissement de grande longueur d'onde en éléments traces incompatibles et en isotopes de Pb, Sr et Nd, lié à la présence du point chaud des Açores (Figure 29).

Enfin, des variations isotopiques dans les systèmes Rb-Sr, Sm-Nd et Re-Os ont été fréquemment observées à l'échelle kilométrique à décimétrique et ont été expliquées par la présence de lambeaux étirés de matériel enrichi dans le manteau source des MORB pour former le fameux "marble cake" d'Allègre et Turcotte (1986). Dans ce contexte, la signature de grenat résiduel observée dans certains MORB pourrait provenir en partie de la fusion partielle de pyroxénites à grenat ou d'éclogites, qui sont des équivalents haute-pression de basaltes de croûte océanique, et dans lesquelles le grenat est stable à des pressions inférieures par rapport aux péridotites à grenat (Figure 32 ; Chabaux et Allègre, 1994 ; Hirschmann et Stolper, 1996). Enfin, d'autres auteurs ont envisagé que la variabilité compositionnelle des MORB pouvait résulter d'un enrichissement métasomatique du manteau supérieur par des liquides silicatés dérivés du manteau ou par des liquides carbonatitiques (Green, 1971).

Ainsi, le manteau source des MORB est isotopiquement et chimiquement hétérogène à toutes les échelles spatiales, depuis celle des bassins océaniques jusqu'à l'échelle du kilomètre ou du mètre.

II.1.4. Les modèles de migration des liquides silicatés à l'aplomb des rides médio-océaniques

L'ascension des liquides basaltiques sous les rides médio-océaniques se fait essentiellement par écoulement en milieu poreux : le liquide moins dense percole dans la matrice cristalline dont la perméabilité est contrôlée principalement par la porosité (c'est-à-dire, dans le contexte des systèmes partiellement fondus, la fraction volumique du liquide) et par la taille moyenne des grains. L'écoulement en milieu poreux peut être soit de type pénétratif (en l'absence de variations latérales de porosité), soit de type focalisé si le flux se

concentre dans des chenaux de haute perméabilité/porosité. Suite aux travaux de Kelemen et collaborateurs, il est maintenant très largement admis que l'écoulement magmatique sous les rides médio-océaniques est très fortement focalisé dans des chenaux qui sont observés dans les grands gisements d'ophiolites sous la forme de masses dunitiques de formes et de dimensions très variables (Kelemen et al., 1995a ; Braun et Kelemen, 2002).

La focalisation du magma dans des chenaux dunitiques s'explique par l'augmentation importante que subit le volume liquidus de l'olivine dans le tétraèdre olivine-silice-diopside-plagioclase lorsque la pression diminue. Ainsi, les magmas primaires du manteau qui se forment à l'équilibre avec des assemblages minéralogiques à olivine (Ol) + orthopyroxène (Opx) \pm clinopyroxène (Cpx) \pm spinelle (Sp) à haute pression (par exemple, 1-2 GPa), quittent le cotectique Ol + Opx \pm Cpx \pm Sp et entrent dans le volume liquidus de l'olivine au cours de leur ascension vers la surface : ils deviennent donc ainsi sous-saturés en Opx et Cpx et vont avoir tendance à dissoudre les pyroxènes des péridotites encaissantes, d'où la formation de chenaux dunitiques.

Les interactions magma/roche qui se produisent dans un contexte d'écoulement en milieu poreux aboutissent donc à des transformations chimiques et minéralogiques importantes de l'encaissant péridotitique. Elles peuvent également modifier de manière significative la composition d'un magma primaire et sa signature géochimique (McKenzie, 1984 ; Navon et Stolper, 1987 ; McKenzie et O'Nions, 1991 ; Spiegelman et Elliot, 1993 ; Kelemen et al., 1995a ; Kelemen et al., 1995b ; Kelemen et al., 1997 ; Spiegelman et al., 2001 ; Spiegelman et Kelemen, 2003). Il est cependant beaucoup plus difficile d'évaluer les conséquences géochimiques de la percolation des liquides basaltiques dans le manteau sur la composition des magmas émis en surface. Dans le cas des MORB, la focalisation de l'écoulement dans des chenaux dunitiques permet d'isoler chimiquement les magmas de l'encaissant péridotitique et de réduire l'importance des interactions magma/roche. Elle doit ainsi favoriser la conservation d'informations relatives au processus de fusion en profondeur (conditions de fusion, compositions des liquides, etc.). Néanmoins, les déséquilibres U/Th dans les MORB suggèrent que l'écoulement en milieu poreux de type pénétratif peut jouer un rôle important à la base de la colonne de fusion (Spiegelman et Elliot, 1993 ; Lundstrom et al., 1995) : des interactions magma/roche susceptibles de modifier la composition des liquides primaires pourraient donc intervenir en profondeur avant la focalisation du magma.

Au final, il semble qu'une grande part du liquide au niveau des rides soit transportée à travers le manteau par un flux canalisé dans des conduits dunitiques, alors qu'une petite partie

seulement du magma migre par flux pénétratif. Par conséquent, les interactions magma/manteau liées à cet épisode d'écoulement pénétratif ne doivent pas jouer un rôle majeur dans l'évolution des compositions en majeurs et traces des liquides primitifs.

II.2. Les inclusions magmatiques dans les MORB

II.2.1. Variabilité chimique des inclusions

Les études des inclusions magmatiques dans les MORB fournissent des informations sur le processus de fusion, ainsi que sur les modes d'extraction et de migration des liquides à l'aplomb des rides médio-océaniques. Ces études ont montré que les gouttelettes de magma piégées dans les cristaux précoces des MORB se caractérisent par une grande variabilité chimique dans un même échantillon de MORB, voire à l'échelle d'un seul phénocrystal (Sobolev et Shimizu, 1993 ; Gurenko et Chaussidon, 1995 ; Nielsen et al., 1995 ; Kamenetsky, 1996 ; Sobolev, 1996 ; Shimizu, 1998 ; Sours-Page et al., 1999 ; Slater et al., 2001 ; Sours-Page et al., 2002). En particulier, Sobolev et Shimizu (1993) se sont intéressés à des inclusions magmatiques piégées dans des phénocristaux d'olivine primitive (Fo_{90}) dans un basalte de la ride médio-Atlantique Nord ($9^{\circ}N$, $39.5^{\circ}W$). Ces travaux ont mis en évidence un liquide très riche en MgO, donc quasi-primaire, qui présente un fractionnement très important des terres rares et un appauvrissement marqué en éléments traces les plus incompatibles (Figure 37). Cette composition de liquide silicaté ultra-appauvrie peut être reproduite par un processus de fusion partielle continue avec 2 pds% de liquide retenu dans le résidu et pour un degré de fusion de 17 pds% d'une source chimiquement homogène (Sobolev et Shimizu, 1993). La composition en éléments majeurs de cette inclusion est en équilibre avec un résidu harzburgitique à une pression relativement faible de 5 kbar (Sobolev et Shimizu, 1993). Pour expliquer la pression faible et le taux de fusion élevé, les auteurs proposent que ce liquide constitue la dernière fraction de liquide produite par le processus de fusion continue dans la colonne de manteau. La présence dans une inclusion magmatique d'un liquide d'une composition si extrême, qui n'est pas retrouvée dans les compositions de MORB, peut s'expliquer par le fait que les fractions de liquides instantanés que l'on semble échantillonner en inclusions dans les minéraux, sont produites à différentes pressions dans la colonne de fusion. Elles sont ensuite agrégées à des profondeurs plus superficielles, au cours de

l'ascension du magma ou dans des chambres magmatiques, pour former les MORB émis en surface.

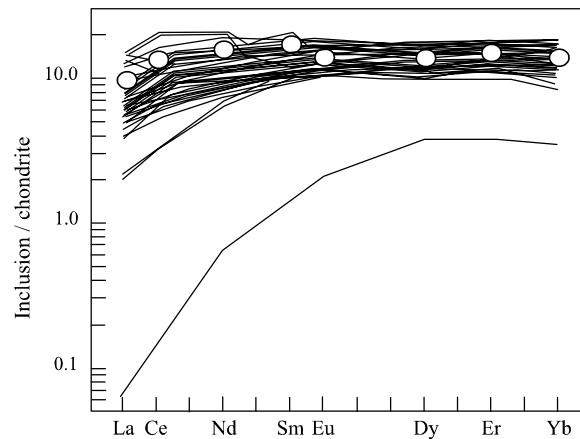


Figure 37. Spectres de terres rares normalisés à la chondrite CI (Sun et McDonough, 1989) des inclusions magmatiques piégées dans les olivines d'un MORB (649/c) de la vallée axiale de la ride médio-Atlantique. Les cercles vides montrent la composition de la mésostase du basalte hôte. Figure modifiée de Sobolev et Shimizu (1993) et Sobolev (1996).

Un autre exemple de l'apport des inclusions pour la compréhension du processus de fusion sous les rides est constitué par les travaux de Gurenko et Chaussidon (1995) dans des tholéiites d'Islande. Ils ont mis en évidence deux populations parmi les liquides très primitifs piégés dans les olivines ($F_{0.85.6-90.6}$) : une population de liquides enrichis en K_2O , P_2O_5 et TiO_2 et une population appauvrie en ces éléments. Cette distinction se fait également sur la base des éléments traces, par les rapports $(La/Sm)_N$, $(Sm/Yb)_N$ (rapports d'éléments normalisés à la composition du manteau primitif) et Zr/Y . Ces deux pôles de magmas s'expliquent par le mélange en proportions variables de liquides instantanés produits à différentes pressions dans les domaines de stabilité du grenat et du spinelle. Les inclusions magmatiques présentant les compositions en éléments traces les plus appauvries seraient produites par 17-18 pds% de fusion continue d'une lherzolite à spinelle, alors que les compositions plus enrichies sont en accord avec la présence en proportion importante (60%) de liquides produits dans le champ du grenat.

D'autre part, les travaux de Nielsen et al. (1995) ont également mis en évidence la diversité locale des magmas parentaux des MORB et suggèrent que le processus de fusion continue est responsable de l'appauvrissement progressif en éléments incompatibles dans les inclusions magmatiques. Enfin, Slater et al. (2001) ont montré qu'un modèle de mélange des liquides instantanés produits à différentes pressions dans la colonne de fusion pouvait

expliquer la variabilité compositionnelle observée dans des inclusions piégées dans les olivines de picrites d'Islande, ainsi que dans plusieurs séries d'inclusions magmatiques dans les MORB, telles que des inclusions dans des phénocristaux de plagioclase de la ride de Gorda (Nielsen et al., 1995), ou de la ride de Juan de Fuca (Sours-Page et al., 1999) et des inclusions dans des olivines d'une picrite de la zone FAMOUS (Shimizu, 1998).

En règle générale, les compositions en éléments majeurs des inclusions magmatiques piégées dans des phénocristaux d'olivine de MORB coïncident avec les compositions les plus primitives des roches totales de la zone considérée (Sobolev et Shimizu, 1993 ; Shimizu, 1998). Les différentes études ont également montré que les inclusions magmatiques présentent une gamme de variations en éléments traces aussi large, voire fréquemment plus large que celle des roches totales de la même zone (Sobolev et Shimizu, 1993 ; Nielsen et al., 1995 ; Sours-Page et al., 1999 ; Slater et al., 2001 ; Sours-Page et al., 2002). Ceci est également observé quand l'étude des inclusions ne concerne qu'un seul échantillon de MORB (Nielsen et al., 1995 ; Kamenetsky, 1996 ; Shimizu, 1998). La gamme de compositions en éléments traces dans les inclusions analysées dans les MORB s'étend de compositions enrichies (avec $(La/Sm)_N > 1$) à appauvries (avec $(La/Sm)_N < 1$). Néanmoins, il semble que bien que les observations isotopiques dans les MORB nécessitent une hétérogénéité du manteau supérieur (cf. section II.1.3), les concentrations élémentaires dans les inclusions magmatiques peuvent être attribuées aux processus de fusion et de mélange des liquides instantanés dans la colonne de fusion, sans faire appel à des variations dans la composition de la source des MORB (Slater et al., 2001).

II.2.2. Les causes de la variabilité chimique

Deux cas se présentent pour expliquer l'origine de la variabilité chimique des inclusions magmatiques primitives dans les MORB : (1) variabilité chimique liée aux conditions de magmatogénèse ; (2) artéfacts de compositions liés à des modifications syn- ou post-piégeage des liquides dans les cristaux hôtes.

II.2.2.1. Modifications lors de la genèse des magmas

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, cette diversité de compositions peut avoir une signification en termes de magmatogénèse, c'est-à-dire que les compositions

des inclusions peuvent être considérées comme représentatives de celles de magmas primaires ou quasi-primaires. Ainsi, les variations chimiques observées peuvent témoigner du piégeage de liquides correspondant à des degrés de fusion différents, extraits à des pressions différentes dans la colonne de fusion, etc. Il a été également suggéré que cette variabilité peut être à relier au processus de diffusion se déroulant lors de la production et du transport des magmas à travers le manteau supérieur ; ce processus a pour conséquence un fractionnement chimique des terres rares (Van Orman et al., 2002). Notamment, lors de la percolation de liquides issus de faibles taux de fusion partielle à travers une lherzolite à spinelle appauvrie, un fractionnement par diffusion peut générer, selon la porosité et l'occurrence des chenaux, une grande variabilité dans les compositions en terres rares des liquides. Les terres rares sont en effet réabsorbées par diffusion par les clinopyroxènes. Un rééquilibrage complet entre le solide et le liquide peut s'opérer pour un transport avec des vitesses d'ascension très lentes, de l'ordre du centimètre par an. Il pourrait alors conduire à un appauvrissement très marqué en terres rares, comme celui repéré dans certaines inclusions magmatiques (Sobolev et Shimizu, 1993). Au contraire, un déséquilibre complet résulterait d'un transport très rapide à travers un réseau très perméable et des chenaux rapprochés (Van Orman et al., 2002) ; cela générerait des enrichissements en terres rares légères comme ceux trouvés fréquemment dans les inclusions issues de la ride médio-Atlantique et d'Islande (Gurenko et Chaussidon, 1995 ; Shimizu, 1998 ; Slater et al., 2001). Ainsi, le processus de diffusion chimique pendant la migration du magma pourrait en grande partie expliquer la variété de compositions enregistrées dans les inclusions magmatiques, à moins que les liquides soient très tôt canalisés dans des chenaux avec des vitesses de remontée supérieures à 30 m/an ou bien que le réseau ne contienne pas de clinopyroxène, comme c'est le cas pour les chenaux de dunites (Kelemen et al., 1997).

Enfin, la variabilité chimique dans les inclusions magmatiques de MORB pourrait encore trouver sa cause dans des hétérogénéités chimiques de sources.

II.2.2.2. Artéfacts de compositions

Dans ce deuxième cas, l'origine de la variabilité chimique des inclusions de MORB résiderait dans des artéfacts de compositions, qui peuvent être de deux types : (1) syn-piégeage ou (2) post-piégeage.

En effet, il a été avancé que le processus d'interaction entre les magmas primitifs et des harzburgites appauvries pouvait être à l'origine de la variabilité compositionnelle (Kelemen et al., 1997 ; Shimizu, 1998). Certaines études (Kamenetsky et Crawford, 1998 ; Danyushevsky et al., 2004) ont effectivement montré l'existence de compositions anormales dans des inclusions piégées dans des olivines de MORB, avec des valeurs élevées pour les teneurs en CaO et les rapports CaO/Al₂O₃. Ces compositions particulières en éléments majeurs sont parfois associées à des anomalies positives en Sr dans les spectres de traces et/ou des teneurs élevées en Al₂O₃ (>16 pds% ; Kamenetsky et Crawford, 1998 ; Danyushevsky et al., 2004). Ces résultats ont été interprétés comme les conséquences de réactions entre le plagioclase et/ou le clinopyroxène et les liquides silicatés lors de leur migration dans le manteau (cf. modèle de Van Orman et al., 2002 et paragraphe précédent). Danyushevsky et al. (2004) ont proposé une autre hypothèse pour les compositions anormales de certaines inclusions en éléments majeurs qui concernerait les inclusions de grande taille (100-200 µm) piégées dans des phénocristaux d'olivine riches en Mg. Des processus de "dissolution-réaction-mélange" liés à des taux de cristallisation élevés pourraient avoir lieu sur les bordures du système au contact avec les roches encaissantes. Selon ces auteurs, un taux de refroidissement élevé dans ces zones de réaction pourrait faciliter la croissance rapide d'olivines forstéritiques et le piégeage de grandes inclusions présentant des compositions anormales du fait de l'échantillonnage de zones de réaction. Néanmoins, dans le cas de phénocristaux présentant une morphologie automorphe, forme typique d'une croissance cristalline lente gouvernée par un processus d'attachement à l'interface, les inclusions ne peuvent résulter d'un taux de refroidissement rapide. Par conséquent, ce modèle d'échantillonnage de zones de réaction par les inclusions ne peut pas être évoqué dans le cas d'olivines automorphes.

Le deuxième type d'artéfacts correspond à une rééquilibration post-piégeage. Des modélisations numériques de rééquilibration en éléments traces des compositions des inclusions magmatiques (Cottrell et al., 2002) ont montré que, dans le cas où le cristal hôte est le plagioclase, les éléments avec une valeur élevée de coefficient de partage minéral/liquide diffusent rapidement pour se rééquilibrer avec le cristal hôte. Dans l'olivine, les terres rares lourdes (HREE) se rééquilibrent de façon plus importante que les terres rares légères (LREE), alors que dans le plagioclase, c'est l'inverse, avec une réduction marquée de la variabilité en Eu (Figure 38). Il résulte des observations des données naturelles d'inclusions (Nielsen et al., 1995 ; Shimizu, 1998 ; Sours-Page et al., 1999 ; Slater et al., 2001) que, contrairement au cas du plagioclase, les inclusions magmatiques piégées dans des olivines montrent très peu

d'évidence de rééquilibration, notamment pour les éléments les plus incompatibles (Figure 38 ; Cottrell et al., 2002).

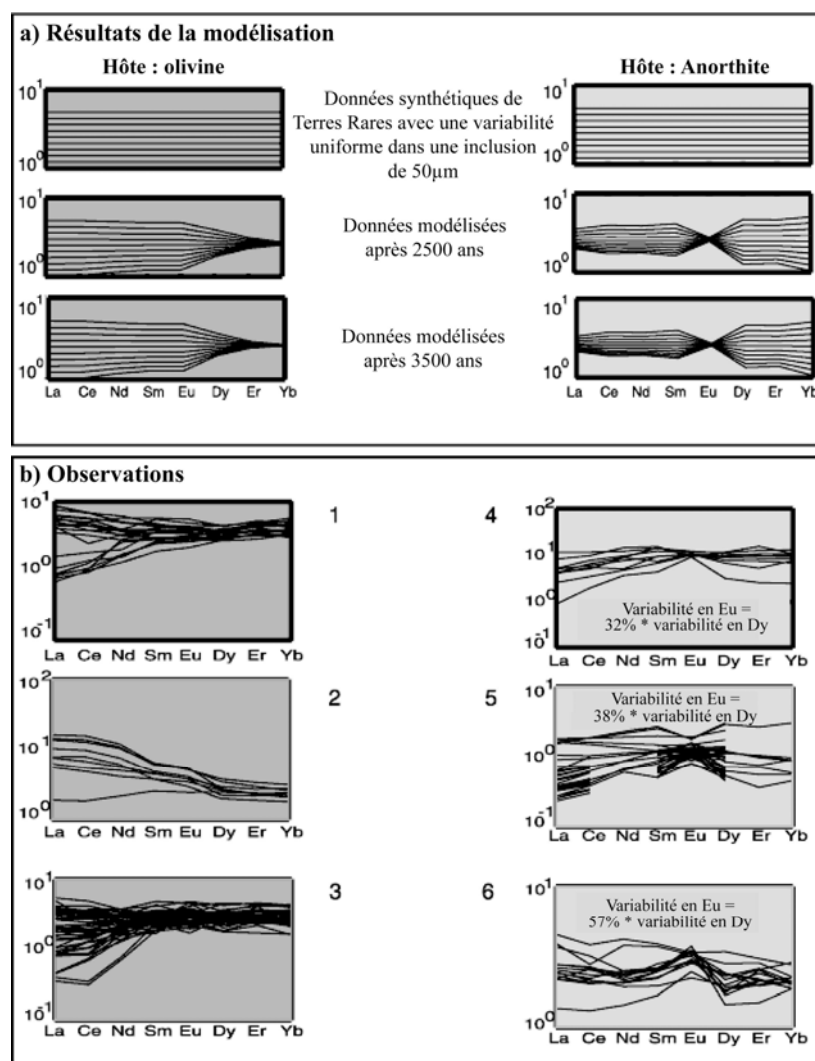


Figure 38. Effet de la rééquilibration des inclusions magmatiques selon la phase hôte (olivine ou plagioclase). a) Résultats de la modélisation (Cottrell et al., 2002). Les graphes supérieurs montrent les compositions en terres rares d'une série hypothétique d'inclusions dans des cristaux d'olivine (à gauche) et de plagioclase (à droite). Le calcul débute avec une série d'inclusions présentant des concentrations variables ; chaque élément est donc caractérisé par son écart-type (présenté en ordonnée dans les graphes) et dans le cas présenté ici, la variabilité initiale est identique pour tous les éléments. Au cours de la rééquilibration des inclusions avec le cristal hôte, l'écart-type est progressivement modifié et ceci de manière différente selon les éléments. Les diagrammes après 2500 et 3500 ans sont présentés. Les inclusions évoluent très différemment selon qu'elles sont piégées dans le plagioclase ou l'olivine. Dans l'olivine, les HREE se rééquilibrent plus que les LREE. Dans le plagioclase, les LREE se rééquilibrent plus que les HREE, avec une diminution marquée de la variabilité de l'Eu. b) Six séries de données publiées d'inclusions magmatiques dans des phénocristaux d'olivine ou de plagioclase. Alors que les données des inclusions dans l'olivine ne ressemblent pas aux résultats de la modélisation, il est très vraisemblable que les inclusions dans le plagioclase aient été au moins partiellement rééquilibrées. Figure modifiée de Cottrell et al. (2002).

Concernant le problème des inclusions dans le plagioclase, Michael et al. (2002) ont montré qu'il existe une corrélation entre l'abondance relative des éléments dans les liquides des inclusions par rapport à la lave hôte et le produit Z^2r_i (avec Z = rayon atomique et r_i = rayon ionique ; Figure 39). Comme ce produit est fortement corrélé avec le taux de diffusion dans les liquides silicatés (Hofmann, 1980), Michael et al. (2002) ont suggéré que les compositions appauvries en HFSE de certaines inclusions dans des plagioclases pouvaient être contrôlées par des processus de diffusion. Ils proposent deux explications aux compositions appauvries essentiellement en HFSE des inclusions : (1) une dissolution du cristal dans le liquide ou (2) le piégeage dans un plagioclase d'un liquide de composition ultra-appauvrie dans tous les éléments incompatibles (identique à ceux parfois observés dans les olivines ; Sobolev et Shimizu, 1993), suivi d'une rééquilibration par diffusion à travers le cristal hôte avec un liquide extérieur moins appauvri.

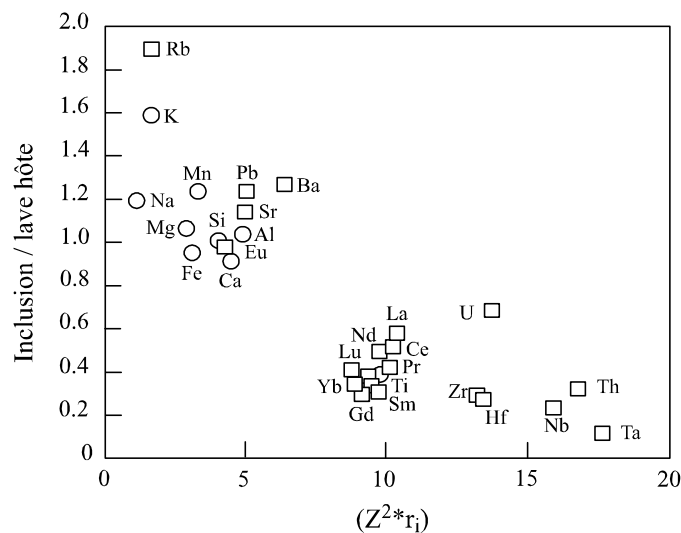


Figure 39. Concentration relative des différents éléments dans des inclusions magmatiques piégées dans les plagioclases d'un MORB (Plume5 D53-1) de la ride médio-Atlantique Sud (33°55'S), en fonction de Z^2r_i (avec Z la charge ionique et r_i le rayon ionique). La quantité Z^2r_i est directement reliée à la vitesse de diffusion dans les liquides silicatés (Hofmann, 1980). Figure modifiée de Michael et al. (2002).

II.2.2.3. Bilan sur la variabilité de compositions des inclusions magmatiques

Une question majeure posée par les inclusions magmatiques piégées dans les MORB est celle de la préservation d'une grande diversité chimique, notamment en éléments traces, des liquides silicatés à l'échelle d'un unique échantillon et parfois même d'un seul

phénocrystal (olivine ou plagioclase). Ceci indique une importante variabilité à très petite échelle spatiale, c'est-à-dire sur le lieu de cristallisation des phénocristaux hôtes. Il est donc plus vraisemblable, pour préserver des variations compositionnelles liées aux processus de fusion, d'imaginer que les liquides migrent dans le manteau par des fractures ou chenaux avec des interactions chimiques très limitées.

En conclusion, les inclusions magmatiques dans les phénocristaux primitifs des MORB semblent échantillonner des liquides issus de la fusion du manteau avant que ceux-ci ne soient agrégés à des profondeurs plus superficielles. Leurs compositions en éléments traces sont en accord avec celles de liquides produits par un processus de fusion continue (i.e., avec un seuil de porosité de quelques pds%) pour de faibles taux de fusion du manteau péridotitique. Néanmoins, le processus de diffusion entre les liquides et le solide lors de la migration dans le manteau appauvri peut fractionner considérablement les teneurs des terres rares. D'autre part, les compositions des inclusions primitives, notamment dans le plagioclase, ont pu être modifiées par des processus de rééquilibration chimique après le piégeage du liquide dans les minéraux. Il est donc nécessaire de prendre ces différents processus de diffusion en considération avant d'interpréter les données d'inclusions magmatiques primitives en termes de processus de fusion ou de composition de source.

II.3. Etude des inclusions magmatiques dans un basalte de la ride médio-Atlantique Nord (ARP73-10-03)

La première étude réalisée pendant cette thèse concerne les inclusions magmatiques piégées dans les olivines magnésiennes d'un échantillon de MORB de la ride médio-Atlantique Nord. L'objectif de cette étude est de contraindre l'origine de la variabilité en éléments majeurs et traces enregistrée dans un basalte de ride et donc de voir si les hétérogénéités observées à une très petite échelle, celle d'un échantillon, dérivent d'une hétérogénéité de source ou du processus de fusion partielle d'une source homogène et de la migration des liquides.

II.3.1. Contexte géologique de la zone FAMOUS

La zone FAMOUS est située sur la vallée axiale de la ride médio-Atlantique à 36°50'N (Figure 40). La ride médio-Atlantique est une ride lente, avec un taux d'ouverture de 2 cm/an. Cette région de 15 km² a fait l'objet d'un échantillonnage intense par dragage et submersible sur le plancher intérieur et les murs adjacents de la vallée lors du projet *French American Mid-Ocean Undersea Study* (1977). L'échantillon retenu ARP73-10-03 provient du flanc Est du volcan Mont Venus dans la zone de rift central (36°50.0'N, 33°15.0'W). La bathymétrie de cet échantillon était environ de 2500-2600 m.

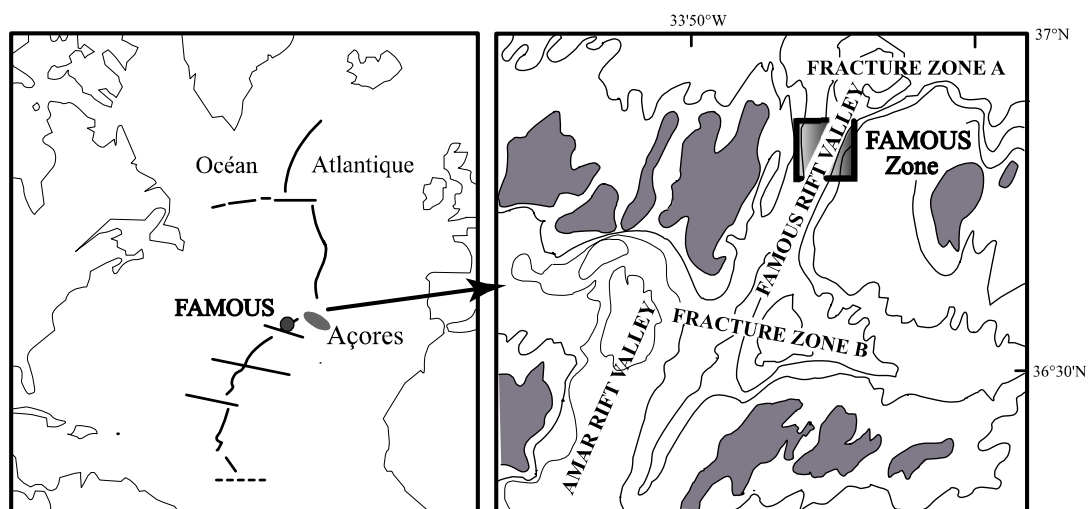


Figure 40. Localisation de la zone FAMOUS. Figure modifiée de Frey et al. (1993).

Les études antérieures sur la zone FAMOUS ont montré la variabilité en éléments majeurs et traces des laves (Langmuir et al., 1977 ; White et Bryan, 1977 ; Bender et al., 1978 ; Bryan, 1979 ; Le Roex et al., 1981 ; Frey et al., 1993). Ce sont des tholéiites à olivine ou à quartz normatifs qui ont été subdivisées en plusieurs groupes tels que les basaltes à olivine, les basaltes à phénocristaux de plagioclase ou de plagioclase + pyroxène et les basaltes picritiques. Les études pétrologiques ont montré que l'olivine est la phase au liquidus pour des pressions comprises entre 1 atm et 1.5 GPa ; elle est remplacée par le clinopyroxène aux pressions supérieures (Bender et al., 1978). Le fractionnement de plusieurs phases (clinopyroxène à des pressions > 1.5 GPa, puis olivine et plagioclase) peut expliquer en grande partie la variabilité en éléments majeurs des verres basaltiques (Frey et al., 1993). Néanmoins, la variabilité en TiO₂ et Na₂O nécessitent la présence de magmas primaires différents (Bender et al., 1978 ; Le Roex et al., 1981). Selon Le Roex et al. (1981), les

différents magmas parentaux dériveraient de différents degrés et de différentes pressions de fusion du manteau à l'aplomb de la ride.

La région de FAMOUS se situe dans une zone de transition géochimique dans laquelle les concentrations en terres rares dans les basaltes sont intermédiaires entre des tholéiites de ride de type N-MORB (MORB "normaux" avec des rapports La/Sm normalisés aux chondrites ~ 0.6) et des tholéiites enrichies que l'on trouve à proximité des îles des Açores ($(\text{La/Sm})_N \sim 2-3$; Schilling, 1975). Ce caractère transitionnel est visible également dans les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.70287-0.70347$ (Dupré et al., 1981). Néanmoins, le mélange entre le manteau appauvri à l'aplomb de la zone et le matériel enrichi du panache des Açores (White et Schilling, 1978 ; Dupré et Allègre, 1980) n'a pas été clairement mis en évidence au niveau de la zone FAMOUS (White et Bryan, 1977 ; Dupré et al., 1981).

Les variations de compositions en éléments traces dans les verres basaltiques de la zone FAMOUS ont été interprétées par Langmuir et al. (1977) comme le résultat d'un processus complexe de fusion "dynamique" d'une source homogène (Figure 41). Lors de ce processus, des liquides produits à différents degrés de fusion et différentes pressions lors d'un processus de fusion continue se mélangent et sont caractérisés par des enrichissements très variables en éléments les plus incompatibles. Ce modèle permettrait également d'expliquer deux particularités chimiques des verres de la zone FAMOUS : le croisement des spectres de terres rares et le découplage des compositions en éléments majeurs et traces (Langmuir et al., 1977).

L'homogénéité de la source est également suggérée par les données isotopiques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (White et Bryan, 1977 ; Condomines et al., 1981). En revanche, il semble exister une hétérogénéité du manteau sous la zone FAMOUS concernant le système Re-Os, puisqu'une gamme de valeurs du rapport $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ de deux basaltes a été reportée (Roy-Barman et al., 1998). Cette variation dans les compositions $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ ne peut cependant pas être sans conteste rattachée à une hétérogénéité de source, mais peut résulter d'un fractionnement exceptionnel du rapport chimique Re/Os entre les phases constitutives des MORB (Gannoun et al., 2004).

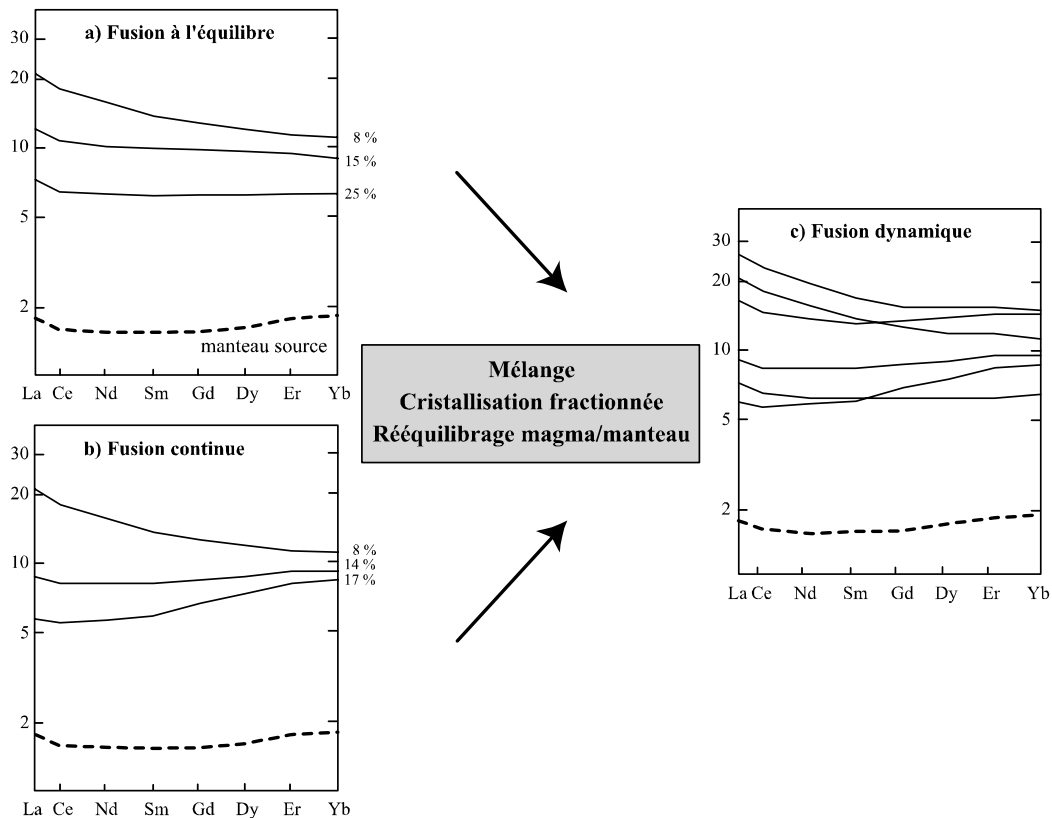


Figure 41. Modèle de fusion proposé par Langmuir et al. (1977) pour reproduire les spectres de terres rares (non normalisés) des basaltes de la zone FAMOUS. a) Modèle de fusion à l'équilibre : spectres de terres rares des liquides dérivés de 8, 15 et 25% de fusion d'un manteau appauvri. b) Modèle de fusion continue dans lequel l'extraction des liquides est continue avec une proportion de 5 % de liquide en permanence retenue dans le résidu. c) Modèle de fusion dynamique. Ce modèle de fusion est une combinaison de plusieurs événements : mélange de liquides issus de taux de fusion variables au cours de processus de fusion à l'équilibre et/ou continue, rééquilibrage des liquides produits avec le manteau lors de leur transport et cristallisation fractionnée. Ce modèle permet de reproduire les caractéristiques de laves de la zone FAMOUS, en particulier le croisement des spectres de terres rares, la variation du rapport La/Yb et l'absence de corrélation entre les terres rares légères et lourdes. Figure modifiée de Langmuir et al. (1977).

Deux études ont été menées sur les inclusions magmatiques piégées dans des olivines Fo₈₈₋₉₁ (Shimizu, 1998) ou des spinelles chromifères (Kamenetsky, 1996) de basaltes picritiques de la zone FAMOUS. Les inclusions piégées dans les spinelles de l'échantillon ARP73-10-03 (même échantillon que notre étude) permettent un accès aux magmas primitifs à l'origine des basaltes émis en surface. Les spinelles sont présents sous la forme de cristaux dans le verre matriciel et en inclusions dans les phénocristaux d'olivine. Les inclusions magmatiques présentent une grande variabilité des compositions en éléments traces, et plus précisément en éléments les plus incompatibles, qui recouvre le champ des MORB (Kamenetsky, 1996 ; Figure 42). Un processus de fusion continue d'une source issue d'un mélange dans des proportions variables entre le manteau source des MORB et le manteau non

différencié, suivi d'un mélange des liquides produits à différentes profondeurs et différents degrés de fusion, semble reproduire les spectres des compositions en traces des inclusions magmatiques (Kamenetsky, 1996).

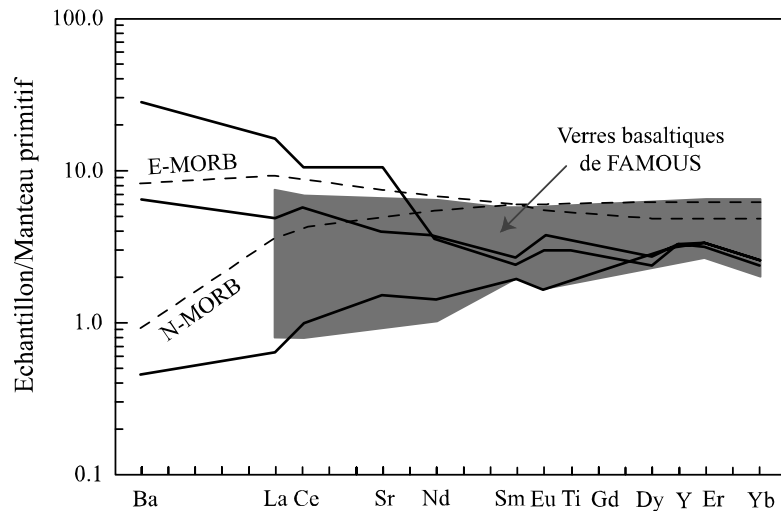


Figure 42. Compositions en éléments traces normalisées au manteau primitif des inclusions piégées dans des spinelles du basalte ARP73-10-03 de la zone FAMOUS (traits pleins ; Kamenetsky, 1996). Les deux spectres les plus enrichis proviennent de deux inclusions situées dans un même cristal de spinelle. Les compositions des verres basaltiques de la zone FAMOUS sont reportées pour comparaison (champ grisé), ainsi que les spectres caractéristiques de N- et E-MORB (traits pointillés). Les inclusions magmatiques d'un unique échantillon couvrent une gamme de compositions en éléments très incompatibles plus large que celle des verres de toute la zone. Figure modifiée de Kamenetsky (1996).

L'étude des inclusions piégées dans les phénocristaux d'olivine d'un autre échantillon picritique (ALV519-4-1) a montré également la grande diversité chimique des liquides sur le lieu de cristallisation de l'olivine (Shimizu, 1998). L'auteur a interprété cette variabilité comme le résultat de l'interaction chimique entre les liquides silicatés et le manteau lors de la migration vers la surface (Figure 43 ; Kelemen et al., 1997 ; Shimizu, 1998).

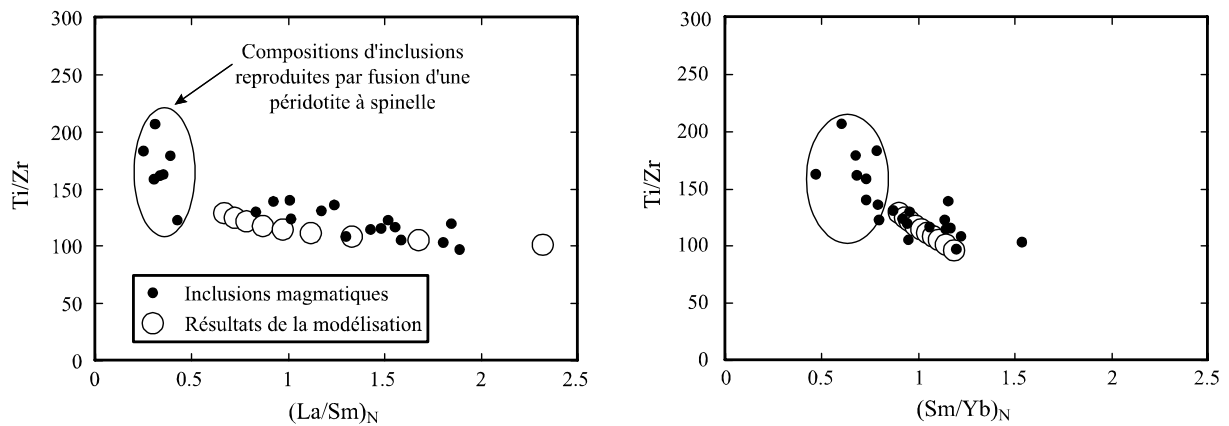


Figure 43. Interaction liquide/manteau entre un magma primaire et une péridotite (Kelemen et al., 1997). Ce modèle permet d'expliquer l'enrichissement en terres rares légères dans des inclusions magmatiques piégées dans les olivines d'un MORB de la zone FAMOUS (Shimizu, 1997). Dans ce modèle, un processus d'AFC est réalisé entre le liquide initial de MORB et un réactant solide de type harzburgite (ayant la composition minéralogique suivante : 63% olivine, 23% orthopyroxène, 9% clinopyroxène et 5% spinelle) produit par 15% de fusion fractionnée du manteau source des MORB. Le rapport de masses solide réactant/solide produit, M_a/M_c , est fixé à 0.97. Les proportions des phases solides sont maintenues constantes. Les résultats sont reportés pour des valeurs de F (fraction massique de liquide initial) variant entre 1 et 0.1. Les compositions d'inclusions encadrées sont bien reproduites par un processus de fusion partielle d'une lherzolite à spinelle, et le modèle d'interaction liquide/encaissant explique le reste de la variation chimique dans les inclusions. Figure modifiée de Kelemen et al. (1997).

II.3.2. L'échantillon ARP73-10-03

L'échantillon ARP73-10-03 est un basalte picritique contenant plus de 20% de phénocristaux d'olivine (1-5 mm; $Fo_{87.2-91.3}$; Figure 44). Il contient également de rares xénocristaux millimétriques de clinopyroxène et de plagioclase (Figure 45) présentant des formes arrondies, de nombreux spinelles en inclusions dans les olivines ou disséminés dans la matrice (Kamenetsky, 1996), et une matrice hyalocristalline essentiellement composée de microlites de plagioclase (An_{75-80}) et d'olivine ($\sim Fo_{86}$). La forte teneur en MgO de cet échantillon (MgO = 24 wt %) résulte de l'accumulation mécanique d'olivine (Le Roex et al., 1981), ce qui est confirmé par les compositions isotopiques d'Os des phases constitutives de la roche (Gannoun et al., 2004).

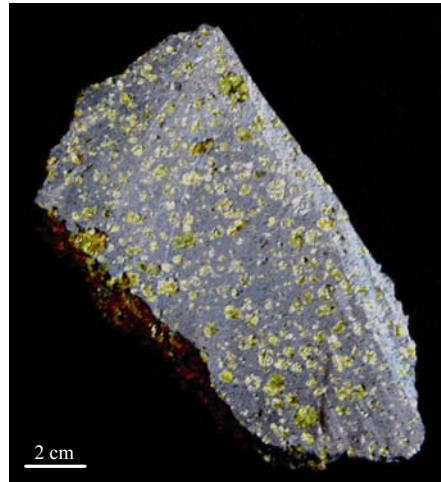


Figure 44. Echantillon ARP73-10-03 provenant de la zone FAMOUS (ride médio-Atlantique Nord). Ce basalte picritique contient plus de 20% de phénocristaux d'olivine de taille millimétrique à plurimillimétrique.

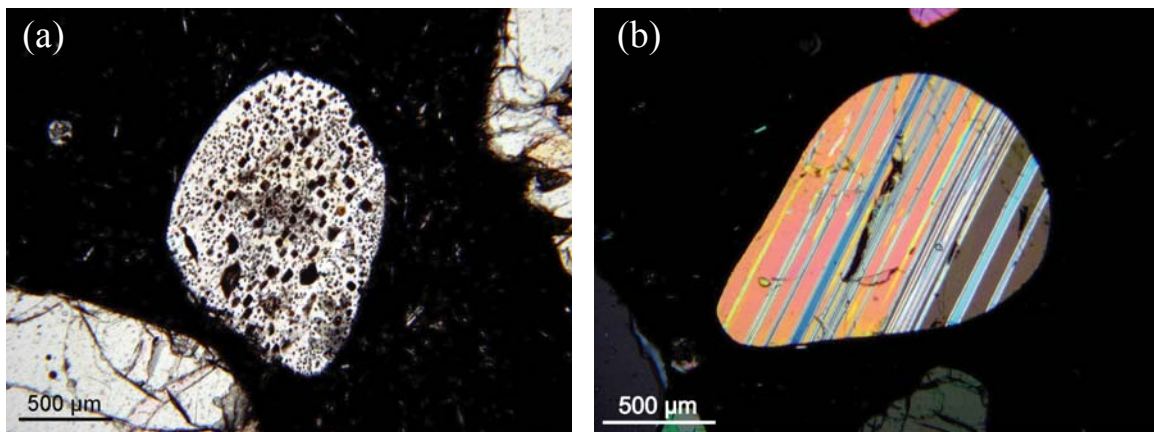


Figure 45. Xénocristaux millimétriques de clinopyroxène (a) et de plagioclase (b) dans l'échantillon ARP73-10-03. Ces xénocristaux contiennent fréquemment des inclusions magmatiques cristallisées.

Les phénocristaux d'olivine ne présentent pas de zonation et ont une forme automorphe. Ils renferment des inclusions magmatiques dont la taille varie entre 20 et 300 µm. Les valeurs faibles du coefficient de partage $K_{D_{Ol-Liq}}^{Mg-Fe}$ ($0.20-0.31$ avec

$$K_{D_{Ol-Liq}}^{Mg-Fe} = \frac{X_{Liq}^{Mg} / X_{Ol}^{Mg}}{X_{Liq}^{Fe^{2+}} / X_{Ol}^{Fe^{2+}}} \quad (0.20-0.31 \text{ avec}$$

une moyenne de 0.22) montrent que les phénocristaux ne sont pas à l'équilibre avec les inclusions qu'ils renferment. En effet, d'après le modèle de Toplis (2005), les valeurs d'équilibre de $K_{D_{Ol-Liq}}^{Fe-Mg}$ entre les phénocristaux d'olivine et les liquides inclus doivent être comprises entre 0.28 et 0.32 pour les gammes de température 1100-1300°C et de pression 1-0.1 GPa. Ce déséquilibre entre les liquides inclus et leurs olivines hôtes témoigne de la

surcroissance d'olivine sur les parois des inclusions lors du refroidissement. D'autre part, les phénocristaux ne sont pas non plus en équilibre avec le verre matriciel : la gamme de variations $K_{DOL-Liq}^{Fe-Mg}$ est de 0.20-0.32 avec une moyenne de 0.26. Cette observation suggère une ascension très rapide du magma qui a remonté ces phénocristaux, puisque ceux-ci ne se sont pas rééquilibrés avec le magma environnant. L'hypothèse d'une remontée rapide des phénocristaux d'olivine est en accord avec le caractère non cristallisé des inclusions magmatiques qu'ils renferment.

Plusieurs générations de cristaux d'olivine caractérisées par des morphologies et des compositions distinctes ont pu être mises en évidence dans l'échantillon ARP73-10-03 (Faure et al., 2003) : (1) les phénocristaux millimétriques automorphes (voir ci-dessus), (2) des microcristaux automorphes ou squelettiques d'une taille de 20-60 μm et (3) des microcristaux d'une taille inférieure (5-30 μm) présentant une morphologie en "queue d'hirondelle". Les cristaux squelettiques témoignent d'un refroidissement rapide et ont fréquemment piégé du verre lors de leur croissance rapide, comme en témoigne la présence d'inclusions magmatiques (Figure 46). Il a été toutefois montré (Faure et Schiano, 2005) que les inclusions magmatiques formées lors d'une croissance rapide (morphologie squelettique ou dendritique) contrôlée par la diffusion échantillonnent la couche limite compositionnelle et ne peuvent donc être reliées directement au liquide parental du cristal hôte. En revanche, les inclusions piégées dans les olivines automorphes dont la croissance lente est gouvernée par les mécanismes d'attachement à l'interface ont une composition représentative du liquide parental (cf. section I.1.2). Par conséquent, ce sont les inclusions piégées dans les phénocristaux automorphes qui ont été retenues pour cette étude.

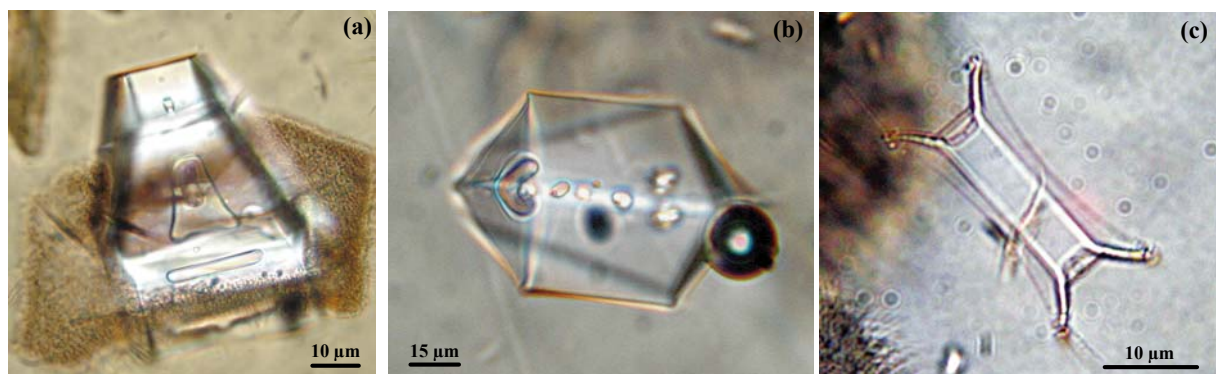


Figure 46. Microphotographies en lumière naturelle des morphologies des microcristaux d'olivine dans le MORB ARP73-10-03. (a) et (b) : Cristal dendritique creux dans lequel les cavités sont remplies par du verre et forment donc des inclusions magmatiques. (c) Morphologie en "bébé queue d'hirondelle" avec des excroissances dendritiques.

II.3.3. Description des inclusions magmatiques piégées dans les cristaux automorphes d'olivine

Les inclusions magmatiques piégées dans les cristaux automorphes d'olivine sont de nature primaire, c'est-à-dire que le liquide a été piégé lors de la croissance du minéral hôte. En effet, celles-ci ne définissent pas d'alignement selon des plans dans le cristal. Leur taille varie entre 20 et 300 μm et elles ne contiennent que très rarement une bulle de rétraction thermique (Figure 47), ce qui, à nouveau, est en accord avec l'hypothèse de refroidissement brutal lié à une remontée rapide du magma vers la surface.

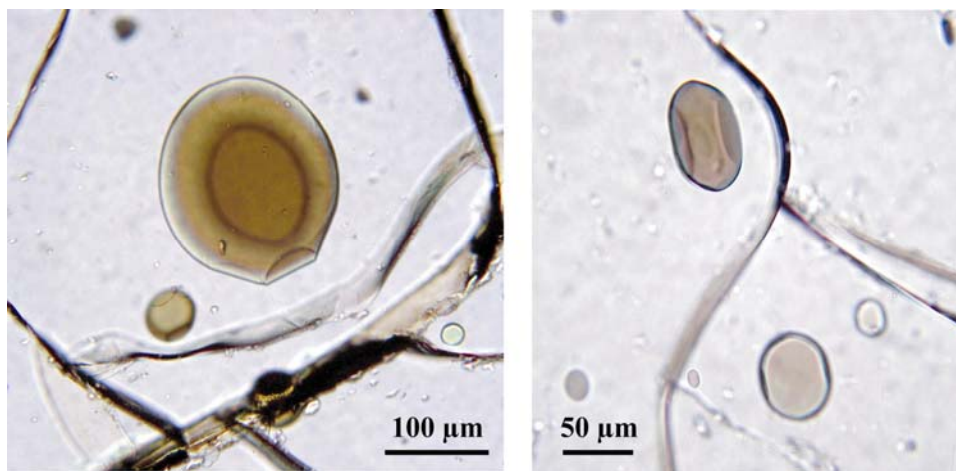


Figure 47. Inclusions magmatiques primaires vitreuses piégées dans des phénocristaux d'olivine de l'échantillon ARP73-10-03.

La formation de certaines inclusions semble avoir été favorisée par la présence de cristaux de spinelle lors de la croissance de l'olivine hôte ; en effet, le liquide englobe le spinelle préexistant qui a certainement aidé à la création d'une cavité dans l'olivine (Figure 48). Le contenu des inclusions est vitreux, très rarement dévitrifié, ce qui rend non nécessaire l'homogénéisation des inclusions. Nous verrons néanmoins que le liquide inclus a été modifié après son piégeage, au cours du refroidissement, par la surcroissance d'olivine sur la paroi de l'inclusion (cf. section II.3.5.2). Les effets de la cristallisation post-piégeage d'olivine peuvent être renversés par le calcul et la composition initiale des inclusions peut alors être retrouvée (cf. section I.1.5).

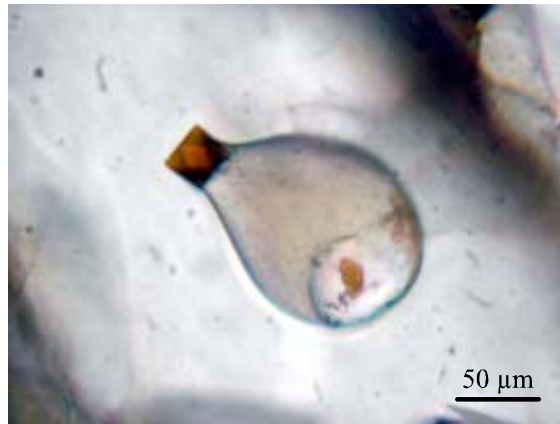


Figure 48. Photographie en lumière naturelle d'une inclusion magmatique vitreuse dans laquelle est piégé un cristal de spinelle qui était déjà présent au moment du piégeage du liquide dans l'olivine.

Les inclusions magmatiques montrent fréquemment une forme en cristal négatif de l'olivine composée de facettes jointes par des arêtes et des sommets arrondis (Figure 49). Cette morphologie témoigne d'un mûrissement textural, c'est-à-dire d'une évolution morphologique visant à minimiser la somme des énergies interfaciales de l'inclusion. Le changement de forme de l'inclusion se fait à volume constant par un processus de dissolution-précipitation (cf. section I.1.4).

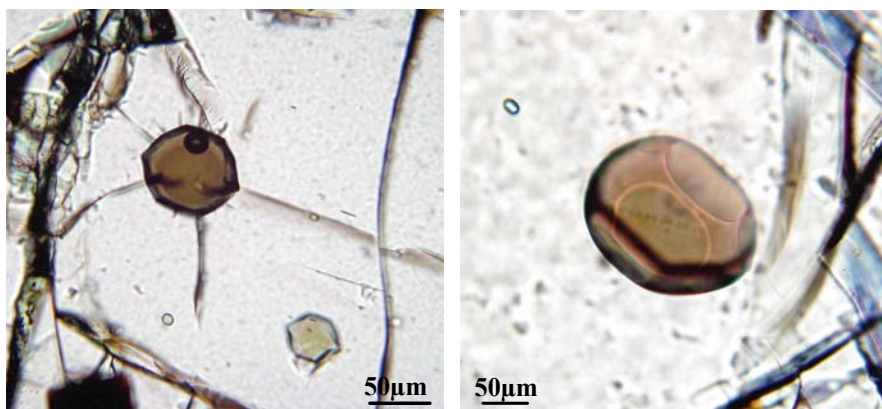


Figure 49. Photographies en lumière naturelle d'inclusions magmatiques primaires dans des olivines de l'échantillon ARP73-10-03. La forme en cristal négatif est marquée par la présence de facettes reliées par des sommets arrondis ; ceci témoigne d'un mûrissement textural qui conduit l'inclusion à mimer l'habitus cristallin du minéral hôte.

II.3.4. Techniques d'étude

II.3.4.1. Techniques analytiques

Les compositions en éléments majeurs et en éléments en traces des inclusions magmatiques (cf. Annexe 1 pour les compositions brutes et Tableau 1 de la section II.3.5.2 pour les compositions corrigées de la surcroissance d'olivine) ont été analysées à la microsonde électronique Cameca SX100 (Laboratoire Magmas et Volcans) et à la sonde ionique Cameca IMS 4f (Université de Pavie, Italie) respectivement, selon les routines décrites en sections I.2.3 et I.2.4.

II.3.4.2. Les modèles de fusion partielle par décompression

La remontée du manteau au niveau des rides médio-océaniques, en l'absence d'un flux de fluides ou de liquide silicaté, est généralement assimilée à un processus adiabatique. Le processus peut également être considéré comme réversible dans la mesure où la remontée est lente par rapport au transfert de masse et de température dans la péridotite en ascension. Dans ces conditions (adiabatiques et réversibles), les processus qui se déroulent à l'aplomb d'une ride peuvent être considérés comme isentropiques (McKenzie, 1984 ; Asimow et al., 1997). La pression (P), l'entropie (S) et la composition chimique sont alors des variables indépendantes dans la portion de manteau en ascension et l'équilibre thermodynamique est réalisé pour une enthalpie (H) minimale. En outre, dès lors que l'on considère la migration de liquide silicaté ou la déformation visqueuse qui se produit dans le solide, l'approximation d'un processus localement adiabatique ou isentropique n'est plus possible et on ne peut alors apporter de contraintes thermodynamiques simples au cas général. Tout de même, certains cas limites de ce processus, tels que la fusion à l'équilibre et la fusion fractionnée (dans lesquelles chaque incrément de production de liquide pendant l'ascension peut être considéré comme adiabatique et réversible) peuvent être modélisés relativement aisément. La difficulté de la compréhension de ces processus réside dans le fait que les processus adiabatiques ne peuvent être simulés par des expériences : alors qu'il est relativement aisé de réaliser des expériences à P ou T connue, il n'existe pas de moyen direct pour produire une expérience à S ou H connue à haute pression.

Dans le but d'identifier le(s) processus à l'origine des variations de compositions des inclusions magmatiques de l'échantillon ARP73-10-03, deux modèles pétrogénétiques ont été

utilisés. L'un, le modèle de production de magma au niveau des rides médio-océaniques de Langmuir et al. (1992 ; voir également Klein et Langmuir, 1987) repose sur des paramètres empiriques. Le second, l'algorithme pHMELTS, est la dernière version du modèle thermodynamique MELTS pour les minéraux et les liquides silicatés. Il calcule les équilibres de phases en fonction de variables intensives et de la composition globale du système (Ghiorso et Sack, 1995 ; Hirschmann et al., 1998 ; Hirschmann et al., 1999 ; Asimow et al., 2001 ; Ghiorso et al., 2002 ; Asimow et al., 2004 ; Smith et Asimow, 2005). Dans les paragraphes suivants sont détaillées les principales caractéristiques de ces modèles, leurs limites et l'utilisation qui en a été faite dans cette étude.

II.3.4.3. Le modèle de ride médio-océanique de Langmuir et al. (1992)

- Le modèle de départ

La chaleur nécessaire à la fusion sous une ride médio-océanique est fournie par le manteau en ascension. Lors du trajet adiabatique, une partie de la chaleur est consommée dans la réaction de fusion, ce qui explique que la pente dT/dP augmente lorsque le manteau franchit le solidus (Figure 50). Ainsi, plus l'ascension que subit la portion de manteau est importante, plus la production de liquide est grande.

La géométrie en deux dimensions de la zone de fusion avec une forme triangulaire, une base linéaire et une température uniforme latéralement, telle que celle présentée en Figure 50a, est généralement admise (McKenzie et Bickle, 1988) et résulte de la remontée passive du manteau en réponse à l'écartement des plaques lithosphériques. Les côtés du triangle de fusion correspondent au solidus du manteau ; pour les deux côtés latéraux, on sort du contexte adiabatique car il existe une diminution de température liée à l'effet du refroidissement conductif (Figure 50a). Dans le modèle incrémental de Langmuir et al. (1992), la zone de fusion est découpée en carrés correspondant à des unités de manteau équivalentes à un incrément d'écartement des plaques. Ainsi, pendant un incrément de déplacement des plaques lithosphériques, chaque carré se déplace verticalement s'il est à l'intérieur de la zone de fusion et horizontalement s'il est à l'extérieur ; il produit alors un incrément de fusion pour chaque unité de la zone de fusion.

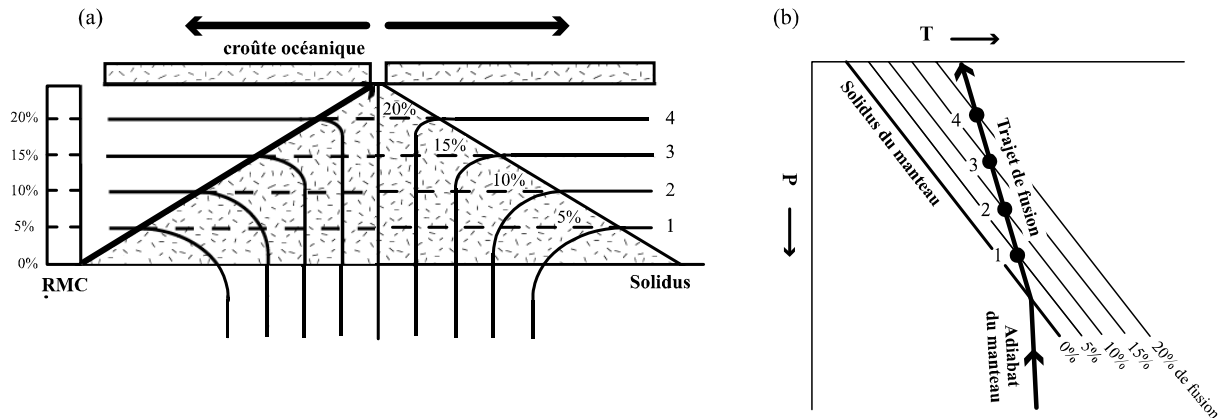


Figure 50. (a) Schéma de la zone de fusion sous une ride médio-océanique dans un modèle simple de remontée adiabatique du manteau. Les courbes noires représentent les lignes de flux du manteau. La zone triangulaire en pointillés correspond à l'espace de fusion : le degré de fusion augmente progressivement au cours de l'ascension ; les isoplèthes en tiretés correspondent aux lignes d'égal degré de fusion (5, 10, 15 et 20%) et représentent également la proportion de liquide extrait de la colonne de manteau résiduel (RMC). (b) Trajet P-T schématisé lors de la fusion par décompression d'un manteau subissant une ascension adiabatique. La fusion se produit lorsque le manteau recoupe le solidus. Les points 1 à 4 représentent les valeurs maximales de taux de fusion atteintes par les différentes lignes de flux mantellique de la figure (a). Figure modifiée de Langmuir et al. (1992).

Dans le cas limite de la fusion à l'équilibre, le liquide reste en contact avec le manteau jusqu'au sommet de chaque colonne avant d'être extrait. L'extraction des liquides se fait donc au sommet de chaque colonne de la zone de fusion, puis ils sont agrégés pour former la croûte océanique. Ainsi, la quantité de liquide silicaté produit dans la zone de fusion est directement contrôlée par la quantité de décompression que chaque unité de manteau subit. Il en résulte une relation proportionnelle entre la température du manteau et la quantité de magma générée et donc l'épaisseur de la croûte océanique produite par ce processus (Figure 34).

La composition moyenne de la croûte océanique produite correspond à la composition moyenne des liquides collectés à travers la zone de fusion. Les auteurs ont défini la colonne de manteau résiduel (ou RMC pour residual mantle column) comme la colonne de manteau qui émerge en dehors de la zone de fusion à chaque incrément d'écartement des plaques (Figure 50a). Elle est le produit des processus de fusion et d'extraction se produisant dans la zone de fusion. Les portions profondes de la colonne de manteau résiduel sont produites dans le coin externe de la zone de fusion alors que les portions les plus superficielles proviennent du centre de la zone de fusion. La composition moyenne du liquide produit à l'aplomb de la ride reflète l'agrégation de tous les liquides instantanés extraits pour former la colonne de manteau résiduel. La pression moyenne de fusion (\bar{P}) est la moyenne des pressions à laquelle les liquides individuels ont été extraits, pondérée de la masse de liquide à chaque pression.

L'épaisseur de la croûte océanique correspond à la quantité totale de liquide extrait et est donc calculée en multipliant le taux de fusion moyen (\bar{F} : rapport en masse du flux de liquide sortant sur le flux total de solide entrant dans la zone de fusion) par la hauteur de la colonne, dans le cas où l'extraction est complète.

- Les trois fonctions du modèle

Le modèle empirique de Langmuir et al. (1992) est construit sur la base de trois fonctions : une fonction chimique, une fonction de fusion et une fonction de mélange. Chacune des fonctions a son rôle propre et les trois se combinent et créent le modèle pétrogénétique qui a pour objectif de prédire la quantité et la composition des magmas produits à l'aplomb des rides médio-océaniques. Différentes fonctions de chimie, fusion et mélange proposées par divers auteurs ont été calibrées sur la base des données expérimentales de fusion de lherzolite (Klein et Langmuir, 1987 ; McKenzie et Bickle, 1988 ; Niu et Batiza, 1991 ; Kinzler et Grove, 1992a, 1992b ; Langmuir et al., 1992 ; Kinzler, 1997).

Dans le modèle de Langmuir et al. (1992), la fonction de fusion définit le trajet de fusion (c'est-à-dire le degré de fusion en fonction de la pression) qu'une unité de manteau suit dans la zone de fusion. La quantité de liquide formé par incrément de décompression lors de la remontée adiabatique, en d'autres termes la productivité isentropique de liquide silicaté $-(\partial F / \partial P)$, est un paramètre critique dans cette fonction.

Dans le modèle de fusion polybare incrémentale de Langmuir et al. (1992), la productivité $-(\partial F / \partial P)$ est calculée à partir des pentes du solidus et du trajet adiabatique, $(dT / dP)_{sol}$ et $(dT / dP)_{adb}$ respectivement, de l'enthalpie de fusion H_f , la capacité calorifique du manteau C_p et du rapport dT/dF qui correspond à la variation de température nécessaire pour augmenter de 1 % le degré de fusion (voir ci-dessous) :

$$-(\partial F / \partial P) = \frac{(dT / dP)_{adb} - (dT / dP)_{sol}}{H_f / C_p + dT / dF} \quad (15)$$

La valeur de $(dT / dP)_{adb}$ est fixée à 1°C/kbar. En principe, la pente du solidus devrait changer lorsque l'assemblage du manteau varie avec la pression (lherzolite à plagioclase, spinelle et grenat). Néanmoins, les travaux de McKenzie et Bickle (1988) ont montré à partir de données expérimentales que la pente du solidus ne varie pas clairement dans une gamme de pression de 0 à 40 kbar et que celle-ci est comprise entre 11.5 et 13°C/kbar avec une

ordonnée à l'origine de 1095 à 1155°C. Langmuir et al. (1992) ont alors défini à partir de la régression des données expérimentales utilisées par McKenzie et Bickle (1988) l'équation suivante qui permet d'encadrer le solidus avec une incertitude de 50°C : $T (^{\circ}\text{C}) = 1118 + 12.7 * P$ (kbar).

Les valeurs utilisées par Langmuir et al. (1992) pour les enthalpies de fusion et la capacité calorifique des phases minérales du manteau sont 180 cal/g et 0.3 cal/g/°C respectivement. Concernant le rapport dT/dF , les auteurs ont considéré que la disparition du clinopyroxène dans le résidu se produit autour de 22% de fusion et se traduit par une diminution importante de la productivité et donc une augmentation de dT/dF (en relation avec le changement de la réaction de fusion). Ainsi les valeurs de dT/dF utilisées pour la fusion à l'équilibre sont de 3.5°C/% pour $F < 22\%$ et de 6.8°C/% pour $F > 22\%$. Dans le cas de la fusion fractionnée, les auteurs ont pris les valeurs de 6°C/% pour $F < 22\%$ et de 8°C/% pour $F > 22\%$. Les valeurs de dT/dF ci-dessus correspondent à une pression de 1 atm ; l'effet de la pression est pris en compte en introduisant un facteur de correction égal à $(1-P/88)$, où P est en kbar. Ainsi, suivant le degré de fusion, deux équations sont proposées pour calculer la productivité par décompression dans un processus de fusion à l'équilibre :

$$-(\partial F / \partial P) = -12 / [(H_f / 0.3) + 350(1 - P / 88)] \quad \text{pour } F < 0.22 \quad (16a)$$

$$-(\partial F / \partial P) = -12 / [(H_f / 0.3) + 680(1 - P / 88)] \quad \text{pour } F > 0.22 \quad (16b)$$

Le modèle et les valeurs de paramètres retenues par Langmuir et al. (1992) donnent des valeurs de $-(\partial F / \partial P)$ comprises entre 1 et 2 %/kbar, avec une légère diminution de la productivité isentropique avec la diminution de pression ; la disparition du clinopyroxène s'accompagne d'une légère chute de productivité (Figure 51b). Nous verrons dans la section suivante que les modélisations thermodynamiques utilisant MELTS (Asimow et al., 1997 ; Asimow et al., 2001) prédisent des variations de productivité beaucoup plus importantes que celles prévues par le modèle de Langmuir et al. (1992) : la productivité est plutôt faible au solidus et tend à augmenter lors de la progression du processus de fusion (Figure 51a ; Asimow et al., 1997).

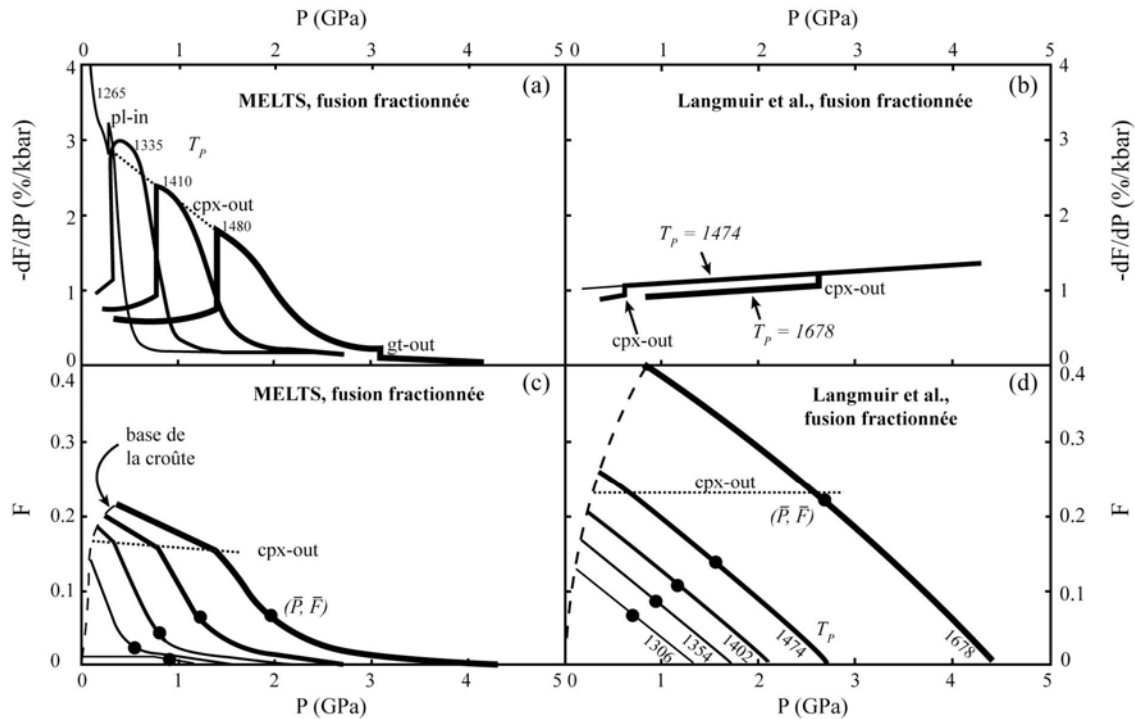


Figure 51. Comparaison de la productivité, $-dF/dP$, et du degré de fusion, F , dans un processus de fusion fractionnée polybare selon les prédictions de l'algorithme MELTS et le modèle de Langmuir et al. (1992). La composition de la source mantellique est celle de Hart et Zindler (1986). Dans chaque diagramme sont représentés cinq trajets pour lesquels l'intersection avec le solidus se produit respectivement à $P_0 = 1.3, 1.7, 2.1, 2.7, \text{ et } 4.4$ GPa ; l'épaisseur de la courbe augmente avec P_0 et T_p . Les diagrammes (a) et (b) représentent la productivité en fonction de la pression et les diagrammes (c) et (d) représentent F en fonction de P . Le lieu où se produit la disparition du clinopyroxène dans le résidu est indiqué en pointillés et la limite imposée par l'épaisseur de la croûte est représentée en tiretés. Les points noirs sur chaque trajet correspondent à la pression moyenne \bar{P} et le degré de fusion moyen \bar{F} dans le cas d'un modèle d'agrégation des liquides associé à un flux passif. Figure modifiée de Asimow et al. (2001).

La fonction de mélange consiste en une schématisation de la forme en 2 dimensions de la zone de fusion. D'autre part, elle fixe les proportions de mélange des incréments individuels de liquide produits en continu dans une gamme de profondeurs et de distances par rapport à l'axe de la ride, pour générer un liquide primaire "agrégé".

La fonction de mélange dépend de paramètres géodynamiques tels que la forme de la zone de fusion et le mode d'extraction des liquides. Les mécanismes d'extraction des liquides ont un rôle très important sur le degré de fusion et la composition chimique des liquides produits. Les termes extrêmes de ces mécanismes sont : (1) la fusion à l'équilibre au cours de laquelle le liquide reste en contact avec la matrice tout au long du processus et (2) la fusion fractionnée au cours de laquelle le liquide est séparé instantanément du solide à chaque incrément de fusion. Le modèle incrémental simple donne accès au degré de fusion moyen \bar{F} , à la pression moyenne de fusion \bar{P} , à l'épaisseur de la croûte océanique h_c et dans le cas

de la fusion à l'équilibre, la composition du liquide en tout point de la zone de fusion. Dans le cas de la fusion fractionnée, les liquides de chaque incrément de fusion sont extraits de chaque unité de manteau et sont mis en commun à l'axe de la ride. Ainsi, des liquides sont extraits à toutes les profondeurs dans la zone de fusion et non seulement au sommet de chaque colonne de fusion comme dans le modèle de fusion à l'équilibre. Il en résulte que la pression moyenne est plus importante (Figure 31).

La composition chimique des liquides agrégés ainsi que les degrés de fusion diffèrent également selon que la fusion est à l'équilibre ou fractionnée. En effet, pour une même température potentielle du manteau, le degré de fusion maximal et le degré moyen sont plus faibles dans le cas de la fusion fractionnée (Figure 31) et par conséquent, l'épaisseur de croûte produite est inférieure. D'autre part, les liquides instantanés sont plus appauvris en éléments incompatibles dans un processus de fusion fractionnée, alors que les liquides après agrégation auront des compositions chimiques comparables pour les deux processus. Le type de fusion a également une influence sur la fonction de mélange car le différentiel dans la vitesse d'ascension entre le liquide et la matrice dépend fortement de la porosité et donc du mode d'extraction. Dès lors, une plus grande porosité générée par un processus de fusion à l'équilibre tend à créer un flux canalisé dans la zone de fusion.

Le modèle standard de Langmuir et al. (1992) est celui d'un processus de fusion à l'équilibre dans une zone de fusion triangulaire avec un flux de remontée mantellique passif, avec une agrégation totale des liquides. La croûte océanique produite a les caractéristiques suivantes : $h_c = 5.5$ km et $\bar{F} = 10\%$. Des modèles plus complexes peuvent être envisagés tels qu'un manteau avec une température potentielle plus faible, une zone de fusion sous une lithosphère épaisse, un flux de remontée mantellique actif ou encore une ségrégation incomplète des liquides. Dans les résultats présentés ici, nous nous intéresserons essentiellement au modèle de fusion dans une zone triangulaire avec un flux de remontée mantellique passif.

Le mode de fusion le plus réaliste est celui de la fusion continue dans lequel le liquide est extrait une fois un seuil de porosité atteint. Les effets géochimiques de ce processus sont intermédiaires entre ceux des fusions à l'équilibre et fractionnée. Ainsi, dans cette étude, les modèles extrêmes de fusion à l'équilibre et fractionnée ont été considérés. D'autre part, les liquides instantanés, plutôt que les liquides agrégés, ont été étudiés car il semble plus vraisemblable que les inclusions piégées dans les phénocristaux d'olivine du MORB ARP73-

10-03 correspondent à des liquides échantillonnés au cours de leur ascension dans la zone de fusion, c'est-à-dire avant leur complète agrégation au sommet du triangle de fusion.

Enfin, la fonction de chimie fixe la composition en éléments majeurs du liquide silicaté en fonction de la pression P , de la température T (ou du degré de fusion F) et de la composition de la source. Les équilibres thermodynamiques solide-liquide, ainsi que la conservation de masse et d'énergie contrôlent de la même manière les fonctions de chimie et de fusion, ce qui les rend dépendantes l'une de l'autre. La fonction de chimie est basée sur les données expérimentales de fusion de lherzolites. Il existe cependant quelques limites pour les faibles degrés de fusion, du fait du manque de données expérimentales.

Certains éléments, tels que Na_2O et K_2O , ont un comportement incompatible pendant le processus de fusion et sont concentrés dans les premiers degrés de fusion. Ils sont donc traités comme des éléments traces, en prenant en compte la dépendance du coefficient de partage de ces éléments avec la température, la pression et la proportion de clinopyroxène dans le résidu. TiO_2 a aussi un comportement principalement incompatible, sauf pour les faibles degrés de fusion où il deviendrait compatible en relation avec des changements importants de la composition du clinopyroxène (Baker et al., 1995). D'autres éléments, comme Al_2O_3 et MgO , présentent des concentrations très variables avec le degré de fusion F , alors que SiO_2 et FeO sont très sensibles à la pression. Les variations en FeO et MgO dans le liquide et notamment le rapport FeO/MgO , sont contrôlées par l'équilibre olivine-liquide (voir ci-dessous). Les teneurs en CaO dans le liquide, ainsi que le rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ augmentent avec le degré de fusion jusqu'à la disparition du clinopyroxène dans le résidu, puis diminuent.

L'approche employée par Langmuir et al. (1992) s'appuie sur le partage des différents éléments majeurs entre le liquide et le solide résiduel. A partir du moment où le partage des éléments majeurs entre le liquide et les différentes phases résiduelles peut être calibré en fonction de la température, de la pression et de la composition du liquide, l'équilibre chimique peut être calculé. Dans ce modèle de fusion, la première contrainte pour caractériser tous les coefficients de partage K_D est que l'olivine soit toujours une phase résiduelle. Ainsi, à toute température, pression, et degré de fusion de la fonction de fusion, le liquide doit être en équilibre avec l'olivine. Dès lors, les teneurs en FeO et MgO dans le liquide, l'olivine et le résidu peuvent être calculées grâce à : (1) deux équations exprimant les coefficients de répartition K_D entre l'olivine et le liquide pour MgO et FeO en fonction de T , P et la composition du liquide, (2) une équation de bilan de masse pour chaque élément du type

$C_0 = F * C_L + (1 - F) * C_S$ où C_0 est la concentration dans le manteau initial, C_L la concentration dans le liquide et C_S la concentration dans le résidu, (3) la relation imposée par la stoechiométrie de l'olivine $MgO_{Ol} + FeO_{Ol} = 66.67$, mol% et (4) une relation entre le rapport Fe/Mg dans l'olivine et dans le résidu, choisie telle que le rapport dans l'olivine est identique à celui dans le résidu solide : $MgO_{Ol}/FeO_{Ol} = MgO_s/FeO_s$. Les dépendances de $K_{D_{Ol-Liq}}^{Fe-Mg}$ avec la température, la pression et la teneur en alcalins du liquide (Roeder et Emslie, 1970 ; Ford et al., 1983 ; Kinzler et Grove, 1992a) ont été en partie considérées dans la paramétrisation du coefficient de partage $K_{D_{Ol-Liq}}^{Fe-Mg}$. Néanmoins, le modèle récent de Toplis (2005) qui considère les effets de pression, température et de composition du liquide et de l'olivine n'a pas été pris en compte dans la paramétrisation de Langmuir et al. (1992).

Enfin, le coefficient de partage du K, élément incompatible vis-à-vis de toutes les phases du manteau péridotitique, a été fixé à 0.005 dans cette étude.

La présence d'eau dans la source joue un rôle important lors de la fusion puisqu'elle augmente la production totale de liquide dans la zone de fusion et donc l'épaisseur de la croûte océanique générée et la pression moyenne de fusion \bar{P} (Asimow et Langmuir, 2003). En revanche, le degré moyen de fusion \bar{F} diminue (Asimow et Langmuir, 2003). Pour l'étude des inclusions magmatiques du MORB ARP73-10-03, aucune indication de la présence d'eau dans la source n'a été signalée dans les études précédentes portant sur les roches totales (Langmuir et al., 1977 ; White et Bryan, 1977 ; Bender et al., 1978 ; Bryan, 1979 ; Frey et al., 1993) et sur les inclusions magmatiques piégées dans des cristaux primitifs des laves (Kamenetsky, 1996 ; Shimizu, 1998). Dans nos calculs avec le modèle de Langmuir et al. (1992), la teneur en H₂O dans la source a été fixée à une valeur de 0.01% qui constitue une valeur moyenne pour le manteau supérieur appauvri dont l'estimation de la gamme de teneur en H₂O donne 70 à 160 ppm (Workman et Hart, 2005). L'effet de l'eau a été évalué de manière plus approfondie dans nos modélisations avec pHMELTS, comme nous le verrons dans la section suivante.

II.3.4.4. Le modèle thermodynamique pHMELTS

L'algorithme MELTS utilise des modèles thermodynamiques des minéraux et des liquides silicatés afin de calculer des équilibres de phases en fonction de variables intensives et de la composition globale du système (Ghiorso et Sack, 1995). Ces calculs reposent sur le

principe de la minimisation des énergies potentielles. Cette approche permet d'interpoler et/ou d'extrapoler des équilibres de phases dans des conditions ou des gammes de compositions de péridotites non explorées expérimentalement. MELTS permet de plus de s'intéresser aux processus adiabatiques (isentropiques), comme dans le modèle empirique de Langmuir et al. (1992) présenté dans la section précédente, afin de caractériser la quantité de liquide produit ainsi que l'évolution chimique de la péridotite et des liquides au cours de l'ascension du manteau (Asimow et al., 1995 ; Asimow et al., 1997).

▪ Principes de fonctionnement de MELTS

Les modèles thermodynamiques utilisés dans MELTS ont pour rôle de caractériser pour chaque phase (solide ou liquide) lors d'un processus de fusion la relation entre la composition de la phase et les grandeurs thermodynamiques (G , H , S , V , etc.) en fonction de la pression et de la température. Les calculs sont réalisés de la manière suivante : tout d'abord, une estimation de la nature et de la composition des phases stables est réalisée ; puis le paramètre thermodynamique qui nous intéresse (par exemple, G) est minimisé par itérations en faisant varier la composition et en fixant les autres variables (telles que T et P dans le cas de la minimisation de G) ; enfin, la métastabilité des phases ainsi calculées par rapport aux lacunes de miscibilité ou aux phases qui n'ont pas été incluses dans l'assemblage initial est testée. Ces trois étapes correspondant à trois algorithmes (Ghiorso, 1985, 1994) qui sont regroupés avec les modèles thermodynamiques des minéraux et des liquides silicatés dans MELTS (Ghiorso et al., 1994 ; Ghiorso et Sack, 1995).

L'énergie libre de Gibbs de formation des liquides silicatés est donnée par l'équation suivante :

$$\bar{G} = \sum_i X_i \mu_i^0 - T\bar{S}^{conf} + \frac{1}{2} \sum_i \sum_j W_{ij} X_i X_j + RT [X_{H_2O} \ln X_{H_2O} + (1 - X_{H_2O}) \ln(1 - X_{H_2O})] \quad (17)$$

où μ_i^0 est le potentiel chimique à l'état standard associé aux pôles compositionnels linéairement indépendants qui sont des approximations des espèces présentes dans le liquide (e.g. Mg_2SiO_4 , $CaSiO_3$, etc.) ; X_i désigne les fractions molaires (X_{H_2O} désignant de manière spécifique la fraction molaire de l'eau) ; \bar{S}^{conf} est l'entropie molaire de configuration, telle que :

$$\bar{S}^{conf} = -R \sum_i X_i \ln X_i - R [X_{H_2O} \ln X_{H_2O} + (1 - X_{H_2O}) \ln(1 - X_{H_2O})] \quad (18)$$

pour un ensemble d'espèces chimiques prises comme analogues de composants thermodynamiques (composants de type minéral, voir ci-dessus ; e.g. Mg_2SiO_4 , $CaSiO_3$, etc.); W_{ij} correspond à un ensemble de paramètres ajustables (choisis comme étant indépendants de P et T) qui constituent les contributions non-idéales au mélange déduites des compositions des liquides silicatés et des solides coexistants déterminés expérimentalement.

- Variation de la productivité isentropique lors du processus de fusion mantellique

En comparaison avec la paramétrisation de Langmuir et al. (1992 ; Figure 51a), la productivité augmente fortement dans le modèle MELTS jusqu'à la disparition du clinopyroxène (Asimow et al., 1997 ; Figure 51b). D'autre part, la productivité augmente également légèrement lors de la disparition du grenat et chute lors de la disparition du clinopyroxène (Asimow et al., 1997 ; Asimow et al., 2001). Le degré de fusion auquel le clinopyroxène disparaît diminue quand la pression augmente car la composition du clinopyroxène est modifiée avec la pression. A un degré de fusion donné, la productivité diminue quand la pression de début de fusion augmente (Asimow et al., 1997).

- Utilisation de MELTS (et versions suivantes) pour la modélisation de la fusion mantellique

L'application de MELTS au cas de la fusion mantellique ainsi que des comparaisons entre les calculs de MELTS et les données expérimentales de fusion partielle à 1 GPa ont été décrites par Hirschmann et al. (1998). Bien qu'il existe un assez bon accord entre les résultats des calculs thermodynamiques et les études expérimentales, ces auteurs ont mis en évidence des différences systématiques (Hirschmann et al., 1998) qui révèlent les limites des modèles thermodynamiques utilisés pour l'application de MELTS à la fusion mantellique.

Tout d'abord, les compositions de liquides de péridotites prédites par MELTS sont systématiquement décalées par rapport aux compositions déterminées expérimentalement et la relation entre la température et le degré de fusion est décalée de 100°C par rapport aux résultats expérimentaux (Baker et al., 1995 ; Hirschmann et al., 1998). Les teneurs en SiO_2 dans les liquides à 1 GPa sont systématiquement sous-estimées par rapport aux données

expérimentales alors que les teneurs en MgO sont surestimées (Figure 52). Cet écart résulte vraisemblablement de la surestimation de la stabilité de l'orthopyroxène par rapport à l'olivine ou bien d'erreurs dans l'équation d'état du liquide. Ce problème explique également que la température nécessaire pour atteindre un degré de fusion donné soit trop élevée. Enfin, MELTS a tendance à sous-estimer la concentration en Na₂O dans le pyroxène, ce qui peut avoir des conséquences importantes sur la composition des liquides issus des premiers degrés de fusion.

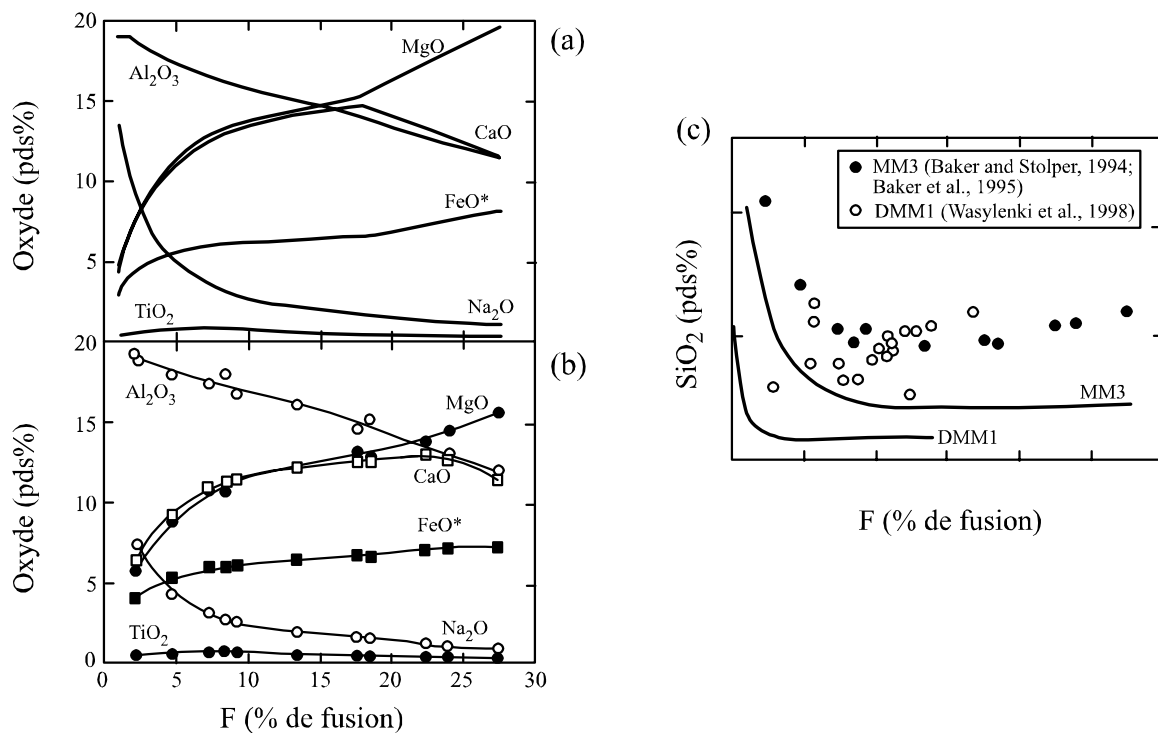


Figure 52. (a) et (b) : Compositions (en pds% d'oxydes) des liquides produits par fusion partielle de la péridotite fertile MM3 à 1 GPa en fonction du degré de fusion F (pds% en masse) : (a) compositions calculées par MELTS (avec la fugacité d'oxygène fixée à QFM-1) ; (b) compositions expérimentales. (c) Teneurs en SiO₂ (en pds%) des liquides calculés avec MELTS (courbes) et les liquides expérimentaux (symboles) dans le cas de la fusion partielle de la péridotite fertile MM3 et de la péridotite appauvrie DMM1 à 1 GPa en fonction de F (pds% en masse). Les données expérimentales pour MM3 sont de Baker et Stolper (1994) et Baker et al. (1995), avec les corrections d'analyses de Hirschmann et al. (1998). Les données expérimentales pour DMM1 sont de Wasylenki et al. (1999). Figure modifiée de Hirschmann et al. (1998).

Les limites de MELTS, notamment à haute pression, ont conduit à des tentatives d'amélioration et de recalibration de l'algorithme et à l'élaboration de nouvelles versions de MELTS (Ghiorso et al., 2002 ; Asimow et al., 2004 ; Smith et Asimow, 2005). L'incorporation de nouvelles données expérimentales, notamment de haute pression, dans pMELTS a permis de couvrir plus largement l'espace composition-pression-température

(Ghiorso et al., 2002). Cependant, la précision des conditions physico-chimiques des expériences (par exemple, T connue au mieux à $\pm 10^\circ\text{C}$ et P à ± 0.1 GPa dans les expériences en piston-cylindre, ou P connue à ± 0.5 GPa dans les expériences en multi-enclumes) peut avoir un effet important sur les calibrations thermodynamiques. Par exemple, la précision dans les expériences peut avoir des conséquences sur la justesse du modèle d'un liquide silicaté dans le cas où les compositions de liquide ne sont pas bien représentées dans la base de données de calibration. La nouvelle calibration de pMELTS a tout de même permis de diminuer l'écart systématique en température avec les données expérimentales de 100 à $\sim 60^\circ\text{C}$ (Ghiorso et al., 2002).

Avec la version pHMELTS, Asimow et al. (2004) ont inclus dans pMELTS une description de la répartition de l'eau entre les phases mantelliques anhydres comme l'olivine et les pyroxènes et les liquides basaltiques. Ainsi, il devient possible de modéliser de manière quantitative des conditions sous-saturées en H_2O . Il a été par ailleurs montré que la présence d'eau en traces peut avoir des effets importants sur le déroulement du processus de fusion mantellique (Asimow et Langmuir, 2003 ; Asimow et al., 2004). Récemment, Smith et Asimow (2005) ont mis au point le programme `adiabat_1ph` qui permet d'utiliser au choix les algorithmes MELTS, pMELTS ou pHMELTS (Ghiorso et Sack, 1995 ; Ghiorso et al., 2002 ; Asimow et al., 2004). MELTS est calibré sur une grande gamme de compositions globales dans le système $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3\text{-FeO-MnO-MgO-NiO-CoO-CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5\text{-H}_2\text{O}$ et peut être utilisé pour des pressions inférieures à 3GPa, alors que pMELTS est dédié à la fusion de compositions globales de péridotites, dans le système $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5\text{-H}_2\text{O}$ entre 1 et 4 GPa. Les deux modèles partagent des modèles communs des pôles de minéraux et des solutions solides.

Dans MELTS et pMELTS, la stabilité de l'orthopyroxène est surestimée par rapport à celle de l'olivine et le mode du grenat est, lui, systématiquement sous-estimé par rapport à celui du clinopyroxène. D'autre part, les proportions modales de spinelle sont très sensibles à la teneur en Cr_2O_3 dans la composition globale. Néanmoins, ces écarts (de quelques % typiquement) ne semblent pas plus importants que les erreurs dans le calcul des modes résiduels dans les modèles empiriques.

■

Utilisation et fonctions propres du logiciel adiabat_1ph

Des fonctions supplémentaires ont été incorporées au logiciel adiabat_1ph et sont présentées ci-après.

Dans MELTS ou pMELTS, H₂O est traité comme un oxyde et peut donc se répartir entre le liquide silicaté, une phase vapeur et les minéraux hydratés (amphiboles et micas). En revanche, dans pHMELTS, le stockage de l'eau dans des minéraux nominalemt anhydres peut être modélisé (Asimow et al., 2004) : H₂O est traité comme un élément trace qui se distribue entre le système et un réservoir "caché" contenant l'eau dissoute dans les minéraux anhydres. D'autre part, il est possible de réaliser un tampon de l'eau pendant les calculs en fixant son activité (a_{H_2O}).

Asimow et al. (2004) ont également introduit la répartition des éléments traces dans l'algorithme pHMELTS. Dans adiabat_1ph, il est possible à l'utilisateur de définir les coefficients de partage et de faire varier certains d'entre eux (vis-à-vis du clinopyroxène notamment) en fonction de la pression, la température et la composition selon la méthode de Wood et Blundy (1997). Les coefficients de partage concernant les autres éléments et les autres phases sont maintenus constants et peuvent prendre par défaut les valeurs des compilations de McKenzie et O'Nions (1991, 1995).

Les calculs peuvent être réalisés selon un trajet adiabatique (isentropique), isotherme ou isobare. Les processus de fusion et cristallisation peuvent être choisis à l'équilibre, fractionnés ou continus. Dans le cas de la fusion continue, une proportion massique (ou volumique) de liquide fixe définie par l'utilisateur est retenue dans la matrice après extraction.

Une fonction de mélange de sources permet de calculer une nouvelle composition de source en combinant deux ou trois compositions dans les proportions définies par l'utilisateur. Il est également possible de modéliser la migration de liquide dans des chenaux selon la méthode d'Asimow et Stolper (1999). Enfin, dans le cas d'une fusion isentropique fractionnée ou continue, les incréments de liquide peuvent être intégrés dans la zone de fusion (colonne en 1-D et triangulaire en 2-D). On peut alors avoir accès au degré de fusion moyen, à l'épaisseur, la composition et les propriétés moyennes de la croûte océanique produite, et à la composition des liquides agrégés à toute pression. Dans cette étude, ce sont les liquides instantanés, qui peuvent être échantillonnés à n'importe quel endroit de la zone de fusion, que nous avons comparés avec les liquides piégés sous forme d'inclusions dans les olivines.

▪ Comparaison modèles empiriques / modèles thermodynamiques

La plupart des modèles empiriques de fusion mantellique (Klein et Langmuir, 1987 ; McKenzie et Bickle, 1988 ; Niu et Batiza, 1991 ; Kinzler et Grove, 1992b ; Langmuir et al., 1992), contrairement à MELTS, ne font pas la relation entre l'état du système et les paramètres thermodynamiques des phases (l'enthalpie libre G , l'enthalpie H , l'entropie S , le volume V , etc.). D'autre part, la plupart de ces modèles ne permettent pas une conservation rigoureuse de l'énergie. L'approche thermodynamique présente également des inconvénients car la complexité de la composition et de la structure des phases nécessite beaucoup d'informations pour construire les modèles thermodynamiques des différents solides et liquides, alors que l'entropie de mélange des liquides silicatés n'est pas bien connue. Enfin, les modèles empiriques n'offrent pas la possibilité de prendre en compte les changements de proportions de phases dans la minéralogie résiduelle de la source et les variations de la productivité avec le degré de fusion et la composition de la source. Les modèles thermodynamiques seront donc vraisemblablement plus sensibles aux effets de la variation de composition de la source lors du processus de fusion partielle.

II.3.5. Discussion

II.3.5.1. Résumé de l'article

L'article inséré ci-après présente des données en éléments majeurs et traces dans des inclusions magmatiques piégées dans les olivines de l'échantillon picritique ARP73-10-03 dragué dans la zone FAMOUS le long de la ride médio-Atlantique Nord. L'objectif de cette étude des inclusions piégées dans des phénocristaux primitifs d'olivine ($\text{Fo}_{87.2-91.3}$) est d'obtenir des informations sur la genèse des magmas à l'aplomb des rides médio-océaniques. Les compositions en éléments majeurs et traces des inclusions présentent une grande variation et permettent d'étendre vers des termes plus primitifs la tendance évolutive décrite par les roches totales de la zone FAMOUS. Les inclusions magmatiques montrent des compositions

en éléments en traces qui varient depuis des termes appauvris à des termes enrichis en éléments les plus incompatibles, avec des rapports $(La/Sm)_N$ variant de 0.56 à 1.49.

La présence de corrélations dans les compositions en éléments majeurs et en éléments traces dans des diagrammes binaires témoigne d'une évolution essentiellement contrôlée par des processus pétrogénétiques tels que la fusion partielle, les interactions chimiques magma/roche lors de l'ascension, un mélange de magmas ou une hétérogénéité de la source. L'hypothèse d'échanges chimiques entre les magmas primaires et le manteau lherzolitique durant le transport vers la surface a pu être écartée par la modélisation géochimique, ce qui indique que les inclusions magmatiques ont enregistré des informations chimiques sur le processus de fusion et/ou sur la composition de la source. La comparaison des tendances observées dans les inclusions avec les calculs des modèles de fusion isobare et polybare (modèle de Langmuir et al., 1992 et pHMELTS) suggère que les variations chimiques sont dues au processus de fusion partielle d'une source de composition relativement homogène. Ces liquides représentent donc des incréments de magmas formés à différents degrés de fusion et/ou différentes profondeurs dans la zone de fusion et plus ou moins mélangés. Ces observations nécessitent que le transport des magmas dans le manteau jusqu'au site de cristallisation de l'olivine soit réalisé sans échange chimique important avec le manteau environnant.

II.3.5.2. Article (soumis à Chemical Geology)

Olivine-Hosted Melt Inclusions and Melting Processes beneath the FAMOUS Zone (Mid-Atlantic Ridge)

Muriel Laubier ^a, Pierre Schiano ^a, Régis Doucelance ^a, Luisa Ottolini ^b, Didier Laporte ^a

^a *Laboratoire Magmas et Volcans, CNRS - UMR6524, IRD - M163, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France*

^b *Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG), Sede di Pavia -CNR, via Ferrata 1, 27100 Pavia, Italy*

Abstract

Major- and trace-element abundances have been obtained for olivine-hosted melt inclusions from a picritic basalt (ARP73-10-03) dredged in the FAMOUS locality along the Northern Mid-Atlantic Ridge. Isolated in homogeneous, highly primitive olivine phenocrysts (F_{087.2-91.3}), melt inclusions provide important information about the processes of melt generation beneath mid-ocean ridges. They contain near-primary magmas that display a large range of major- and trace-element compositions and form a primitive continuation of the FAMOUS whole-rock suites. Both slightly depleted and enriched melt inclusions can be distinguished on the basis of their trace-element compositions, with (La/Sm)_N ratios ranging from 0.58 to 1.52.

Melt inclusions display chemical trends on both major- and trace-element variation diagrams, indicating that they constitute a suite of genetically-related, highly primitive magmas. The evolution of the melt inclusions is inconsistent with a model of mantle-melt chemical exchange during reactive transport, suggesting that the trapped melts are able to preserve pristine information about the melting process and/or source composition. Comparison of these trends with predicted curves for models of peridotite melting indicates that compositional variations are best reproduced by polybaric partial melting of a relatively homogeneous mantle source and subsequent mixing in various proportions of the melt batches produced at different degrees of melting and/or in different parts of the melting system. These observations require that transport of melts from the melting region to the site of olivine crystallization occurs without significant chemical exchange with the surrounding mantle.

Keywords: melt inclusions; olivine; mid-ocean ridge basalts; mantle melting.

1. Introduction

Melt generation at mid-ocean ridges involves polybaric melting of an adiabatically upwelling mantle and is thought to begin in the garnet peridotite field. After correction for low-pressure fractionation, major-element systematics of MORB (mid-ocean ridge basalts) have been explained in terms of variation of the potential mantle temperature which controls the initial pressure of melting of a compositionally uniform source (Klein and Langmuir, 1987; McKenzie and Bickle, 1988; Langmuir et al., 1992; Plank and Langmuir, 1992). Alternative models have attributed the variability in the major-element compositions of MORB to variations in the final pressure of melting controlled by cooling at the surface, and to heterogeneous source compositions, with only modest potential temperature variations (Niu and Batiza, 1991, 1993; Shen and Forsyth, 1995; Presnall et al., 2002). On the other hand, models for MORB generation based on trace-elements and isotopic systematics have emphasized the role of a heterogeneous upper mantle in controlling the chemical variations. This heterogeneity may include regional chemical and isotopic gradients along mid-ocean ridges, reflecting the influence of nearby plumes (Schilling, 1973), as well as ubiquitous minor isotopic variations in the mantle related to the presence of stretched strips of subducted oceanic crust through a ‘marble-cake’ structure (Allègre and Turcotte, 1986).

Compositions of MORB samples thus record the chemical fingerprint of several factors, such as variation in the source composition, in the degree of partial melting, potential temperature heterogeneity, melt extraction, migration towards the surface, and low-pressure differentiation. Investigation of the effects of melting and source variation on the small-scale chemical variation in MORB therefore requires only the most primitive samples, or those which have been corrected for low-pressure fractionation. Characterizing instantaneous melts preserved as glass inclusions in minerals offers a powerful perspective on this problem, as inclusions in early-formed crystals may sample a range of primitive liquids that did not suffer homogenization or fractionation, for instance, in shallow magma chambers. They can therefore be used to assess variations in the mantle source composition and various aspects of MORB generation, such as the degree of melting, the style of melt transport and the effects of re-equilibration and mixing of melt batches (see Sobolev, 1996; Schiano, 2003 and references therein).

In the present study, we report major- and trace-element compositions of a series of near-primary magmas of MORB preserved as inclusions in high-Mg olivines from a picritic basalt from the FAMOUS zone, Northern Mid-Atlantic Ridge. The data will be shown to

provide important information on the nature of melting processes beneath the ridge. In particular, they demonstrate that primitive melt inclusions from a single sample can preserve a large compositional range that can be modeled by isentropic continuous melting of a homogeneous mantle source.

2. Sample description

Primitive olivine-hosted melt inclusions from a MORB (ARP73-10-03) dredged at the FAMOUS zone (Northern Mid-Atlantic Ridge, 36°8372'N, 33°2482'W) were analyzed. Compositional characteristics of whole rocks from the FAMOUS area suggest a large range of parental magmas (Langmuir et al., 1977; White and Bryan, 1977; Bryan, 1979; Le Roex et al., 1981; Frey et al., 1993) as a result of dynamic melting (Langmuir et al., 1977) and low-pressure crystallization (Bender et al., 1978; Frey et al., 1993). This area is part of a geochemical anomaly along the Mid-Atlantic Ridge (31-41°N) associated with the Azores hotspot (Dosso et al., 1999). In addition, small-scale heterogeneity of the upper mantle beneath the FAMOUS zone has been identified from Pb and Os isotopic compositions of whole rocks and sulfide globules (Dupré et al., 1981; Roy-Barman et al., 1998).

The ARP73-10-03 sample is a picrite containing more than 20% olivine phenocrysts (1-5 mm; Fo_{87.2-91.3}), rare millimetric clinopyroxene and plagioclase xenocrysts with typical rounded shapes, abundant spinel as inclusions in olivines or as discrete crystals in the groundmass (Kamenetsky, 1996) and a hyalocrystalline groundmass mainly composed of plagioclase (An₇₅₋₈₀) and olivine microlites (~Fo₈₆). The picritic composition of the host rock (MgO = 24 wt %) is not representative of a pristine magma and essentially reflects mechanical accumulation of olivine (Le Roex et al., 1981), a hypothesis further supported by Os isotope compositions of the constituent phases of the sample (Gannoun et al., 2004).

Primary glass inclusions, randomly dispersed in olivine phenocrysts, are sub-spherical (10-300 µm in diameter) and generally have negative crystal shapes with planar facets and rounded edges (Fig. 1). The absence of minute daughter minerals in the inclusions and the rareness of thermal shrinkage bubbles give evidence for fast cooling by quenching of the host crystals. Primary glass inclusions have also been found within Cr-spinels in the ARP73-10-03 MORB (Kamenetsky, 1996).

3. Analytical techniques

Major-element compositions of melt inclusions and host olivines were measured with a Cameca SX 100 microprobe at the Laboratoire Magmas et Volcans, using the following routine for glass: an accelerating voltage of 15 kV, a sample current of 8 nA for Na, Al, Si, Ca and Fe and 50 nA for Mg, Ti, Mn, Cr, K, Cl and S, and a defocused beam of 5 to 10 μm .

Trace-element compositions were measured with a Cameca IMS 4f ion microprobe at CNR-IGG in Pavia. Gold-coated polished samples were bombarded by mass-filtered $^{16}\text{O}^-$ primary beam accelerated at 12.5 kV. The primary ion beam had a current intensity ranging between 8 and 13 nA, which corresponds to a beam diameter $< 20 \mu\text{m}$. The accuracy and precision of the ion probe results are typically on the order of $\pm 10\%$ for all elements, except for Cr and Li (15%), F (20%), and Rb and Cs (25%) (see Ottolini et al., 1993; Bottazzi et al., 1994; Ottolini et al., 1994; Messiga et al., 1995, for details).

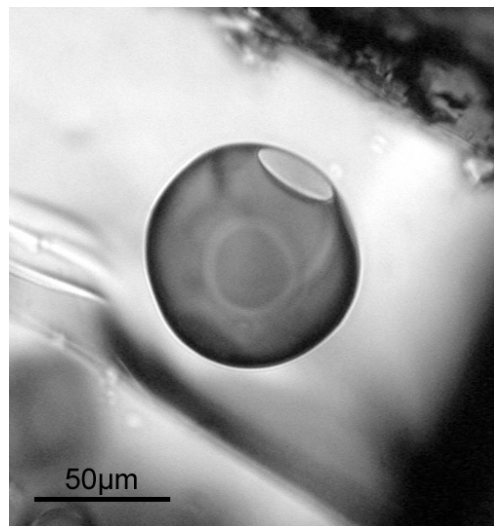


Fig. 1: Transmitted-light photomicrograph of a primary silicate melt inclusion in an olivine phenocryst from ARP73-10-03 MORB sample. Melt inclusions are glassy and often show a negative crystal morphology resulting from the minimization of interfacial energy.

4. Results

Major- and trace-element compositions of the melt inclusions, after correction for post-entrapment crystallization of the host phase (see below), are presented in Table 1.

Table 1
Abundances of major (wt %) and trace elements (ppm) in primitive olivine-hosted melt inclusions after correction for post-entrapment crystallization of olivine
ARP73-10-03a

	2	4	5	6	11	17	18	19	114	115a	115b	117	128	271	273	277	282	283	285
SiO ₂	49.26	49.40	49.92	49.91	49.83	49.48	49.97	50.35	49.45	49.69	49.29	49.32	49.60	50.08	49.55	49.39	48.51	48.58	50.15
TiO ₂	0.60	0.64	0.59	0.55	0.74	0.55	0.44	0.48	0.56	0.52	0.54	0.54	0.69	0.62	0.60	0.62	0.57	0.66	0.72
Al ₂ O ₃	14.32	14.29	14.77	14.44	14.18	14.41	14.52	15.59	14.59	14.73	14.91	14.20	14.40	14.76	14.52	14.93	14.40	14.72	14.32
MnO	0.20	0.16	0.19	0.15	0.15	0.13	0.21	0.12	0.15	0.03	0.08	0.18	0.23	0.14	0.13	0.14	0.13	0.07	0.04
FeO*	8.68	8.80	8.34	8.27	7.59	8.71	8.13	7.53	8.39	8.36	8.51	8.37	7.89	7.73	8.05	8.46	9.16	9.06	7.39
MgO	11.70	11.91	11.48	11.37	12.65	11.69	11.69	11.02	11.65	11.73	11.86	12.12	11.84	11.33	12.22	11.26	12.13	12.05	11.71
CaO	13.79	13.38	13.01	13.68	13.22	13.55	13.64	13.23	13.58	13.36	13.25	13.60	13.37	13.74	13.29	13.32	13.67	13.45	13.98
Na ₂ O	1.35	1.36	1.60	1.53	1.55	1.36	1.35	1.56	1.32	1.39	1.35	1.35	1.69	1.39	1.42	1.59	1.29	1.25	1.44
K ₂ O	0.06	0.02	0.05	0.05	0.05	0.06	0.01	0.08	0.06	0.06	0.08	0.07	0.07	0.07	0.04	0.09	0.02	0.04	0.11
Cl ₂ O ₃																			
P ₂ O ₅									0.09			0.11	0.06		0.06	0.07			
Cl (ppm)									50	80	40	60	90	40	50	80	40	50	70
S (ppm)									930	790	740	830	960	870	730	820	540	590	830
X _c (wt.%)	13.46	14.46	15.05	14.52	11.96	13.01	10.45	12.03	11.49	12.63	13.96	11.21	12.56	13.14	13.71	12.76	12.95	14.21	12.95
Mg#	0.72	0.72	0.72	0.72	0.76	0.72	0.73	0.73	0.72	0.73	0.72	0.73	0.74	0.73	0.74	0.71	0.71	0.71	0.75
Host (Fo)	88.2	88.2	88.2	88.2	90.3	88.3	88.8	88.8	88.6	88.6	88.6	89.0	89.3	89.0	89.5	88.6	88.9	88.9	90.2
Li					2.4							2.6	2.7	2.9	2.6	2.8	2.6	2.6	2.5
Be					0.19							0.29	0.27	0.27	0.26	0.18	0.26	0.17	0.27
B					0.49							0.43	0.41	0.45	0.38	0.48	0.35	0.36	0.60
F					79							128	89	76	95	64	96	87	73
K					561							480	413	519	314	620	365	179	871
Sc					31							33	33	36	32	32	35	35	35
Ti					3087							3070	4044	3865	3648	3250	3623	3552	4342
V					233							211	221	263	230	213	243	238	196
Cr					605							666	662	471	600	481	547	553	478
Rb					1.8							1.4	1.3	1.8	1.4	1.8	0.6	0.6	2.4
Sr					55							58	55	64	59	59	62	62	76
Y					14.0							13.4	15.1	15.1	14.0	13.3	14.0	14.7	13.3
Zr					23							23	24	31	25	27	31	29	39
Nb					3.5							2.7	2.6	3.2	1.7	3.4	2.6	2.2	5.0
Cs					0.2							0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3
Ba					21							17	15	19	9	22	14	6	32
La					2.35							2.10	2.20	2.70	1.65	2.67	2.56	2.25	4.18
Ce					5.57							4.87	4.87	6.12	4.71	5.98	6.02	6.03	8.99
Nd					3.59							3.53	3.92	4.63	4.31	3.92	5.85	4.30	6.91
Sm					1.62							1.48	1.79	1.90	1.67	1.75	1.85	1.66	1.96
Eu					0.59							0.52	0.65	0.69	0.66	0.48	0.75	0.57	0.65
Gd					2.00							1.85	2.21	2.50	2.42	2.40	2.25	2.08	2.42
Dy					2.69							2.52	2.82	2.91	2.83	2.77	2.77	2.61	2.90
Er					1.91							1.73	2.06	1.98	1.80	2.03	2.47	1.94	1.85
Yb					1.58							1.47	1.91	1.90	1.78	1.75	1.78	1.61	1.67

Table I (continued)
ARF73-10-02a

	286	289	290	292	294	296	297	299	301	302	306	311	314	319	324	337	357
SiO ₂	49.63	50.26	49.99	49.93	49.25	49.13	49.54	49.28	49.97	50.23	50.09	49.74	49.26	49.96	49.53	49.47	49.47
TiO ₂	0.71	0.68	0.67	0.64	0.57	0.56	0.55	0.62	0.75	0.71	0.64	0.62	0.54	0.68	0.59	0.77	0.60
Al ₂ O ₃	14.73	14.97	14.99	14.86	14.51	14.37	14.58	13.92	14.10	15.04	15.24	14.51	14.37	14.35	14.40	14.28	14.89
FeO*	0.19	0.10	0.13	0.21	0.19	0.19	0.06	0.14	0.01	0.02	0.12	0.13	0.14	0.02	0.04	0.02	0.11
MnO	7.33	6.80	7.12	7.79	8.94	8.09	7.69	8.47	7.52	6.59	7.67	8.14	8.15	7.46	8.11	7.78	8.87
MgO	11.49	11.89	11.68	11.54	11.86	12.89	12.38	12.20	12.46	12.46	10.67	11.89	12.26	12.76	12.24	13.40	11.27
CaO	14.06	13.55	13.53	13.33	13.00	13.02	13.47	13.54	13.05	12.96	13.84	13.44	13.54	12.92	13.54	12.36	13.02
Nb ₂ O ₅	1.56	1.57	1.64	1.43	1.44	1.47	1.48	1.54	1.81	1.76	1.48	1.34	1.46	1.58	1.31	1.73	1.52
K ₂ O	0.16	0.06	0.06	0.22	0.08	0.08	0.08	0.06	0.05	0.11	0.05	0.04	0.06	0.08	0.04	0.02	0.08
Cr ₂ O ₃																	
P ₂ O ₅																	
Cl (ppm)	110	30	40	140	50	80	100	50	50	80	40	30	50	120	40	50	90
S (ppm)	880	660	840	700	870	890	720	900	1030	740	940	860	880	830	990	710	780
X _c (wt%)	13.65	13.14	11.96	14.09	15.12	13.08	12.76	12.03	13.71	14.46	11.83	13.84	15.18	13.78	14.15	16.72	13.27
Mg#	0.75	0.77	0.76	0.74	0.71	0.75	0.75	0.73	0.76	0.78	0.72	0.73	0.74	0.76	0.74	0.76	0.70
Host (Fe)	90.2	91.1	90.5	89.1	88.1	90.0	90.0	89.0	90.3	91.3	88.3	88.9	89.4	90.5	89.9	91.1	88.0
Li	2.4	2.8		2.5	2.6	2.7	2.7	2.9	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7
Be	0.26	0.26		0.35	0.26	0.20	0.26	0.17	0.33	0.35	0.06	0.26	0.26	0.36	0.26	0.26	0.18
B	0.66	0.91		0.65	0.46	0.45	0.65	0.41	0.56	0.42	0.33	0.33	0.31	0.40	0.31	0.45	0.45
F	77	102		117	80	63	71	79	102	94	79	71	55	86	55	72	72
K	1204	420		1597	582	608	608	542	454	846	504	504	315	527	315	681	681
Sc	35	29		32	34	30	31	37	31	29	35	33	35	29	35	33	33
Ti	4209	3648		3780	3360	3123	3780	3570	4339	4009	3180	3180	3568	3826	3568	3305	3305
V	198	224		223	234	195	241	241	209	212	193	193	223	214	223	219	219
Cr	460	534		593	478	569	458	458	526	545	548	548	535	591	535	460	460
Rb	3.0	0.6		4.2	1.4	1.5	1.3	1.3	1.7	2.7	1.8	1.8	1.5	0.8	1.5	1.5	1.5
Sr	95	62		82	72	58	62	62	63	71	58	58	39	61	39	58	58
Y	14.0	14.1		14.9	14.7	11.8	12.9	12.9	16.6	15.6	12.9	12.9	13.1	15.7	13.1	13.3	13.3
Zr	38	23		23	25	27	28	28	31	28	25	25	21	27	21	27	27
Nb	6.4	2.3		8.1	3.5	3.8	3.1	3.1	2.6	4.2	3.0	3.0	1.7	3.2	1.7	3.3	3.3
Cs	0.3	0.3		0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Ba	46	13		65	21	23	19	19	18	29	19	19	13	19	13	21	21
La	4.51	1.93		4.35	2.62	2.55	2.38	2.38	2.28	2.90	2.25	2.25	1.46	2.46	1.46	2.31	2.31
Ce	10.02	4.72		6.28	5.68	6.30	5.43	5.97	5.97	6.20	5.33	5.33	3.87	5.88	3.87	5.41	5.41
Nd	6.87	3.84		3.59	3.89	4.17	3.84	3.84	5.44	4.49	4.28	4.28	4.42	5.07	4.42	4.23	4.23
Sm	1.98	1.86		1.84	1.84	1.45	1.86	1.86	1.86	0.58	1.19	1.51	1.64	1.96	1.64	1.84	1.84
Eu	0.74	0.71		0.63	0.73	0.60	0.64	0.64	0.76	0.58	0.58	0.58	0.67	0.70	0.67	0.47	0.47
Gd	2.42	2.42		2.86	2.33	2.01	1.63	1.63	2.41	2.61	2.09	2.09	2.38	2.67	2.38	2.73	2.73
Dy	2.70	3.02		2.96	2.88	2.38	2.33	2.33	2.95	2.71	2.38	2.38	2.78	3.18	2.78	2.76	2.76
Er	1.93	1.89		2.18	1.81	1.61	1.55	1.55	2.22	2.22	1.43	1.43	1.78	1.88	1.78	1.88	1.88
Yb	1.83	1.90		1.66	1.74	1.57	1.62	1.62	1.91	1.78	1.50	1.50	1.61	2.00	1.61	1.86	1.86

Table 1 (continued)

	1	2	3	4a	4b	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	48.93	49.97	49.51	49.31	49.68	49.52	49.94	49.94	50.49	49.89	50.29	50.02	50.41	50.22	49.69	49.94	49.58	50.42
TiO ₂	0.58	0.55	0.61	0.52	0.55	0.57	0.60	0.68	0.55	0.61	0.65	0.67	0.70	0.67	0.57	0.59	0.55	0.73
Al ₂ O ₃	13.85	14.73	14.50	14.09	14.05	14.08	14.91	14.68	14.04	14.42	14.04	14.02	14.21	14.29	14.45	14.23	14.18	14.67
MnO	0.12	0.14	0.14	0.09	0.13	0.14	0.18	0.10	0.16	0.19	0.09	0.12	0.11	0.14	0.13	0.10	0.12	0.19
FeO*	9.18	8.00	8.56	8.19	7.91	8.08	6.91	7.20	8.20	8.13	7.72	7.99	7.34	7.40	8.42	8.35	8.40	7.01
MgO	12.50	11.55	12.22	12.86	13.48	11.71	12.19	12.19	11.39	11.16	12.15	12.59	12.25	12.47	11.50	11.91	12.09	11.72
CaO	13.28	13.26	13.22	13.20	13.48	13.24	13.47	13.08	13.77	13.90	13.33	12.65	13.08	12.92	13.61	13.10	13.50	13.26
Na ₂ O	1.28	1.52	1.45	1.42	1.41	1.34	1.58	1.52	1.40	1.40	1.47	1.62	1.64	1.64	1.36	1.50	1.30	1.74
K ₂ O	0.04	0.06	0.06	0.05	0.03	0.04	0.01	0.02	0.01	0.09	0.04	0.08	0.02	0.05	0.05	0.07	0.05	0.05
Cr ₂ O ₃	0.10	0.07	0.06	0.04	0.12	0.09	0.04	0.10	0.08	0.07	0.10	0.10	0.11	0.09	0.07	0.08	0.09	0.10
P ₂ O ₅																		
Cl (ppm)	20	50	30	40	40	40	20	20	30	70	30	50	10	20	20	40	20	40
S (ppm)	930	920	860	890	840	750	120	810	900	900	850	820	840	800	980	920	930	660
X _c (wt%)	13.90	12.50	14.57	15.05	14.64	15.82	13.78	13.59	12.69	12.03	12.30	16.28	12.17	14.76	14.21	15.29	14.33	14.33
Mg#	0.72	0.73	0.72	0.75	0.76	0.75	0.76	0.72	0.72	0.75	0.75	0.75	0.76	0.76	0.72	0.73	0.76	0.76
Host (fo)	88.4	88.7	88.2	89.7	89.7	89.7	90.0	90.1	88.2	88.2	89.5	89.5	90.1	90.1	88.2	88.5	88.8	90.0

	18	19	20(1)	20(2)	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	49.64	49.84	50.11	50.20	50.11	49.87	49.64	49.46	49.63	49.87	49.51	49.72	49.14	49.49	49.32	49.28	49.78	49.87
TiO ₂	0.66	0.53	0.76	0.77	0.72	0.72	0.62	0.56	0.54	0.77	0.58	0.64	0.69	0.60	0.61	0.63	0.60	0.60
Al ₂ O ₃	14.44	14.51	15.04	14.87	13.96	13.99	14.73	13.98	14.24	14.88	14.96	15.15	15.24	14.28	14.28	14.27	14.46	14.53
MnO	0.14	0.13	0.12	0.12	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.13	0.15	0.15	0.14	0.18	0.11	0.20	0.18	0.11
FeO*	8.20	8.46	6.76	6.90	8.04	8.15	8.36	8.93	8.68	7.54	7.80	7.62	7.86	8.83	8.86	8.83	7.96	8.73
MgO	11.68	11.59	12.17	11.59	12.18	12.34	11.18	11.58	11.44	11.58	11.73	11.51	11.76	11.56	11.62	11.61	11.65	11.33
CaO	13.45	13.22	13.73	13.48	13.45	12.81	13.10	13.66	13.66	13.13	13.55	13.46	13.40	13.46	13.46	13.51	13.75	13.13
Na ₂ O	1.52	1.46	1.73	1.66	1.56	1.64	1.54	1.36	1.31	1.72	1.41	1.44	1.70	1.40	1.45	1.39	1.34	1.41
K ₂ O	0.05	0.02	0.15	0.11	0.08	0.07	0.06	0.01	0.04	0.13	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.08	0.06	0.06
Cr ₂ O ₃	0.09	0.09	0.11	0.10	0.12	0.11	0.10	0.10	0.12	0.11	0.09	0.09	0.09	0.09	0.07	0.06	0.08	0.08
P ₂ O ₅																		
Cl (ppm)	30	20	130	40	50	60	40	30	40	80	50	50	60	30	60	40	40	40
S (ppm)	960	960	500	510	900	910	1080	1120	920	920	1020	870	950	850	870	810	860	870
X _c (wt%)	14.27	14.19	12.93	14.78	8.49	11.96	5.21	10.89	12.32	10.66	8.54	7.29	10.49	13.46	13.90	14.94	13.71	14.46
Mg#	0.73	0.72	0.76	0.76	0.74	0.74	0.71	0.72	0.74	0.74	0.74	0.74	0.74	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71
Host (fo)	88.6	88.2	90.0	88.7	89.2	89.2	87.8	88.2	87.8	89.3	89.3	89.3	89.3	87.8	87.8	87.8	88.7	87.5

	35	36	37	38	39	40	41	a	b	c	d	e	f	B2(1)	B2(2)	D3(1)	D3(2)	D3(3)	D3(4)
SiO ₂	49.58	49.60	49.61	50.46	49.92	49.61	50.27	49.43	50.57	49.90	49.49	49.43	49.95	49.12	49.33	50.23	50.15	50.16	50.21
TiO ₂	0.58	0.61	0.62	0.73	0.56	0.60	0.77	0.56	0.57	0.58	0.55	0.55	0.59	0.60	0.60	0.58	0.58	0.58	0.57
Al ₂ O ₃	14.39	14.42	14.22	14.59	14.90	14.15	14.19	14.21	16.02	14.73	14.31	14.24	14.96	14.59	14.43	15.11	15.28	14.99	14.64
MnO	0.16	0.20	0.15	0.14	0.15	0.19	0.16	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14	0.12	0.16	0.16	0.14	0.13	0.12	0.13
FeO*	8.82	8.75	9.03	7.35	7.67	8.64	7.51	8.46	7.17	7.90	8.31	8.38	7.91	8.46	8.37	7.25	7.26	7.09	7.22
MgO	11.29	11.25	11.19	11.49	11.37	11.86	12.00	12.21	10.82	11.64	12.06	12.11	11.71	12.42	12.44	11.62	11.51	11.80	12.32
CaO	13.54	13.51	13.47	13.29	13.68	13.40	13.23	13.32	12.64	13.41	13.49	13.43	12.85	12.84	12.82	13.19	13.20	13.36	12.97
Na ₂ O	1.37	1.42	1.40	1.68	1.44	1.28	1.54	1.39	1.82	1.44	1.37	1.42	1.63	1.54	1.56	1.55	1.60	1.57	1.59
K ₂ O	0.04	0.03	0.09	0.04	0.07	0.05	0.07	0.06	0.09	0.04	0.05	0.05	0.07	0.02	0.01	0.04	0.05	0.04	0.04
Cr ₂ O ₃	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.10	0.10	0.09	0.07	0.09	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.11	0.10	0.12	0.11
P ₂ O ₅																			
Cl (ppm)	30	30	70	40	40	40	80	30	30	30	30	40	50	30	10	30	20	40	50
S (ppm)	860	810	880	870	940	810	850	770	770	730	770	860	760	830	910	780	700	790	950
X _c (wt%)	12.69	13.84	11.89	13.08	6.90	13.27	10.73	14.12	15.41	15.90	15.23	14.51	16.81	15.23	14.51	16.81	15.23	14.51	16.81
Mg#	0.71	0.71	0.70	0.75	0.71	0.72	0.74	0.74	0.74	0.73	0.73	0.73	0.73	0.74	0.74	0.75	0.75	0.75	0.76
Host (fo)	87.5	87.5	87.2	89.3	89.1	88.3	88.8	88.8	88.8	88.8	88.8	88.8	88.8	88.0	88.0	89.2	89.2	89.2	89.2

The amount of post-entrapment crystallization, X_c is given for each analysis (see Appendix A for discussion). Compositions of heated inclusions are shown for comparison (columns B2 and D3).

4.1. Major-element compositions

At the time of entrapment, the melt is in thermodynamic equilibrium with the crystallizing host olivine. During cooling of the system, olivine crystallization occurs at the inclusion walls, which modifies the melt composition. Consequently, the Mg-Fe exchange

coefficient $K_{D^{Fe-Mg}^{Oliv-Liq}} = \frac{X_{Liq}^{Mg} / X_{Oliv}^{Mg}}{X_{Liq}^{Fe^{2+}} / X_{Oliv}^{Fe^{2+}}}$ between inclusions (*Liq*) and their host olivines (*Oliv*)

decreases to values much lower (between 0.13 and 0.20) than the nominal value of 0.30 ± 0.03 generally admitted for basaltic magmas at 1 atm (Roeder and Emslie, 1970). Correction for this post-entrapment overgrowth was carried out numerically as explained in Appendix A.

This was done by using the model for $K_{D^{Fe-Mg}^{Oliv-Liq}}$ recently proposed by Toplis (2005), which quantifies the effects of pressure, temperature, olivine and liquid compositions on the exchange coefficient. For comparison with the corrected data, the initial major-element compositions of six glassy melt inclusions were experimentally restored by heating up to the homogenization temperature (1270-1300°C) using a high temperature, He-atmosphere, optically controlled heating/quenching stage. Compositions of the heated inclusions plot along the trends of numerically corrected compositions (Fig. 2).

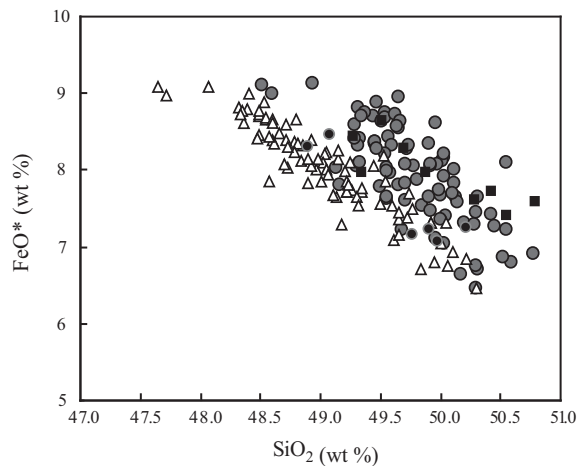


Fig. 2: FeO^* vs SiO_2 concentrations for primitive olivine-hosted melt inclusions in ARP73-10-03 MORB. FeO^* is total iron reported as FeO . Shaded circles correspond to the compositions of melt inclusions corrected for post-entrapment overgrowth of olivine, following the procedure described in Appendix A. Solid circles correspond to the compositions of six melt inclusions homogenized with an optical heating stage. The compositions of melt inclusions normalized to the most primitive olivine $Fo_{91.3}$ (open triangles; i.e., compositions are brought back to a $Mg\#$ value of 0.78, which corresponds to the composition of a melt in equilibrium with $Fo_{91.3}$ olivine, by dissolving olivine into the melt) are also reported for comparison. The correlation is still valid in the “normalized” compositions, indicating that pre-entrapment crystallization of olivine cannot produce the compositional variation of the melt inclusions. Melt inclusions trapped in spinel crystals from the same sample (solid squares, Kamenetsky, 1996) display chemical compositions similar to olivine melt inclusions from this study.

It has been proposed (Danyushevsky et al., 2000; Gaetani and Watson, 2000, 2002) that major-element compositions of melt inclusions trapped in olivine could be modified after entrapment by the combined effects of Fe-Mg exchange with the host crystal and diffusive re-equilibration with the external melt. The result is a significant decrease in FeO and increase in MgO in the trapped melt. Major-element compositions of the melt inclusions fall at the primitive end of the trend of whole rocks and basaltic glasses from the same area, and no evidence for “FeO-loss” is observed (Fig. 3). Another argument against significant re-equilibration of the inclusions is the consistency between their major-element compositions (including FeO) and those of inclusions hosted in spinel (Kamenetsky, 1996) (Fig. 2 and 3).

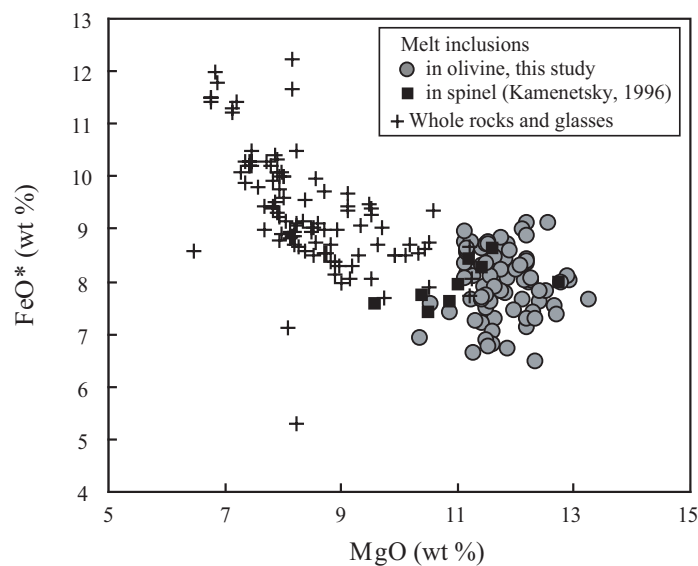


Fig. 3: FeO* vs MgO plot of olivine-hosted (this study) and spinel-hosted (Kamenetsky, 1996) melt inclusions from the ARP73-10-03 sample, FAMOUS whole rocks and basalt glasses (Langmuir et al., 1977; Bryan, 1979; Le Roex et al., 1981). Melt inclusions plot at the primitive end of FAMOUS basalt trends. Two whole rock compositions with MgO > 15 wt % have been omitted for clarity.

After correction for post-entrapment crystallization, or using experimentally heated samples, silicate melt inclusions in high-Mg host olivines (Fo_{87.2} to Fo_{91.3}) display Mg#s (Mg / (Mg+Fe²⁺)) ranging from 0.70 to 0.78. When projected from plagioclase onto the olivine-silica-diopside plane (Walker et al., 1979; Stolper, 1980), they plot close to experimental peridotite melts produced at 1 GPa (Baker et al., 1995; Hirschmann et al., 1998; Pickering-Witter and Johnston, 2000; Falloon et al., 2001; Schwab and Johnston, 2001; Wasylenki et al., 2003; Laporte et al., 2004), which confirms their near-primary characteristic (Fig. 4a). However, they show a slight enrichment in the diopside component. This enrichment cannot be solely due to a pre-entrapment olivine fractionation process as it is also observed in the projection from olivine onto the silica-diopside-plagioclase plane (Fig. 4b).

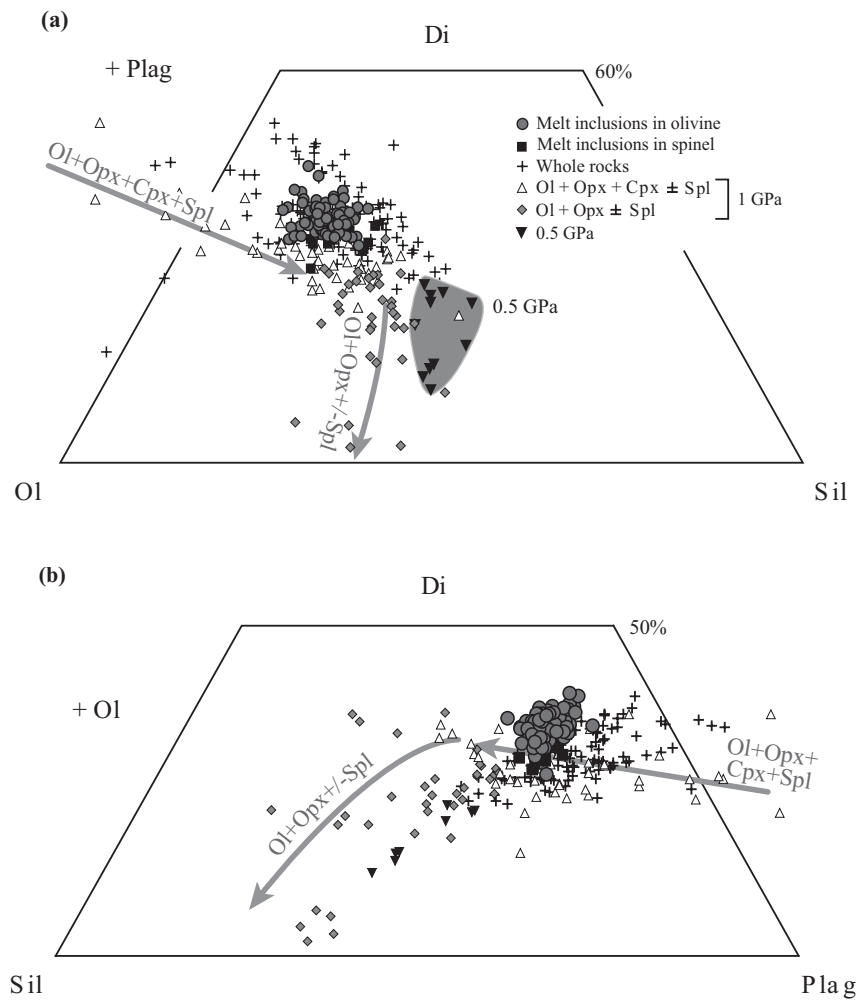


Fig. 4: Ternary projections of the major-element compositions of olivine-hosted (this study) and spinel-hosted (Kamenetsky, 1996) melt inclusions, and experimental lherzolite melts into the normative tetrahedron olivine-clinopyroxene-plagioclase-silica using the projection scheme of Walker *et al.* (1979). Compositions of melt inclusions in olivine are corrected for post-entrapment olivine growth, or homogenized. Experimental peridotite melts at 1 GPa (Baker *et al.*, 1995; Hirschmann *et al.*, 1998; Pickering-Witter and Johnston, 2000; Falloon *et al.*, 2001; Schwab and Johnston, 2001; Wasylenki *et al.*, 2003; Laporte *et al.*, 2004) are divided in two groups: 1) melts in equilibrium with olivine + orthopyroxene + clinopyroxene \pm spinel (arrow Ol + Opx + Cpx \pm Spl, which points toward increasing extents of melting); and 2) compositions in equilibrium with olivine + orthopyroxene \pm spinel (arrow Ol + Opx \pm Spl). Experimental melts produced at 0.5 GPa from a plagioclase/spinel peridotite (D. Laporte, unpublished data) are also shown to indicate that the compositional variations in the melt inclusions are not primarily controlled by variation in the depth of melting. Whole rock data from the FAMOUS zone (Langmuir *et al.*, 1977; Bryan, 1979; Le Roex *et al.*, 1981; crosses) have also been reported for comparison. Melt compositions are projected from plagioclase onto the olivine-silica-diopside plane (a) and from olivine onto the plagioclase-diopside-silica plane (b). In (a), experimental melts produced at higher pressures (up to 3 GPa; Kushiro, 1996) would plot closer to the olivine apex and are therefore inconsistent with the melt inclusion data. In (a) and (b), melt inclusions are enriched in the diopside component compared to experimental and most whole rock data. This enrichment cannot be due to olivine crystallization prior to melt entrapment as projection (b) is not sensitive to olivine fractionation.

The inclusions have olivine tholeiite compositions consistent with previous studies (Kamenetsky, 1996; Shimizu, 1998). They display significant variations in major elements (e.g., 6.5-9.1 wt % FeO*, 10.4-13.3 wt % MgO, 1.25-1.85 wt % Na₂O) and define clear correlations in binary diagrams (Fig. 2). Such variations were already present in the data set before correction for host olivine crystallization, so they cannot be an artifact of the correction procedure. It is important to note that although melt inclusions plot at the primitive end of the compositional trend of FAMOUS whole rocks (Fig. 3), the major-element correlations defined in the inclusions are distinct from the whole rock trends. This observation is consistent with the assumption that melt inclusions in early-formed minerals record early steps in the evolution of magmas before aggregation at shallower levels (Sobolev, 1996; Shimizu, 1998; Schiano, 2003). Also, as illustrated in Figure 2, progressive pre-entrapment crystallization of olivine (from Fo_{91.3} to Fo_{87.2}; i.e., the whole range of composition of the host olivines) cannot produce the compositional variation of the melt inclusions, although it might be responsible for some of the scatter observed within the correlations. These results unambiguously demonstrate that primitive magmas with significantly different major-element compositions coexisted at the site of olivine crystallization and melt entrapment.

4.2. Trace-element compositions

The main features of the REE patterns on a chondrite-normalized plot are the presence of both LREE-enriched and LREE-depleted patterns and the lack of correlation between HREE abundances and the degree of LREE enrichment, as expressed by the crossing of REE patterns (Fig. 5). In detail, while most inclusions have very similar REE patterns with nearly flat shapes, four LREE-enriched inclusions have (La/Sm)_N ratios > 1.2, while four LREE-depleted inclusions show (La/Sm)_N ratios < 0.75. The compositional range of the trapped melts within one sample is almost as large as the whole range found in bulk rocks and basaltic glasses from the FAMOUS zone (Langmuir et al., 1977; White and Bryan, 1977; Le Roex et al., 1981) (Fig. 5) and the range of incompatible elements overlaps for the most part the field of N-type MORB. In detail, however, variation of the moderately incompatible elements is larger for whole rocks than for melt inclusions while the range of variation for the most incompatible elements (Rb, Ba, Nb and K) is similar (Fig. 5).

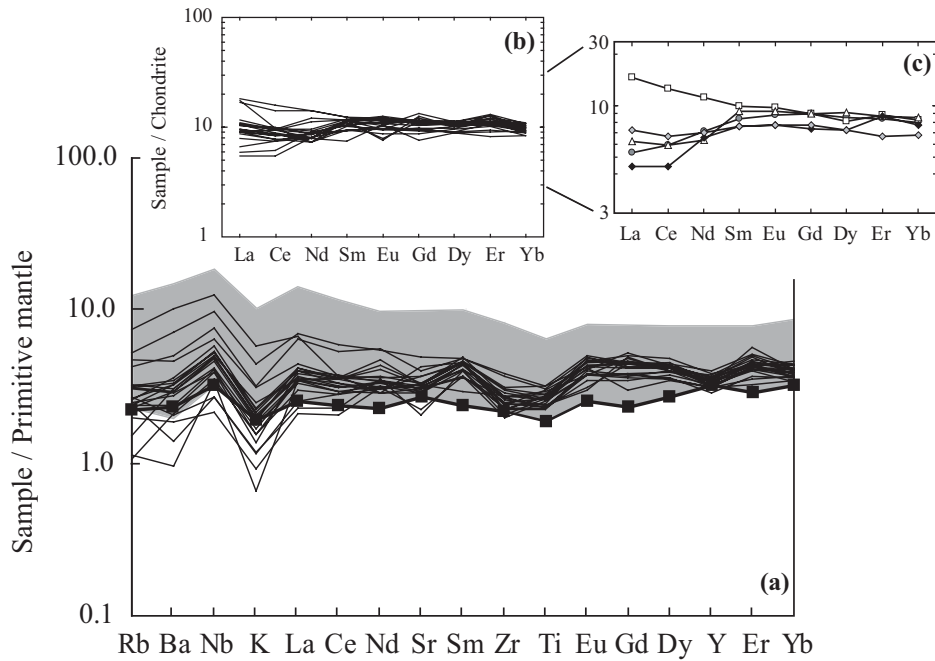


Fig. 5: Primitive mantle-normalized diagram (a) showing trace-element data for olivine-hosted melt inclusions in MORB sample ARP73-10-03. The elements are classified according to the incompatibility sequence previously determined for MORB genesis (Hofmann, 1988). Also shown for comparison are the compositions of FAMOUS whole rocks and basalt glasses (shaded area; Langmuir et al., 1977; White and Bryan, 1977; Le Roex et al., 1981) and the composition of the sample ARP73-10-03 used for this study (solid squares). The insert (b) shows the chondrite C1- (Sun and McDonough, 1989) normalized abundance patterns for rare-earth elements in the melt inclusions. Crossing of REE patterns in the melt inclusion data is illustrated by five representative compositions (c).

4.3. Major and trace-element heterogeneity and decoupling

The variations in the major-element concentrations (standard deviation/mean concentration) in the melt inclusions are greater for TiO_2 (12%), Na_2O (9%) and FeO (8%) than for other elements (also observed in melt inclusions trapped within spinels; Kamenetsky, 1996). The major-element compositions define binary trends (Fig. 2, 6 and see Appendix B) between an enriched end-member characterized by high FeO , Na_2O , TiO_2 , Al_2O_3 , and relatively low SiO_2 and MgO contents, and a depleted end-member characterized by low FeO , Na_2O , TiO_2 , Al_2O_3 , and high SiO_2 and MgO contents. Trace-element heterogeneity also defines binary trends in element-element plots, ratio-element plots and ratio-ratio plots (Fig. 6 and see Appendix B) between an end-member enriched essentially in the most incompatible elements (e.g., Rb, Ba, K, Nb) and a depleted one.

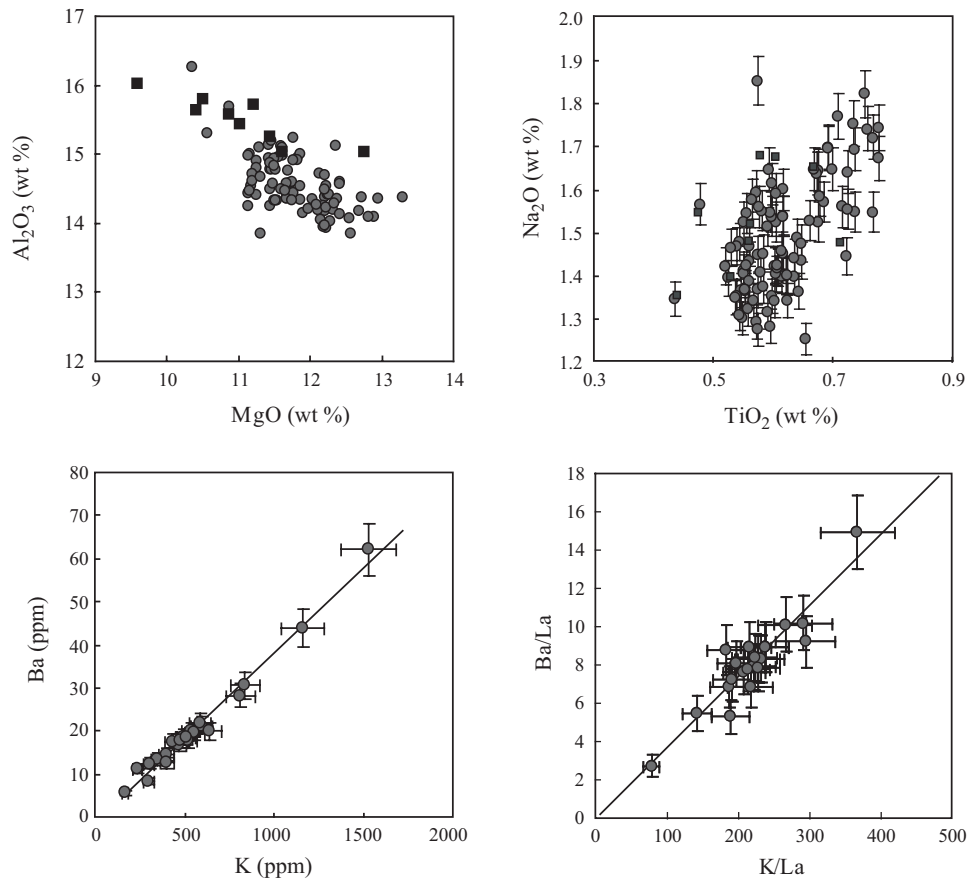


Fig. 6: Major and trace-element trends in melt inclusions. Solid squares are melt inclusions trapped in spinel (Kamenetsky, 1996). The chemical heterogeneity defines binary trends for both major and trace elements between an “enriched” end-member (high Al_2O_3 , TiO_2 and Na_2O , and low MgO for major elements; high Ba and K for trace elements) and a depleted end-member. 2σ errors are indicated when larger than the size of the symbols.

Such simple binary correlations in major- and in trace-element compositions are certainly best explained by a single process rather than by a combination of several mechanisms. However, an important feature of the chemical compositions of the melt inclusions is the apparent decoupling between major- and trace-element concentrations; i.e., no correlation between major- and trace-element concentrations is observed (see Appendix B). This characteristic has also been pointed out for whole rocks from the FAMOUS region (Langmuir et al., 1977; Bryan, 1979) and seems inconsistent with a single simple petrogenetic process. These observations will be a key point of the following discussion.

5. Discussion

Melt inclusions trapped in Mg-rich olivine crystals from the ARP73-10-03 MORB display a large range of major- and trace-element compositions and show chemical trends in binary diagrams (Fig. 6), suggesting that they constitute a suite of genetically-related primitive magmas. Various processes could have produced this evolution, including progressive partial melting, mantle-melt interaction during melt transport and/or mixing between different mantle sources. In the following, these models are discussed and evaluated in the light of the results summarized above.

5.1. CaO content in the melt inclusions: mantle-melt interaction or melting of a non-peridotitic lithology?

The olivine-hosted melt inclusions have higher CaO/Al₂O₃ ratios (up to 1) than most FAMOUS whole rocks (Langmuir et al., 1977; Bryan, 1979; Le Roex et al., 1981) and spinel-hosted melt inclusions (Fig. 7; Kamenetsky, 1996). In addition, their CaO content extends to values (up to 14.1 wt %) higher than those reached during experimental lherzolite melting under dry or hydrous conditions (see discussion in Schiano et al., 2000; Médard et al., 2004). An early episode of olivine fractionation at high pressure could account for the high CaO contents of the melt inclusions, but not for their high CaO/Al₂O₃ ratios.

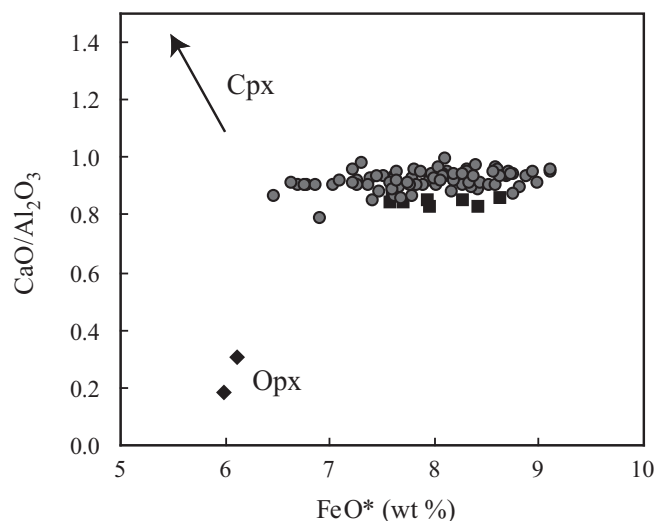


Fig. 7: Variation of CaO/Al₂O₃ as a function of FeO*. Shaded circles are melt inclusions in olivine (this study). Solid squares are melt inclusions in spinel from the same sample (Kamenetsky, 1996). Solid diamonds are pyroxenes selected from experimental starting materials (Wasylenki et al., 2003; Laporte et al., 2004); clinopyroxenes with elevated CaO/Al₂O₃ values are represented by the arrow. No evidence of pyroxene dissolution is observed from this diagram.

The presence in some MORB of olivine-hosted melt inclusions with high CaO contents, sometimes associated with positive Sr anomalies and/or high Al₂O₃ contents (Kamenetsky and Crawford, 1998; Danyushevsky et al., 2004) has been interpreted as reflecting reactions between plagioclase and/or clinopyroxene and primitive mantle melts. However, no Sr anomalies are observed in the FAMOUS melt inclusions, which rules out the hypothesis of plagioclase assimilation. Also, dissolution of clinopyroxene by interaction of ascending melts with wehrlites or crustal gabbros results in the formation of Cr-rich spinel (Cr# up to 70 mol%, instead of < 60 mol % in MORB) and melts characterized by high CaO and low Al₂O₃ (~12 wt %) (Kamenetsky and Crawford, 1998). In contrast, the FAMOUS melt inclusions display “normal” Al₂O₃ contents (13.9-16.3 wt %) and the Cr# of spinels from the host rock does not exceed 53 mol % (Kamenetsky, 1996). Finally, a plot of CaO/Al₂O₃ vs FeO (Fig. 7) shows no evidence for clinopyroxene or orthopyroxene dissolution.

An alternative explanation is that the CaO-rich compositions of the inclusions partially reflect combined dissolution-reaction-mixing processes due to localized fast crystallization rates at the margins of the “plumbing” system (Danyushevsky et al., 2004). Following this hypothesis, high cooling rates would enhance rapid crystallization of olivines containing large melt inclusions that sample the reaction zone. However, the ARP73-10-03 melt inclusions are found in olivine phenocrysts that display a polyhedral habit, a morphology which typically forms during slow crystal growth (Baronnet, 1984), and therefore can hardly be reconciled with high cooling rates.

Post-entrapment re-equilibration of melt inclusions with the surrounding melt by diffusion of Mg, Fe and Ca through the host crystal can also play a role in generating CaO-rich inclusions (Gaetani et al., 2002). However, as Fe and Mg interdiffusion rates in olivine are faster than Ca diffusion (Jurewicz and Watson, 1988), FeO and MgO contents should re-equilibrate before CaO. As previously discussed, no evidence for diffusive Mg-Fe re-equilibration was found in our melt inclusions.

Figure 4b shows that the melt inclusions are enriched in the diopside component (i.e., characterized by high CaO contents and CaO/Al₂O₃ ratios) rather than simply characterized by high CaO concentrations. During melting, the diopside content of lherzolite melts increases until clinopyroxene is exhausted from the residue. In addition, experimental studies of peridotite melting indicate that the diopside component in melt compositions increases with increasing CaO/Al₂O₃ ratio in the source (Fig. 8). Melts with high CaO/Al₂O₃ ratios could thus result from melting of highly depleted lherzolites with a very low fraction of

clinopyroxene (Wasylenki et al., 2003), but also from high degrees of melting of fertile lherzolites (Baker et al., 1995). However, partial melts of refractory lherzolites or high-degree melts of fertile lherzolites display elevated MgO contents (≥ 14 wt %), requiring olivine fractionation to decrease their MgO contents to those of the FAMOUS melt inclusions (10.4 – 13.3 wt %). In this case, the maximum CaO content in the primary lherzolite melts is increased to the maximum value in the melt inclusions by olivine crystallization. Accordingly, the CaO contents and CaO/Al₂O₃ ratios (the latter being not modified by olivine fractionation) in the melt inclusions can be successfully reproduced by partial melting of refractory or fertile lherzolites with high CaO/Al₂O₃ ratios (Fig. 8). Melting of clinopyroxene-enriched and orthopyroxene-depleted lithologies such as wehrlites or garnet pyroxenites is therefore not required.

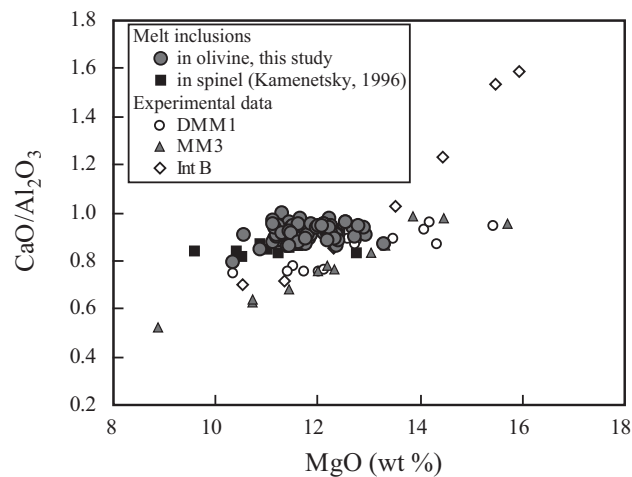


Fig. 8: Variation of CaO/Al₂O₃ as a function of MgO. Shaded circles are melt inclusions in olivine (this study). Also shown are experimental melts from model refractory lherzolite DMM1 (Wasylenki et al., 2003) and fertile lherzolite MM3 (Baker et al., 1995) and the olivine + clinopyroxene-rich mix INT-B (Schwab and Johnston, 2001). CaO/Al₂O₃ ratio is equal to 0.9 for DMM1 and MM3, and 3.4 for INT-B. This figure shows that at high MgO contents (13.5-16 wt %), pyroxenite or wehrlite melting produces CaO/Al₂O₃ ratios that are much too high, while peridotite melting can account for the values of CaO/Al₂O₃ ratio in the melt inclusions. Melt inclusions in Cr-spinel analyzed by Kamenetsky (1996) in the ARP73-10-03 sample (solid squares) have similar mean compositions to those in olivines, but some display slightly lower MgO contents and CaO/Al₂O₃ ratios, which may indicate that they contain lower degree melts than the inclusions in olivines.

5.2. The role of melt-mantle interaction

Magmas migrating through the mantle can interact chemically with the matrix towards a state of equilibrium (Navon and Stolper, 1987). Several studies have thus emphasized the role of reactive melt transport on the geochemical features of magmas (McKenzie, 1984;

Spiegelman and Elliot, 1993; Kelemen et al., 1995a; Kelemen et al., 1995b; Spiegelman et al., 2001; Spiegelman and Kelemen, 2003). For instance, dunite channels observed in mantle sections of ophiolite and peridotite massifs have been interpreted as the results of reactive dissolution as magmas percolate through a lherzolite or harzburgite mantle towards the surface (Kelemen et al., 1995a; Kelemen et al., 1995b; Kelemen et al., 1997; Asimow and Stolper, 1999).

In a previous study of olivine-hosted melt inclusions in another basalt from the FAMOUS area, Shimizu (1998) suggested that geochemical variations in the melts resulted from interaction with wall-rock mantle, according to a combined assimilation-fractional crystallization (AFC) mechanism (DePaolo, 1981). Zone refining or AFC models focus on trace-element effects at the melt front and thus do not provide direct information on the temporal evolution of melts emerging from the matrix column through which magma flows. Therefore we have used the model of equilibrium reactive transport in the mantle described by Reiners (1998) to evaluate whether melt/matrix interaction could have played a role in the generation of the melts trapped in the FAMOUS inclusions. In this model, melt migrates through the column of reactive mantle, successive melt batches emerge and their compositional variations reflect the reactive capacity of the mantle (see caption of Figure 9 for model parameters).

In our calculations the source and the column matrix are similar in composition, so the melt and the solid will be respectively enriched and depleted in incompatible elements during the exchange mechanism. Chemical interaction occurs in two different manners: (i) no mineralogical reaction in the matrix, and (ii) lherzolite-to-dunite reaction by dissolution of pyroxene. As demonstrated by Reiners (1998) and also observed in our calculations (Fig. 9), the main features of reactive melt transport are: (1) enrichment of incompatible elements in the leading melt batches and decreasing concentrations in successive melts (i.e., with time), (2) chromatographic decoupling in the variation of trace-element compositions (i.e., decoupling of concentrations of trace elements with different bulk partition coefficients in successive melt batches emerging at the top of the column), (3) large variation in HREE in the case of lherzolite-to-dunite reaction in the column.

No significant HREE variations are found in the inclusion data contrary to what is observed in the case of lherzolite-to-dunite reaction (Fig. 5 and 9). Moreover, in the model with no mineralogical reaction, the chromatographic decoupling of concentrations of trace elements with varying global partition coefficients in successive melt batches emerging from the column is not related to a crossing of the patterns, contrary to what is observed in the melt

inclusions. This suggests that the trace-element variation in the FAMOUS inclusions is dominated mainly by melting processes, mixing of melts and/or source heterogeneity rather than reactive melt transport.

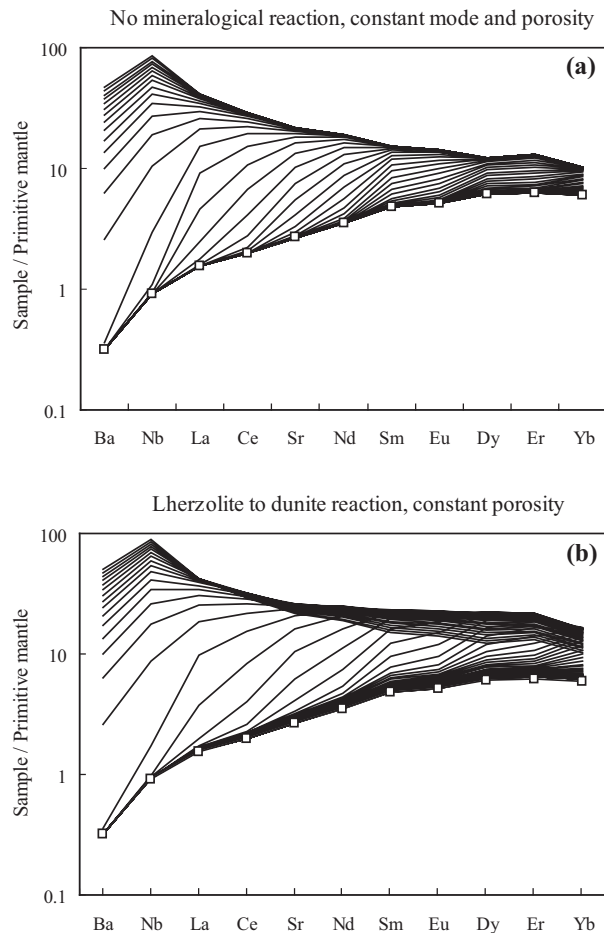


Fig. 9: Primitive mantle-normalized diagram showing trace-element evolution of model melts emerging from a mantle column and produced by chemical interaction with the mantle matrix during melt transport as described by Reiners (1998). The model assumes local trace-element equilibrium between migrating melt and surrounding mantle. The initial melt introduced at the base of the mantle column (squares) is produced by 5% continuous melting (Sobolev and Shimizu, 1993a) of a depleted MORB mantle source (“average” DMM of Workman and Hart, 2005). Trace-element patterns are shown for melts emerging at different times: from the melt front composition (the first melt that emerges from the column, and thus the most enriched one) until the return to the input melt composition. In our calculation, the same spinel lherzolite composition is used to simulate the melt source and the column matrix. The initial porosity of the matrix is 5% since intergranular porosity in the mantle ranges between 1 and 6.5% (Kelemen et al., 1997). In our calculations, chemical interaction occurs either with no mineralogical reaction in the matrix (a) or with a lherzolite-to-dunite reaction by dissolution of pyroxene (b). Porosity is maintained at a constant percentage in the calculations presented in these figures (5%), but the effect of porosity changes on melt compositions is small compared to the effects of mineralogical reactions.

5.3. The role of partial melting processes

In this section, we assess whether variable extents of partial melting could be a plausible explanation for the evolution of the major- and trace-element compositions of the melt inclusions. We test this hypothesis using different models of partial melting, including isobaric versus polybaric melting processes. The models are based on calculations from the latest version of the pHMELTS algorithm, *Adiabat_1ph* (Smith and Asimow, 2005), and the ridge model of Langmuir et al. (1992).

MELTS computational algorithm applies thermodynamic models of minerals and silicate liquids to calculate phase equilibria as a function of intensive variables and bulk composition (Ghiorso and Sack, 1995). New calibrations and refinements have been incorporated in a revised version, pMELTS (Ghiorso et al., 2002), which has been expanded again recently to the pHMELTS model that includes H₂O and trace elements (Asimow et al., 2004; Smith and Asimow, 2005). Given the discrepancies that exist between pHMELTS calculations and the results of peridotite melting experiments (Ghiorso et al., 2002), we focus on comparing calculated trends with the melt inclusion evolution rather than using them to predict accurate quantitative values.

5.3.1. Isobaric partial melting

Two types of melting regime were investigated using pHMELTS: batch (melt remains in contact with the residue and re-equilibrates at every temperature) and continuous (melt is continuously extracted from the mantle except a small fraction which is retained in the residue) isobaric melting. The coherency for major elements between the batch melting calculations and experimental melts of lherzolite rock-types at 1 GPa (Baker et al., 1995; Kushiro, 1996; Hirschmann et al., 1998; Wasylenki et al., 2003; Laporte et al., 2004) is illustrated in Fig. 10. Experimental melts of MM3 fertile lherzolite (Baker et al., 1995; Hirschmann et al., 1998) are consistent with isobaric batch trends calculated with pHMELTS, despite a slight MgO overestimation and Al₂O₃ and CaO underestimation in the model melts.

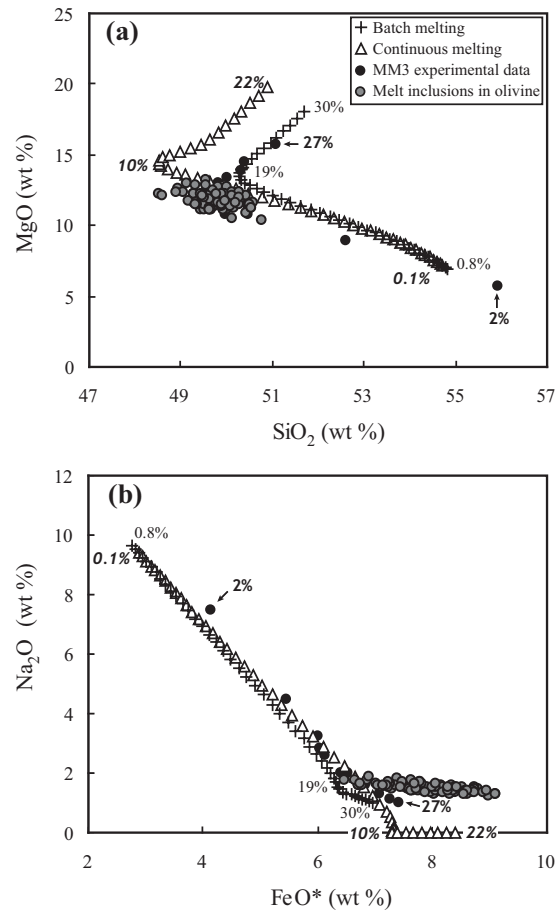


Fig. 10: MgO vs SiO₂ (a) and Na₂O vs FeO* (b) in olivine-hosted melt inclusions (shaded circles) and experimental melts produced by melting of MM3 starting composition at 1 GPa (solid circles; Baker et al., 1995; Hirschmann et al., 1998). Crosses and triangles are pHMELTS model melts for isobaric batch and continuous melting, respectively, at 1 GPa. Degrees of melting are indicated along the curves with a regular font for batch melts, italic for continuous melts and bold for experimental melts. Oxygen fugacity is set at QFM -1 in the calculations. In the continuous melting model, 1% of melt is retained in the source. It should be noted that the range of the degree of melting that could account for the variation in the melt inclusions differs from one element to another.

Overall, major-element compositions of the inclusions are consistent with 1 GPa batch melts formed either at high melt fractions (up to 25 %) from a fertile lherzolite or at low melt fractions (1-5 %) from a refractory lherzolite (Fig. 11 and 12). However, the degree of melting necessary to account for the concentration range strongly differs from one element to the other (Fig. 10). For instance, FeO concentrations require a much larger range of the degree of melting than other elements, in particular for a refractory lherzolite source (Fig. 12). The difference in the degree of melting reflects the choice of the source composition, the melting model and the effects of pre-entrapment olivine crystallization on the major-element compositions of melt inclusions. A classical feature observed from our results is that for a given range of the degree of melting, continuous melting leads to a larger range of

compositions (except for MgO and Al₂O₃) of the instantaneous melts than batch melting (Fig. 10).

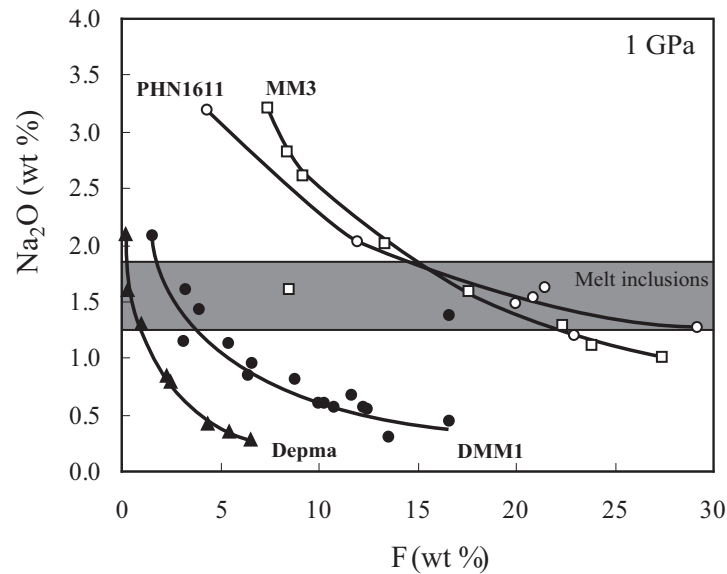


Fig. 11: Na₂O in experimental lherzolite melts vs degree of melting, *F*. Experimental melting trends at 1 GPa are from the following starting materials: MM3 (Baker et al., 1995) and PHN1611 (Kushiro, 1996) fertile lherzolites, and DMM1 (Wasylenki et al., 2003) and Depma (Laporte et al., 2004) harzburgites. Black curves correspond to the best fits of experimental melting trends. The range of Na₂O contents in the melt inclusions is represented by the shaded area.

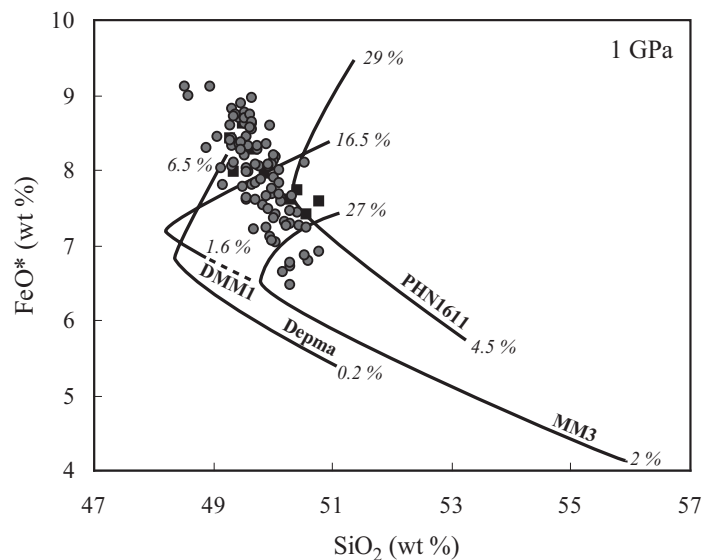


Fig. 12: FeO* vs SiO₂ in olivine-hosted melt inclusions (this study; shaded circles) and spinel-hosted melt inclusions (solid squares; Kamenetsky, 1996) from MORB ARP73-10-03. Also shown are experimental melting trends at 1 GPa from MM3 (Baker et al., 1995), DMM1 (Wasylenki et al., 2003), Depma (Laporte et al., 2004), and PHN1611 (Kushiro, 1996) starting materials. Melt fractions (wt %) are reported along the trends.

Trace-element concentrations provide another test of the hypothesis that the compositional variation in the melt inclusions is produced by progressive partial melting of peridotite. Also, the wide spectra of trace-element compositions of melt inclusions within single basalt samples have been explained by many in terms of progressive continuous melting processes of homogeneous sources (Sobolev and Shimizu, 1993b; Gurenko and Chaussidon, 1995; Kamenetsky, 1996; Slater et al., 2001). We have thus evaluated this hypothesis by comparing the trace-element characteristics of the FAMOUS melt inclusions with those predicted by pHMELTS during continuous melting of a lherzolite source at 1 GPa, with 2 wt% of melt retained in the residue. The changes in mineral proportions in the source during melting are taken into account in the calculations with pHMELTS (Asimow et al., 2004; Smith and Asimow, 2005). Here, we have used variable values of the mineral-melt partition coefficients ($D = D(P, T, X)$) from the method of Wood and Blundy (1997). As shown in Fig. 13, melt inclusion compositions can be framed by instantaneous melts produced by 3.1 to 6.5 % of continuous melting of a source whose trace-element composition has been adjusted from the composition of the average DMM (Workman and Hart, 2005) in order to reproduce most of the features in the melt inclusion data. The best fit was obtained for a source which is enriched in the very incompatible elements such as Rb, Ba, Nb and La (Table 2). On the contrary, contents of M- and HREE and Ti and Zr must be depleted in the source to reproduce the melt inclusion data.

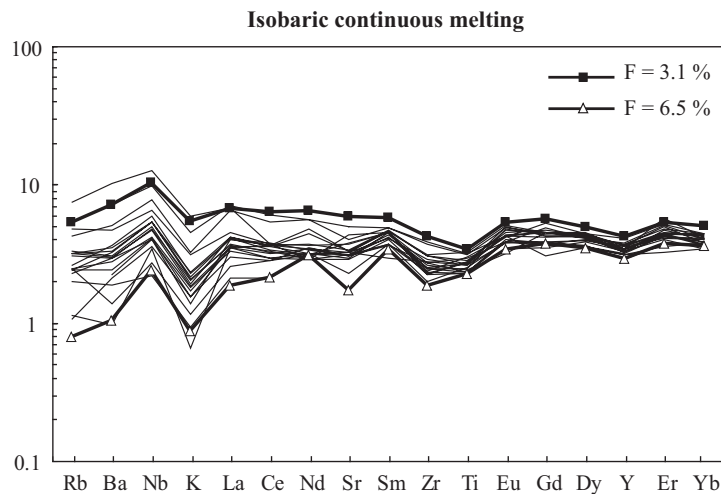


Fig. 13: Primitive mantle-normalized diagram showing trace-element data for olivine-hosted melt inclusions in sample ARP73-10-03 and for pHMELTS model melts. Two compositions of instantaneous melts produced by isobaric continuous melting in the spinel stability field (1GPa) at different degrees of melting are shown to frame the compositional field of the melt inclusions. The composition of the source is reported in Table 2. The water content of the source is set at 100 ppm, as the estimation by Workman and Hart (2005) of the water content in the depleted MORB mantle ranges between 70 and 160 ppm. Oxygen fugacity is equal to QFM and 2% of melt is retained in the residue.

Table 2
Fitted source composition for the melting models

SiO ₂ (wt%)	44.71
Al ₂ O ₃	3.98
FeO*	8.18
MnO	0.13
MgO	38.73
CaO	3.17
Na ₂ O	0.13
Cr ₂ O ₃	0.57
TiO ₂	0.13
Rb (ppm)	0.15
Ba	2.2
Nb	0.35
K	60
La	0.23
Ce	0.6
Nd	0.57
Sr	6.3
Sm	0.2
Zr	3
Ti	450
Eu	0.075
Gd	0.3
Dy	0.35
Y	1.8
Er	0.25
Yb	0.25
H ₂ O	100

This composition has been adjusted from the composition of the average DMM defined by Workman and Hart (2005).

The results of our calculations suggest that the melt inclusions in the ARP-73-10-03 MORB may have sampled instantaneous melts produced by continuous melting of a source which has been enriched in most incompatible relative to the average DMM. However some inconsistencies remain as the relatively high FeO* contents in the melt inclusions compared to experimental melts produced at 1 GPa (Fig.12), the small variation in the Na₂O content (Fig. 10 and 12) and the range in the degree of melting inferred from the major and trace elements.

5.3.2. Polybaric partial melting

Polybaric, isentropic melting of the upwelling mantle, where instantaneous melts are produced over a range of pressures from the garnet to the plagioclase stability fields and subsequently mixed, is generally thought to be a more viable process than isobaric melting to explain MORB petrogenesis and abyssal peridotite compositions (Johnson et al., 1990; Langmuir et al., 1992). Therefore we have applied models of isentropic melting in the pressure range 4 – 0.4 GPa in an attempt to reproduce the melt inclusion compositions. We used two models of MORB production based on empirical parameterization (Langmuir et al., 1992; C.H. Langmuir, personal communication) and thermodynamic principles (pHMELTS, Smith and Asimow, 2005), respectively (see captions of Fig. 15 and 16 for model parameters).

In our calculations with the ridge model of Langmuir et al. (1992), the adiabatically ascending mantle material intersects its solidus at a temperature of 1400°C, which corresponds to a pressure of initial melting of ~2.7 GPa for the composition of the average DMM from Workman and Hart (2005) (Table 2). Partition coefficients for major elements change with pressure and temperature, therefore the concentrations were calculated incrementally at each 0.1 GPa pressure step in a process of batch or fractional melting. Instantaneous melts, rather than aggregated melts, were retained from these calculations, because melt inclusions are likely to sample different batches extracted at various pressures rather than pooled melts at the top of the mantle regime.

Although both the ridge model of Langmuir et al. (1992) and the polybaric melting calculations with pHMELTS can account for most major-element variations in the melt inclusions by continuous isentropic melting, they fail to reproduce some of the observed correlations, in particular Na₂O vs FeO* (Fig. 14-15). Our observations thus suggest that polybaric melting cannot provide a unique solution to the petrogenetic problems raised by the melt inclusion compositions.

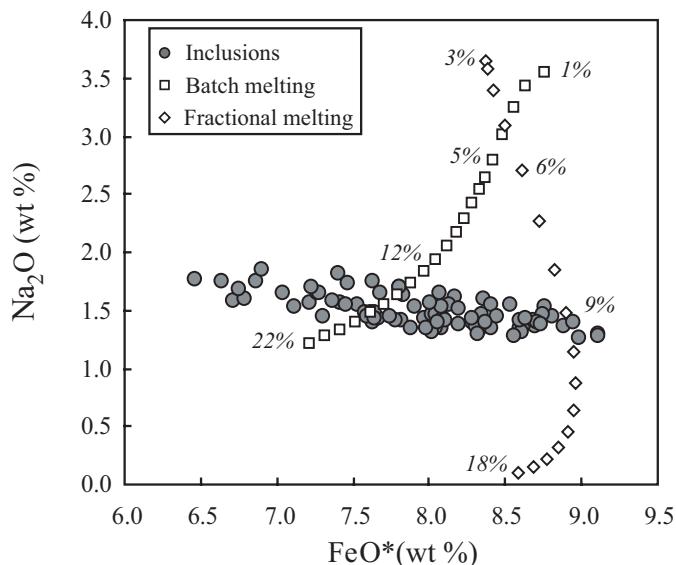


Fig. 14: Evolution of instantaneous melts computed using the ridge melting model of Langmuir et al. (1992), over a range of pressures of ~ 2.7 - 0.5 GPa. Squares and diamonds correspond to batch and fractional melting trends, respectively; melt fractions (wt %) are indicated along the curves. Source composition used in the calculations is the average DMM from Workman and Hart (2005) (Table 2). Melt inclusions show a large variation in FeO^* correlated with a small decrease of the abundance of incompatible elements such as NaO_2 (also true for TiO_2), while polybaric melting predicts larger variations of Na_2O with the melt fraction.

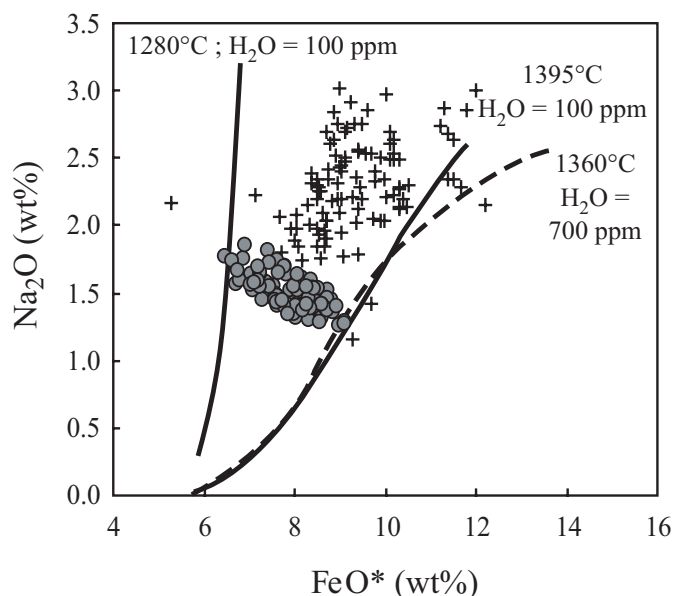


Fig. 15: Na_2O vs FeO^* in olivine-hosted melt inclusions (circles), whole rocks from the FAMOUS zone (crosses) and pHMELTS model liquids. Isentropic continuous melting of the average DMM composition (Table 2; Workman and Hart, 2005) is modeled at different potential mantle temperatures (1280, 1360 and 1395°C) and with various H_2O contents in the source ranging between 100 ppm (solid curves) and 700 ppm (dashed curve). Mixing of batches extracted from different melting regimes characterized by various potential temperatures in the range 1280-1395°C or 1280-1360°C in the case of H_2O addition in the source could account for the variability in FeO^* in the melt inclusions.

Most major-element evolutions of the melt inclusions differ from the trends of the whole rocks from the FAMOUS zone (Fig. 15), but are consistent with the global trends defined for MORB by Klein and Langmuir (1987) for normal ridges. The global trends have been interpreted in terms of temperature variation in the mantle and could correspond to pooled melts produced in different melting regimes for different pressures of intersection of the mantle solidus (Klein and Langmuir, 1987). Accordingly, the melt inclusion correlations that cannot simply be accounted for by a simple process of polybaric melting (for example, Na_2O vs FeO^* , Fig. 14) could reflect mixing of instantaneous melts produced in melting regimes characterized by different potential temperatures and/or water contents (Fig. 15). However, this interpretation proposed for the large-scale MORB variability seems unrealistic at the scale of a single sample as it would imply a large range of temperature over short distances: 1280-1395°C (Fig. 15) for a DMM source composition (Workman and Hart, 2005) and 1345-1620°C for a MM3 fertile source composition (Baker et al., 1995). It should be noted, however, that the required range of the mantle temperature is reduced to 1280-1360°C for DMM melting if the H_2O content in the source varies between ~ 100 and 700 ppm (Fig. 15), as proposed on a larger scale for the FAZAR MORB samples near the Azores (Asimow et al., 2004).

In an attempt to reproduce the trace-element compositions of the melt inclusions by a model of polybaric melting, we also performed the different pHMELTS calculations described above for trace elements. The trace-element composition of the source is similar to the one adjusted for isobaric melting calculations (Table 2), with enriched concentrations for the most incompatible elements. As the presence of garnet in the residue is not consistent with the unfractionated melt inclusion patterns, the required depletion for the less incompatible elements may reflect either: (1) low values of the global partition coefficients used in the pHMELTS calculations (McKenzie and O'Nions, 1991, 1995; Wood and Blundy, 1997), (2) a natural depletion of these elements beneath the FAMOUS zone, or (3) a very low proportion of melts produced from garnet-bearing peridotite. Note, however, that major-element compositions of the peridotite source considered in the calculations preclude much melting in the garnet stability field at realistic mantle temperatures (~ 1250 - 1400°C). Hence our results suggest that, contrary to major elements, most of the variation in the trace-element compositions (Fig. 16) and trace-element ratios (Fig. 17) in the melt inclusions can be accounted for by isentropic continuous melting.

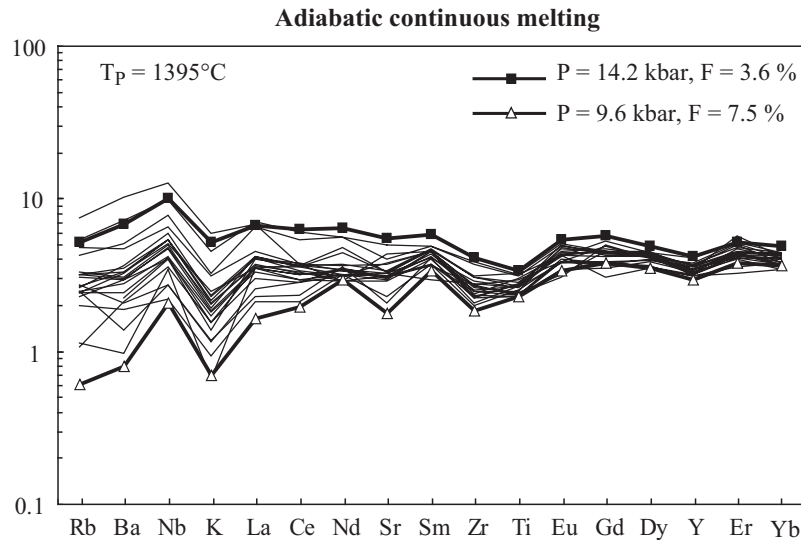


Fig. 16: Primitive mantle-normalized diagram showing trace-element data for olivine-hosted melt inclusions in sample ARP73-10-03 and for pHMELTS model melts. Two compositions of instantaneous melts produced by isentropic continuous melting which have been extracted at different pressures and degrees of melting are shown to frame the compositional field of the melt inclusions. For this calculation, potential temperature is 1395°C. The composition of the source is reported in Table 2. Oxygen fugacity is equal to QFM and 2% of melt is retained in the residue.

5.3.3. Crossing of the trace-element patterns

Although progressive melting can be considered as a plausible explanation for most of the trace-element characteristics of the melt inclusions, it does not provide a clear solution to a major problem of the melt inclusion data: crossing of the trace-element patterns. During progressive melting in the garnet stability field, crossing of REE patterns occurs between M- and HREE (around Eu-Dy, depending on the values used for the partition coefficients), because HREE have high garnet-melt partition coefficients. However, in the inclusion patterns, the crossing is irregular and not only restricted to HREE (Fig. 5). Instead, it could reflect several combined effects of entrapment of melts derived from different depths, mixing of different melt batches and different degrees of pre-entrapment olivine crystallization. Such a combination of processes is close to the “dynamic melting model” defined by Langmuir et al. (1977) to explain the compositional variability in the FAMOUS whole rocks and the associated crossing REE patterns. In this process, melts are derived from different parts and at different degrees of melting of the source region. Crossing of REE patterns can thus be a consequence of mixing of melt batches with different degrees of incompatible trace-element enrichment.

5.3.4. Major- and trace-element decoupling

Among crucial features of the melt inclusion data, the lack of correlation between major and trace elements (although good correlations are observed within each group of elements) raises probably the most important problem. This apparent decoupling, which has also been observed for the FAMOUS whole rocks (Langmuir et al., 1977; Bryan, 1979), may be due to the fact that major and trace elements in melts are not governed by the same physical or chemical parameters. Accordingly, the superimposition of the different processes involved in MORB petrogenesis (source heterogeneity, polybaric continuous melting, mixing of melt increments, melt transport, olivine crystallization, etc.) could be recorded differently by the two groups of elements.

As major elements are the main components of mantle minerals, their behavior is essentially controlled by phase equilibria during melting and thus by the physical P-T conditions in the mantle source region. For instance, contrary to trace elements, it is known that major elements such as SiO₂ and FeO are strongly dependent on the pressure at the time of melting. On the other hand, incompatible trace elements record information about the source composition which may have been modified by previous melting episodes. In addition, early olivine fractionation and mixing effects are superimposed on those of the melting process and seem to play a significant role in the apparent decoupling of major and trace elements in the melt inclusions. Indeed, an early episode of olivine crystallization before melt entrapment would significantly change major-element abundances in the melt, whereas trace-element contents would only be globally enriched.

5.3.5. Summary on the role of partial melting

To summarize previous sections, progressive isobaric continuous melting of a relatively fertile lherzolite (to account, for example, for the relatively high TiO₂ abundances in the melt inclusions), with mixing to some extent between different melt batches, is a plausible explanation for the observed compositional variations in both major- and trace-element compositions of the olivine-hosted, primitive melt inclusions trapped in the ARP73-10-03 sample. This hypothesis requires that the mantle source is enriched in very incompatible trace elements. On the other hand, the more realistic model of polybaric continuous melting can also account for the melt inclusion data, providing that the source is characterized by a large range in its potential temperature and/or its water content at a small scale. However, two features of the melt inclusion compositions, namely the crossing of trace-element patterns and the decoupling between major- and trace-element compositions, require a more complex

model combining several processes such as continuous partial melting, magma mixing, olivine crystallization, etc. Therefore, melt inclusions are thought to sample liquids that are derived from different depths and different degrees of continuous partial melting from a source which is rather homogeneous in composition (except perhaps in its H₂O content) but probably heterogeneous in temperature. These increments of melt may then suffer various extents of magma mixing and olivine crystallization before entrapment in the olivine phenocrysts. It is therefore suggested that major and trace elements may record distinctive fingerprints of the processes (segregation, mixing of different melt increments, melt transport, olivine fractionation, etc.) that generated the melt inclusions.

5.4. Variation of the highly incompatible-element ratios: evidence for source heterogeneity?

Ratios of highly incompatible elements (e.g., Ba/Nb, La/Ce, K/Ba and K/Rb) are more variable in the melt inclusions than in whole-rocks. In addition, correlations between ratios of highly incompatible elements with the same denominator (Fig. 17b) are observed: such correlations could indicate at first sight that the trace-element variations among the melt inclusions reflect a mixing relationship between two mantle sources. However, the different melting models show that in the case of continuous melting (and even more in the case of 'pure' fractional melting), caution is required when attempting to interpret incompatible trace-element ratios in terms of present-day mantle source ratios. Indeed a small difference in the bulk partition coefficients of two elements could produce a large variation of their ratio during partial melting, depending on the range of the degree of melting. This is illustrated in Fig. 17b, where the observed Ba/La versus K/La correlation for the melt inclusions is consistent with an isentropic continuous melting process in the range of ~ 0.5-10 % and ~ 1.8-0.65 GPa. Therefore, although a small and local chemical heterogeneity of the source cannot be fully rejected on the basis of our results, it is suggested that partial melting is the main cause of the observed compositional variations.

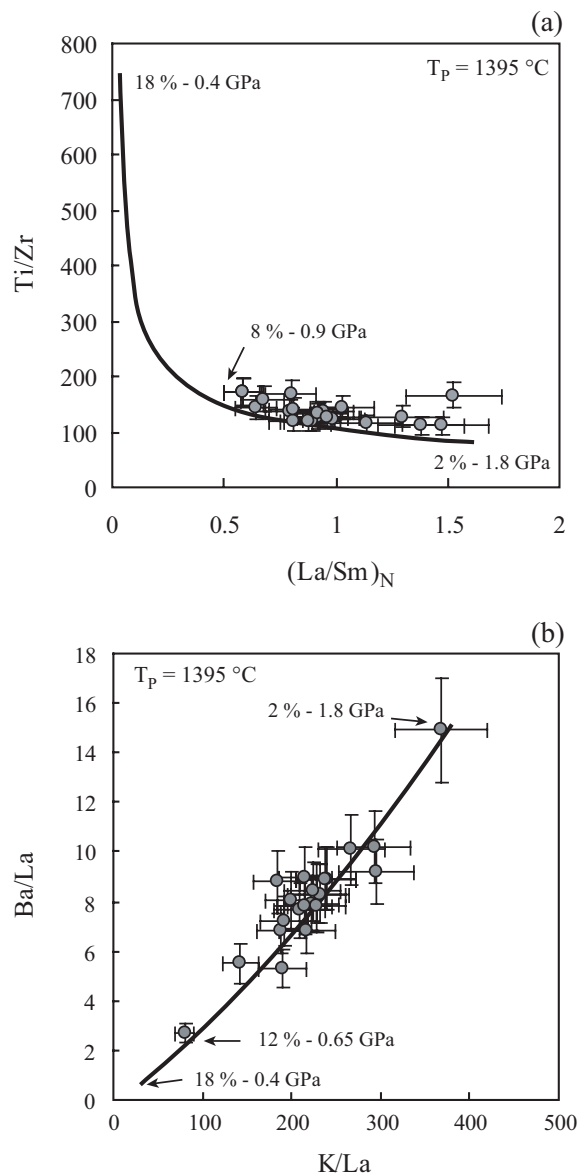


Fig. 17: Ti/Zr vs $(La/Sm)_N$ and Ba/La vs K/La in melt inclusions (shaded circles) and in pHMELTS model liquids (curve). La/Sm ratio (a) is normalized to the composition of chondrite C1 (Sun and McDonough, 1989). Liquids are produced in a model of isentropic continuous melting of the source defined in Table 2. Parameters of the isentropic melting model are the same as in Fig. 16.

5.5. Physical implications

It has been proposed that liquid can be extracted at very low melt fractions during melting and that melt interconnectivity is established for melt fractions of < 1 vol.% (Kohlstedt, 1992). A consequence is that melt migration through the mantle could occur by porous flow (McKenzie, 1984; Spiegelman and McKenzie, 1987). In this case, and as discussed in section 5.2, liquid should approach equilibrium with minerals in the matrix (Navon and Stolper, 1987). However it is known that melts are often transported to the crust

without re-equilibration with the surrounding mantle, since major- and trace-element compositions in MORB are not in equilibrium with lherzolitic and harzburgitic residues at low pressures (Stolper, 1980; Christie et al., 1986; Johnson et al., 1990). Therefore rapid segregation and migration of magmas are required beneath mid-ocean ridges, with melt transport by focused flow in channels (Sleep, 1988; Stevenson, 1989; Kelemen et al., 1995a; Kelemen et al., 1995b; Kelemen et al., 1997; Spiegelman and Kelemen, 2003) or fractal tree distribution (Hart, 1993). Indeed dunite residues found in ophiolites can be reproduced by models of reactive melt transport through the mantle with focused flow in channels (Kelemen et al., 1995a; Asimow and Stolper, 1999; Spiegelman et al., 2001; Spiegelman and Kelemen, 2003; Morgan and Liang, 2005). Such reactions occur by preferential dissolution of pyroxene which produces melt and olivine (Kelemen, 1990; Kelemen et al., 1990; Kelemen et al., 1995b; Spiegelman et al., 2001). As the permeability and porosity are increased by this reaction, the melt flux is enhanced and high-permeability dissolution channels are formed.

The coexistence, at the site of the host phase crystallization, of chemically distinct melts preserved in phenocrysts from the ARP73-10-03 MORB sample provides important constraints on the physics of melt segregation and transport beneath the FAMOUS ridge. It requires efficient segregation of melts from their source region. No evidence of diffusive re-equilibration with the surrounding mantle is found in the melt inclusion data, which suggests an ascent to the site of olivine crystallization without extensive interaction. The observation of a large chemical variability at small scale in melt inclusions from a single sample (Sobolev and Shimizu, 1993b; Shimizu, 1998; Slater et al., 2001) or in MORB lavas (Reynolds et al., 1992; Perfit et al., 1994; Reynolds and Langmuir, 2000) strongly suggests that melt transport does not readily homogenize melt compositions under mid-ocean ridges. Spiegelman and Kelemen (2003) argued that a physical system that extracts melts from different depths without allowing them to mix during transport through the mantle is required to interpret melt inclusions as instantaneous dynamic melts trapped in olivine near the MOHO. They thus proposed that melt transport through a channel network transpose the vertical variability produced by polybaric melting for highly incompatible elements into horizontal variability across individual channels. This mechanism, which may therefore produce highly variable melt compositions on small length scales and limit interaction between solid and liquid, cannot be rejected from our data. Finally, our observations indicate that melt inclusions trapped within early-formed minerals offer a means of accessing high pressure information which has been partially obliterated in MORB lavas.

6. Conclusions

Silicate melt inclusions in primitive minerals provide access to the early history of mantle magmas since entrapment isolates them from the complex differentiation and mixing processes that occur at shallower levels (Sobolev, 1996; Schiano, 2003). Specifically, primitive melt inclusions in MORB phenocrysts provide further constraints on melting processes, melt transport and mantle source compositions beneath mid-ocean ridges.

The large variations in the major- and trace-element concentrations in melt inclusions trapped in olivine phenocrysts (Fo_{87.2-91.3}) from a MORB from the FAMOUS area can be accounted for by partial melting of a relatively homogeneous mantle source and subsequent mixing in various proportions of the melt batches produced at different degrees of melting and/or in different parts of the melting system. The evolution of the melt inclusion compositions cannot be reconciled with trends calculated for mantle-melt chemical exchange during reactive transport, suggesting that the trapped melts are able to preserve pristine information about the melting conditions. These observations imply that distinct magma batches must be transported from their melting depths to the site of olivine crystallization without significant exchange with the surrounding mantle.

Acknowledgements

We would like to thank C.H. Langmuir for providing us with his program of polybaric melting. Technical assistance provided by M. Veschambre and J.-L. Devidal with the electron microprobe was greatly appreciated. This work was supported in part by the European Community's Human Potential Program under contract HPRN-CT-2002-00211 (Euromelt).

Appendix A

Correction for post-entrapment overgrowth of the host olivine at the inclusion walls during cooling was carried out numerically by dissolving 0.1 wt % increments of olivine into the liquid. The evaluation of the equilibrium value of $K_{D^{Fe-Mg}^{Ol-Liq}}$ was done by applying a model that incorporates the effects of melt composition (in particular SiO₂ and alkalis) and temperature on Fe-Mg partitioning (Toplis, 2005). Homogenization temperature of the melt inclusions (1270-1300°C) was taken as an estimate of the temperature of equilibrium in the system. The starting composition of olivine was that in equilibrium with the melt inclusion; after each dissolution increment, the olivine composition in equilibrium with the corrected melt composition was computed and was used in the next dissolution step. The procedure was stopped once the corrected melt composition was in equilibrium with the host olivine: on average, dissolution of ~13 wt % olivine was necessary to reach this equilibrium. The amount of post-entrapment crystallization ($X_c = \frac{X_d}{X_d + 1}$; where X_d is the amount of olivine dissolution in the melt) is given for each analysis in Table 1. The value Fe³⁺/ΣFe was chosen equal to 0.07 (Christie et al., 1986) in the analyzed melt and Fe³⁺ was assumed to behave as an incompatible element during olivine crystallization, so that the oxidation state evolved during the calculations. Knowing the amount of post-entrapment olivine crystallization, it was then possible to calculate the trace-element compositions at the time of entrapment.

Appendix B

Pearson Product-Moment Correlation between major- and trace-element data in the melt inclusions.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	S	Li	Be	B	F	K	Sc	Ti
SiO ₂	1																	
TiO ₂	0.53	1																
Al ₂ O ₃	0.26	0.09	1															
MnO	-0.38	-0.33	-0.08	1														
FeO*	-0.85	-0.64	-0.22	0.32	1													
MgO	-0.13	-0.01	-0.52	-0.25	-0.16	1												
CaO	-0.04	0.05	-0.09	0.18	-0.06	-0.42	1											
Na ₂ O	0.52	0.63	0.04	-0.13	-0.59	0.14	-0.39	1										
K ₂ O	0.39	0.30	0.37	0.13	-0.39	-0.34	0.08	0.24	1									
Cl	0.22	0.23	0.25	0.02	-0.22	-0.12	-0.21	0.31	0.79	1								
S	0.30	0.11	-0.48	0.10	-0.20	0.13	-0.08	0.39	0.00	0.01	1							
Li	0.09	0.04	-0.11	0.06	-0.06	0.12	-0.21	0.25	-0.38	-0.42	0.22	1						
Be	0.56	0.42	-0.03	-0.25	-0.61	0.29	-0.15	0.34	0.35	0.28	0.10	-0.12	1					
B	0.53	0.44	0.36	-0.03	-0.54	-0.31	0.21	0.33	0.49	0.22	-0.14	-0.16	0.15	1				
F	0.14	0.20	0.01	0.00	-0.17	0.06	-0.06	0.11	0.22	0.16	-0.37	-0.20	0.48	0.35	1			
K	0.40	0.28	0.34	0.08	-0.35	-0.36	0.10	0.21	0.96	0.73	-0.03	-0.42	0.33	0.49	0.21	1		
Sc	-0.44	-0.19	-0.34	0.31	0.49	-0.36	0.64	-0.48	-0.12	-0.32	0.11	0.03	-0.38	-0.33	-0.30	-0.10	1	
Ti	0.46	0.84	-0.07	-0.27	-0.60	0.01	0.25	0.51	0.31	0.20	0.17	-0.08	0.53	0.32	0.14	0.28	0.07	1
V	-0.25	-0.31	0.07	0.04	0.37	-0.20	0.07	-0.31	-0.29	-0.31	-0.31	0.30	-0.20	-0.18	0.09	-0.32	0.39	-0.08
Cr	-0.05	-0.20	-0.14	0.05	-0.04	0.39	-0.21	-0.08	-0.10	0.18	-0.10	-0.25	0.32	-0.18	0.51	-0.17	-0.42	-0.20
Rb	0.37	0.19	0.28	0.02	-0.31	-0.34	0.20	0.11	0.86	0.56	0.00	-0.45	0.38	0.25	0.16	0.90	0.04	0.32
Sr	0.26	0.51	0.27	0.12	-0.31	-0.32	0.22	0.20	0.71	0.47	-0.20	-0.43	0.26	0.56	0.36	0.76	-0.01	0.46
Y	0.37	0.57	0.15	-0.35	-0.35	0.05	-0.29	0.48	0.14	0.21	-0.03	-0.04	0.63	0.17	0.49	0.09	-0.29	0.59
Zr	0.09	0.56	-0.06	-0.11	-0.19	-0.18	0.43	0.15	0.22	0.12	-0.03	-0.21	0.01	0.24	-0.07	0.30	0.28	0.60
Nb	0.31	0.29	0.31	0.09	-0.29	-0.35	0.15	0.13	0.94	0.73	-0.08	-0.47	0.28	0.47	0.21	0.98	-0.06	0.28
Cs	0.20	0.30	0.37	0.13	-0.44	0.02	0.13	0.13	0.37	0.28	-0.34	-0.41	0.36	0.40	0.26	0.36	-0.36	0.37
Ba	0.36	0.26	0.28	0.08	-0.33	-0.33	0.13	0.16	0.95	0.72	0.00	-0.44	0.36	0.46	0.21	0.99	-0.07	0.29
La	0.27	0.43	0.24	0.06	-0.28	-0.38	0.33	0.12	0.83	0.61	-0.11	-0.48	0.23	0.48	0.16	0.88	0.08	0.45
Ce	0.17	0.50	0.13	-0.01	-0.27	-0.27	0.40	0.13	0.56	0.42	-0.05	-0.47	0.07	0.40	-0.01	0.62	0.13	0.50
Nd	0.10	0.51	-0.16	-0.22	-0.26	0.00	0.47	0.09	0.12	0.08	0.04	-0.33	0.23	0.14	-0.16	0.20	0.25	0.68
Sm	0.40	0.52	0.45	-0.21	-0.37	-0.32	0.05	0.27	0.36	0.33	-0.16	-0.28	0.49	0.42	0.12	0.32	-0.20	0.61
Eu	0.13	0.29	-0.32	-0.03	-0.27	0.27	0.22	0.12	-0.05	-0.17	0.13	-0.08	0.44	0.22	0.08	-0.03	0.12	0.58
Gd	0.48	0.38	0.56	-0.27	-0.39	-0.25	-0.22	0.28	0.49	0.45	-0.13	-0.10	0.54	0.28	0.04	0.45	-0.31	0.44
Dy	0.46	0.37	0.25	-0.33	-0.36	-0.12	-0.11	0.27	0.20	0.25	-0.07	-0.07	0.56	0.36	0.18	0.11	-0.28	0.51
Er	0.02	0.33	0.32	-0.23	-0.11	-0.14	-0.05	0.28	0.20	0.24	-0.37	-0.18	0.38	0.18	0.39	0.20	-0.15	0.47
Yb	0.38	0.57	0.23	-0.12	-0.38	-0.10	-0.20	0.59	0.07	0.22	0.02	0.24	0.34	0.33	0.11	0.03	-0.27	0.59

	V	Cr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
V	1																	
Cr	-0.09	1																
Rb	-0.26	-0.11	1															
Sr	-0.19	-0.29	0.61	1														
Y	0.25	0.15	0.09	0.30	1													
Zr	-0.19	-0.52	0.27	0.66	0.13	1												
Nb	-0.29	-0.16	0.87	0.81	0.10	0.38	1											
Cs	-0.30	0.27	0.40	0.40	0.10	0.23	0.37	1										
Ba	-0.31	-0.13	0.92	0.73	0.09	0.27	0.98	0.35	1									
La	-0.29	-0.29	0.77	0.89	0.13	0.66	0.93	0.40	0.87	1								
Ce	-0.36	-0.41	0.51	0.84	0.08	0.89	0.70	0.36	0.60	0.89	1							
Nd	-0.30	-0.40	0.26	0.46	0.12	0.86	0.24	0.34	0.20	0.51	0.74	1						
Sm	-0.03	-0.18	0.27	0.46	0.59	0.42	0.32	0.49	0.31	0.45	0.45	0.54	1					
Eu	0.20	-0.12	0.01	0.22	0.40	0.25	0.00	0.22	0.02	0.10	0.17	0.48	0.38	1				
Gd	-0.06	-0.17	0.42	0.27	0.46	0.09	0.37	0.40	0.43	0.32	0.16	0.24	0.80	0.13	1			
Dy	0.18	0.00	0.05	0.12	0.63	0.03	0.08	0.27	0.12	0.11	0.02	0.23	0.82	0.45	0.77	1		
Er	0.27	0.07	0.38	0.27	0.64	0.23	0.21	0.42	0.21	0.27	0.19	0.27	0.63	0.26	0.49	0.52	1	
Yb	0.19	-0.19	-0.11	0.24	0.65	0.28	0.00	0.24	-0.01	0.09	0.15	0.30	0.72	0.43	0.59	0.72	0.51	1

References

- Allègre, C.J. and Turcotte, D.L., 1986. Implications for a two component marble-cake mantle. *Nature*, 323: 123-127.
- Asimow, P.D., Dixon, J.E. and Langmuir, C.H., 2004. A hydrous melting and fractionation model for mid-ocean ridge basalts: Application to the Mid-Atlantic Ridge near the Azores. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 5(Q01E16): doi:10.1029/2003GC000568.
- Asimow, P.D. and Stolper, E.M., 1999. Steady-state mantle-melt interactions in one dimension: I. Equilibrium transport and melt focusing. *J. Petrol.*, 40: 475-494.
- Baker, M.B., Hirschmann, M.M., Ghiorso, M.S. and Stolper, E.M., 1995. Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations. *Nature*, 375: 308-311.
- Baronnet, A., 1984. Growth kinetics of the silicates. A review of basic concepts. *Fortschr. Mineral.*, 62: 187-232.
- Bender, J.F., Hodges, F.N. and Bence, A.E., 1978. Petrogenesis of basalts from the project Famous area: experimental study from 0 to 15 kbars. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41: 277-302.
- Bottazzi, P., Ottolini, L., Vannucci, R. and Zanetti, A., 1994. An accurate procedure for the quantification of rare earth elements in silicates. In: J.W.S. Chichester (Editor), *Secondary Ion Mass Spectrometry SIMS IX*.
- Bryan, W.B., 1979. Regional variation and petrogenesis of basalt glasses from the FAMOUS area, Mid-Atlantic Ridge. *J. Petrol.*, 20: 293-325.
- Christie, D.M., Carmichael, I.S.E. and Langmuir, C.H., 1986. Oxidation states of mid-ocean ridge basalt glasses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79: 379-411.
- Danyushevsky, L.V., Della-Pasqua, F.N. and Sokolov, S., 2000. Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 138: 68-83.
- Danyushevsky, L.V., Leslie, R.A.J., Crawford, A.J. and Durance, P., 2004. Melt inclusions in primitive olivine phenocrysts: the role of localized reaction processes in the origin of anomalous compositions. *J. Petrol.*, 45: 2531-2553.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981(53): 189-202.
- Dosso, L., Bougault, H., Langmuir, C.H., Bollinger, C., Bonnier, O. and Etoubleau, J., 1999. The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31-41°N). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 170: 269-286.
- Dupré, B., Lambret, B., Rousseau, D. and Allègre, C.J., 1981. Limitations on the scale of mantle heterogeneities under oceanic ridges. *Nature*, 294: 552-554.
- Falloon, T.J., Danyushevsky, L.V. and Green, D.H., 2001. Peridotite melting at 1 GPa: reversal experiments on partial melt compositions produced by peridotite-basalt sandwich experiments. *J. Petrol.*, 42: 2363-2390.
- Frey, F.A., Walker, N., Stakes, D., Hart, S.R. and Nielsen, R., 1993. Geochemical characteristics of basaltic glasses from the AMAR and FAMOUS axial valleys, Mid-Atlantic Ridge (36-37°N): Petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 115: 117-136.
- Gaetani, G.A., Cherniak, D.J. and Watson, E.B., 2002. Diffusive reequilibration of CaO in olivine-hosted melt inclusions. Abstracts of the 12th annual V. M. Goldschmidt conference, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66(15A): 254.
- Gaetani, G.A. and Watson, E.B., 2000. Open system behavior of olivine-hosted melt inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 183: 27-41.
- Gaetani, G.A. and Watson, E.B., 2002. Modeling the major-element evolution of olivine-hosted melt inclusions. *Chemical Geology*, 183: 25-41.
- Gannoun, A., Burton, K.W., Thomas, L.E., Parkinson, I.J., Calsteren, P.v. and Schiano, P., 2004. Osmium isotope heterogeneity in the constituent phases of mid-ocean ridge basalts. *Science*, 303: 70-72.
- Ghiorso, M.S., Hirschmann, M.M., Reiners, P.W. and Kress, V.C.I., 2002. The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related

- to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 3: 10.1029/2001GC000217.
- Ghiorso, M.S. and Sack, R.O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes. 4. A revised and internally consistent thermo-dynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119: 197-212.
- Gurenko, A.A. and Chaussidon, M., 1995. Enriched and depleted primitive melts in olivine from Icelandic tholeiites: Origin by continuous melting of a single mantle column. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59(14): 2905-2917.
- Hart, S.R., 1993. Equilibrium during mantle melting: a fractal tree model. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 90: 11914-11918.
- Hirschmann, M.M., Baker, M.B. and Stolper, E.M., 1998. The effects of alkalis on the silica content of mantle-derived melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62: 883-902.
- 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.
- Johnson, K.T., Dick, H.J.B. and Shimizu, N., 1990. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *J. Geophys. Res.*, 95: 2661-2678.
- Jurewicz, A.J.G. and Watson, E.B., 1988. Cations in olivines. 2. Diffusion in olivine xenocryst, with applications to petrology and mineral physics. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99: 186-201.
- Kamenetsky, V., 1996. Methodology for the study of melt inclusions in Cr-spinel, and implications for parental melts of MORB from FAMOUS area. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142: 479-486.
- Kamenetsky, V. and Crawford, A.J., 1998. Melt-peridotite reaction recorded in the chemistry of spinel and melt inclusions in basalt from 43°N, Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164: 345-352.
- Kelemen, P.B., 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma, 1, Phase-relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *J. Petrol.*, 31: 51-98.
- Kelemen, P.B., Hirth, G., Shimizu, N., Spiegelman, M. and Dick, H.J.B., 1997. A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath spreading ridges. *Phil. Trans. R. Soc. London A*, 355: 283-318.
- Kelemen, P.B., Joyce, D.B., Webster, J.D. and Holloway, J.R., 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma, 2, Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150°C-1050°C and 5 kb. *J. Petrol.*, 31: 99-134.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N. and Salters, V.J.M., 1995a. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, 375: 747-753.
- Kelemen, P.B., Whitehead, J.A., Aharonov, E. and Jordahl, K.A., 1995b. Experiments on flow focusing in soluble porous media, with applications to melt extraction from the mantle. *J. Geophys. Res.*, 100: 475-496.
- Klein, E.M. and Langmuir, C.H., 1987. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *J. Geophys. Res.*, 92: 8089-8115.
- Kohlstedt, D.L., 1992. Structure, rheology and permeability of partially molten rocks at low melt fractions. In: J. Phipps Morgan, Blackman, D.K. & Sinton, J.M. (Editor), *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. *Geophys. Mon. Am. Geophys. Union*, pp. 183-280.
- Kushiro, I., 1996. Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: an experimental study using aggregates of diamond. In: A. Basu and S. Hart (Editors), *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*. *Geophys. Monograph. American Geophysical Union*, pp. 109-122.
- Langmuir, C.H., Bender, J.F., Bence, A.E., Hanson, G.N. and Taylor, S.R., 1977. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 133-156.
- Langmuir, C.H., Klein, E.M. and Plank, T., 1992. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: J. Phipps Morgan, Blackman, D.K. & Sinton, J.M. (Editor), *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. *Geophys. Mon. Am. Geophys. Union*, pp. 183-280.
- Laporte, D., Toplis, M., M., S. and Devidal, J.-L., 2004. A new experimental technique for extracting liquids from peridotite at very low degrees of melting: application to partial melting of depleted peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 146(4): 463-484.

- Le Roex, A.P., Erlank, A.J. and Needham, H.D., 1981. Geochemical and mineralogical evidence for the occurrence of at least three distinct magma types in the 'Famous' region. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77: 24-37.
- McKenzie, D.P., 1984. The generation and compaction of partial melts. *J. Petrol.*, 25: 713-765.
- McKenzie, D.P. and Bickle, M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.*, 29: 625-679.
- McKenzie, D.P. and O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distribution from inversion of rare-earth element concentrations. *J. Petrol.*, 32: 1021-1091.
- McKenzie, D.P. and O'Nions, R.K., 1995. The source regions of ocean island basalts. *J. Petrol.*, 36: 133-159.
- Médard, E., Schmidt, M.W. and Schiano, P., 2004. Liquidus surfaces of ultracalcic primitive melts: formation conditions and sources. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 148: 201-215.
- Messiga, B., Tribuzio, R., Bottazzi, P. and Ottolini, L., 1995. An ion microprobe study of trace element composition of clinopyroxenes from blueschist and eclogitized Fe-Ti-gabbros, Ligurian Alps, northwestern Italy: Some petrologic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 59-75.
- Morgan, Z. and Liang, Y., 2005. An experimental study of the kinetics of lherzolite reactive dissolution with applications to melt channel formation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 150: 369-385.
- Navon, O. and Stolper, E.M., 1987. Geochemical consequences of melt percolation: the upper mantle as a chromatographic column. *J. Geol.*, 95: 285-307.
- Niu, Y. and Batiza, R., 1991. An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: application to axis and off-axis (seamounts) melting. *J. Geophys. Res.*, 96: 21753-21777.
- Niu, Y. and Batiza, R., 1993. Chemical variation trends at fast and slow spreading mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 98: 7887-7902.
- Ottolini, L., Bottazzi, P. and Vannucci, R., 1993. Quantification of Lithium, Beryllium, and Boron in Silicates by Secondary Ion Mass Spectrometry Using Conventional Energy Filtering. *Analytical Chemistry*, 65: 1960-1968.
- Ottolini, L., Bottazzi, P. and Zanetti, A., 1994. Quantitative analysis of hydrogen, fluorine and chlorine in silicates using energy filtering. In: A. Benninghoven, Y. Nihei, R. Shimizu and H.W. Werner (Editors), *Secondary Ion Mass Spectrometry SIMS IX*. John Wiley & Sons.
- Perfit, M.R., Fornari, D.J., Smith, M.C., Bender, J.F., Langmuir, C.H. and Haymon, R.M., 1994. Small-scale spatial and temporal variations in mid-ocean ridge crest magmatic processes. *Geology*, 22: 375-397.
- Pickering-Witter, J. and Johnston, A.D., 2000. The effects of variable bulk composition on the melting systematics of fertile peridotitic assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 140: 190-211.
- Plank, T. and Langmuir, C.H., 1992. Effects of the melting regime on the composition of oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, 97: 19749-19770.
- Presnall, D.C., Gudfinnsson, G.H. and Walter, M.J., 2002. Generation of mid-ocean ridge basalts at pressures from 1 to 7 GPa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66: 2073-2090.
- Reiners, P.W., 1998. Reactive melt transport in the mantle and geochemical signatures of mantle-derived magmas. *J. Petrol.*, 39: 1039-1061.
- Reynolds, J.R. and Langmuir, C.H., 2000. Identification and implications of off-axis lava flows around the East-Pacific Rise. *Geochem. Geophys. Geosys.*: doi: 1999GC000033.
- Reynolds, J.R., Langmuir, C.H., Bender, J.F., Kastens, K.A. and Ryan, W.B.F., 1992. Spatial and temporal variability in the geochemistry of basalts from the East Pacific Rise. *Nature*, 359: 493-499.
- Roeder, P.L. and Emslie, R.F., 1970. Olivine-Liquid Equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29: 275-289.
- Roy-Barman, M., Wassenburg, G.J., Papanastassiou, D.A. and Chaussidon, M., 1998. Osmium isotopic compositions and Re-Os concentrations in sulfide globules from basaltic glasses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 154: 331-347.
- Schiano, P., 2003. Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth-Sci. Rev.*, 63: 121-144.

- Schiano, P., Eiler, J.M., Hutcheon, I.D. and Stolper, E.M., 2000. Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: Evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas. *Geochem. Geophys. Geosys.*: 1:1999GC000032.
- Schilling, J.-G., 1973. Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes ridge. *Nature*, 242: 565-571.
- Schwab, B.E. and Johnston, A.D., 2001. Melting systematics of modally variable, compositionally intermediate peridotites and the effects of mineral fertility. *J. Petrol.*, 42: 1789-1811.
- Shen, Y. and Forsyth, D.W., 1995. Geochemical constraints on initial and final depths of melting beneath mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 100: 2211-2237.
- Shimizu, N., 1998. The geochemistry of olivine-hosted melt inclusions in a FAMOUS basalt ALV519-4-1. *Phys. Earth Planet. Int.*, 107: 183-201.
- Slater, L., McKenzie, D., Grönvold, K. and Shimizu, N., 2001. Melt generation and movement beneath Theistareykir, NE Iceland. *J. Petrol.*, 42: 321-354.
- Sleep, N.H., 1988. Tapping of melt by veins and dykes. *J. Geophys. Res.*, 93: 10255-10272.
- Smith, P.M. and Asimow, P.D., 2005. *Adiabat_1ph*: A new public front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 6: Q02004.
- Sobolev, A.V., 1996. Melt inclusions in minerals as a source of principle petrological information. *Petrology*, 4: 209-220.
- Sobolev, A.V. and Shimizu, N., 1993a. Superdepleted melts and oceanic mantle permeability. *Trans. Russ. Acad. Sci., Earth Science Sect.*, 328(1): 182-188.
- Sobolev, A.V. and Shimizu, N., 1993b. Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the mid-Atlantic ridge. *Nature*, 363: 151-154.
- Spiegelman, M. and Elliot, T., 1993. Consequences of melt transport for uranium series disequilibrium in young lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 118: 1-20.
- Spiegelman, M. and Kelemen, P.B., 2003. Extreme chemical variability as a consequence of channelized melt transport. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 4: 2002GC000336.
- Spiegelman, M., Kelemen, P.B. and Aharonov, E., 2001. Causes and consequences of flow organization during melt transport: The reaction infiltration instability in compactible media. *J. Geophys. Res.*, 106: 2061-2077.
- Spiegelman, M. and McKenzie, D.P., 1987. Simple 2-D models for melt extraction at mid-ocean ridges and island arcs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 83: 137-152.
- Stevenson, D.J., 1989. Spontaneous small-scale melt segregation in partial melts undergoing deformation. *Geophys. Res. Lett.*, 16(1067-1070).
- Stolper, E.M., 1980. A phase diagram for Mid-Ocean Ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74: 13-27.
- Sun, S.-s. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D.N. Saunders, M.J. (Editor), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication, pp. 313-345.
- Toplis, M.J., 2005. The thermodynamics of iron and magnesium partitioning between olivine and liquid: criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 149: 22-39.
- Walker, D., Shibata, T. and DeLong, S.E., 1979. Abyssal tholeiites from the oceanographer fracture zone, II: Phase equilibria and mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70: 111-125.
- Wasylenki, L.E., Baker, M.B., Kent, A.J.R. and Stolper, E.M., 2003. Near-solidus melting of the shallow upper mantle: partial melting experiments on depleted peridotite. *J. Petrol.*, 44: 1163-1191.
- White, W.M. and Bryan, W.B., 1977. Sr-isotope, K, Rb, Cs, Sr, Ba, and rare-earth geochemistry of basalts from the FAMOUS area. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 571-576.
- Wood, B.J. and Blundy, J.D., 1997. A predictive model for rare earth element partitioning between clinopyroxene and anhydrous silicate melt. *Contrib. Min. Petrol.*, 129: 166-181.
- Workman, R.K. and Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 231: 53-72.

III. Etude des inclusions magmatiques dans le contexte de point chaud ; Exemple du point chaud de la Réunion

Les basaltes d'îles océaniques (OIB) émis en contexte de point chaud océanique se caractérisent par une très grande diversité géochimique, que ce soit dans leurs compositions en éléments majeurs, traces ou isotopiques. L'hétérogénéité isotopique des OIB nécessite la présence de réservoirs mantelliques distincts qui ont pu être conservés dans le manteau convectif pendant des périodes de temps allant jusqu'à quelques milliards d'années. Cependant, il reste à mieux comprendre la relation entre l'hétérogénéité isotopique du manteau source des OIB et sa variabilité en éléments majeurs et traces qui, elle, est par ailleurs fortement contrôlée par les processus pétrogénétiques.

III.1. Production de magmas au niveau des points chauds en domaine océanique

III.1.1. Points chauds, panaches mantelliques et volcans associés

Un panache mantellique est généralement considéré comme une poche de matériel chaud, relativement peu dense qui remonte du fait de sa flottabilité. C'est la découverte d'alignements d'îles océaniques dont l'âge évolue le long de la chaîne, tels que la chaîne Hawaï-Empereur, qui a permis aux scientifiques d'envisager l'existence de panaches mantelliques dans le manteau terrestre (Wilson, 1963). Morgan (1971) a par la suite proposé que la fusion dans la tête des panaches produisait les grands épanchements de basaltes ("flood basalts"), alors que les chaînes volcaniques résultaient de la fusion de la queue des panaches. Ainsi, il a relié certains plateaux basaltiques à la trace de points chauds (Morgan, 1981), comme l'alignement Mascareigne-Chagos-Laccadive dans l'océan Indien avec les trapps du Deccan (Figure 53 ; Duncan, 1990 ; Courtillot et al., 1999 ; Kent et al., 2002 ; Mahoney et al., 2002). Le très bon accord entre les positions et l'âge des principales chaînes volcaniques de l'océan Pacifique et les chemins calculés pour reproduire le mouvement des plaques lithosphériques constitue une évidence que les panaches mantelliques responsables de ces points chauds sont restés fixes l'un par rapport à l'autre pendant 50 Ma ou plus (Steinberger et O'Connell, 1998).

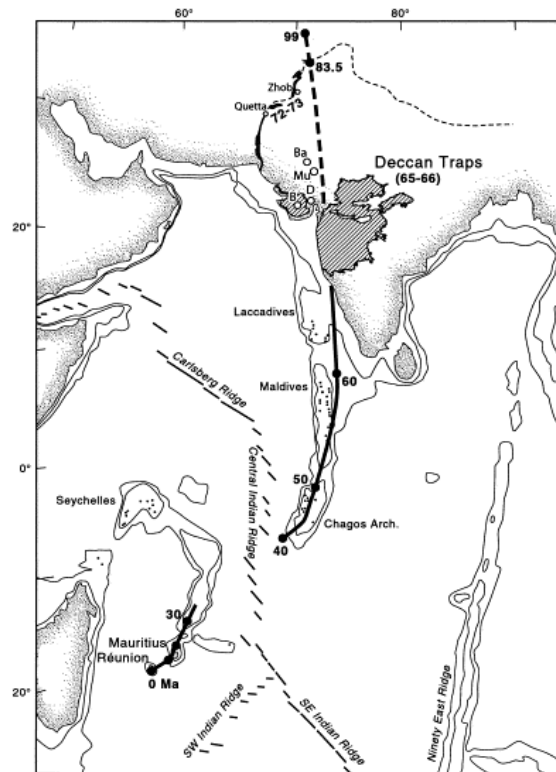


Figure 53. Trace du point chaud de la Réunion et principales caractéristiques structurales et tectoniques en Asie du Sud et dans le bassin de l'océan Indien. Les âges sont indiqués en millions d'années. La portion post-Deccan de la trace du point chaud est reportée selon Duncan (1990). La portion pré-Deccan représentée en tiretés est ancree par les reconstructions du mouvement des plaques à 83.5 et 99 Ma (Kent et al., 2002). Les abréviations des localités sont : D, Dhandhuka ; B, Botad ; Ba, Barmer ; Mu, Mundwara. Figure de Mahoney et al. (2002).

Lorsqu'un panache atteint la base de la lithosphère, il s'étend latéralement. L'observation de l'extension des épanchements des basaltes de traps suggère que la tête d'un panache peut atteindre des diamètres de 500 à 3000 km (Hill et al., 1992). Le diamètre de la queue des panaches est généralement de l'ordre de 100-200 km. Les points chauds constituent les manifestations à la surface des panaches mantelliques et sont les zones où se concentre la fusion. Dans les bassins océaniques, les points chauds sont caractérisés par des bombements topographiques de 500 à 1000 m de hauteur et 1000 à 2000 km de large, et pour la plupart d'entre eux par des flux de chaleur élevés. Ces deux caractéristiques sont vraisemblablement l'expression directe de l'ascension d'un panache mantellique chaud.

Les volcans de points chauds océaniques passent par différents stades depuis leur naissance sur le plancher océanique jusqu'à leur extinction loin du point chaud. Les volcans hawaïens ont été particulièrement étudiés afin de comprendre le développement des édifices océaniques (MacDonald et Katsura, 1964). La phase volcanique initiale de construction sous-marine se caractérise par le développement d'un ou plusieurs centres volcaniques à l'aplomb du point chaud qui peuvent atteindre rapidement plus d'un kilomètre de hauteur. Les laves

émises au cours de cette période sont fréquemment de composition alcaline. Durant le second stade qui ne dépasse généralement pas 1 Ma, un volcan bouclier se construit par empilement de coulées tholéitiques. Cet épisode correspond à la phase de construction majeure de l'île volcanique, avec plus de 95% de l'édifice produits durant ce stade. C'est au cours de cette phase que des calderas peuvent également se former. À la fin de l'activité volcanique ou pendant la phase de subsidence, de faibles volumes de produits alcalins peuvent être émis. Ainsi, les volcans de point chaud sont essentiellement composés de basaltes tholéitiques, alors que des laves de composition intermédiaire à acide associées à des basaltes alcalins sont émises, en faibles volumes, pendant le stade initial et le stade post-bouclier.

III.1.2. Compositions des panaches mantelliques et modèle de fusion

III.1.2.1. Fusion dans un panache et compositions des magmas primaires

Dans le modèle de panache mantellique, celui-ci provient du manteau profond et lorsqu'il atteint la lithosphère, il la pousse vers le haut. Le matériel du panache a une température potentielle plus élevée que le manteau environnant et par conséquent, le panache en ascension subit une fusion par décompression. Différentes hypothèses ont été émises afin de comprendre l'origine des traps. Dans le cas où la lithosphère est tectoniquement ou thermiquement amincie, une remontée de l'asthénosphère s'opère pour combler l'espace et celle-ci commence à fondre par décompression (McKenzie, 1984). Pour expliquer l'origine des épanchements basaltiques continentaux et des plateaux océaniques, White et McKenzie (1989) ont proposé que la remontée de l'asthénosphère sous une lithosphère amincie thermiquement peut produire d'énormes volumes de magmas pour de faibles variations de la température potentielle (100-200 °C). Une autre hypothèse serait la présence de lithosphère océanique recyclée sous la forme d'éclogite dans les panaches, qui aurait pour conséquence une production beaucoup plus importante de magmas pour la même température potentielle par rapport à une source composée uniquement de lherzolite (Cordery et al., 1997 ; Leitch et Davies, 2001). D'autre part, il est vraisemblable que des interactions panache-lithosphère existent et que l'arrivée d'un panache sous une lithosphère pourrait causer l'érosion thermomécanique de celle-ci. Enfin, la présence d'eau en faibles quantités dans les roches du manteau (~0.4 pds%) diminue leur température de solidus et favorise la formation de phases hydratées telles que phlogopite et amphibole (Gallagher et Hawkesworth, 1992). Il en résulte

une fusion par déshydratation qui serait susceptible de produire de grands volumes de magma tholéiitique saturé en SiO_2 (Gallagher et Hawkesworth, 1992).

Quelle que soit l'hypothèse évoquée pour l'origine des grands volumes de magmas émis au début de l'activité d'un panache mantellique, il est généralement admis que la fusion se produit par décompression adiabatique lors de la remontée à proximité de la lithosphère. Le modèle de Ribe et Christensen (1999) pour le panache d'Hawaï propose deux niveaux de fusion dans un panache mantellique, avec une zone primaire dans la tête du panache (ou à faible profondeur dans la queue ; Figure 54) où se produit l'essentiel de la fusion, et une zone de fusion secondaire dans la queue du panache à 300-500 km de profondeur. Entre ces deux zones, il n'y aurait pas de fusion.

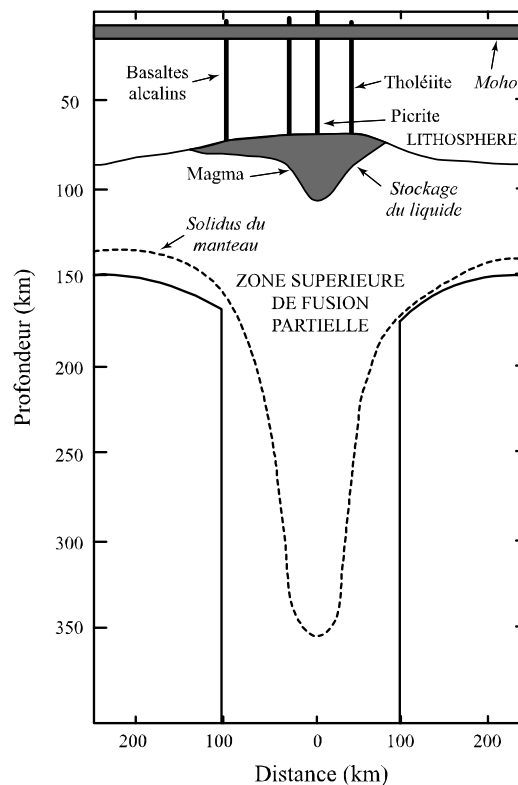


Figure 54. Schéma de la production de magma dans un panache mantellique. Figure modifiée de Condie (2001).

Les premiers travaux à s'intéresser aux laves de point chauds correspondent à des études sur les compositions en éléments majeurs et les équilibres de phase dans les magmas alcalins et tholéiitiques (Yoder et Tilley, 1962 ; O'Hara, 1965) et à des études sur le processus de fusion grâce aux compositions en éléments en traces (Gast, 1968). Ces auteurs décrivent l'occurrence de deux types de magmas distincts : les magmas tholéiitiques saturés à sur-

saturés en silice et les magmas alcalins sous-saturés. L'interprétation des compositions en éléments en traces suggère un faible degré de fusion (3-7 %) pour les basaltes alcalins, alors que les magmas tholéiitiques résulteraient d'un degré de fusion important d'un manteau supérieur qui aurait déjà subi des épisodes de fusion (Gast, 1968). Kay et Gast (1973) et Sun et Hanson (1975) envisagent également que les basaltes alcalins et les néphélinites sont produits par de faibles degrés de fusion de sources contenant du grenat à des profondeurs > 60 km. Ce sont les faibles concentrations en Al, Yb et Sc qui suggèrent la présence de grenat dans le résidu de fusion, car ce minéral présente des valeurs élevées des coefficients de répartition pour ces éléments. Ces modèles géochimiques sont en accord avec les expériences de fusion de lherzolites à haute pression menées par Green et Ringwood (1967), Kushiro (1968) et Green (1973) et permettent d'envisager une origine plus profonde pour les liquides sous-saturés que pour les liquides saturés. Ces différentes observations sont en faveur de la théorie du panache mantellique remontant de grandes profondeurs qui est proposée par Wilson (1963) puis Morgan (1971, 1972).

III.1.2.2. La source des points chauds

Des analyses isotopiques des OIB (Gast et al., 1964 ; Tatsumoto, 1966a, 1966b) ont été réalisées parallèlement aux études des éléments majeurs et traces. Comme il a été évoqué ci-dessus, les suites d'OIB montrent une très grande diversité géochimique en éléments majeurs et traces, mais également en rapports isotopiques. La modélisation des compositions en éléments en traces des OIB nécessite la présence de sources mantelliques chimiquement différentes du manteau supérieur source des MORB (Sun et Hanson, 1975 ; Clague et Frey, 1982 ; Roden et al., 1984). Les rapports isotopiques de Sr, Pb et Nd sont très variables à l'intérieur des produits d'une île, entre les différentes îles d'une chaîne et entre les groupes d'îles (White, 1985 ; Zindler et Hart, 1986 ; Allègre et al., 1987 ; Hart et al., 1992). La composition isotopique des panaches mantelliques diffère également de celle du manteau supérieur appauvri source des MORB (Hart et al., 1973a ; Schilling, 1973).

Ainsi, les géochimistes ont défini un certain nombre de composants mantelliques afin de rendre compte par mélange de ces composants de la variabilité isotopique actuelle des basaltes océaniques. En plus du manteau appauvri DMM (Zindler et Hart, 1986), les composants identifiés par White (1985) et Allègre et al. (1987) et nommés par la suite par Zindler et Hart (1986) sont : HIMU, PREMA, EM-1 et EM-2 (Zindler et Hart, 1986 ; Hart, 1988 ; Figure 55). Ces acronymes distinguent les différents composants par leurs

compositions isotopiques caractéristiques : des sources mantelliques caractérisées par des valeurs élevées du rapport μ (HIMU ; $\mu = ({}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb})_{t=0}$), un composant commun (PREMA, 'prevalent mantle'), un manteau enrichi 1 (EM-1) et un manteau enrichi 2 (EM-2).

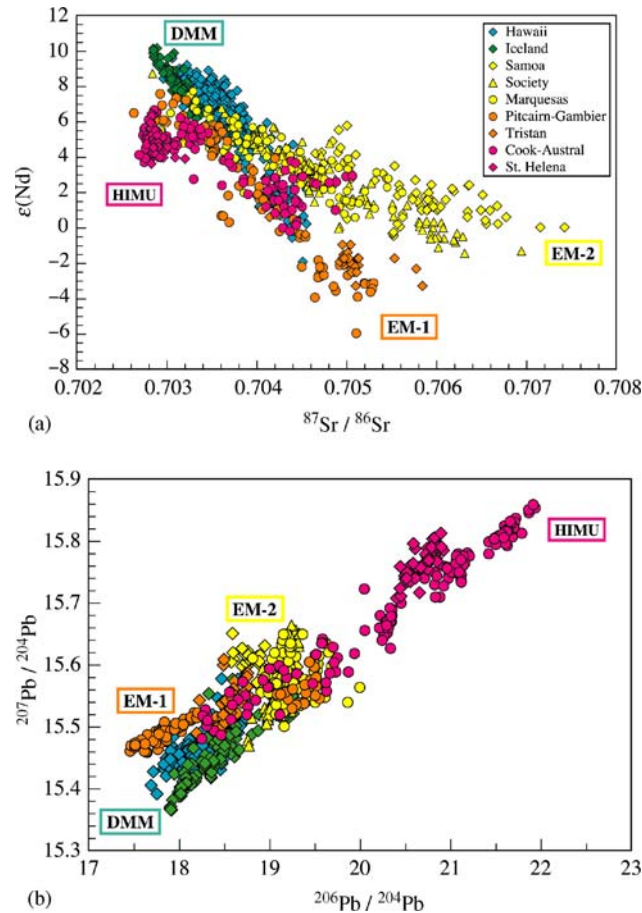


Figure 55. (a) $\epsilon(\text{Nd})$ en fonction de ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ dans les basaltes d'îles océaniques (arcs insulaires exclus). Les îles ou groupes d'îles sélectionnés sont considérés représenter les compositions isotopiques extrêmes dans les diagrammes isotopiques. Ce sont les 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 PREMA (îles d'Hawaii et Islande). (b) ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ en fonction de ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$. Figure modifiée de Hofmann (2003).

Le composant commun, d'abord reconnu sous le nom de PREMA (Zindler et Hart, 1986), et que l'on retrouve ensuite sous des noms différents selon les auteurs et les moyens de reconnaissance utilisés (FOZO pour « focal zone », Hart et al., 1992, Hauri et al., 1994, Stracke et al., 2005 ; PHEM pour « primitive Helium mantle », Farley et al., 1992 ; C pour « common component », Hanan et Graham, 1996), représenterait du matériel provenant du manteau inférieur primitif (i.e., non dégazé en ${}^3\text{He}$; Figure 56).

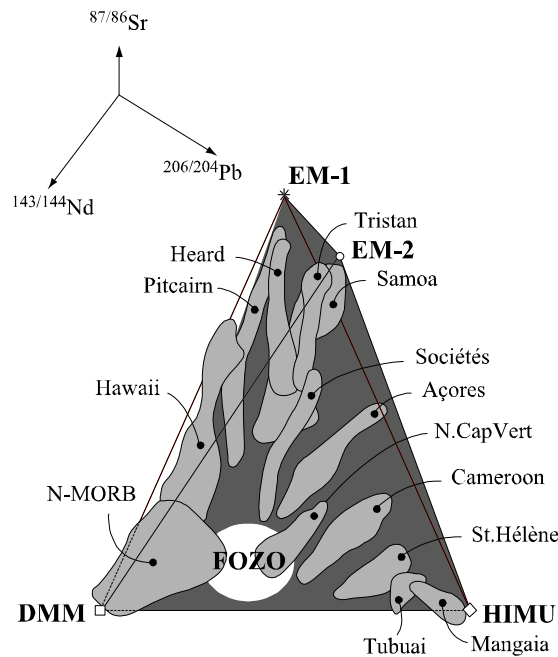


Figure 56. Projection en trois dimensions des compositions isotopiques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des OIB (d'après Hart et al., 1992). La plupart des groupes individuels d'OIB semblent rayonner à partir d'une région commune appelée FOZO ("focal zone") que l'on suppose représenter la composition du manteau profond. Figure modifiée de Hofmann (2003).

Ces différents réservoirs géochimiques semblent coexister à différentes échelles : par exemple, la variabilité isotopique reportée à l'échelle du globe a été observée à l'échelle d'un volcan sous-marin (Zindler et al., 1984). Au cours des années 1980 et 1990, les géochimistes ont alors cherché à établir le lien entre chaque composant mantellique et le processus géologique à l'origine de sa signature géochimique (White, 1985 ; Zindler et Hart, 1986 ; Allègre et al., 1987 ; Hart, 1988 ; Carlson, 1994 ; Hofmann, 1997). Ces processus incluent notamment : (1) le recyclage de la croûte océanique (Hofmann et White, 1982 ; Weaver, 1991a, 1991b ; Chauvel et al., 1992) qui correspondrait au composant HIMU, (2) l'entraînement de sédiments pélagiques (composant EM-1) ou terrigènes (EM-2) dans la subduction (Chauvel et al., 1992), (3) l'entraînement de manteau primitif, (4) la délamination et le recyclage dans le manteau de la lithosphère sous-continentale (McKenzie et O'Nions, 1983), et (5) les processus métasomatiques (Vollmer, 1983 ; Hawkesworth et al., 1990). La participation de plusieurs de ces composants dans la source des panaches a effectivement été mise en évidence, notamment à Hawaï où les composants suivants ont été envisagés : croûte océanique recyclée (Lassiter et Hauri, 1998), sédiments pélagiques (Hauri, 1996 ; Blichert-Toft et al., 1999) et gabbros océaniques (Hofmann et Jochum, 1996 ; Sobolev et al., 2000). Dans le cas où les panaches prendraient leur origine dans le manteau très profond à la limite noyau-manteau plutôt qu'à la discontinuité sismique à 660 km, ils pourraient alors entraîner

une plus grande quantité de manteau profond (Griffiths et Campbell, 1990 ; Hart et al., 1992). L'argument le plus fort pour la présence d'un réservoir primitif provient des compositions en gaz rares et en particulier du rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Kurz et al., 1982 ; Hanan et Graham, 1996 ; Allègre et Moreira, 2004). Certains auteurs, néanmoins, proposent que les panaches ne peuvent entraîner une fraction importante de matériel environnant (Farnetani et Richards, 1995 ; Farnetani et al., 2002).

L'utilisation des compositions en éléments en traces très incompatibles pour le traçage des sources a contribué à définir les composants mantelliques. La comparaison des spectres d'éléments traces normalisés au manteau primitif entre les compositions extrêmes d'OIB (HIMU, EM-1, EM-2) et les composants mantelliques potentiels (sédiments subductés, croûte continentale et croûte océanique) montre la présence d'anomalies caractéristiques telles que : une anomalie négative en Nb dans la croûte continentale moyenne et les sédiments et une anomalie positive correspondante dans la plupart des OIB exceptés ceux de type EM ; une anomalie positive en Pb dans la croûte continentale et les sédiments et une anomalie négative correspondante dans la majorité des OIB (Figure 57).

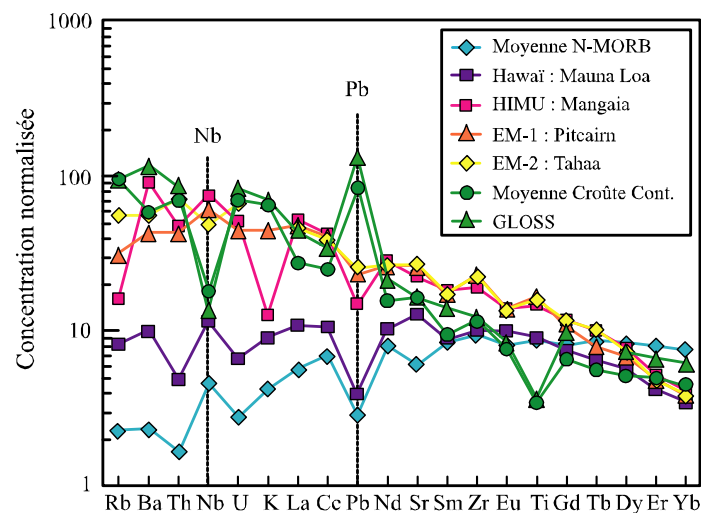


Figure 57. Diagramme des compositions en éléments en traces normalisées au manteau primitif des échantillons représentatifs des pôles ou composants mantelliques. HIMU (Mangaia, îles Australes ; Woodhead, 1996), EM-1 (Pitcairn ; Eisele et al., 2002), EM-2 (Tahaa, îles Société ; White et Duncan, 1996). Compositions moyennes de tholéiite de Mauna Loa (Hawaï ; Hofmann, donnée non publiée), de la croûte continentale (Rudnick et Fountain, 1995), des sédiments subductés ou GLOSS (pour "global subducting sediment" ; Plank et Langmuir, 1998) et des N-MORB (Su, 2002). Les concentrations des éléments sont normalisées aux valeurs de manteau primitif calculées par McDonough et Sun (1995). Figure modifiée de Hofmann (2003).

Par ailleurs, il existe des corrélations entre les rapports isotopiques de Sr, Nd et Pb et les rapports d'éléments traces très incompatibles tels que Rb, Ba, Th, Nb, Ta, La (Weaver, 1991a, 1991b), ce qui suggère que ces rapports peuvent être utilisés comme des rapports de source 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, 1991a, 1991b ; Willbold et Stracke, 2006 ; Figure 58).

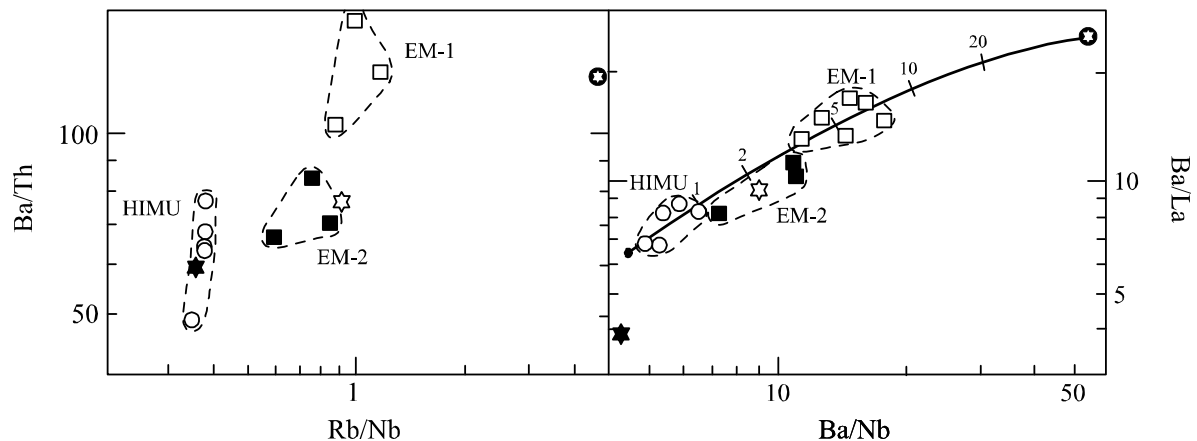


Figure 58. Diagrammes des rapports élémentaires Ba/Th en fonction de Rb/Nb et Ba/La en fonction de Ba/Nb pour les compositions extrêmes d'OIB : HIMU (cercles), EM-1 (carrés vides) et EM-2 (carrés pleins). Etoile pleine = N-MORB ; étoile vide = manteau primitif ; étoile encadrée = croûte continentale. Le diagramme Ba/La en fonction de Ba/Nb illustre une courbe de mélange de sources entre une source supposée de type HIMU et des sédiments dérivés de la croûte continentale. La courbe de mélange est graduée selon le pourcentage de sédiment dans le mélange. Figure modifiée de Weaver (1991b).

Hofmann et al. (1986) et Hofmann et al. (2003) ont mis en évidence que les rapports Nb/U et Ce/Pb étaient relativement constants dans les MORB et les OIB à l'échelle de la planète ($Nb/U = 47 \pm 10$; $Ce/Pb = 25 \pm 5$) avec des valeurs plus élevées que dans la croûte continentale et différentes des valeurs du manteau primitif ($Nb/U = 30$; $Ce/Pb = 9$). Dès lors qu'il a été démontré que U et Nb d'une part, et Ce et Pb d'autre part, ont des coefficients de répartition solide/liquide quasiment identiques lors de la fusion du manteau dans un environnement océanique (Hofmann et al., 1986 ; Hofmann, 2003 ; Hofmann et al., 2005 ; Figure 59), ces rapports peuvent être utilisés comme des traceurs de sources. Selon ces auteurs, ces rapports témoignent du fait que les sources des MORB et des OIB ont subi l'extraction de la croûte continentale et qu'il n'existe pas actuellement de réservoir avec des rapports primitifs exprimé au niveau des OIB (Hofmann et al., 1986).

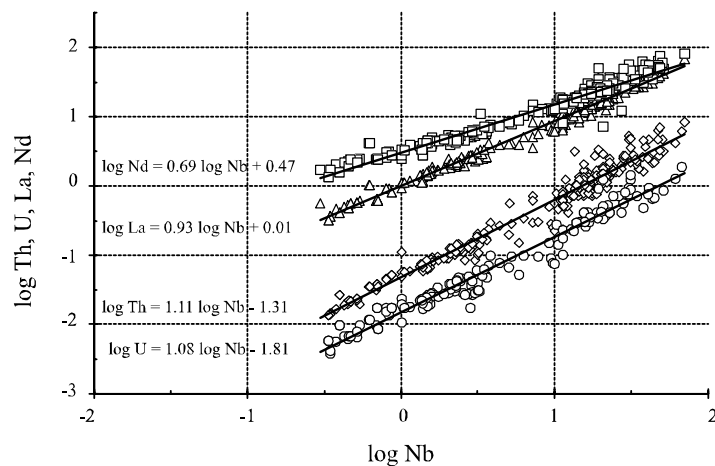


Figure 59. Concentrations en Th, U, La et Nd en fonction de la concentration en Nb dans les basaltes et picrites d'Islande. Dans ce graphe logarithmique, une droite de régression de pente 1 représente un rapport de concentrations élémentaires constant. Les corrélations U et La vs Nb présentent les pentes les plus proches de 1 (1.08 et 0.93), ce qui suggère que D_{Th} et $D_U \approx D_{Nb}$. Figure modifiée de Hofmann (2003).

III.1.2.3. Origine des panaches mantelliques et structure chimique du manteau

L'intégration des approches géophysiques et géochimiques est nécessaire à l'avancement de la compréhension de la structure du manteau. La plupart des estimations de bilans de masse depuis les années 1970 prédisent qu'une fraction comprise entre 30 et 60 % du manteau a été appauvrie par la formation de la croûte continentale. Ainsi, une partie du manteau terrestre n'aurait pas subi cette extraction. Par conséquent, il existe une incohérence entre les données géochimiques et les modèles de convection à une seule couche qui supposent que la composition du manteau est bien homogénéisée (Bennett, 2003 ; Van Keken et al., 2003 ; Figure 60a).

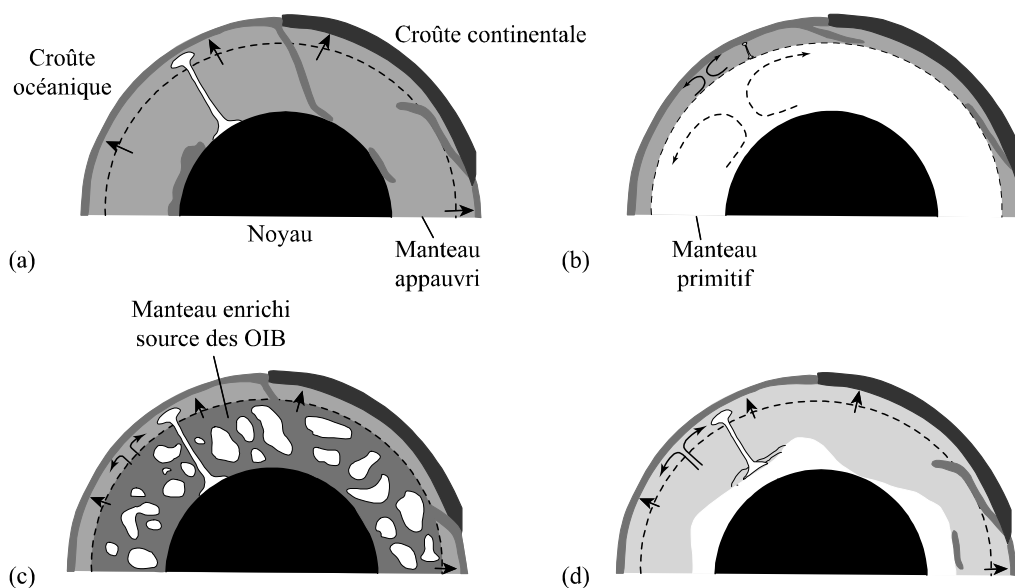


Figure 60. Modèles de la structure chimique du manteau terrestre. (a) Convection à une couche avec appauvrissement de tout le manteau. Certaines plaques océaniques subductées traversent la zone de transition jusqu'à la limite noyau-manteau. Les panaches prennent leur origine à la limite noyau-manteau et dans la zone de transition. Ce modèle n'est pas en accord avec les calculs de bilans de masse isotopiques et chimiques. (b) 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. (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. (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. Figure modifiée de Bennett (2003).

Ainsi, il a été par la suite envisagé une structure à deux couches dans laquelle seul le manteau supérieur est appauvri en éléments incompatibles, soit un tiers seulement du manteau (Figure 60b). Néanmoins, il est aujourd'hui admis que le manteau ayant subi l'extraction de la croûte continentale occupe un volume supérieur à celui qui se situe au-dessus de la zone de transition et qu'il est nécessaire d'invoquer des modèles de structure du manteau plus complexes afin de rendre compte de la diversité chimique des basaltes océaniques et de la variation de la densité et de la température mise en évidence par la tomographie sismique (Figure 60c et d).

Les images de tomographie sismique apportent des contraintes supplémentaires sur le devenir des plaques lithosphériques dans le manteau : il a été notamment démontré que certaines plaques pénétraient dans le manteau inférieur (Van der Hilst et al., 1991). Ainsi, la zone de transition n'est pas une couche limite chimiquement imperméable, ce qui permet d'envisager des modèles alternatifs de convection (Kellogg et al., 1999 ; Albarède et Van der Hilst, 2002 ; Bercovici et Karato, 2003). Par exemple, Albarède et Van der Hilst (2002) proposent des profondeurs variables de subduction et de dispersion dans le manteau des

plaques lithosphériques océaniques et une convection zonée (Figure 60d). Il existe un enrichissement en éléments incompatibles du manteau profond, dans lequel peuvent avoir été préservés des fragments de matériel relativement primitif (Albarède et Van der Hilst, 2002). Le reste du manteau serait composé de matériel appauvri comparable au manteau source des MORB.

III.2. Les inclusions magmatiques dans les OIB

Nous venons de voir dans les paragraphes précédents que les études des basaltes d'îles océaniques ont permis de mettre en évidence le caractère chimiquement et isotopiquement hétérogène du manteau. Néanmoins, la nature, la distribution et l'échelle de ces hétérogénéités demeurent relativement incomprises. Tout comme pour les MORB, l'utilisation des roches totales ne permet pas toujours de répondre à ces questions car le mélange et la différenciation des liquides en route vers la surface dans des chambres magmatiques masquent en partie les signatures géochimiques et isotopiques originales. Ainsi, certains travaux ont été consacrés à la caractérisation des inclusions magmatiques piégées dans les cristaux primitifs d'OIB.

III.2.1. La variabilité chimique (éléments majeurs, traces et volatils) des inclusions magmatiques

Dans un premier temps, les travaux sur les inclusions magmatiques dans les OIB se sont intéressés à leurs compositions en éléments majeurs, traces et volatils (e.g., Clocchiatti et al., 1979 ; Sobolev et al., 1983 ; Sobolev et Nikogosian, 1994 ; Bureau et al., 1998a ; Bureau et al., 1998b ; Bureau et al., 1999 ; Kent et al., 1999 ; Sobolev et al., 2000 ; Hauri, 2002 ; Norman et al., 2002 ; Jackson et Hart, 2006). Bien que la géochimie des inclusions soit en accord avec celle des roches totales dans ces différentes études, la diversité de compositions des inclusions dépasse considérablement celle des roches totales.

Les compositions des inclusions magmatiques dans les olivines des différents volcans d'Hawaï varient entre des compositions tholéiitiques et des compositions transitionnelles (Sobolev et Nikogosian, 1994 ; Kent et al., 1999 ; Sobolev et al., 2000 ; Hauri, 2002 ; Norman et al., 2002), mais certaines inclusions avec des compositions picritiques ont été décrites

(jusqu'à 18 pds% de MgO ; Sobolev et Nikogosian, 1994 ; Sobolev et al., 2000 ; Norman et al., 2002). Il doit être noté que lorsqu'elles concernent des inclusions piégées dans des olivines, les teneurs élevées en MgO (14-16 pds% ; Sobolev et Nikogosian, 1994 ; Sobolev et al., 2000 ; Norman et al., 2002) sont associées à des données corrigées des effets de la rééquilibration post-piégeage olivine-liquide et de la cristallisation d'olivine aux parois des inclusions selon la méthode de Danyushevsky et al. (2000). D'autre part, les valeurs les plus élevées (MgO = 18 pds%) sont reportées dans des inclusions cristallisées et piégées dans des spinelles chromifères qui ont dû être analysées avec un faisceau défocalisé (Sobolev et Nikogosian, 1994 ; Sobolev et al., 2000).

Les inclusions piégées dans les olivines de la Réunion présentent des compositions en éléments majeurs de type basalte transitionnel (Clocchiatti et al., 1979 ; Sobolev et al., 1983 ; Bureau et al., 1998a) à picritique (jusqu'à 14.1 pds% de MgO ; Sobolev et Nikogosian, 1994). Pour le Piton de la Fournaise, certaines inclusions montrent une légère affinité alcaline (zones d'alimentation centrale et Sud-Est), d'autres une affinité tholéiitique (rift Nord-Ouest ; Bureau et al., 1998a).

De manière similaire, les teneurs en éléments volatils (H₂O, Cl, F, S, B) dans les inclusions primitives d'OIB présentent une importante variabilité (Kent et al., 1999 ; Hauri, 2002 ; Lassiter et al., 2002). Ces analyses permettent d'obtenir des informations sur la composition et la nature de la source des panaches. Par exemple, Kent et al. (1999) et Hauri (2002) ont proposé une assimilation de composés dérivés de l'eau de mer tels que des saumures ou halites provenant de zones de circulation hydrothermale sur la base de concentrations enrichies en Cl dans les inclusions d'Hawaï. Une étude couplée des inclusions magmatiques et des inclusions fluides dans les olivines des laves du Piton de la Fournaise (île de la Réunion) a également révélé une grande variabilité des concentrations en CO₂, H₂O, Cl et S (Bureau et al., 1998a, 1998b, 1999). Ces résultats suggèrent que les liquides des inclusions sont piégés à différentes profondeurs dans les cristaux d'olivine.

En ce qui concerne les éléments en traces, les inclusions magmatiques dans les olivines d'Hawaï se caractérisent également par une grande variation des teneurs en éléments incompatibles (Sobolev et al., 2000 ; Norman et al., 2002 ; Jackson et Hart, 2006). Les compositions des inclusions sont en accord avec une source de type Iherzolite à grenat. Norman et al. (2002) ont noté une évolution des teneurs en éléments incompatibles qui traduiraient une augmentation du degré de fusion depuis Loihi, Kilauea, vers Mauna Loa. La contribution d'une ancienne lithosphère présente dans la source du panache ou entraînée à partir du manteau supérieur est envisagée d'après les compositions des inclusions de Koolau

(Norman et al., 2002). De rares inclusions montrent un enrichissement marqué en Sr qui a été expliqué comme la trace de la présence de plagioclase dans la source du panache (Figure 61). Cette signature serait le témoin de l'incorporation de croûte océanique inférieure recyclée (sous la forme de gabbros transformés en éclogites) dans la source du panache (Sobolev et al., 2000). Ainsi, les compositions en éléments en traces des inclusions permettent de mettre des contraintes sur la minéralogie et la nature de la source du panache. Néanmoins, il peut être difficile de faire la distinction entre des variations liées au processus de fusion d'une source homogène ou à une hétérogénéité de la source du panache. Ainsi, les études isotopiques dans les inclusions d'OIB se sont développées, bien qu'elles restent relativement peu nombreuses car techniquement difficiles.

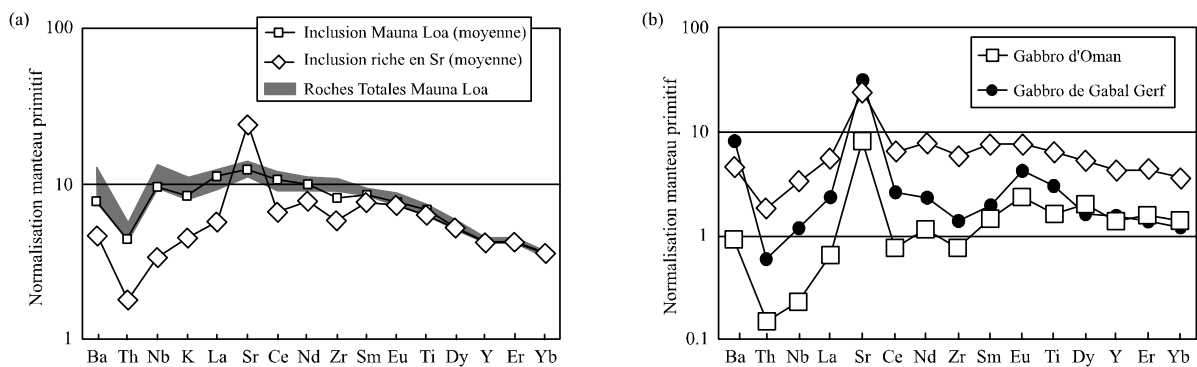


Figure 61. Spectres des compositions en éléments traces normalisées au manteau primitif dans les inclusions magmatiques et les laves d'Hawaï, et dans les gabbros ophiolitiques. (a) Moyennes des spectres d'inclusions normales et d'inclusions riches en Sr piégées dans des phénocristaux d'olivine de Mauna Loa (Hawaï). Les compositions des roches totales de Mauna Loa sont également reportées. Les compositions des inclusions ont été recalculées pour qu'elles soient en équilibre avec l'olivine la plus primitive ($Fo_{90.8}$). Cela conduit à une teneur en MgO de 17 ± 0.5 pds% dans le liquide inclus. Les compositions de roches totales ont également été ramenées à une teneur de 17 pds% de MgO (voir les détails dans Sobolev et al., 2000). (b) Comparaison du spectre moyen des inclusions riches en Sr et de ceux de gabbros ophiolitiques. Les caractéristiques des spectres sont similaires : anomalie positive marquée en Sr, anomalies négatives marquées en Th, Nb et Zr, ainsi qu'une faible anomalie positive en Ba. Figure modifiée de Sobolev et al. (2000).

III.2.2. La variabilité isotopique des inclusions magmatiques

Les études isotopiques des inclusions dans les OIB sont récentes et peu nombreuses (Saal et al., 1998 ; Kobayashi et al., 2004 ; Yurimoto et al., 2004 ; Saal et al., 2005 ; Shimizu et al., 2005 ; Jackson et Hart, 2006). Elles sont néanmoins très prometteuses car elles permettent de mieux contraindre les hétérogénéités mantelliques à petite échelle (celle d'un échantillon par exemple).

Saal et al. (1998) ont réalisé la première étude des isotopes du Pb par sonde ionique dans les inclusions magmatiques piégées dans les olivines des laves de Mangaia et Tahaa représentant respectivement les pôles isotopiques HIMU et EM-2. Leurs résultats indiquent une grande variation de compositions isotopiques, recouvrant 50 % de la gamme de variation dans les OIB à l'échelle du globe. Ces auteurs ont expliqué leurs données dans les inclusions comme un mélange entre des liquides de type HIMU (pour Mangaia) et EM-2 (pour Tahaa) avec un composant commun moins radiogénique de nature non-péridotitique correspondant soit à la lithosphère océanique que les liquides traversent, soit à des veines de lithosphère océanique recyclée dans le manteau source (Saal et al., 1998). La diversité en Pb isotopique des inclusions dans des laves de type HIMU (îles de Mangaia et Rarotonga) a été confirmée par Yurimoto et al. (2004). Ces auteurs suggèrent que la source du panache serait hétérogène avec une coexistence d'un composant de type HIMU enrichi en Pb, en sulfures et phases carbonatées, avec un composant moins radiogénique.

L'investigation des inclusions dans les OIB présentant les compositions extrêmes dans les diagrammes isotopiques s'est poursuivie par les travaux de Kobayashi et al. (2004), Saal et al. (2005) pour les pôles EM-1, EM-2 et HIMU et Jackson et Hart (2006) pour le pôle EM-2. A nouveau, la diversité isotopique enregistrée par les inclusions dans les olivines et clinopyroxènes de Mangaia, Tahaa et Pitcairn dépasse celle définie par les roches totales de ces îles (Saal et al., 2005 ; Figure 62). Le modèle proposé par ces auteurs consiste en un mélange entre les pôles HIMU, EM-1 et EM-2 d'une part et un composant commun considéré comme étant de la lithosphère océanique : les liquides issus de la fusion des sources de type HIMU, EM-1 et EM-2 réagissent avec la roche encaissante lors de leur percolation à travers la lithosphère océanique. Néanmoins, l'hypothèse proposée selon laquelle une cristallisation rapide d'olivine dans la zone de réaction expliquerait le piégeage de liquides avec des compositions variables (Saal et al., 2005), semble incompatible avec le fait que les olivines hôtes soient des phénocristaux automorphes, c'est-à-dire des cristaux caractéristiques d'un refroidissement lent.

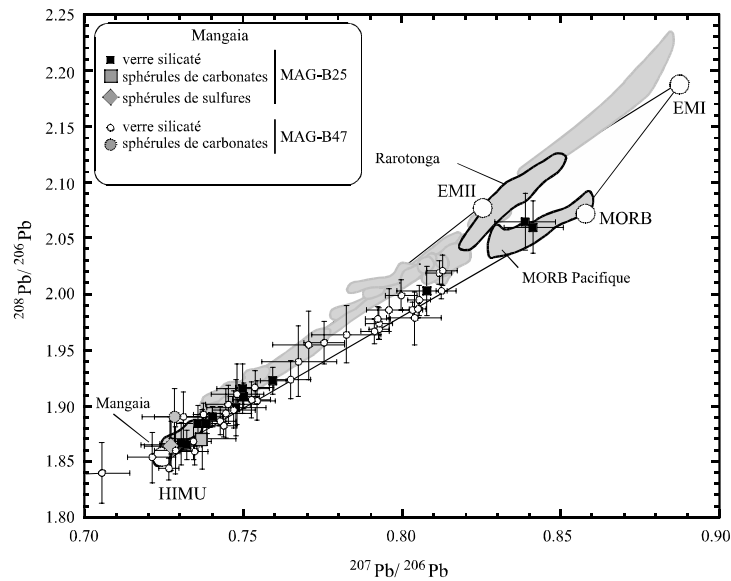


Figure 62. Rapport $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en fonction du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dans les inclusions magmatiques d'olivines et de clinopyroxènes des basaltes de Mangaia MAG-B-47 (cercles vides) et MAG-B-25 (carrés noirs). Les losanges gris représentent les globules de sulfures, les carrés gris les globules de carbonates de l'échantillon MAG-B-25 et les cercles gris représentent les globules de carbonates de l'échantillon MAG-B-47. Les champs en grisé correspondent aux compositions isotopiques des roches totales. Les barres d'erreur représentent la précision analytique (2σ). Figure modifiée de Saal et al. (2005).

La première étude des isotopes du Sr dans des inclusions d'olivine de Samoa réalisée par Jackson et Hart (2006) par LA-MC ICP-MS révèle également une grande hétérogénéité témoignant d'un mélange entre des liquides issus de la fusion de deux sources : l'une enrichie en $^3\text{He}/^4\text{He}$ et l'autre de type EM-2. Enfin, les travaux de Kobayashi et al. (2004) dans les inclusions d'Hawaï décrivent une hétérogénéité dans les compositions isotopiques de Li, B, et Pb qui est plus importante que celles des roches totales et qui confirme que des composants recyclés ayant subi une altération de surface et une déshydratation dans une zone de subduction contribuent à la source du panache d'Hawaï.

III.2.3. Bilan sur l'étude des inclusions magmatiques dans les OIB

Les études réalisées sur les inclusions magmatiques dans le contexte de point chaud conduisent à envisager un protocole idéal pour l'étude des inclusions, qui combinerait les analyses des éléments majeurs, volatils, traces et isotopes afin de : (1) vérifier le caractère très primitif des liquides, (2) tester l'effet des processus de rééquilibration post-piégeage, (2) contraindre la minéralogie de la source, les conditions P-T et le degré de fusion, et (3) préciser le caractère homogène ou hétérogène d'un point de vue chimique et isotopique de la source du

panache et ainsi, définir les composants présents dans la source. Néanmoins, cette démarche reste encore relativement difficile à mettre en place, du fait de la nécessité d'un appareillage complet (platine chauffante ou four 1 atm, microsonde électronique, LA ICP-MS, LA-MC ICP-MS ou sonde ionique) et du caractère destructif de certaines méthodes d'analyses (LA ICP-MS) qui empêche l'analyse des différents éléments (traces et isotopes notamment) dans une même inclusion.

III.3. Etude des inclusions dans des laves issues du point chaud de la Réunion (îles Maurice et de la Réunion)

III.3.1. Le point chaud de la Réunion, un exemple de panache de composition relativement homogène

Les îles volcaniques de Maurice (57°30'E, 20°20'S) et de la Réunion (55°30'E, 21°10'S) sont situées dans l'Océan Indien occidental à l'extrémité Sud-Ouest de la ride asismique de Mascareigne (Figure 63). Le plateau des Mascareignes et la ride des Chagos-Maldives-Laccadives représentent la trace de l'activité du point chaud de la Réunion qui a débuté il y a environ 65 Ma lors de la mise en place des traps du Deccan à l'Ouest de l'Inde (Figure 53 ; Morgan, 1981 ; Mahoney et al., 2002). Par la longueur de sa trace (environ 500 km) et la durée de son activité (65 millions d'années), ce point chaud est comparable à celui qui a donné naissance à la chaîne volcanique d'Hawaï. Le point chaud est actuellement situé sous une lithosphère océanique dont l'âge est estimé à environ 68 Ma. Le bombement du point chaud centré sur l'île de la Réunion atteint plus d'un kilomètre au-dessus de la profondeur des bassins océaniques environnants. La croûte océanique sous et autour de l'île a une épaisseur relativement constante de 5-6 km.

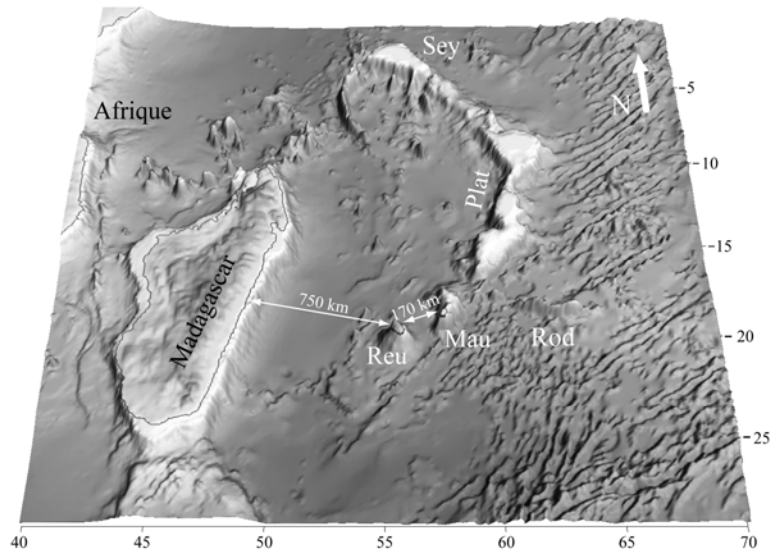


Figure 63. Localisation des îles de Maurice et de la Réunion dans l'océan Indien occidental. Image 3D de la bathymétrie. Reu: Réunion, Mau: Maurice, Rod: Rodrigues, Plat: Plateau des Mascareignes, Sey: Seychelles. Figure de J.-F. Oehler (comm. pers.).

La principale caractéristique géochimique du point chaud de la Réunion réside dans la quasi-absence de variations isotopiques en He, Pb, Sr et Nd au cours des 65 millions d'années de son activité (Figure 64 ; Fisk et al., 1988 ; Graham et al., 1990 ; Staudacher et al., 1990 ; Peng et Mahoney, 1995 ; Albarède et al., 1997 ; Hanyu et al., 2001 ; Mahoney et al., 2002). Dans les diagrammes isotopiques, la signature du point chaud de la Réunion est intermédiaire et se situe à la convergence de toutes les tendances dans les OIB (Figure 64). Du fait de sa localisation dans l'océan Indien, la signature géochimique et isotopique du point chaud de la Réunion est affectée par l'anomalie Dupal qui se caractérise par des rapports isotopiques $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus élevés dans les MORB des océans Indien et Atlantique Sud que dans les MORB de l'océan Pacifique (Dupré et Allègre, 1983 ; Hart, 1984).

Les produits des édifices récents (îles Maurice et de la Réunion) montrent les compositions isotopiques parmi les moins appauvries le long de la trace du point chaud, suggérant une diminution de la proportion de manteau supérieur entraîné dans le panache au cours de son ascension, du fait de l'éloignement de la ride centrale Indienne avec le temps. En effet, depuis environ 8 Ma, la composition isotopique, notamment en Sr, des laves émises lors des phases de construction des volcans boucliers sur les îles Maurice et de la Réunion est très peu variable (Fisk et al., 1988 ; Albarède et al., 1997 ; Nohda et al., 2005 ; Paul et al., 2005) ; cette signature semble donc représentative de celle du panache.

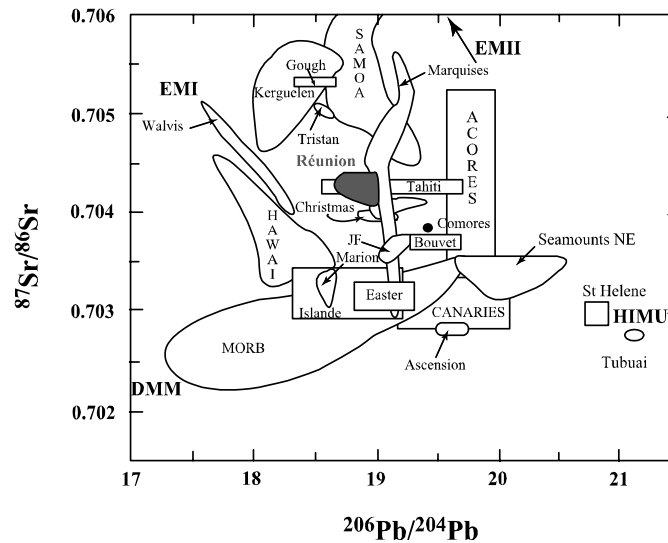


Figure 64. Signature isotopique du point chaud de la Réunion en Sr et Pb. Les rapports isotopiques des principaux points chauds et des pôles de composition sont également reportés. Figure modifiée de Hart (1988).

Dans le détail, des variations subtiles de la composition isotopique en Nd (Luais, 2004) et Pb (Vlastélic et al., 2005) des laves du Piton de la Fournaise ont été expliquées par une faible hétérogénéité du panache (Luais, 2004) ou des interactions avec l'encaissant à différents niveaux (Vlastélic et al., 2005). Enfin, contrairement à la plupart des sources des points chauds, le rapport U/Th dans le panache de la Réunion est relativement constant dans le temps et a une valeur (~ 3.9 en rapport de masse) similaire à celle du manteau primitif (Sigmarsson et al., 2005 ; Vlastélic et al., 2006). Ainsi, si le rapport Th/U mesuré dans les basaltes est représentatif du rapport de source, la signature primitive de la Réunion traduirait une source ayant subi un appauvrissement tôt dans l'histoire de la Terre et n'ayant depuis pas été influencée par les processus de recyclage liés aux zones de subduction (Vlastélic et al., 2006).

C'est d'ailleurs certainement en raison de l'homogénéité de sa signature dans le temps que la source de ce point chaud a fait l'objet de beaucoup moins d'études de modélisation que les autres panaches, tels que Hawaï ou l'Islande, ou que ceux présentant des compositions isotopiques extrêmes tels que les points chauds de l'océan Pacifique Sud. Toutefois, l'homogénéité de la source du panache est une caractéristique intéressante lorsque l'on souhaite étudier la dynamique des processus pétrogénétiques en contexte de point chaud océanique.

III.3.2. Contexte géologique et description de l'échantillonnage

III.3.2.1. L'île Maurice

L'île Maurice se situe à environ 1000 km à l'Est de Madagascar (Figure 63). Il s'agit de la deuxième plus jeune île associée au point chaud de la Réunion. Les laves de l'île Maurice ont été classées selon trois séries volcaniques (McDougall et Chamalaun, 1969 ; Baxter, 1975, 1976) : la série ancienne (7.8-5.5 Ma), la série intermédiaire (3.5-1.9 Ma) et la série récente (0.70-0.17 Ma). L'île Maurice se situait à l'aplomb du panache il y a environ 7 Ma (Duncan et Pyle, 1988).

Selon Baxter (1975, 1976), les produits de la série ancienne correspondent aux reliques de l'érosion d'un grand volcan bouclier et se caractérisent par des compositions transitionnelles. Deux stades sont distingués dans l'activité à l'origine de la série ancienne : un premier stade de construction du volcan-bouclier produisant des basaltes picritiques et un second stade où sont émis des basaltes riches en feldspaths, des hawaïtes, mugéarites et des roches intrusives trachytiques. Après une période de repos de 2 Ma, les laves de la série intermédiaire se sont mises en place dans les vallées qui recoupent la série ancienne. Elles sont composées de basaltes alcalins magnésiens présentant une grande gamme de variations des concentrations en éléments incompatibles. Les produits de la série récente sont représentés essentiellement par des basaltes alcalins à olivine faiblement potassiques.

La composition en éléments majeurs et traces des laves de la série ancienne est contrôlée par la cristallisation fractionnée : (1) d'olivine + clinopyroxène pour les laves les plus primitives ($\text{MgO} > 6 \text{ pds}\%$), et (2) d'olivine + clinopyroxène + plagioclase + titanomagnétite pour les laves différenciées (Baxter, 1975). Cependant, pour la série ancienne comme pour la série intermédiaire, l'enrichissement en certains éléments incompatibles ne peut être rattaché à un processus de cristallisation (Baxter, 1976) et nécessite une évolution du degré de fusion et/ou une variation dans la composition de la source. Le contrôle de la composition en éléments majeurs par l'olivine est visible dans la série récente, avec une corrélation entre la teneur en MgO des laves et la proportion de phénocristaux d'olivine (Baxter, 1976).

Les études isotopiques de Mahoney et al. (1989), Sheth et al. (2003) et Paul et al. (2005) ont montré que les produits volcaniques de la série ancienne ont des rapports isotopiques de Sr, Nd, Hf et Pb similaires à ceux des laves du point chaud de la Réunion, alors que les séries intermédiaires et récentes présentent une signature plus appauvrie. Les

compositions en éléments majeurs et en éléments traces incompatibles suggèrent que le degré de fusion était maximal pour la série ancienne, faible pour la série intermédiaire et moyen pour la série récente (Paul et al., 2005). Ainsi, la phase de renouveau du volcanisme se caractérise, comme à Hawaï, par un faible degré de fusion d'une source plus appauvrie que lors de la phase de construction du bouclier. Paul et al. (2005) ont proposé que les magmas produits lors de ces deux phases successives proviennent de la fusion d'un panache hétérogène constitué d'une matrice péridotitique et de veines de matériel éclogitique ou pyroxénitique. Dans ce modèle, les fragments de matériel éclogitique ont une signature isotopique moins appauvrie que la matrice et leur fusion débute plus profondément que celle de la péridotite (Paul et al., 2005). Lors de la phase de construction du volcan-bouclier, les deux types de matériel participent à la fusion. Après la période de repos, la signature isotopique appauvrie de la péridotite est dominante car le matériel éclogitique a été appauvri en éléments incompatibles par les premiers épisodes de fusion.

III.3.2.2. L'île de la Réunion

L'île de la Réunion représente la partie émergée d'un grand cône volcanique de 350 km de diamètre (Lénat et Labazuy, 1990), la partie aérienne ayant des dimensions de 50*70 km. L'île est constituée de deux édifices volcaniques : le Piton des Neiges (3069 m) recouvrant les deux tiers Nord-Ouest de l'île et le Piton de la Fournaise (2631 m) au Sud-Ouest (Figure 65). Ce deuxième édifice est actif depuis au moins 527 000 ans (Gillot et al., 1994).

Les basaltes à olivine (s.s., moins de 10% en volume d'olivines) et océanites (picrites : 45 à 70% en volume d'olivine) de composition transitionnelle (série des océanites ; Upton et Wadsworth, 1965) constituent l'essentiel des laves émises au Piton des Neiges sur trois périodes (> 2 Ma, 1.2-1.0 Ma, 0.55-0.43 Ma). Des laves différenciées (série différenciée : depuis des basaltes à olivine jusqu'aux trachytes) ont été émises plus tardivement (0.35-0.07 Ma) et marquent un changement d'activité.

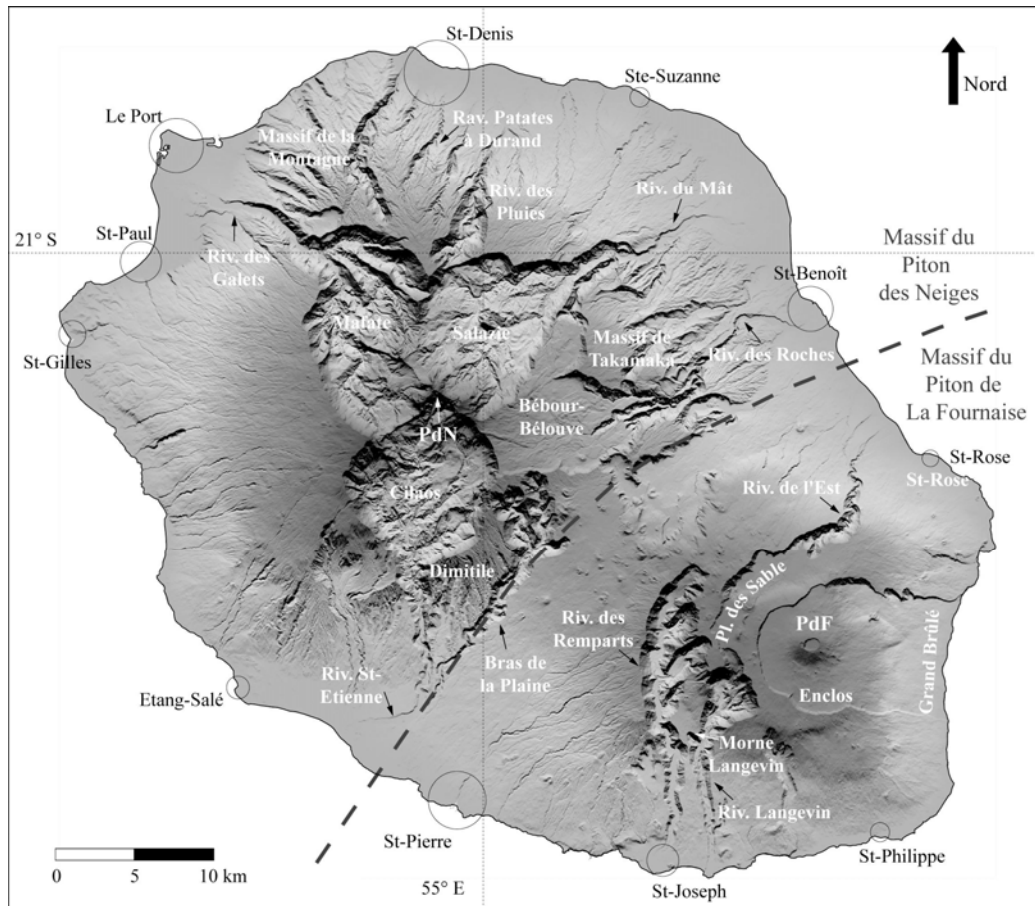


Figure 65. Image composite calculée à partir du modèle numérique de terrain à 25 m. PdN : Piton des Neiges. PdF : Piton de la Fournaise. Figure de J.-F. Oehler (comm. pers.).

L'édifice du Piton de la Fournaise est construit sur le flanc Sud-Est du Piton des Neiges. Les deux volcans ont été actifs simultanément jusqu'à l'éruption finale du Piton des Neiges il y a 12 000 ans (Deniel et al., 1992). La construction du bouclier du Piton de la Fournaise est marquée par quatre phases séparées par la formation de caldeiras (Gillot et al., 1994) : caldeira de la Rivière des Remparts (~250 ka), caldeira de la Plaine des Sables (~35 ka) et caldeira de l'enclos Fouqué (4.7 ka ; Bachèlery et Mairine, 1990). La dépression de l'Enclos Fouqué, la plus récente, est ouverte sur la mer en direction de l'Est et concentre l'essentiel de l'activité depuis environ 300 ans. Cet effondrement semble à rattacher à une éruption phréato-magmatique explosive de grande ampleur : l'éruption des Cendres de Bellecombe (Mohamed-Bachir et al., 1998). Un cône de 400 m avec deux cratères sommitaux (Bory et Dolomieu) s'est élevé au centre de l'Enclos au début des années 1930. Des éruptions historiques majeures ont eu lieu en 1931, 1961, 1977 et 1998. Les laves les plus anciennes du Piton de la Fournaise, échantillonnées dans la Rivière des Remparts et la Rivière de l'Est, sont des basaltes riches en plagioclase et d'autres laves différenciées (Bachèlery et Mairine, 1990).

Depuis, les produits des coulées sont constitués majoritairement de basaltes à olivine et de picrites.

Les deux édifices, Piton des Neiges et Piton de la Fournaise, présentent des similitudes pétrologiques (Upton et Wadsworth, 1966, 1972 ; Ludden, 1978 ; Fisk et al., 1988). Ils sont constitués principalement de basaltes à olivine (basaltes à olivine s.s. et océanites) et d'hawaïtes. Les compositions chimiques de ces roches sont pour la majorité à hypersthène normatif. Les teneurs en alcalins et en silice placent les basaltes dans un champ de composition intermédiaire entre les basaltes alcalins et tholéitiques d'Hawaï, c'est pourquoi on les nomme basaltes transitionnels. Cependant, on note, sur la durée de l'activité du Piton de la Fournaise (environ 0.5 Ma), une évolution depuis des compositions relativement alcalines vers des compositions tholéitiques (Albarède et al., 1997).

Les basaltes qui constituent les boucliers contiennent communément des phénocristaux et microphénocristaux d'olivine et de spinelle chromifère, auxquels peuvent s'ajouter occasionnellement des phénocristaux d'augite et/ou de plagioclase. L'abondance des phénocristaux d'olivine dans les laves des deux boucliers suggère que l'olivine est la phase prépondérante à fractionner (Upton et Wadsworth, 1972). Albarède et Tamagnan (1988) ont mis en évidence plusieurs épisodes de déformation plastique dans les olivines des échantillons picritiques du Piton de la Fournaise, qui témoignent du fait qu'une grande partie des olivines sont des xénocristaux qui sont entraînés lors d'éruptions plus violentes. Les basaltes de la série différenciée du Piton des Neiges sont contemporains de l'apparition du volcanisme au Piton de la Fournaise et leurs compositions en alcalins et en éléments traces incompatibles sont identiques à celles des basaltes du Piton de la Fournaise.

Le magma parental des laves de la Réunion aurait une teneur en MgO comprise entre 14.8 et 16.0 pds% (Fisk et al., 1988 ; Sobolev et Nikogosian, 1994). L'évolution dans les laves modernes du Piton de la Fournaise est en accord avec un processus de cristallisation fractionnée selon l'ordre olivine-clinopyroxène-plagioclase à des pressions supérieures à 4 kbar (Albarède et Tamagnan, 1988), ce qui est en contradiction avec un modèle de chambre magmatique superficielle. Les expériences de cristallisation de Fisk et al. (1988) ont montré que l'olivine est le premier minéral à cristalliser dans tous les échantillons pour des pressions comprises entre 1 atm et 8 kbar. La cristallisation fractionnée d'olivine + augite + spinelle entre 5 et 8 kbar semble expliquer la variation chimique dans la série des océanites du Piton des Neiges. La transition alcalin-tholéitique dans le temps s'explique donc, selon Albarède et

al. (1997), par la diminution de la pression de cristallisation fractionnée avec l'olivine qui remplace le clinopyroxène comme phase au liquidus à basse pression.

L'inversion des équations de fusion pour les éléments traces suggère la fusion d'une source enrichie en éléments incompatibles avec un résidu harzburgitique (Albarède et Tamagnan, 1988). D'autre part, Albarède et al. (1997) expliquent la faible variation des compositions en éléments compatibles par un système d'alimentation constitué de dykes dans lesquels cristallise l'assemblage olivine + clinopyroxène. En revanche, sur la base des déséquilibres radioactifs des séries de l'Uranium, Sigmarsson et al. (2005) préfèrent l'hypothèse d'une évolution en système quasi-fermé dans un ou plusieurs réservoirs magmatiques profonds sur des échelles de temps de l'ordre de 1 000 ans, suivie par des épisodes de réinjection.

III.3.2.3. Précédents travaux sur les inclusions magmatiques de la Réunion

Les inclusions piégées dans les cristaux d'olivine et de spinelle primitifs de l'île de la Réunion ont fait l'objet de plusieurs travaux (Clocchiatti et al., 1979 ; Sobolev et al., 1983 ; Sobolev et Nikogosian, 1994 ; Bureau et al., 1998a, 1998b, 1999). Ces études ont concerné l'analyse des éléments majeurs (Clocchiatti et al., 1979 ; Sobolev et al., 1983 ; Sobolev et Nikogosian, 1994 ; Bureau et al., 1998a, 1998b, 1999) et des éléments volatils (Bureau et al., 1998a, 1998b, 1999) dans les inclusions magmatiques primaires dans les cristaux magmatiques d'olivine, mais aussi l'analyse des inclusions secondaires et des inclusions fluides dans les olivines magmatiques et les olivines des nodules (Bureau et al., 1998a, 1998b, 1999).

En 1979, l'étude des inclusions primitives piégées dans des olivines et des spinelles des produits des éruptions de 1966 et 1977 du Piton de la Fournaise a permis de mettre en évidence le caractère cumulatif des océanites et de proposer que le magma parental des laves de la Réunion est un basalte avec 10 pds% de MgO (Clocchiatti et al., 1979). Sobolev et Nikogosian (1994) ont réalisé une étude thermométrique et géochimique (éléments majeurs uniquement) d'inclusions magmatiques dans des olivines de basaltes picritiques transitionnels du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Les températures d'homogénéisation dans les inclusions varient entre 1235 et 1345 °C. Les inclusions homogénéisées des olivines du Piton des Neiges se caractérisent par des compositions magnésiennes (MgO = 8.7-14.1 pds%), ce

qui suggère que les magmas primaires à l'origine de la série transitionnelle de la Réunion sont de nature picritique (Sobolev et Nikogosian, 1994).

Bureau et al. (1998a, 1998b, 1999) se sont intéressés aux éléments volatils dans les magmas du Piton de la Fournaise par l'étude des inclusions magmatiques et fluides. Ces auteurs ont sélectionné des inclusions primitives dans des olivines magnésiennes (F_{081-87}) d'échantillons provenant des zones d'alimentation centrale, Sud-Est et Nord-Ouest. Ce sont les échantillons de la zone de rift Nord-Ouest (Piton de Caille) qui présentent les inclusions les plus primitives (dans des olivines F_{085-87}) avec une teneur en MgO de 9.3-9.7 pds% et une affinité tholéiitique. En revanche, la tendance dans les inclusions des échantillons provenant des autres zones d'alimentation est légèrement alcaline. La présence de globules de sulfures dans les inclusions magmatiques témoigne de la saturation du liquide silicaté en composants sulfurés (Clocchiatti et al., 1979 ; Sobolev et Nikogosian, 1994 ; Bureau et al., 1998b). Les concentrations en S dans les inclusions magmatiques (400-1700 ppm) sont typiques des MORB alors que les teneurs en Cl (200-300 ppm) sont caractéristiques des basaltes alcalins (Bureau et al., 1998b). La teneur en H_2O estimée pour les magmas primaires des laves du Piton de la Fournaise est de 0.7-1 pds% (Bureau et al., 1999).

Des plans d'inclusions fluides à CO_2 et d'inclusions secondaires témoignent d'anciens plans de fracture dans les xénoctaux d'olivine des océanites. Les inclusions fluides secondaires riches en CO_2 permettent une estimation de la pression minimale de cristallisation : les résultats suggèrent une grande gamme de pression pour la cristallisation de l'olivine, équivalent à une gamme de profondeur de 15 km (Tableau 7). Ainsi, il est envisagé qu'une phase fluide riche en CO_2 , éventuellement associée à des liquides basaltiques riches en SiO_2 , percole dans les poches cumulatives. La présence d'inclusions secondaires fluides et magmatiques dans les olivines suggère que les poches dunitiques sont fragilisées à l'échelle micrométrique par des fractures et ces auteurs proposent que cette fracturation peut jouer un rôle dans les instabilités de flancs (Bureau et al., 1998a). D'autre part, afin d'expliquer les gammes de concentrations en CO_2 et H_2O , Bureau et al. (1998b) ont proposé un modèle de piégeage des liquides silicatés dans les olivines à des pressions variables. Les olivines ayant cristallisé à partir de différentes injections de magma, peuvent ensuite être reprises à n'importe quelle profondeur par une nouvelle arrivée de magma (Bureau et al., 1999).

Zone d'alimentation	Inclusions fluides (MPa)	Inclusions magmatiques (MPa)
Cratère sommital et zones SE	95	~ 10-130
Zone de rift NW	300-500	170-240

Tableau 7 : Comparaison entre les pressions totales calculées à partir des volatils dissous dans les inclusions magmatiques et P_{CO_2} évaluées à partir de l'étude des inclusions fluides (volatils exsolvés).
Tableau modifié de Bureau et al. (1998b).

III.3.2.4. L'échantillonnage

Les principaux critères de sélection des échantillons pour l'étude des inclusions primitives sont le caractère frais (c'est-à-dire non altéré) des échantillons et la présence de phénocristaux d'olivine de composition magnésienne ($> Fo_{80}$). Les échantillons de scories sont préférés aux échantillons de coulées de laves car ils garantissent un refroidissement rapide ; ainsi les inclusions seront plutôt à l'état vitreux et leur composition aura été affectée dans une moindre mesure par les processus de rééquilibration. Cependant, le choix n'a pu être restreint à ce type d'échantillons, du fait du caractère plus facilement érodable des scories ou tephras.

A la Réunion, ainsi qu'à l'île Maurice, les produits volcaniques sont principalement des basaltes à olivine ou des océanites (picrites). Ils sont fréquemment altérés, notamment les échantillons plus anciens de l'île Maurice et du Piton des Neiges, du fait des fortes précipitations, mais les olivines peuvent ne pas avoir été affectées. Ainsi, six échantillons ont été retenus pour cette étude (Figure 66) :

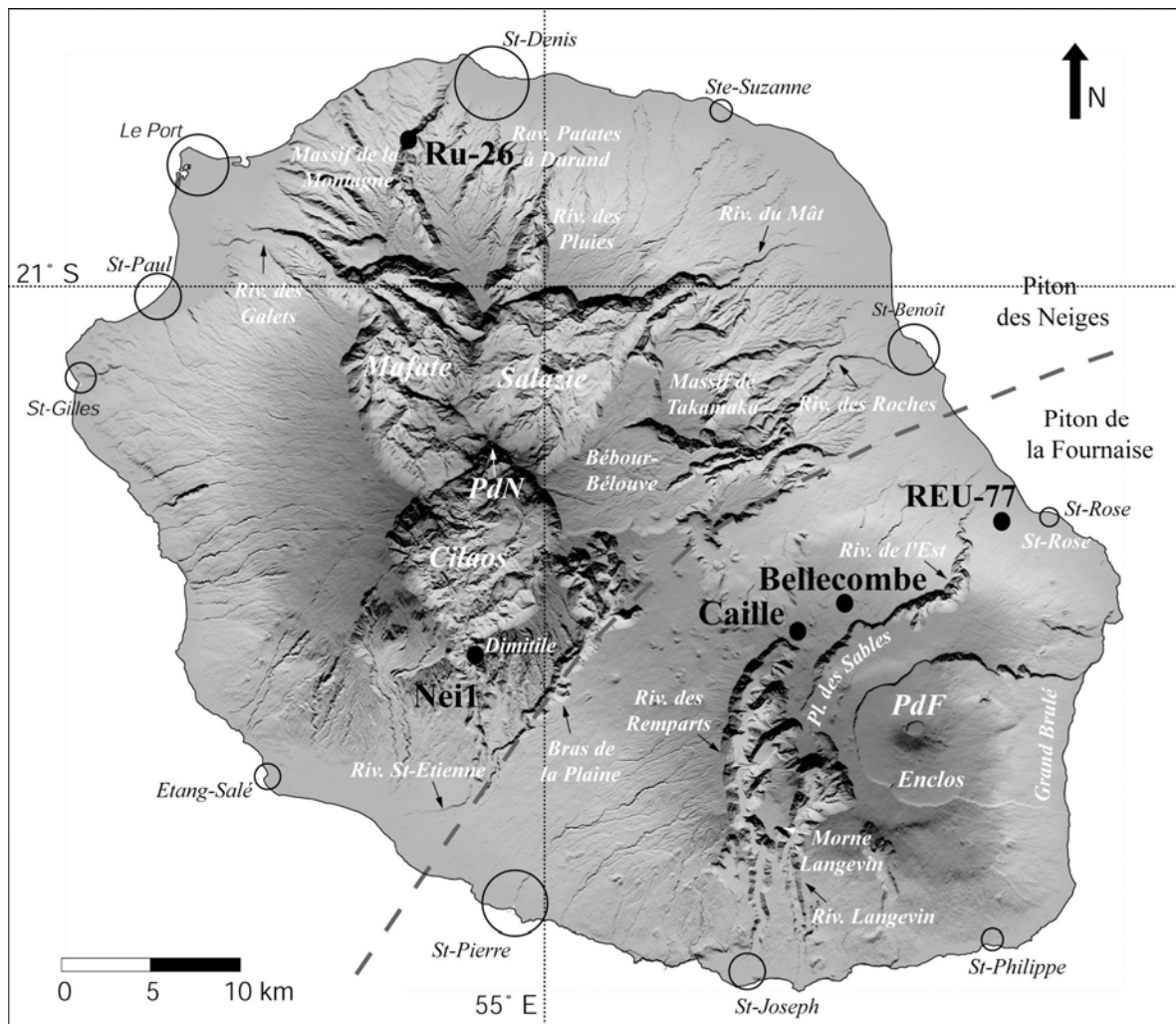


Figure 66. Modèle numérique de terrain de l'île de la Réunion avec la localisation des échantillons étudiés : Piton des Neiges : Ru-26 (Massif de la Montagne ; 2.15 ± 0.03 Ma) et NEI-1 ; Piton de la Fournaise: Piton de Caille (~ 5 ka), Cendres de Bellecombe (~ 2.7 ka), REU-77 (éruption d'avril 1977). Figure modifiée de J.-F. Oehler (comm. pers.).

- un échantillon picritique de l'île Maurice
- un échantillon lavique de basalte à olivine (Ru-26) du massif de la Montagne au Nord-Ouest de l'île de la Réunion daté à 2.15 ± 0.03 Ma (X. Quidelleur, comm. pers.)
- un basalte à olivine provenant d'un dyke dans le Cirque Cilaos au Piton des Neiges (NEI-1)
- des tephras associés à l'éruption phréatomagmatique des Cendres de Bellecombe (datée entre 4700 à 2700 ans ; (Bachelery et Mairine, 1990 ; Bureau, 1996)
- des scories picritiques associées au Piton de Caille (Piton de la Fournaise, rift-zone Nord-Ouest) dont l'âge est estimé à 5000 ans (Bureau, 1996).
- une coulée de lave picritique de l'éruption latérale hors Enclos Fouqué le long de la rift-zone Nord-Est d'Avril 1977 (REU-77).

La composition de quatre de ces échantillons est donnée dans le tableau 8.

	Ru-26	NEI-1	CAI	REU-77
SiO ₂	46.98 (0.27)	47.76 (0.27)	44.10 (0.25)	42.08 (0.24)
TiO ₂	2.34 (0.06)	2.57 (0.06)	2.14 (0.05)	1.01 (0.03)
Al ₂ O ₃	11.72 (0.39)	13.83 (0.46)	10.37 (0.35)	5.14 (0.17)
Fe ₂ O ₃	12.48 (0.19)	12.36 (0.19)	13.91 (0.21)	15.62 (0.24)
MgO	12.85 (0.13)	8.45 (0.08)	18.90 (0.18)	31.82 (0.31)
CaO	10.27 (0.08)	11.82 (0.09)	8.02 (0.06)	4.46 (0.04)
Na ₂ O	2.17 (0.06)	2.52 (0.06)	1.63 (0.04)	0.93 (0.02)
K ₂ O	0.57 (0.05)	0.66 (0.06)	0.24 (0.02)	0.22 (0.02)
MnO	0.17 (0.01)	0.18 (0.01)	0.19 (0.01)	0.21 (0.01)
P ₂ O ₅	0.30 (0.02)	0.33 (0.02)	0.23 (0.01)	0.13 (0.01)
Ba (ppm)	147 (10)	176 (15)	110 (10)	80 (5)
Sr (ppm)	321 (6)	371 (7)	240 (5)	134 (5)
H ₂ O+	0.27	0.28	0.73	0.11
H ₂ O-	-0.13	-0.02	0.34	-1.00
Total	100.0	100.8	100.8	100.7

Tableau 8 : Compositions en éléments majeurs (en pds%), Ba et Sr (ppm), et perte au feu (pds%) de quatre échantillons étudiés : Ru-26 (La Montagne), NEI-1 (Piton des Neiges), CAI (Piton de Caille, Piton de la Fournaise), REU-77 (Piton de la Fournaise, éruption d'avril 1977).

Les échantillons des Cendres de Bellecombe, du Piton de Caille et de l'éruption d'avril 1977 ont fait l'objet de précédentes études sur les inclusions magmatiques (Clocchiatti et al., 1979 ; Bureau et al., 1998a, 1998b, 1999). L'échantillon du Piton de Caille est remarquable car il renferme les olivines les plus primitives trouvées au Piton de la Fournaise (Fo₈₅₋₈₇ ; (Bureau, 1996).

Une fois triés et polis sur une face, les cristaux d'olivine sont analysés à la microsonde électronique ou au microscope électronique à balayage afin de sélectionner les plus magnésiens. Les compositions des olivines des différents échantillons sont regroupées dans le Tableau 9.

Echantillon	Olivines de l'échantillon (Mg#)	Olivines sélectionnées (Mg#)
MAU	84.3-90.2	85.6-89.8
Ru-26	79.6-88.6	82.9-85.5
NEI-1	80.0-88.8	85.3-88.8
Bellecombe	82.3-83.8	82.3-83.8
Caille	84.0-87.1	84.0-87.1
REU-77	81.1-83.4	83-83.3

Tableau 9 : Mg# des olivines des différents échantillons : toutes les olivines analysées (première colonne), uniquement les olivines sélectionnées sur la base de leur caractère primitif et de la présence d'inclusions magmatiques (deuxième colonne).

III.3.3. Description des inclusions magmatiques dans les olivines primitives

La taille des inclusions magmatiques primaires dans les cristaux automorphes d'olivine des différents échantillons étudiés varie entre 10 et 200 μm (Figure 67). La plupart des inclusions contiennent une bulle de rétraction thermique ; on rencontre également fréquemment des globules de sulfures d'une taille inférieure à 3 μm et des cristaux de spinelle. La teneur en forstérite des olivines hôtes varie entre Fo_{82} et Fo_{90} (Tableau 9).

Les inclusions magmatiques dans les olivines des échantillons de Maurice, La Montagne (Ru-26), Piton des Neiges (NEI-1) et de l'éruption de 1977 (REU-77) sont cristallisées et nécessitent des expériences d'homogénéisation dans une platine microthermométrique. En revanche, les inclusions des Cendres de Bellecombe présentent un contenu vitreux. Dans l'échantillon du Piton de Caille, une partie seulement des inclusions est dévitrifiée ou cristallisée et doit être chauffée, l'autre partie est constituée d'inclusions vitreuses. La disparition de la bulle de rétraction thermique n'a jamais été observée lors des expériences d'homogénéisation. Par conséquent, la température reportée pour chaque inclusion dans le Tableau 1 de l'article (section III.3.6.2) correspond à la température de disparition des derniers minéraux fils.

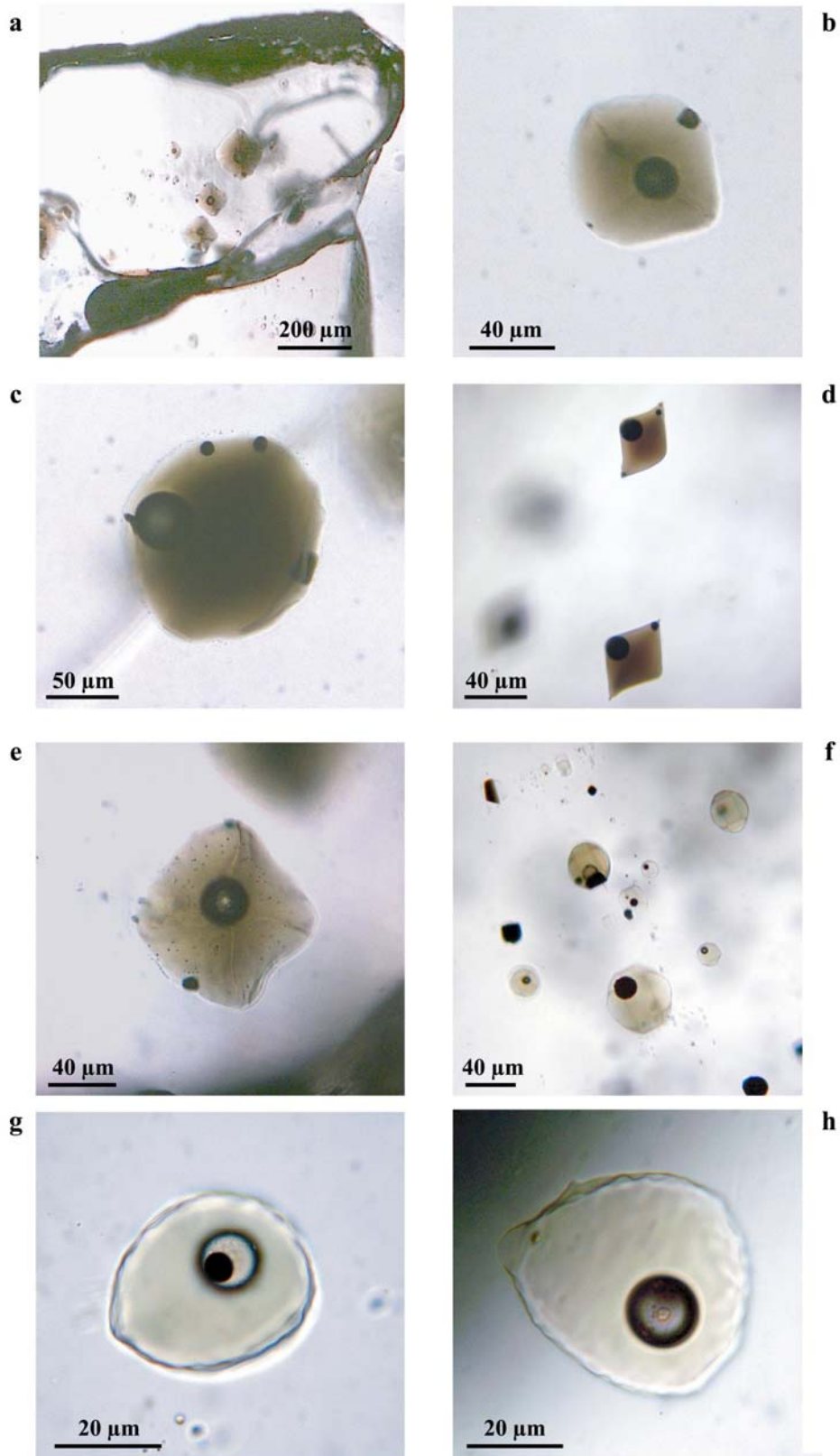


Figure 67. Photographies en lumière transmise d'inclusions magmatiques dans des cristaux automorphes d'olivine de différents échantillons de l'île de la Réunion. a-e : inclusions vitreuses, Piton de Caille (Piton de la Fournaise) ; f : inclusions homogénéisées, éruption d'avril 1977 (Piton de la Fournaise) ; g-h : inclusions homogénéisées, Piton des Neiges.

Quelques minéraux fils dans les inclusions cristallisées ont été analysés à la microsonde électronique. On trouve des clinopyroxènes dans les échantillons de l'île Maurice, du Piton des Neiges et de l'éruption de 1977 (Figure 68), des amphiboles titanifères (kaersutite) dans les inclusions de l'île Maurice, et des oxydes (titanomagnétites essentiellement).

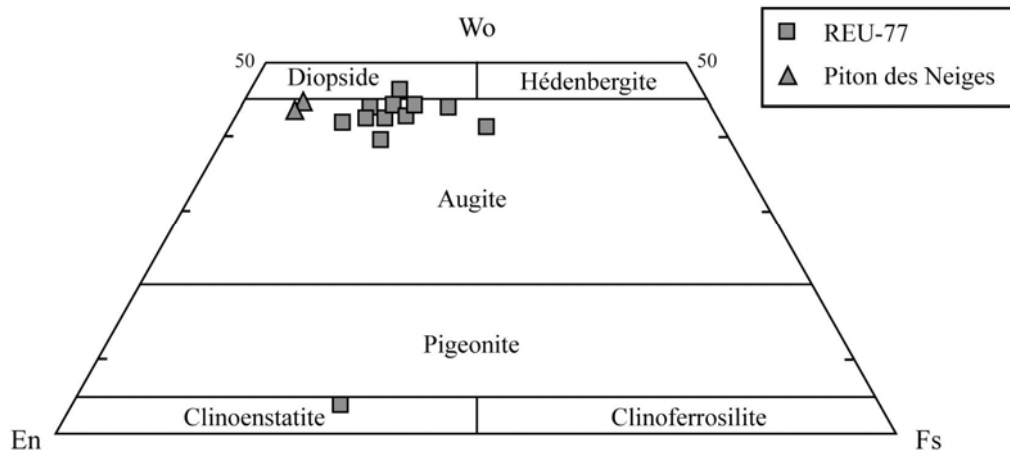


Figure 68. Compositions des clinopyroxènes fils dans les inclusions des échantillons du Piton des Neiges et de l'éruption de 1977 dans le diagramme de classification En-Wo-Fs (Morimoto et al., 1988).

III.3.4. Compositions en éléments majeurs, traces et volatils (Cl, S, F) des inclusions magmatiques

Les compositions en éléments majeurs et volatils (Cl, S, F) des inclusions magmatiques, ainsi que les compositions en éléments majeurs des minéraux hôtes, ont été analysées à la microsonde électronique selon la procédure décrite dans la section I.2.3.1. Le rapport Fe^{3+}/Fe^* (où Fe^* représente le fer total) a été estimé pour les différents échantillons à la microsonde électronique par la mesure de la déviation de la raie $K\alpha$ du soufre par rapport à des standards de sulfure et sulfate (cf. section I.2.3.2).

Les inclusions vitreuses ne sont généralement pas à l'équilibre avec leur olivine hôte en raison de la surcroissance d'olivine aux parois des inclusions. Ainsi, les compositions des inclusions vitreuses provenant des Cendres de Bellecombe et du Piton de Caille ont été corrigées de l'effet de la cristallisation post-piégeage d'olivine en "dissolvant" de l'olivine par incréments dans le liquide (selon la méthode décrite dans la section I.1.5). Le pourcentage de dissolution nécessaire pour atteindre l'équilibre chimique olivine-liquide (13 pds% au

maximum) est indiqué dans le Tableau 1 de l'article (section III.3.6.2). Les compositions des inclusions après homogénéisation ou après correction et le Mg# des olivines hôtes sont également reportés dans ce tableau.

La comparaison entre les valeurs calculées du coefficient de partage $K_{D^{Ol-Liq}}^{Fe-Mg}$ et celles qui sont estimées comme représentatives de l'équilibre olivine-liquide selon le modèle de Toplis (2005) indique des valeurs beaucoup trop élevées (0.33-0.45) dans les inclusions homogénéisées des échantillons de l'île Maurice et du Piton des Neiges (Tableau 1 de l'article). Ces résultats, ainsi que la faible teneur en FeO* dans les inclusions, suggèrent que ces inclusions ont pu subir une rééquilibration lors du refroidissement après piégeage par interdiffusion de Fe-Mg à l'intérieur de l'olivine et par un échange continu de Fe-Mg entre le liquide et l'olivine à proximité. La description des profils de composition dans l'olivine à proximité des inclusions, ainsi que des hypothèses pour l'explication de cette absence d'équilibre, sont données dans la section I.1.6.2. La démarche adoptée pour tenter de s'affranchir des effets d'une rééquilibration Fe-Mg post-piégeage sur la composition en éléments majeurs des inclusions (cf. section I.1.6.3) est l'utilisation de rapports de concentrations non modifiés par ce processus (par exemple CaO/Al₂O₃, c'est-à-dire deux éléments incompatibles dans l'olivine) et la projection des données sur le plan diopside-plagioclase-quartz (ou néphéline) à partir du pôle olivine.

On peut remarquer des compositions anormales dans certaines inclusions de l'échantillon Ru-26 du Massif de la Montagne (inclusions A2, D5-1 à D5-3 ; Tableau 1 de l'article), caractérisées dans un cas par des teneurs élevées en alcalins (Na₂O = 2.99-3.50 pds% et K₂O = 1.11-2.65 pds%) et en éléments volatils (jusqu'à 6870 ppm de Cl et 770 ppm de F), et dans l'autre cas par des teneurs en alcalins et volatils très faibles (Na₂O = 0.32 pds% et K₂O = 0.10 pds%). Dans le premier cas, les trois inclusions concernées sont piégées dans la même olivine. Il est probable que ces valeurs anormales découlent de problèmes analytiques ou de fractures dans les olivines hôtes. Pour la suite de la discussion, ces inclusions seront écartées.

III.3.4.1. Comparaison des compositions en éléments majeurs avec les études antérieures

Les compositions en éléments majeurs, traces et volatils des inclusions de l'île Maurice et de l'île de la Réunion sont discutées dans l'article présenté en section III.3.6.2. Nous pouvons tout de même ici faire une comparaison entre les inclusions analysées lors de cette étude et celles étudiées lors des travaux antérieurs concernant le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise (Clocchiatti et al., 1979 ; Sobolev et Nikogosian, 1994 ; Bureau et al., 1998a, 1998b, 1999). Tout d'abord, la gamme des températures d'homogénéisation (1170-1290 °C) est similaire à celle reportée par Bureau et al. (1998a). La gamme de température est sensiblement plus élevée dans les expériences de Sobolev et Nikogosian (1994) : 1235 à 1345 °C pour des olivines variant de Mg# = 84 à 89. Des expériences réalisées au cours de cette thèse à des températures de 1345-1350 °C dans des olivines de l'île Maurice et du Piton des Neiges ayant un Mg# de 86-87 ont montré une évidence de dissolution de l'olivine hôte dans l'inclusion (MgO dans l'inclusion = 12.5-13 pds%), ce qui signifie que ces températures sont trop élevées dans le cas de notre étude. On peut noter que pour une composition constante de l'olivine (Mg# = 83), la gamme 1175-1290 °C recouvre quasiment la gamme trouvée pour toutes les olivines (Mg# = 82-90). Comme Sobolev et Nikogosian (1994) l'ont suggéré, cette variation de température semble anormalement large et peut être due à une perte en H₂O dans les inclusions qui se produirait au cours du chauffage (Sobolev et al., 1983 ; Bureau et al., 1998a), ou à des fluctuations dans la vitesse de montée en température lors des expériences.

La comparaison des teneurs en éléments majeurs avec les études antérieures montre une assez bonne cohérence (Figures 69 et 70), malgré les possibles modifications liées à une rééquilibration post-piégeage. L'absence de variations du rapport CaO/Al₂O₃ en fonction du degré d'évolution des laves suggère que l'évolution de compositions dans les inclusions magmatiques, contrairement à celle des roches totales, n'est pas contrôlée par le fractionnement du clinopyroxène.

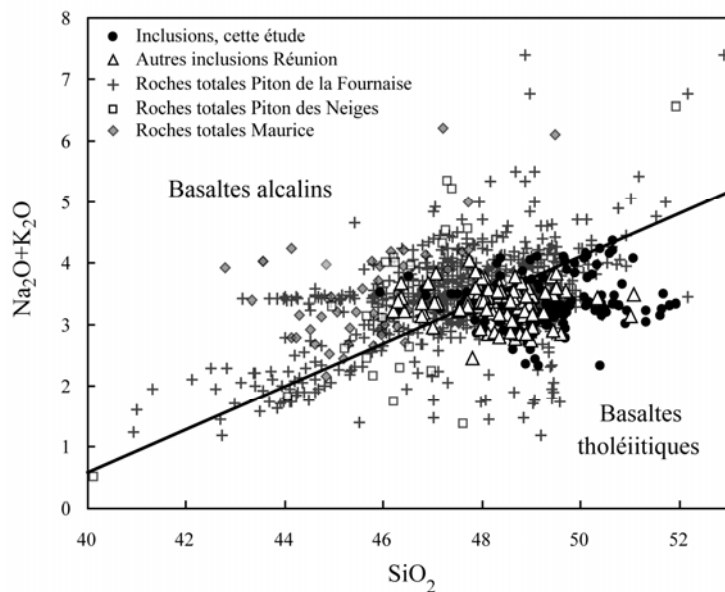


Figure 69. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ en fonction de SiO_2 dans les inclusions magmatiques primaires de cette étude (île Maurice et de la Réunion) et des études antérieures (Piton des Neiges et Piton de la Fournaise ; Clocchiatti et al., 1979 ; Sobolev et Nikogosian, 1994 ; Bureau et al., 1998a et b). Les compositions des roches totales de l'île Maurice, du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise sont également reportées (Baxter, 1975, 1976 ; Ludden, 1978 ; Albarède et Tamagnan, 1988 ; Fisk et al., 1988 ; Albarède et al., 1997 ; Paul et al., 2005 ; Vlastélic et al., 2005 ; et P. Boivin, comm. pers.). La droite représente la limite entre les domaines tholéiitique et alcalin telle qu'elle a été définie par Macdonald et Katsura (1964).

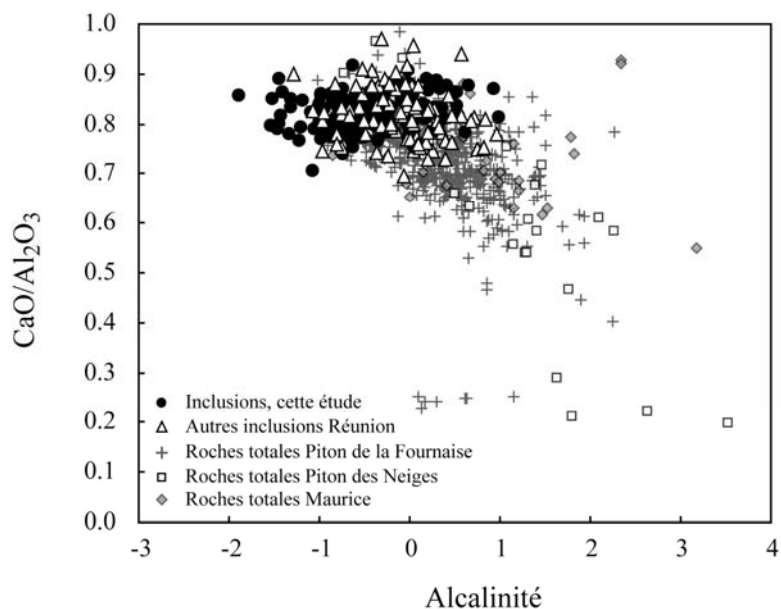


Figure 70. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ en fonction de l'indice d'alcalinité ($= (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - 0.37 (\text{SiO}_2 - 39)$) dans les inclusions magmatiques primaires de cette étude (échantillons de l'île Maurice, Piton des Neiges et Piton de la Fournaise) et des études antérieures (Piton des Neiges et Piton de la Fournaise ; Clocchiatti et al., 1979 ; Sobolev et Nikogosian, 1994 ; Bureau et al., 1998a et b). Les compositions des roches totales de l'île Maurice, du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise sont également reportées (Baxter, 1975, 1976 ; Ludden, 1978 ; Albarède et Tamagnan, 1988 ; Fisk et al., 1988 ; Albarède et al., 1997 ; Paul et al., 2005 ; Vlastélic et al., 2005 ; et P. Boivin, comm. pers.).

III.3.4.2. Teneurs en soufre dans les inclusions

Des teneurs en S élevées et la présence de sulfures dans les inclusions méritent que l'on s'y intéresse ici plus avant. En effet, il est courant d'observer un à deux globules de sulfures dans les inclusions magmatiques des différents échantillons, notamment dans celles des olivines du Piton de Caille. La présence de ces globules témoigne du caractère saturé en S qui a été atteint au cours du refroidissement et de la cristallisation des liquides inclus. Ceci se vérifie en comparant nos données avec la courbe de solubilité du soufre dans un diagramme S en fonction de FeO* (Figure 71).

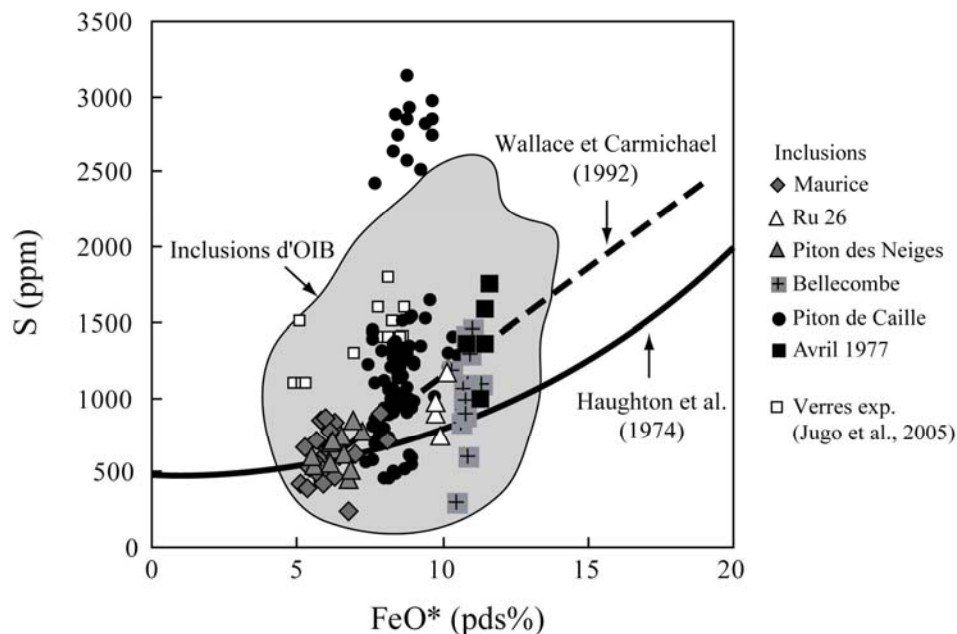


Figure 71. FeO* vs S dans les inclusions magmatiques des échantillons de l'île Maurice, du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Les compositions des inclusions dans les OIB sont reportées pour la comparaison (compilation GEOROC). La courbe en trait plein représente la solubilité du soufre dans les liquides basaltiques à 1200°C et 1 atm (Haughton et al., 1974). La courbe en tirets indique la composition des verres de coulées sous-marines en contexte de rides médio-océaniques (Wallace et Carmichael, 1992). Les données expérimentales de Jugo et al. (2005) correspondent à des liquides basaltiques saturés avec un liquide sulfuré à 1-1.6 GPa. Les inclusions riches en S dans l'échantillon du Piton de Caille (jusqu'à 3140 ppm) sont sursaturées en S et semblent correspondre à des conditions plus oxydantes dans lesquelles la proportion de sulfate (S^{6+}) par rapport à la teneur en S totale est plus élevée que dans les autres inclusions (Figure 72).

La plupart des inclusions se situent dans le champ défini par les inclusions d'OIB et les données expérimentales de liquides silicatés saturés en liquide sulfuré. Toutefois, des inclusions très riches en S (2430-3140 ppm) dans l'échantillon du Piton de Caille sont sursaturées et se démarquent clairement (Figure 71). De telles compositions n'avaient pas été

reportées par H. Bureau pour l'échantillon de la même provenance. La proportion de sulfate par rapport à la concentration en soufre totale ($X(S^{6+})$) estimée à la microsonde électronique (cf. section I.2.3.2 pour la description de la méthode) semble montrer une augmentation avec la teneur en S dans les inclusions (Figure 72). Dans les liquides anormalement riches, le soufre serait donc dissous à la fois sous la forme S^{2-} et S^{6+} avec une proportion prépondérante de groupes sulfates. Ainsi, les inclusions les plus riches en S témoigneraient de conditions plus oxydantes. Cependant, la spéciation du S n'a pas été mesurée dans les inclusions présentant des teneurs anormalement élevées en S.

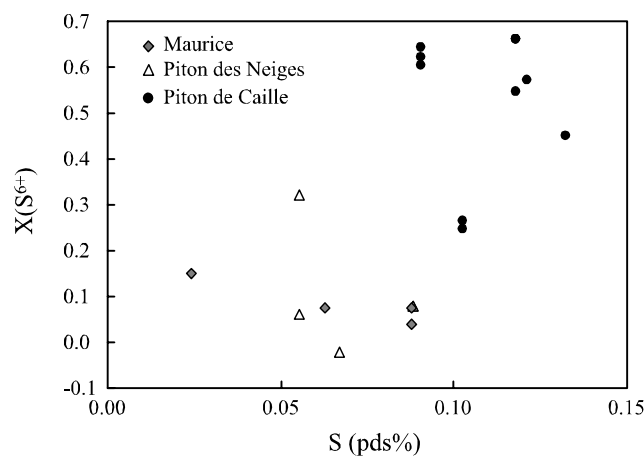


Figure 72. Variation de la proportion de sulfate $X(S^{6+})$ par rapport au soufre total en fonction de la teneur en S (en pds%) dans les inclusions magmatiques de différents échantillons. La proportion de sulfate dans les inclusions a été déterminée par la mesure du décalage de la raie $K\alpha$ du Soufre à la microsonde électronique (cf. section I.2.3.2). Parmi les inclusions du Piton de Caille, certaines sont vitreuses et d'autres ont été homogénéisées. L'augmentation de la proportion de sulfate témoigne d'une évolution vers des conditions plus oxydantes ($\Delta QFM = 1.8$).

Des teneurs en S très élevées (2700-3400 ppm) ont déjà été reportées dans des liquides basaltiques oxydés ($X(S^{6+}) = 0.44 \pm 0.07$) pour des inclusions d'olivines de l'Etna (Metrich et Clocchiatti, 1996). Néanmoins, ces liquides contrastent avec ceux présentés ici par leur teneur élevée en alcalins ($Na_2O + K_2O = 5.3$; contre 3.1 dans les inclusions du Piton de Caille). La concentration en S dans un liquide silicaté dépend de différents paramètres : la composition du liquide, la température, la pression, l'état rédox (que l'on mesure par la fugacité d'oxygène), la fugacité du soufre (fS_2) et la concentration en soufre de la source (Scaillet et al., 2003). L'augmentation de la température a tendance à accroître la solubilité du soufre (Carroll et Rutherford, 1987) et cette dépendance avec la température est encore plus prononcée si la fO_2 augmente. D'autre part, dans les liquides silicatés anhydres saturés avec un liquide sulfuré, la solubilité du S diminue lorsque la pression augmente (Mavrogenes et

O'Neill, 1999). Nous pouvons donc supposer que les conditions de fO_2 et/ou P et/ou T au moment du piégeage des liquides anormalement riches en S du Piton de Caille ont été variables, avec des conditions plus oxydées que pour les autres liquides et peut-être une température supérieure et/ou une pression moindre. Cependant, des variations de la pression et de la température ne jouent vraisemblablement pas un rôle prépondérant car les effets seraient également visibles sur les compositions en éléments majeurs. Une explication pour les fluctuations de la fugacité d'oxygène dans les inclusions des olivines pourrait être une modification secondaire de l'état redox soit (1) lors du processus de percolation de fluides riches en CO_2 dans les poches cumulatives mis en évidence par Bureau et al. (1998a), soit (2) en raison d'une perte en H_2O (diffusion de H_2 et dissociation de la molécule d' H_2O) au cours du refroidissement de l'inclusion (Danyushevsky et al., 2002a ; Massare et al., 2002). Nous ne pouvons conclure sur le caractère primaire ou secondaire de ces changements de fO_2 ; néanmoins, nous n'avons pas remarqué une association entre la présence de plans d'inclusions fluides dans les olivines et la concentration élevée en S dans les inclusions magmatiques, ce qui aurait constitué une observation en faveur de l'hypothèse de percolation de fluides.

III.3.5. Méthodes de calcul de l'ordre d'incompatibilité des éléments traces

Nous avons vu au cours de ce chapitre dédié à la production de magma en contexte de point chaud océanique que les basaltes d'îles océaniques se différencient des MORB notamment par leurs compositions chimiques enrichies en éléments traces incompatibles. Cet enrichissement est généralement attribué à deux causes : (1) un degré de fusion inférieur pour les magmas primaires d'OIB et (2) une source enrichie en éléments incompatibles par rapport à la source des MORB. Les compositions en éléments en traces des OIB ont le potentiel de nous informer sur le processus de fusion et sur les caractéristiques géochimiques de la source. Il faut néanmoins pour cela réussir à s'affranchir des effets des processus de différenciation et de mélange qui modifient la signature géochimique (éléments majeurs et traces) des magmas. Les inclusions magmatiques piégées dans des cristaux précoces comme les olivines magnésiennes peuvent offrir cette opportunité.

Dans une série d'inclusions magmatiques ou de laves cogénétiques dont la variabilité chimique peut être attribuée au processus de fusion partielle d'une source homogène,

l'établissement de la séquence d'incompatibilité des éléments donne des informations sur la minéralogie et la composition de la source (Hofmann, 1988 ; Schiano et al., 1993 ; Sims et DePaolo, 1997). Du fait de l'homogénéité isotopique sur une échelle de plusieurs millions d'années de la source du point chaud de la Réunion, nous avons considéré que la source à l'origine des inclusions était chimiquement homogène et nous avons pu calculer la séquence d'incompatibilité qui prévalait lors du processus de fusion partielle qui a produit les liquides inclus.

Pour ce faire, nous devons considérer un modèle de fusion dépendant de plusieurs paramètres, c'est-à-dire trouver un jeu de paramètres qui est le plus adapté pour amener les observations et le modèle à être les plus proches possible. Ainsi, à partir d'une série de mesures et d'une série de paramètres inconnus, les méthodes classiques de régression par les moindres carrés donnent l'estimation de la variance minimale des paramètres. Nous avons choisi le modèle de la fusion à l'équilibre (Shaw, 1970) qui est le plus simple car ce modèle réduit le problème à deux paramètres. L'équation décrivant la concentration d'un élément en trace lors d'un processus de fusion partielle à l'équilibre est la suivante :

$$\frac{C_l^A}{C_0^A} = \frac{1}{F + (1-F)D_A} \quad (19)$$

où C_0^A est la concentration de l'élément A dans la source, C_l^A est la concentration dans le liquide, F est le degré de fusion et D_A est le coefficient de partage de l'élément A entre le liquide et le solide résiduel dans la source. Le rapport des concentrations de deux éléments dans le liquide est donné par la relation suivante :

$$\frac{C_l^A}{C_l^B} = \frac{F + (1-F)D_B}{F + (1-F)D_A} \left(\frac{C_0^A}{C_0^B} \right) \quad (20)$$

Deux solutions de cette équation donnent le résultat particulier où le rapport des concentrations dans le liquide est égal (ou très proche) de celui dans la source ($C_l^A/C_l^B = C_0^A/C_0^B$) : (1) $F \gg D_A$ et D_B , de telle sorte que $(1-F)D_A$ et $(1-F)D_B$ sont $\ll F$; (2) $D_A = D_B$. Dans tous les autres cas, le rapport des concentrations dans le liquide diffère de celui de la source.

Lorsque la composition de la source est inconnue, une source partiellement fondue peut être représentée comme un sous-espace compositionnel d'un espace à m dimensions (où m est le nombre d'éléments analysés ; Figure 73). Plusieurs approches d'inversion des équations de fusion partielle ont été réalisées (e.g., Minster et Allègre, 1978 ; Hofmann et Feigenson, 1983 ; Albarède et Tamagnan, 1988 ; Albarède, 1995). Ces auteurs sont parvenus

à différentes formes mathématiques de linéarisation de l'équation de fusion à l'équilibre de Shaw (1970). Ainsi, si dans un jeu de données, il existe une corrélation linéaire qui peut être attribuée au processus de fusion partielle, les données sont inversées afin d'estimer les valeurs des paramètres inconnus. Le nombre de paramètres que l'on peut extraire de la linéarisation est fonction du nombre de degrés de liberté offert par la représentation. Dans des systèmes linéaires à deux dimensions, il existe deux degrés de liberté qui sont la pente et l'ordonnée à l'origine de la droite.

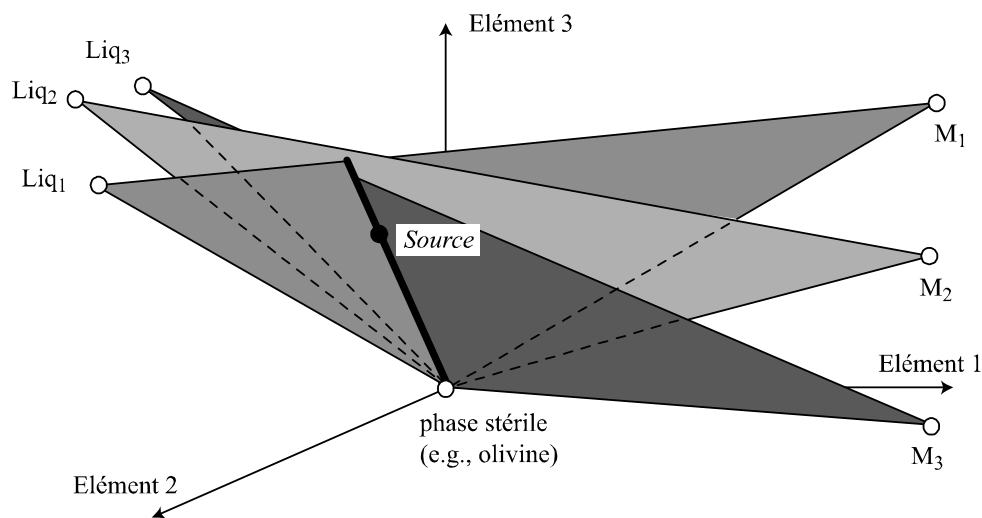


Figure 73. Solution générale au problème de la fusion partielle pour une suite d'échantillons cogénétiques, lorsque la composition de la source est inconnue. Les trois phases minérales résiduelles M_1 , M_2 et M_3 ont un comportement classique, c'est-à-dire qu'elles contiennent les trois éléments analysés. En revanche, l'olivine est une phase stérile. La solution correspond à la direction représentée par le segment en trait épais qui joint la source à la phase stérile. Figure modifiée d'Albarède (1995).

Comme il a été souligné par Sims et DePaolo (1997), la variance des paramètres qui mesure la conformité entre les données naturelles et la droite de régression dépend de plusieurs facteurs : (1) le fait que le processus de fusion était proche ou non du modèle de fusion à l'équilibre ; (2) l'étendue des effets des processus secondaires tels que la cristallisation fractionnée, (3) la précision des données. La limite dans le calcul effectué ici à partir des données d'inclusions magmatiques réside dans le constat que le processus de fusion à l'équilibre n'est peut-être pas une bonne approximation du processus de fusion à l'origine des liquides inclus. En effet, il est raisonnable de penser que le mécanisme de formation et de ségrégation des magmas dans le manteau est plutôt un processus de fusion continue. L'agrégation des magmas tend à diminuer l'efficacité de fractionnement entre les éléments

incompatibles et la composition des liquides agrégés devient comparable à celle de liquides issus de la fusion à l'équilibre ; toutefois, il est possible que le piégeage des liquides dans les cristaux d'olivine se fasse en partie avant l'agrégation. D'autre part, il existe aussi une limite à ce calcul liée à la qualité des données obtenues dans les inclusions magmatiques et aux éventuelles modifications post-piégeage de la composition des liquides.

Dans notre étude des inclusions magmatiques du point chaud de la Réunion, nous avons utilisé deux formes mathématiques de la linéarisation de l'équation de fusion à l'équilibre (Sims et DePaolo, 1997) : (1) C_B^{-1} vs C_A^{-1} , et (2) $\log C_B$ vs $\log C_A$ où C_A et C_B sont les concentrations l'élément A ou B dans le liquide. Ces représentations sont préférées à la représentation C_A/C_B vs C_A utilisée par Hofmann et Feigenson (1983), car la présence de la concentration du même élément C_A sur les deux axes introduit une corrélation artificielle sans signification en termes de processus (Albarède, 1995 ; Sims et DePaolo, 1997).

III.3.5.1. La représentation C_B^{-1} vs C_A^{-1}

Cette représentation correspond à une expression linéaire de l'équation de fusion à l'équilibre (dérivée de l'équation (20)) telle que :

$$(1/C_B) = m(1/C_A) + b \quad (21)$$

$$\text{où } m = \frac{C_0^A(1-D_B)}{C_0^B(1-D_A)} \quad (22)$$

$$\text{et } b = \frac{(D_B - D_A)}{C_0^B(1-D_A)} \quad (23)$$

Dans le cas d'éléments incompatibles, les approximations suivantes sont utilisées :

$$m = \frac{C_0^A}{C_0^B} \quad (24)$$

$$b = \frac{(D_B - D_A)}{C_0^B} \quad (25)$$

Les données des inclusions sont traitées dans un programme de régression linéaire par la méthode des moindres carrés (R. Doucelance, comm.pers.).

III.3.5.2. La représentation $\log C_B$ vs $\log C_A$

Cette forme non linéaire de l'équation de fusion à l'équilibre découle de la précédente (équation (21)) :

$$\log C_B = \log \frac{1}{m \frac{1}{C_A} + b} \quad (26)$$

où les paramètres m et b ont été définis dans les équations (22) à (25).

Dans cette représentation, contrairement à la précédente, les données et leurs erreurs ont un poids identique sur toute la gamme de valeurs (Sims et DePaolo, 1997).

Dans le cas particulier où $D_A = D_B$ (pour des éléments incompatibles), l'équation (26) peut se simplifier :

$$\log C_B = \log C_A - \log m \quad (27)$$

où la pente est de 1, et le paramètre m permet de calculer le rapport de concentrations dans la source. Ainsi, dans cet espace, on ne peut réaliser une régression linéaire que lorsque la pente est de 1 ; dans tous les autres cas, il faut utiliser une méthode de régression non linéaire (P.H. Sherrod, www.nlreg.com) afin de déterminer les paramètres m et b .

Les résultats des deux méthodes employées pour déterminer la séquence d'incompatibilité lors de la fusion pourront donc être comparés.

III.3.6. Discussion

III.3.6.1. Résumé de l'article

L'objectif de notre étude était de discuter les variations géochimiques au cours de l'activité du point chaud de la Réunion à partir de données d'inclusions primitives peu affectées, contrairement aux laves, par les processus secondaires de mélange et de différenciation. L'article ci-après présente des analyses en éléments majeurs, volatils et traces dans des inclusions magmatiques primaires piégées dans des olivines primitives d'échantillons de l'île Maurice, et de l'île de la Réunion (Piton des Neiges et Piton de la Fournaise). La gamme de variations, relativement faible, en éléments majeurs et traces est en bon accord avec un changement du degré de fusion partielle.

Du fait de l'homogénéité isotopique du panache depuis environ 8 Ma, nous avons pu déterminer la séquence d'incompatibilité des éléments traces incompatibles qui prévalait lors du processus de fusion partielle à l'origine des liquides inclus. La séquence établie fournit des informations précieuses sur la minéralogie, mais aussi la composition chimique de la source du point chaud de la Réunion. On remarque notamment que le Pb a un comportement particulier, fortement incompatible, alors qu'il est communément admis que son incompatibilité est voisine de celle du Ce (Hofmann et al., 1986). Ce comportement peut s'expliquer par le fait qu'une phase sulfurée, normalement présente dans la source des OIB et des MORB, n'est pas stable dans le résidu de fusion lors de l'extraction des liquides à l'origine des inclusions de l'île Maurice et de l'île de la Réunion.

Dans un modèle de fusion continue dans le domaine de stabilité du grenat, la source calculée est comparable à un composant de type manteau primitif qui aurait été légèrement appauvri en éléments les plus incompatibles lors de l'extraction de la croûte continentale au début de l'histoire de la Terre. Ainsi, nous proposons, en accord avec la signature géochimique du point chaud de la Réunion, que la source du panache n'a pas connu de modifications géochimiques importantes liées aux processus de recyclage dans les zones de subduction.

III.3.6.2. Article (soumis à Earth Planet. Sci. Lett.)

Source and melting characteristics of the Réunion plume: constraints from primitive melt inclusions

M. Laubier ^{1,*}, P. Schiano ¹, D. Laporte ¹, K.W. Burton ²

¹ *Laboratoire Magmas et Volcans, CNRS - UMR6524, IRD - M163, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France*

² *Isotope Geochemistry Group, Department of Earth Sciences, The Open University, Walton Hall, Milton Keynes, MK7 6AA, UK*

* *Corresponding author*

Abstract

Long-term variations in the geochemistry of the Réunion plume are investigated through major- and trace-element concentrations in primitive olivine-hosted melt inclusions from Mauritius, Piton des Neiges and Piton de la Fournaise. The inclusions display a relatively narrow range of major- and trace-element contents, which can be accounted for by partial melting with varying degrees of melting. This enables calculation of the trace-element incompatibility sequence during partial melting of the Réunion plume. The resulting sequence differs from the conventional order of elements (based on relative incompatibility in oceanic basalts) principally in the special behaviour of Pb, which acts as one of the most incompatible trace-elements (in particular, Pb is much more incompatible than Ce) during melt formation. A simple explanation is that sulfide is no longer a residual phase at the time of melt extraction. When reported according to the calculated sequence, the trace-element contents of the melt inclusions display monotonous enriched normalized patterns, with a slight depletion in the most incompatible elements and no anomaly. The modelled source composition of the melt inclusions, assuming continuous partial melting of garnet lherzolite, is consistent with a primitive mantle domain that has been slightly depleted by continental crust extraction in the early history of the Earth. Together with the relative homogeneity through time of the isotopic signature of the Réunion plume-derived lavas, these observations suggest that recycling processes have not strongly modified the Réunion plume source.

Keywords: melt inclusions, olivine, Réunion, partial melting, sulfide

1. Introduction

Ocean island basalts provide an extensive record of chemical evolution and dynamic processes that have operated in the Earth's mantle through time. In many areas, ocean islands form linear chains generated by upwelling plumes arising from the deep mantle. The compositional evolution of the products erupted during the activity of an oceanic plume can be investigated at different time-scales, and the study of the different stages in the life-time of a volcanic edifice potentially gives information on melting dynamics and magma transfer through the lithosphere. The main stage of shield building of volcanoes is generally characterized by the eruption of tholeiitic basalts, whereas postshield phases produce alkalic basalts. The factors responsible for this chemical transition are not clearly understood but may include changes in the degree of melting, the pressure of crystallisation [1, 2], the nature of the source [3, 4], and chemical interaction of plume-derived melts with the lithosphere [5].

The Réunion plume is thought to have generated the Deccan flood basalts (around 65 Ma ago), the Chagos-Maldives-Laccadive ridge and the Mascarene plateau (Rodrigues, Mauritius, and Réunion islands) [6]. The shield building stages of the youngest volcanoes of the chain on Mauritius and Réunion islands are thought to carry the pristine signature of the plume component because of lesser entrainment of asthenospheric mantle within the plume [7, 8]. In addition, previous studies have suggested that the composition of Réunion plume is homogeneous at a long time-scale since the plume-head stage occurred 66 Myr ago or earlier [9, 10]. In particular, He, Sr and Nd isotopes are homogeneous over the last 320 ka [2, 11-13], although in detail some subtle differences have been detected at Piton de la Fournaise volcano in Nd [14], Sr [2] and Pb isotopic compositions [15].

The present study examines long-term variations in the geochemistry of the Réunion plume preserved by primitive melts trapped in olivine-hosted melt inclusions in basalts from Réunion and Mauritius islands. The aim is to investigate the variations in petrogenetic processes and trace-element composition of the mantle source through time.

2. Geological setting

The island of Mauritius (20°20'S, 57°30'E) is divided into three volcanic units [16-18], namely the Older, Intermediate and Younger series. Older series are the remains of a first shield-building stage (7.8-6.8 Ma) and comprise mainly transitional basalts that are either

hypersthene or nepheline normative, and hawaiites and mugearites in subsequent eruptions up to 5.5 Ma. After a hiatus of 2 millions of years, the intermediate series (3.5-1.9 Ma) lavas were erupted, and consist of olivine-phyric alkali basalts, basanites and nephelinites. The Younger series (0.7-0.17 Ma) lavas are K-poor alkaline olivine basalts which were erupted along a fissure NNE-SSW parallel to the Southwest Indian Ridge. The Older and Younger series lavas have undergone low-pressure fractional crystallization of olivine and clinopyroxene [18].

Réunion Island (21°10'S, 55°30'W) consists of two shield volcanoes, the extinct Piton des Neiges in the northwest and the active Piton de la Fournaise in the southeast. Piton des Neiges displays a sequence of oceanites (2.1-0.43 Ma; [19]) comprising the main shield building lavas, overlain by a younger (350-12 ka; [20]) series of differentiated alkaline lavas, including hawaiites, mugearites, and benmoreites that evolve to trachytes [21]. Volcanic activity on Piton de la Fournaise started 530 ka ago on the SE flank of Piton des Neiges, while the latter was still active. The early phase of activity on Réunion occurred at the same time as the Intermediate Series of Mauritius, and the late phase of Piton des Neiges and the early phase of Piton de la Fournaise were contemporaneous with the Younger Series of Mauritius. Piton de la Fournaise volcano is now in its shield building stage and has erupted transitional olivine basalts since 530 ka.

The evolution of trace- and major- element compositions of historical Piton de la Fournaise lavas defines 17-y cycles in which variations in the degree of melting are coupled with changes in the extent of fractional crystallisation [22]. In addition, olivine crystallization occurs over a wide depth range (about 15km), down to below the crust-mantle boundary [23]; therefore cumulate olivines can be picked up at any depth over this range by each new magma batch.

3. Samples

3.1. Sample description

All the investigated samples are fresh olivine basalts and picrites with magnesian olivine phenocrysts ($Mg\# = 0.82-0.90$; Supplementary Data Table S1), in which the primitive melts trapped as inclusions were analysed. They include a sample from Mauritius, two samples from Piton des Neiges (a lava flow dated at 2.15 ± 0.03 Ma (X. Quidelleur, pers. com.)

from the primitive shield of Massif de la Montagne and a dyke sample from Cirque Cilaos), and three samples from Piton de la Fournaise (a scoria from the cone of Piton de Caille, ~5 ka, tephra from Cendres de Bellecombe, ~2.7 ka, and a lava flow from the fissural eruption of April 1977 along the North-East rift zone) (Fig. 1).

It has been reported that olivine phenocrysts in the picrites from Piton de la Fournaise display dislocation patterns indicative of a high temperature plastic deformation episode [2, 22]. This points to a xenocrystic origin for these olivines, resulting from the break up of olivine-rich cumulates.

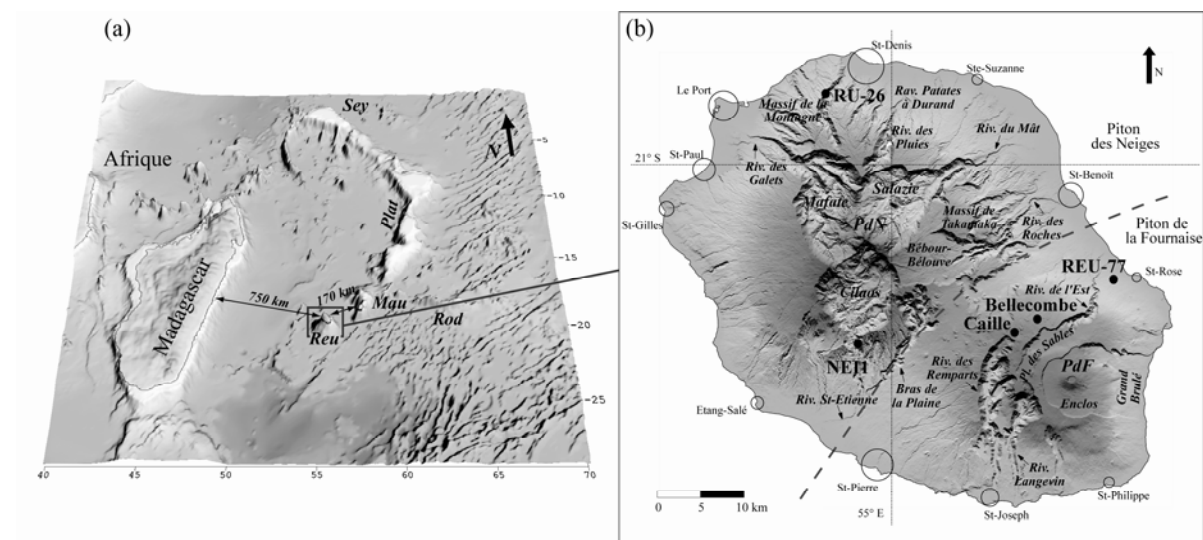


Figure 1. (a) Location of Réunion Island in the occidental Indian Ocean on a three dimension image of the bathymetry. Reu: Réunion, Mau: Mauritius, Rod: Rodrigues, Plat: Mascarene Plateau, Sey: Seychelles. (b) DEM of Réunion Island showing the location of the studied samples: Massif de la Montagne: RU-26 (2.15 ± 0.03 Ma); Piton des Neiges: NE11; Piton de la Fournaise: Piton de Caille (~5 ka), Cendres de Bellecombe (~2.7 ka), REU-77 (April 1977 eruption). Figures courtesy from J.-F. Oehler (pers. comm.).

3.2. Melt inclusion description and olivine/melt equilibrium

Olivine-hosted melt inclusions range in size from 10 to 200 μm . They may contain preexisting spinel crystals trapped with the melt in the host olivines and sulfide globules that are likely to result from post-entrapment immiscibility between the silicate melt and sulfide. For Piton des Neiges and Piton de la Fournaise, olivine-hosted melt inclusions have been described and investigated previously elsewhere [23-27]. In the present study, only primary melt inclusions trapped during the host phase growth were considered, although secondary melt inclusions, trapped after olivine growth, can also be observed. Inclusions from Mauritius, Piton des Neiges and 1977 Piton de la Fournaise eruption were partially crystallized or

devitrified and have been heated up to the temperature of disappearance of the daughter minerals (see Supplementary Data Table S1) under a He-atmosphere, using an optical heating stage. In contrast, inclusions from Cendres de Bellecombe were glassy although some overgrowth of the host crystal on the inclusion walls has occurred. For Piton de Caille sample, both glassy and devitrified inclusions were found, thus allowing a comparison between heated and unheated inclusion analyses. Major- and volatile- element compositions of melt inclusions from all the samples were measured by a Cameca SX-100 electron microprobe at the Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand, and trace-element compositions of Mauritius, Piton des Neiges and Piton de Caille inclusions were measured using an Agilent 7500s ICPMS coupled with a New Wave 213 laser system at the Open University, Milton Keynes (see footnotes in Tables 1 and 2 for analytical details).

Compositions of glassy melt inclusions from Cendres de Bellecombe and Piton de Caille were corrected for post-entrapment olivine overgrowth at the inclusion walls by dissolving small increments of olivine into the liquid until the corrected melt composition was in chemical equilibrium with the host olivine. The amount of post-entrapment crystallization

($X_C = \frac{X_d}{X_d + 1}$; where X_d is the amount of olivine dissolved in the melt) is given for each

glassy inclusion analysis in Supplementary Data Table S1. Some heated melt inclusions show evidence that the olivine rim has not been completely remelted (low $K_{Dol-Liq}^{Fe-Mg}$ values) and thus also require little correction for olivine overgrowth. In all cases, the amount of host olivine dissolved into the liquid was less than 11 % by weight (Supplementary Data Table S1).

For heated melt inclusions, the question as to whether their compositions are in equilibrium with their host olivines has been assessed by calculating the Fe-Mg exchange

coefficient $K_{Dol-Liq}^{Mg-Fe} = \frac{X_{Liq}^{Mg} / X_{Ol}^{Mg}}{X_{Liq}^{Fe^{2+}} / X_{Ol}^{Fe^{2+}}}$. Fe^{3+}/Fe^* ratios in the glass required in the calculation

were estimated by the determination of the sulfur speciation in the glass of the inclusions from the measure of the peak shift of the sulfur $K\alpha$ radiation relative to a sulfide standard with the electron microprobe [28]. Comparison between calculated $K_{Dol-Liq}^{Fe-Mg}$ values and those predicted (assuming the temperature reached during the thermometric experiments and a pressure of 0.5 GPa) by the recent model of Toplis [29] (Supplementary Data Table S1) indicates that most of the heated inclusions from La Montagne, Piton de Caille and April 1977 samples are in equilibrium with their host olivines. In contrast, heated inclusions from Mauritius and Piton des Neiges appear to have suffered post-entrapment modification leading

to high K_D values. The absence of equilibrium of some primary inclusions with their host olivine is often referred to as an “iron loss” effect, which results from modification of the original melt composition by post entrapment Fe-Mg exchange with the host [30, 31]. The correction procedure of the melt inclusion compositions for this “iron loss” effect is discussed in section 4.1.

3.3. Results

The major-element compositions of unheated glass inclusions, corrected for post-entrapment overgrowth of olivine, and experimentally heated inclusions display Mg# ranging from 0.54 to 0.78 (Supplementary Data Table S1). It is important to note that heated and corrected unheated inclusions in the Piton de Caille scoria have comparable compositions, indicating that the heating experiments did not produce a strong interaction between the inclusions and their hosts. In the La Montagne sample, four melt inclusions are characterized by anomalous concentrations in alkalis and volatile elements : (i) three melt inclusions trapped within the same olivine (D5-1, -2 and -3 ; Supplementary Data Table S1) display elevated contents in alkalis ($\text{Na}_2\text{O} = 2.99\text{-}3.50$ wt% and $\text{K}_2\text{O} = 1.11\text{-}2.65$ wt%) and volatile elements (up to Cl = 6870 ppm and F = 770 ppm), or (ii) inclusion A2 shows very low concentrations in alkalis ($\text{Na}_2\text{O} = 0.32$ wt% et $\text{K}_2\text{O} = 0.10$ wt% ; Supplementary Data Table S1). Analytical bias or fractures in the host olivines are suspected, and for this reason these compositions are not considered further.

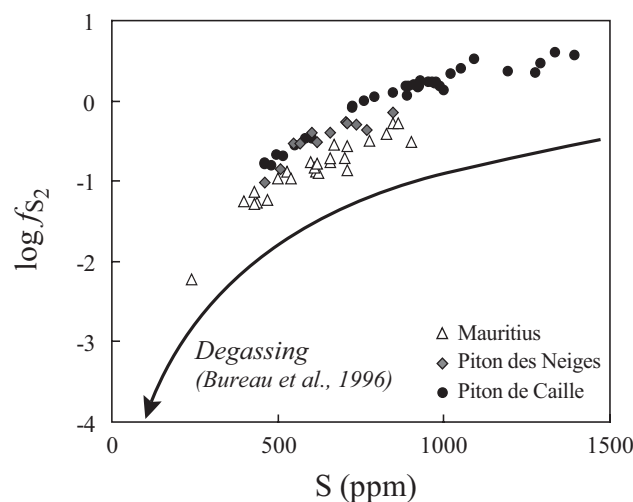


Figure 2. f_{S_2} vs S content in the melt inclusions from Mauritius, Piton des Neiges and Piton de Caille samples. f_{S_2} was calculated using the expression of Wallace and Carmichael [65] and f_{O_2} which is deduced from the determination of the speciation of sulfur. The curve corresponds to the degassing path defined by Bureau [66] for melt inclusions from Piton de la Fournaise volcano.

The melt inclusions have variable levels of sulfur (240-3140 ppm), chlorine (60-390 ppm) and fluorine (305-630 ppm), and fall in the field of melt inclusions and glasses of OIB (data from GEOROC database; <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>), except for some inclusions from Piton de Caille that display very high S contents (2430-3140 ppm), comparable to those reported for Etna melt inclusions [32]. Mauritius and Piton des Neiges inclusions show lower S concentrations than Piton de Caille inclusions and a decrease in f_{S_2} (Fig. 2), which could indicate a sulfur degassing process. Alternatively, despite the fact that Piton de Caille inclusions seem to record the most primitive sulfur concentrations, their host olivines are relatively less magnesian than those of Mauritius and Piton des Neiges inclusions and therefore, the S concentrations may have increased during a pre-entrapment early stage of crystallization. Fluorine displays clear correlations with highly incompatible elements, which underlines the affinity of this element for melts and suggests that it is less affected than S by degassing.

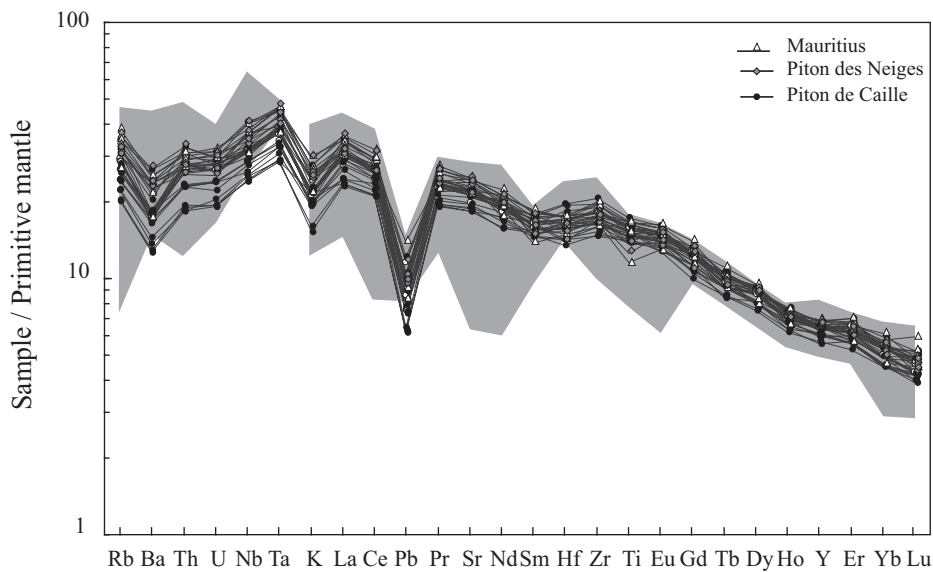


Figure 3. Primitive-mantle normalized trace-element abundance diagram for melt inclusions (lines) and whole rocks (shaded area) from Mauritius and Réunion islands. Abundances are normalized to the primitive mantle composition [58] and the incompatibility sequence is similar to that used in [52]. Whole rock compositions with MgO content in the range of 7-14 wt% [2, 11, 15, 22, 44] have been selected in order to compare with the primitive melt inclusion compositions.

Turning to trace-element concentrations (Table 1), they are typical of oceanic island basalts with enriched concentrations of the most incompatible elements (Fig. 3). Limited variations for melt inclusions within a single sample or among the different samples are observed; the LREE enrichment relative to other REE, as expressed by the La/Yb ratio, is

III. Etude des inclusions magmatiques dans le contexte de point chaud océanique

Table 1: Trace-element compositions (ppm) of olivine-hosted melt inclusions in samples from Mauritius, Piton des Neiges and Piton de Caille volcanoes.

	Piton de Caille															Piton des Neiges															Mauritius														
	CA14-E1	CA15-H6-1	CA15-F6-2	CA15-A6	CA15-A6	CA15-E7	CA15-B4	CA15-D4	CA15-E3	CA14-E3	CA14-F1-2	CA11-B2-1	CA11-B2-2	CA15-F3	CA15-C5	CA15-C7-1	CA13-C7-2	CA13-C4	CA11-F1-1	CA14-A3-1	NE11-2-A1	NE11-2-F1	NE11-2-B5	NE11-C3-1	MAU1-D4	MAU2-F3	MAU3-E1	MAU3-D7	MAU4-F3	MAU4-A6	MAU4-F8														
K	5543	5460	5432	4976	5089	4917	5172	5659	7136	6259	5561	5686	5657	5040	5640	4130	3944	5188	5903	6230	6574	6358	7610	6691	7095	6882	7775	5559	6371	6390															
Sc	2929	3096	3085	3070	2896	3060	3045	3012	2989	3254	3085	3224	3237	3128	2833	3347	3482	3564	3342	2865	2865	2759	2872	2872	2831	2972	2792	3152	2878	2833															
Ti	20665	20683	20375	18795	19057	22404	18236	21005	18648	21358	19845	20031	20750	17938	21049	21229	22245	21247	20604	18130	17857	16331	17658	14994	21487	21622	21622	21551	19606	19606															
Rb	1566	1578	1533	1301	1422	1182	1302	1534	1851	1805	1194	1395	1487	1279	1398	1191	1204	1598	1686	1686	1702	1604	1943	1733	1958	1882	2048	1434	1732	1732															
Sr	341.83	339.98	332.26	331.51	347.30	348.35	314.96	355.02	366.87	370.68	317.79	362.80	387.56	305.69	351.06	313.53	325.54	369.04	371.49	355.14	371.82	350.92	379.75	363.17	384.74	375.19	407.60	318.78	386.51	342.68															
Y	2535	2611	2554	2551	2554	2417	2334	2538	2538	2596	2412	2634	2696	2591	2482	2576	2664	2664	2664	2499	2527	2592	2598	2579	2579	2579	2579	2579	2612	2612	2612														
Zr	177.16	176.49	173.64	158.97	173.64	199.02	142.25	176.05	143.77	189.04	168.09	184.06	189.27	148.26	168.90	175.80	181.95	177.95	170.83	156.73	166.64	163.98	166.64	161.37	187.98	169.57	193.21	153.57	175.95	154.83															
Nb	19.64	19.69	19.36	17.66	17.70	15.60	16.05	16.05	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48	15.48														
Zr	107.09	102.35	104.76	109.54	109.54	82.23	98.66	110.35	159.88	110.20	87.88	108.88	111.85	102.23	103.37	85.58	107.09	102.35	104.76	109.54	109.54	82.23	98.66	110.35	159.88	110.20	87.88	108.88	111.85	102.23	103.37														
Ba	18.91	18.43	18.83	16.93	17.33	14.99	19.46	19.46	21.44	19.24	14.44	18.00	19.15	16.28	17.37	15.71	18.91	18.43	18.83	16.93	17.33	14.99	19.46	19.46	21.44	19.24	14.44	18.00	19.15	16.28	17.37														
La	44.62	42.53	43.21	38.87	39.60	37.50	35.28	44.18	46.93	43.49	33.94	39.40	43.04	36.00	41.37	37.02	44.62	42.53	43.21	38.87	39.60	37.50	35.28	44.18	46.93	43.49	33.94	39.40	43.04	36.00	41.37														
Ce	57.0	57.0	56.3	5.04	5.14	5.31	4.71	5.75	5.69	5.93	4.67	5.64	5.92	4.87	5.54	5.16	57.0	57.0	56.3	5.04	5.14	5.31	4.71	5.75	5.69	5.93	4.67	5.64	5.92	4.87	5.54	5.16													
Pr	25.88	25.14	26.01	23.48	24.69	26.19	22.40	26.25	25.20	27.48	21.81	25.70	26.19	23.10	26.18	24.41	25.88	25.14	26.01	23.48	24.69	26.19	22.40	26.25	25.20	27.48	21.81	25.70	26.19	23.10	26.18	24.41													
Nd	6.26	6.37	6.35	6.06	6.60	6.84	5.59	6.58	5.69	6.75	5.78	6.20	6.74	5.66	6.32	6.37	6.26	6.37	6.35	6.06	6.60	6.84	5.59	6.58	5.69	6.75	5.78	6.20	6.74	5.66	6.32	6.37													
Eu	2.20	2.21	2.13	2.07	2.10	2.34	1.94	2.23	1.87	2.18	1.87	2.17	2.16	2.00	2.06	2.21	2.20	2.21	2.13	2.07	2.10	2.34	1.94	2.23	1.87	2.18	1.87	2.17	2.16	2.00	2.06	2.21													
Yb	2.08	2.27	2.21	2.21	2.21	2.18	2.07	2.07	1.88	2.25	1.87	2.21	2.46	2.22	2.33	2.07	2.08	2.08	2.27	2.21	2.21	2.18	2.07	2.07	2.18	2.25	2.22	2.46	2.22	2.33	2.07	2.07													
Lu	0.28	0.30	0.29	0.30	0.31	0.25	0.27	0.31	0.26	0.31	0.27	0.31	0.33	0.31	0.28	0.29	0.28	0.28	0.30	0.29	0.30	0.25	0.27	0.31	0.26	0.31	0.27	0.31	0.33	0.31	0.28	0.29													
Hf	4.49	4.55	4.55	4.19	4.18	5.23	3.78	4.69	3.61	4.73	4.24	4.91	5.18	3.85	4.57	4.48	4.49	4.55	4.55	4.19	4.18	5.23	3.78	4.69	3.61	4.73	4.24	4.91	5.18	3.85	4.57	4.48													
Ta	1.29	1.36	1.33	1.21	1.19	1.07	1.15	1.35	1.60	1.32	1.02	1.35	1.33	1.15	1.31	1.09	1.29	1.36	1.33	1.21	1.19	1.07	1.15	1.35	1.60	1.32	1.02	1.35	1.33	1.15	1.31	1.09													
Pb	2.02	1.50	1.41	1.31	1.33	1.13	1.35	1.31	1.35	1.31	1.10	1.41	1.84	1.30	1.27	1.69	2.02	2.02	1.50	1.41	1.33	1.13	1.35	1.31	1.35	1.31	1.10	1.41	1.84	1.30	1.27	1.69													
Th	2.08	2.22	2.26	1.88	1.90	1.49	1.85	2.27	2.52	2.12	1.57	2.20	2.24	1.85	2.10	1.69	2.08	2.08	2.22	2.26	1.88	1.90	1.49	1.85	2.27	2.52	2.12	1.57	2.20	2.24	1.85	2.10	1.69												
U	0.54	0.56	0.57	0.48	0.49	0.41	0.48	0.59	0.64	0.58	0.39	0.54	0.54	0.45	0.55	0.43	0.54	0.54	0.56	0.57	0.48	0.49	0.41	0.48	0.59	0.64	0.58	0.39	0.54	0.54	0.55	0.43													
Mg# _{Host}	86.3	85.3	85.3	85.2	85.2	86.5	86.2	86.0	83.3	86.3	86.1	86.5	86.5	84.0	85.5	87.0	86.3	86.2	85.2	85.2	86.5	86.0	86.2	86.0	83.3	86.3	86.1	86.5	86.5	84.0	85.5	87.0													

Trace-element compositions were analyzed with an Agilent 7500s ICPMS coupled with a New Wave 213 laser system at the Open University (Milton Keynes, UK). The beam diameter ranges between 20 and 40 μm. The accuracy and precision of the trace-element results are within ±15% (2σ) for all elements, except for Nd, Sm, Eu (16%) and Lu (18%).

relatively constant ($\text{La/Yb} \sim 8.6 \pm 2.2(2\sigma)$). However, melt inclusions from Piton de Caille do display a larger range of compositions than those from Mauritius and Piton des Neiges. Also, no correlation between Pb and the transition elements (Ni, Cu, Zn, Co), S and FeO, which would indicate a mixing relationship between trapped melt and sulfide globules, is observed.

4. Discussion

4.1. Post-entrapment chemical modification and major-element compositions

Heated melt inclusions from Mauritius and Piton des Neiges display low FeO* contents (4.7-7.5 wt%) relative to whole rock trends, and high K_D values (0.32-0.46). Their FeO* concentrations are also negatively correlated to the forsterite content of their host olivines. According to Danyushevsky et al. [30, 31], these features indicate a post-entrapment Fe-Mg exchange process between the melt and its host olivine, in which re-equilibration of the overgrowth rim with the host mineral occurs by diffusion of Fe from the melt into the host mineral and diffusion of Mg from the crystal into the liquid. This process results in a decrease in the FeO content in the inclusion. Correction for the post-entrapment Fe-loss according to the procedures proposed by Danyushevsky et al. [30] requires an arbitrary estimation of the initial FeO content in the melt inclusions, generally by considering a value representative of the host lavas. In our case, however, the choice of the initial FeO content is made difficult by the fact that FeO variation diagrams are not well-defined for whole rocks. Furthermore, there is no real justification for considering a FeO value representative of the whole rocks or matrix glasses, as their compositions have been extensively modified by low-pressure olivine \pm clinopyroxene \pm plagioclase crystallization, olivine accumulation and/or edifice material assimilation [2, 11, 22] and therefore extend toward less primitive compositions than the Mg-rich olivine-hosted melt inclusions.

Thus, in order to assess the information given by major-element compositions of the melt inclusions without correcting them numerically for post-entrapment Fe-loss, the data are projected from olivine onto the plagioclase-diopside-silica plane using the scheme of Walker et al. [33] (Fig. 4). Indeed, the projection from olivine circumvents the effects of pre-entrapment crystallization of olivine and possible post-entrapment re-equilibration of melt inclusions with their host olivines. It should be noted that the incompatible trace-element compositions discussed in the next section are not affected by diffusive melt re-equilibration.

In Fig. 4, melt inclusions plot close to experimental peridotite melts produced at 3 GPa [34-36]. This agreement suggests that the chemical trend recorded by the inclusions results from progressive melting of peridotite in the garnet stability field : alkalic to transitional melts similar to most of the inclusions are presumably produced at low degrees of melting, whereas tholeiitic melts, such as those trapped in Piton de Caille inclusions, would result from larger degrees of melting.

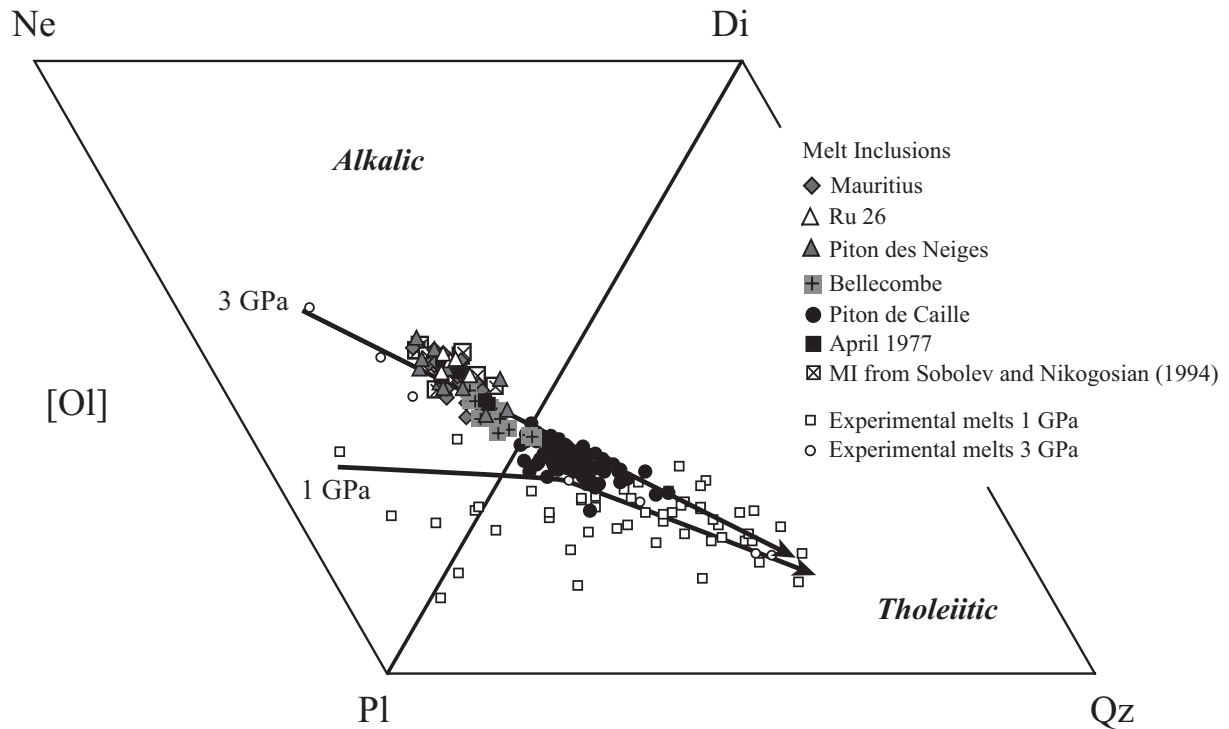


Figure 4. Melt inclusion compositions plotted in the pseudo-ternary Olivine-Nepheline-Clinopyroxene-Quartz diagram. This projection from Olivine in the normative tetrahedron Olivine-Clinopyroxene-Plagioclase-Silica is after the scheme of Walker et al. [33]. Nepheline was calculated from negative quartz [4]. Experimental lherzolite melt compositions at 1 GPa and 3 GPa are reported for comparison [34-36, 67-69]. Best-fit trends for the experimental melts are also shown.

The tholeiitic-alkalic evolution of Piton de la Fournaise whole rock compositions has been previously ascribed to clinopyroxene fractionation [2] rather than partial melting. This is supported by the negative correlation observed in the whole rock compositions between alkalinity index ($= (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - 0.37(\text{SiO}_2 - 39)$), defined from the critical line between alkalic and tholeiitic basalts of MacDonald and Katsura [37], and $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratios (Fig. 5). However, the absence of a significant change in the $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio of the melt inclusions (Fig. 5) and their high Sc concentrations (≥ 28 ppm) clearly indicates that clinopyroxene removal does not play a significant role in producing their compositional variations. It also

gives further support to our hypothesis that the alkalic-tholeiitic evolution of the melt inclusions is mainly controlled by progressive partial melting.

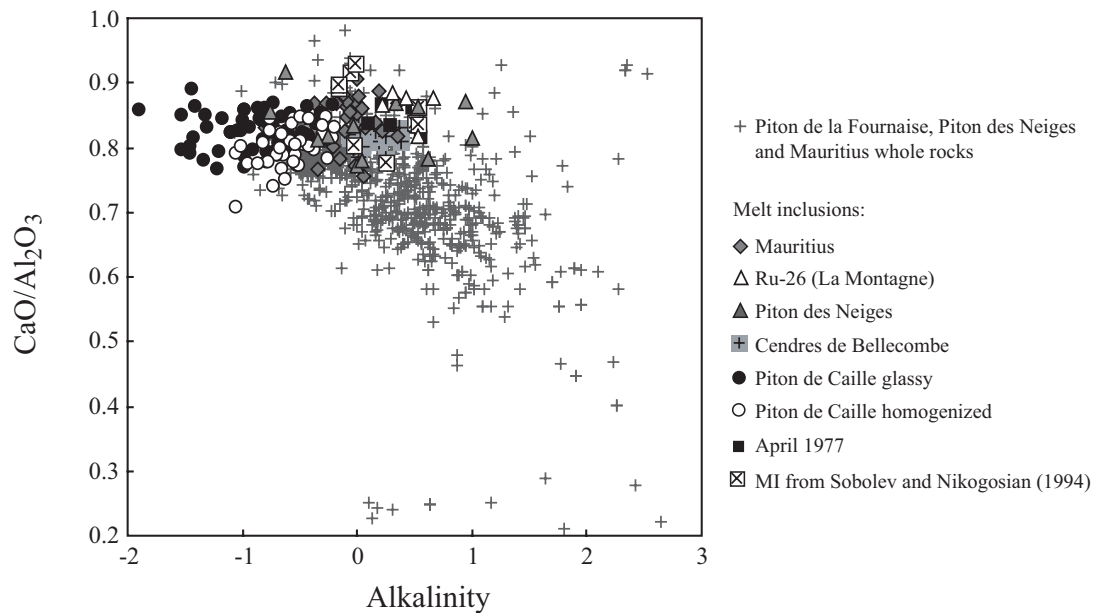


Figure 5. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio vs alkalinity index $[= (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - 0.37 (\text{SiO}_2 - 39)]$ in the melt inclusions and whole rocks from Mauritius and Réunion islands. Whole rock compositions are from [2, 11, 15, 17, 18, 22, 44, 70] and P. Boivin (pers. comm.).

4.2. Trace-element incompatibility sequence in the melt inclusions

In a primitive mantle-normalized trace-element diagram, with the trace elements classified according to the incompatibility sequence, OIB display enriched patterns relative to MORB. This enrichment is generally ascribed to lower degrees of melting of a mantle source whose composition is enriched in incompatible elements. In such a representation, variations in abundances are best explained by changes in the degree of melting from a source with a uniform trace-element composition and anomalies that disturb the shape of the patterns are thought to reflect a property of the present-day mantle source. In addition, because increasing incompatibility of elements with solid phases is reflected by a decrease in the values of their bulk partition coefficient between melt and solid, the incompatibility sequence gives valuable information on the mineralogical composition of the source.

Mathematical methods for determining the incompatibility sequence that prevailed during partial melting for any series of cogenetic near-primary samples have been described previously (e.g., [38-41]). The main requirement is that the chemical variations are caused by

variations in the degree of melting rather than chemical heterogeneities in source materials. Here, the magnesian-rich composition of the host olivines and the near-primary character of the melt inclusions support the hypothesis that the chemical variations observed among the inclusions are primarily caused by variable degrees of partial melting rather than fractional crystallization. It is not possible to unambiguously prove that the melt inclusions are cogenetic, in the sense that they correspond to melts from a source of uniform composition. However, such a hypothesis is supported by the constancy of their trace-element patterns (Fig. 3) and the homogeneous isotope composition of Réunion plume over time scales of several million years, as revealed by the uniform values reported for the He, Sr and Nd isotopic ratios of lavas [2, 11, 12, 26, 42].

In order to determine the relative bulk partition coefficient of trace elements during the melting process generating the melt inclusion dataset, we have considered a modal batch melting model [43] and different mathematical forms of the batch melting equation. We used the linear expression $C_B^{-1} = mC_A^{-1} + b$ (with A and B two incompatible trace elements) in the space of $1/C_B$ vs $1/C_A$ and the nonlinear form $\text{Log}C_B = \text{Log} \frac{1}{m \frac{1}{C_A} + b}$ in the space of $\text{log}C_B$

vs $\text{log}C_A$ [41]; in these two representations the data to be fit are statistically independent and dispersed over similar ranges on both axes [41]. In the $1/C_B$ vs $1/C_A$ plot, the slope $m = \frac{C_0^A}{C_0^B}$

and the intercept $b = \frac{D_B - D_A}{C_0^B}$ are estimated by an iterative linear regression method,

whereas an iterative non-linear method (P.H. Sherrod, www.nlreg.com) is required to estimate the m and b terms of the nonlinear expression. Note also that the analytical errors of the trace-element data were incorporated in the linear regression analysis, whereas the non-linear method does not take them in account.

The regression coefficients obtained from the linear regression of $1/C_A$ vs $1/C_B$ are reported in Table 2. The most striking observation is that Pb behaves as a highly incompatible element during the melting process recorded by the melt inclusions: it is less incompatible than Ba and K, but significantly more incompatible than all the other elements, including Rb or Th (Fig. 6). The following order of incompatibility is calculated: $D_{Ba} < D_K < D_{Pb} < D_{Rb} < D_{Th} < D_{Nb} < D_{Ta} < D_U < D_{La} < D_{Ce}$. The non-linear regression of $\text{log}C_B$ vs $\text{log}C_A$ provides the following sequence: $D_{Pb} < D_{Ba} < D_K < D_{Rb} < D_{Th} < D_{Nb} < D_{Ta} < D_U < D_{La} < D_{Ce}$. Hence,

b

X	Y	1/Ba	1/K	1/Pb	1/Rb	1/Th	1/Nb	1/Ta	1/U	1/La	1/Ce
	1/Ba	0	1.6E-5 (1.8E-5)	0.015 (0.131)	0.0122 (0.0101)	0.120 (0.073)	0.0142 (0.0064)	0.230 (0.089)	0.721 (0.298)	0.0235 (0.0075)	0.0130 (0.0030)
	1/K	-0.0009 (0.0011)	0	0.0513 (0.1168)	0.0074 (0.0094)	0.154 (0.064)	0.0132 (0.0058)	0.235 (0.078)	0.70 (0.28)	0.0238 (0.0076)	0.0131 (0.0030)
	1/Pb	-0.0002 (0.0018)	-1.5E-5 (3.8E-5)	0	0.0122 (0.0122)	0.105 (0.92)	0.0157 (0.0087)	0.229 (0.118)	0.652 (0.358)	0.0237 (0.0087)	0.0129 (0.0035)
	1/Rb	-0.0020 (0.0021)	-2.3E-5 (3.3E-5)	-0.151 (0.190)	0	0.0233 (0.1014)	0.0064 (0.0091)	0.115 (0.128)	0.334 (0.388)	0.0154 (0.0098)	0.0095 (0.0039)
	1/Th	-0.0030 (0.0025)	-8.8E-5 (5.5E-5)	-0.188 (0.215)	-0.0034 (0.0156)	0	0.0039 (0.0010)	0.081 (0.134)	0.239 (0.383)	0.0132 (0.0101)	0.0090 (0.0041)
	1/Nb	-0.0034 (0.0022)	-6.2E-5 (3.8E-5)	-0.296 (0.242)	-0.009 (0.015)	-0.039 (0.109)	0	0.026 (0.135)	0.13 (0.44)	0.0094 (0.0107)	0.0075 (0.0043)
	1/Ta	-0.0039 (0.0022)	-8.2E-5 (4.0E-5)	-0.291 (0.219)	-0.012 (0.016)	-0.057 (0.107)	-0.0018 (0.0099)	0	0.073 (0.436)	0.008 (0.011)	0.0070 (0.0044)
	1/U	-0.0056 (0.0038)	-1.1E-4 (6.9E-5)	-0.354 (0.305)	-0.014 (0.020)	-0.069 (0.127)	-0.0039 (0.0138)	-0.030 (0.189)	0	0.0076 (0.0129)	0.0066 (0.0051)
	1/La	-0.0068 (0.0039)	-1.40E-4 (8.1E-5)	-0.515 (0.344)	-0.0259 (0.0233)	-0.152 (0.155)	-0.0106 (0.0148)	-0.129 (0.209)	-0.307 (0.606)	0	0.0037 (0.0058)
	1/Ce	-0.0107 (0.0056)	-2.2E-4 (1.1E-4)	-0.785 (0.479)	-0.043 (0.030)	-0.285 (0.213)	-0.023 (0.020)	-0.313 (0.277)	-0.723 (0.775)	-0.0099 (0.0184)	0

r²

X	Y	1/Ba	1/K	1/Pb	1/Rb	1/Th	1/Nb	1/Ta	1/U	1/La	1/Ce
	1/Ba	1	0.77	0.69	0.84	0.70	0.88	0.84	0.62	0.75	0.61
	1/K	0.77	1	0.53	0.73	0.50	0.65	0.61	0.52	0.54	0.47
	1/Pb	0.69	0.53	1	0.70	0.59	0.69	0.64	0.57	0.64	0.54
	1/Rb	0.84	0.73	0.70	1	0.79	0.89	0.87	0.80	0.87	0.82
	1/Th	0.70	0.50	0.59	0.79	1	0.82	0.87	0.90	0.91	0.78
	1/Nb	0.88	0.65	0.69	0.89	0.82	1	0.92	0.77	0.91	0.82
	1/Ta	0.84	0.61	0.64	0.87	0.87	0.92	1	0.80	0.90	0.82
	1/U	0.62	0.52	0.57	0.80	0.90	0.77	0.80	1	0.87	0.81
	1/La	0.75	0.54	0.64	0.87	0.91	0.91	0.90	0.87	1	0.92
	1/Ce	0.61	0.47	0.54	0.82	0.78	0.82	0.82	0.81	0.92	1

Table 2: Intercept b ($\pm 2\sigma$) and regression coefficient (r^2) derived from the linear regression of the batch melting equation in the space $1/C_A$ vs $1/C_B$. For

incompatible elements, b is approximated by the following equation: $b = \frac{D_B - D_A}{C_0^B}$.

despite some small differences between the two sequences, both methods lead to the conclusion that Pb was highly incompatible during the partial melting process generating the melt inclusions. Figure 7 shows the primitive-mantle normalized abundance diagram with the trace elements plotted in the incompatibility sequence established by the non-linear regression method. Melt inclusions display monotonous enriched patterns, with a slight decrease in the most incompatible elements. A prominent feature of this plot is the absence of significant positive or negative spikes.

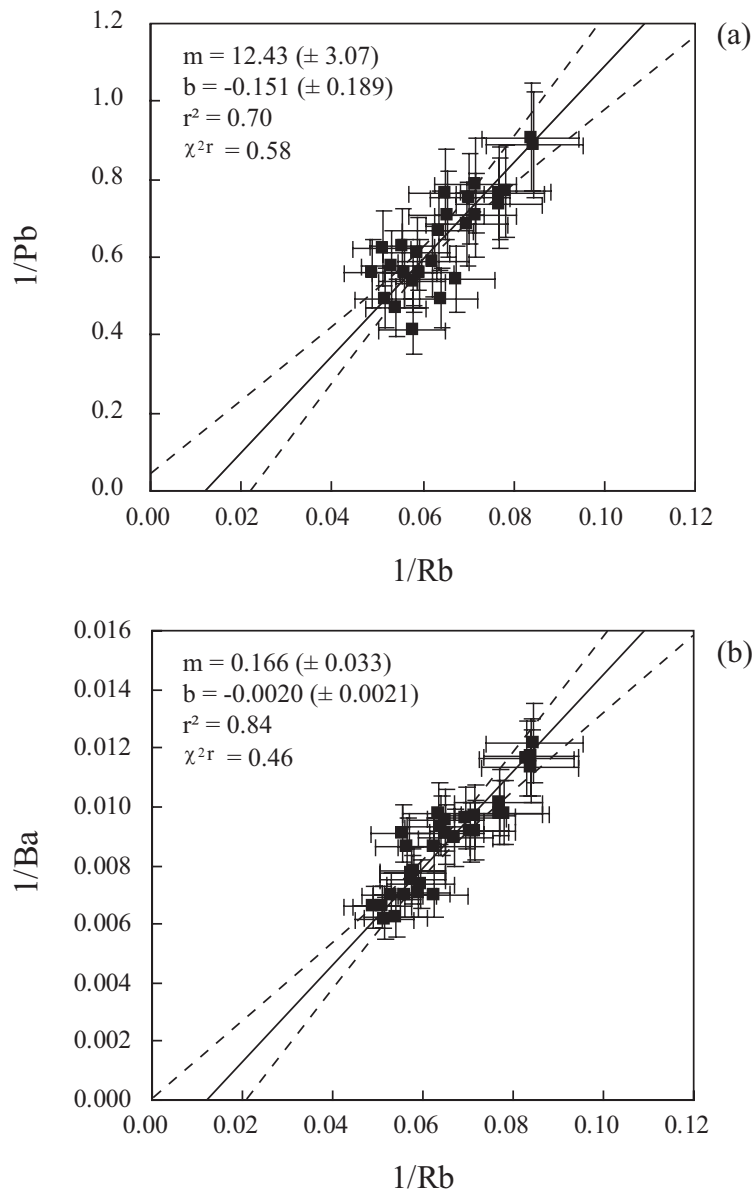


Figure 6. (a) Linear fit $[Pb]^{-1}$ vs. $[Rb]^{-1}$ of the melt inclusion dataset. (b) $[Ba]^{-1}$ vs. $[Rb]^{-1}$. Analytical errors in $[Pb]$, $[Ba]$ and $[Rb]$ are taken into account in the calculations of the regression. Solid line represents the best fit and dashed curves show the error on the slope m and the intercept b . The negative values for b imply that $D_{Pb} < D_{Rb}$ and $D_{Ba} < D_{Rb}$.

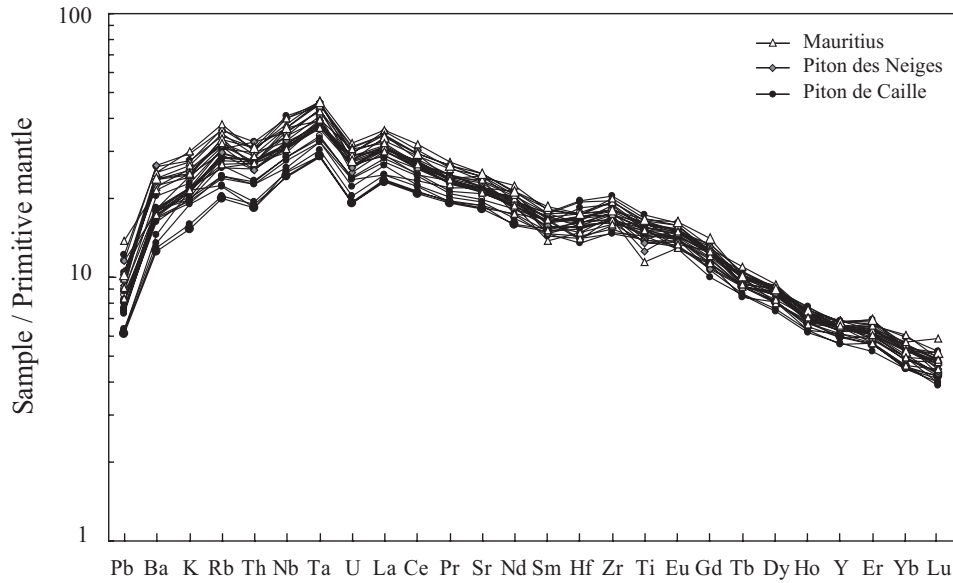


Figure 7. Primitive-mantle normalized trace-element abundance diagram for melt inclusions. Abundances are normalized to the primitive mantle composition [58] and the incompatibility sequence has been established by the non-linear regression method (see text).

Similarly, by calculating the incompatibility sequence for Piton de la Fournaise whole rock samples [2, 15] within a range of MgO compositions ($7.5 < \text{MgO} < 13$ wt%) identical to that of the melt inclusions (Mauritius whole rock samples were not retained because of the heterogeneous isotopic compositions between the different series; [44]), it was also found that Pb is more incompatible than most of very incompatible elements: for example, in the plot

$$1/[Pb] \text{ vs } 1/[U], \quad b = \frac{D_{Pb} - D_U}{C_0^{Pb}} = -0.38(\pm 0.22), \text{ which implies } D_{Pb} < D_U.$$

4.3. Mantle source characteristics

The similarity of Ce/Pb ratios in MORB and OIB ($\text{Ce/Pb} = 23 \pm 6$ for MORB; $\text{Ce/Pb} = 28 \pm 9$ for OIB) has led Hofmann and co-authors [45, 46] to the conclusion that this ratio also characterizes the mantle sources of both types of oceanic basalts because of similar bulk D_s for Pb and Ce during basalt formation. Therefore, it is widely believed that Pb behaves as a moderately incompatible element (similar to Ce) during formation of basalts. However, experimental partitioning data for Pb between melt and mantle minerals reveal that Pb is more incompatible than Ce in garnet and clinopyroxene during mantle melting at least up to 3.4 GPa [47, 48]. Therefore, although D_{Pb} in olivine and orthopyroxene is slightly higher than D_{Ce}

[48], the calculated bulk D_{Pb} for garnet bearing lherzolite mineralogies is lower than D_{Ce} [48]. This apparent contradiction (e.g., [47-50]) is often ascribed to the presence of residual sulfides which could retain Pb in the sources of MORB and OIB during melting and increase the bulk D_{Pb} to a value similar to D_{Ce} . Therefore, our melt inclusion data suggest that the mineralogy of the Réunion-plume source differs from the “normal” peridotite-source of OIB and MORB: the presence of residual sulfides in this source is not consistent with the highly incompatible behaviour of Pb during partial melting. However, the high S contents in the melt inclusions suggest that they are saturated with sulfide liquids which would require residual sulfides (Fig. 8). This inconsistency may be solved by recent experimental studies on the solubility of S at 1 kar and 1200 °C in basaltic melts from Etna which suggest that the melts dissolve three times more S under oxidized conditions (NNO-1) than in reduced conditions (NNO+2) (P. Lesne, [51] and pers. comm.).

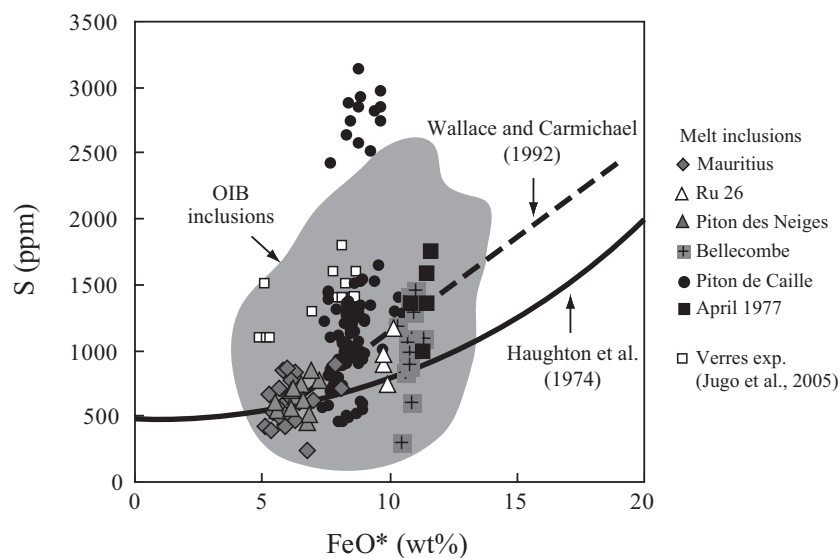


Figure 8. FeO^* vs S in the melt inclusions from Mauritius and Réunion island samples. The field of melt inclusion compositions from worldwide OIB is shown for comparison (GEOROC database; <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>). The solid curve represents the solubility of sulfur in basaltic melts at 1200°C and 1 atm [71] and the dashed line reports compositions of the glass of submarine lava flows from mid-ocean ridges [65]. Experimental data of Jugo et al. [28] correspond to basaltic melts that are saturated with a sulfide liquid at 1-1.6 GPa. S-rich inclusions in Piton de Caille sample (up to 3140 ppm) seem to be consistent with more oxidized conditions in which the proportion of sulfate (S^{6+}) compared with the total sulfur content is higher than in other melt inclusions.

In the two-stage model of crust-mantle differentiation proposed by Hofmann [52] to explain for the trace-element chemistry in the MORB-OIB environment in one hand, and in the continental crust environment on the other hand, Pb is highly incompatible during the first

stage of continental crust formation and much more compatible during the second stage of oceanic basalt generation. Accordingly, the anomalously highly incompatible behaviour of Pb determined from the melt inclusions could indicate a residual source mineralogy similar to that produced during extraction of the continental crust; i.e. connected in some way to the subduction zone environment where the geochemical features of continental crust are likely to be produced. However, this hypothesis is not consistent with the low bulk D (close to U) calculated for Nb in the melt inclusion incompatibility sequence, because Nb is supposed to be much more compatible (similar to Ce and Pr) during production of continental crust [52].

Based on the Ce/Pb and Nb/U ratio values in worldwide oceanic basalts, Hofmann et al. [45] argued that OIB do not predominantly sample primitive portions of the mantle and that recycling of subducted oceanic crust must play an important role in generating OIB mantle source heterogeneities. Melt inclusions from Mauritius, Piton des Neiges and Piton de la Fournaise display Ce/Pb ($27.5 \pm 7.5(2\sigma)$) and Nb/U ($36.9 \pm 5.3(2\sigma)$) values that are indistinguishable from the average values (25 ± 10 and $47 \pm 20(2\sigma)$) of both MORB and OIB [45]; that is to say, these ratios do not have primitive values. Therefore, this observation would appear to be a strong argument against the hypothesis that the Réunion plume source is derived from a primitive mantle reservoir, apart from the fact that the incompatibility sequence defined from the melt inclusion compositions indicates that Ce and Pb may be fractionated under melting conditions of sufficiently low melt fractions. However, as discussed below, the calculations made to estimate the melt inclusion source composition (with $D_{Pb} < D_{Ce}$ and $D_U < D_{Nb}$) show that Ce/Pb and Nb/U ratios are not strongly fractionated during partial melting of the Réunion source; for instance, assuming 2% of continuous partial melting of a modeled garnet-peridotite source (see details of the calculations in Fig. 9 caption), Ce/Pb varies from 36 in the source to 27 in the inclusions and Nb/U from 42 to 37. In fact, the consistency of these ratios suggests only minor fluctuations in the melting regime of the source through time, except perhaps for melt inclusions from Piton de Caille which display larger variations in the most incompatible elements (Fig. 3).

In summary, comparison between the calculated trace-element incompatibility sequence in the melt inclusions and that previously determined for OIB [52] points to a major change in the partition coefficient for Pb, which is indicative of a specific mineralogical mechanism (likely to be linked to the role of sulfide in Pb partitioning) operating during melting of the Réunion-plume source.

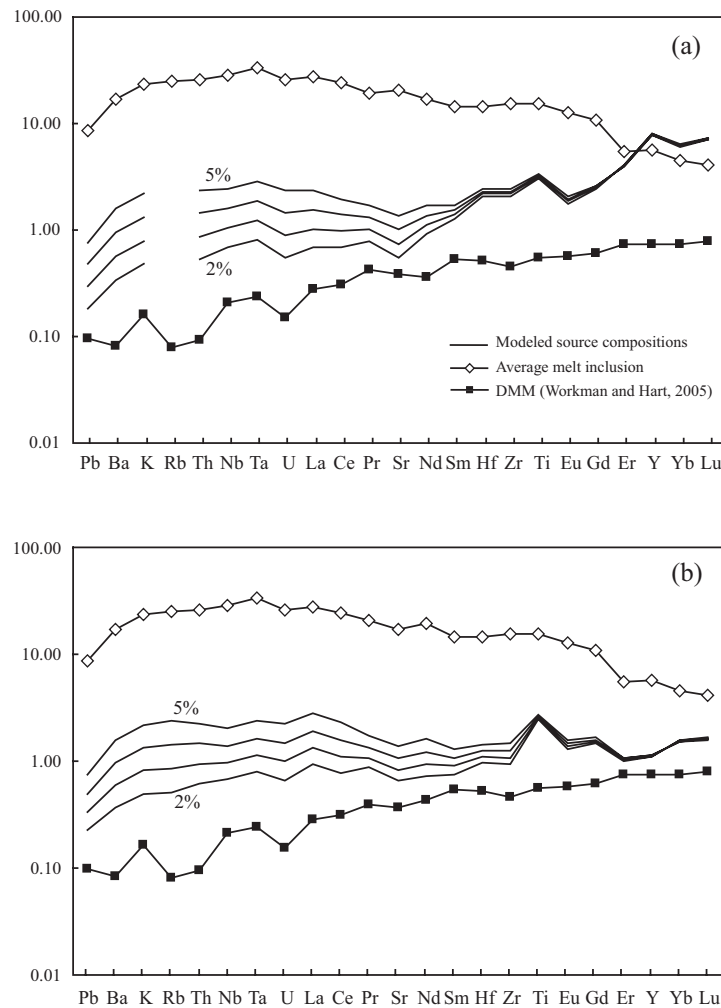


Figure 9. Primitive mantle-normalized trace-element compositions of modelled sources for the melt inclusions assuming a model of continuous partial melting (with 2 wt% of melt retained in the residue) of a garnet-peridotite source for two sets of bulk partition coefficients from (a) Kelemen et al. [53, 54], with a source mode of $Ol:Opx:Cpx:Grt = 0.54:0.17:0.09:0.20$, and a melting mode of $Ol:Opx:Cpx:Grt = 0.1:0.18:0.3:0.42$; (b) Kelemen et al. [53, 54], Hauri et al. [47], Salters et al. [48], Stracke et al. [55], with a source mode of $Ol:Opx:Cpx:Grt = 0.52:0.26:0.15:0.07$, and a melting mode of $Ol:Opx:Cpx:Grt = 0.08:-0.19:0.81:0.30$ [36]. The incompatibility sequence is the one determined by $\log C_B$ vs $\log C_A$ regression for the melt inclusion data set. The range of degrees of partial melting is 2-5 wt%. Also shown are the average composition of melt inclusions from Mauritius, Piton des Neiges and Piton de Caille samples, and the composition of the depleted MORB mantle from Workman and Hart [72].

An estimate of the source composition of the melt inclusions can be made using a continuous non-modal melting model for garnet-peridotite with different sets of partition coefficients [47, 53-55] and different source and melting modes [36, 54]. Continuous melting (where melt is continuously extracted from the mantle with a small fraction retained in the residue [56]) is preferred here as it is thought to be more physically realistic [57]. Trace-element concentrations of the source were calculated for extents of melting ranging between 2 and 5 wt%. As shown in Fig. 9, normalized trace-element patterns of all calculated sources,

with the elements plotted in the incompatibility sequence obtained from $\log C_B$ vs $\log C_A$ regressions, are consistent, relatively flat or slightly depleted in incompatible elements, and characterized by a continuous decrease in the normalized abundances of the most incompatible elements, Rb to Pb. Overall they compare favorably to the DMM pattern (the depleted MORB mantle, which has been depleted in incompatible elements by formation of the continental crust and has become the source of MORB), although shifted to higher (undepleted) values (Fig. 9). In addition, they do not show any evidence of a recycled enriched component signature. These observations suggest that the mantle source composition of the Réunion plume is rather “primitive” or “undepleted” in the sense that it is only slightly depleted by prior extraction of continental crust.

The hypothesis of a primitive-like character for the Réunion plume source is supported by the concentration ratios of highly incompatible elements for the melt inclusions, like Ce/U ($78.2 \pm 10.1(2\sigma)$), Nb/La ($1.07 \pm 0.10(2\sigma)$), Nb/Rb ($1.28 \pm 0.14(2\sigma)$), Th/La ($0.116 \pm 0.012(2\sigma)$) which primarily reflect the present-day ratios in the source and are not significantly different from the “primitive mantle” composition. In particular, melt inclusions from Mauritius, Piton des Neiges and Piton de Caille samples have Th/U ratios (ranging between 3.61 and 4.47) almost similar to the primitive Earth ratio of ~ 4.0 [58], in agreement with the values previously reported for Piton de la Fournaise lavas [2, 15]. Albarède et al. [2] have suggested that these high values of Th/U could be accounted for by preferential U loss during hydrothermal alteration. However, this has been recently challenged by Vlastélic et al. [59], who have shown that present-day Th/U of the lavas and time-integrated Th/U ratios are similar.

Finally, the isotopic signature of Réunion plume basalts contributes to the evidence for derivation of the melt inclusions from relatively undepleted mantle sources [59]. In the Sr-Nd-Pb isotope space, they locate in the vicinity of the Bulk Silicate Earth [60, 61], that is the undifferentiated mantle remaining after core formation. In addition, the only sample (Re77 from the April 1977 eruption) analysed so far for Os isotopes is characterized by a particularly non radiogenic $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ value (1.082 ± 0.001) [62]. Furthermore, the Sr and Nd isotopic signatures of the Réunion plume are remarkably homogeneous during the entire volcanic history of the island of Réunion itself [2, 11, 63] and subtle variations in Pb and Nd isotope compositions have been ascribed to late interaction of the plume-derived melts with superficial components, such altered oceanic crust and old volcanic material [14, 15]. Turning

to the noble gas isotopes, the $^3\text{He}/^4\text{He}$ signature of Réunion ($R/R_A \sim 13$) [12, 13, 42] and Mauritius ($R/R_A \sim 10-11$) [42] lavas is intermediate between MORB ($R/R_A \sim 8$) and the primitive helium mantle ($R/R_A > 24$), and the Ne-Ar isotope signature is intermediate between MORB and the primordial Loihi-Iceland signature [42, 63, 64].

5. Conclusions

Olivine-hosted melt inclusions from Mauritius, Piton des Neiges and Piton de la Fournaise picrites display chemical variations in major and trace elements that are amenable to the application of petrogenetic modeling. Although some of the variability in major-element compositions can be ascribed to pre-entrapment olivine crystallization and possible diffusive re-equilibration of the melts with their host olivines, the chemical evolution recorded in melt inclusions likely results from an increase in the degree of partial melting of a homogeneous peridotite source. This enables calculation of the incompatibility sequence (taken as the relative order of increasing bulk partition coefficients) of the trace elements during partial melting of the Réunion source. Within the analytical uncertainties of the data, the first-order observation is that Pb behaves as a highly incompatible element (much like Ba and K) and has not been retained by residual sulfide in the plume source. Quantitative modeling of the source composition indicates an enrichment of the incompatible elements in the source at the level of the primitive mantle composition, except for the most strongly incompatible elements, which are slightly depleted and are thus likely to record continental crust formation. This slightly and early-differentiated mantle source inferred from the melt inclusion compositions is consistent with the primitive-like isotope signature of Réunion lavas.

Acknowledgements: We thank P. Boivin, R. Clocchiatti, X. Quidelleur, E. Martin, A. Peltier, T. Staudacher and M. Moreira for providing the different samples from Mauritius and Réunion islands. O. Alard and F. Mokadem are acknowledged for technical support with LA ICP-MS. We are grateful to J.-L. Devidal for his assistance at the electron microprobe. Discussions with I. Vlastélic and R. Doucelance were greatly appreciated.

Table S1: Major-element (wt%) and F, Cl, S (ppm) compositions of olivine-hosted melt inclusions in lavas from Mauritius, Piton des Neiges and Piton de la Fournaise volcanoes. Crystallized or devitrified melt inclusions from Mauritius, Piton des Neiges and Piton de la Fournaise 1977 eruption have been experimentally heated up to the temperature of disappearance of the daughter minerals, whereas glassy melt inclusions from Cendres de Bellecombe were corrected for post-entrapment olivine overgrowth (see text for details). For the Piton de Caille sample, both glassy and devitrified inclusions were found. Some homogenized melt inclusions show the evidence that the olivine rim has not been totally remelted (low K_D values) and thus require some correction.

Mauritius																											
	MAU1-B7-1	MAU1-B7-2	MAU1-C5-1	MAU1-C5-2	MAU1-D4	MAU1-D4-1	MAU1-D4-2	MAU1-F5	MAU1-G7-1	MAU1-G7-2	MAU2-B2	MAU2-B3-3	MAU2-B3-1	MAU2-B3-2	MAU2-C1-1	MAU2-D3	MAU2-E1	MAU2-E2-1	MAU2-E2-2								
SiO ₂	49.14	48.32	50.14	51.08	50.60	50.67	48.82	48.31	48.80	48.25	48.25	49.89	49.18	50.66	49.11	50.17	48.89	50.23	49.68								
TiO ₂	2.74	2.79	2.95	2.86	2.11	2.35	2.31	2.89	3.50	3.43	3.43	3.24	3.45	3.40	3.10	3.32	3.42	3.00	2.96								
Al ₂ O ₃	15.17	15.85	14.83	15.36	15.15	15.50	15.16	15.69	15.25	15.96	16.35	16.65	16.65	15.23	15.75	15.24	15.05	16.26	15.31								
MnO	0.09	0.09	0.11	0.09	0.12	0.10	0.12	0.11	0.11	0.08	0.08	0.08	0.11	0.07	0.08	0.09	0.10	0.09	0.09								
FeO	5.84	5.48	5.80	5.23	6.29	6.07	7.06	5.26	5.63	4.55	4.72	5.27	5.27	5.52	4.85	4.79	5.60	5.05	5.35								
Fe ₂ O ₃	0.76	0.72	0.76	0.68	0.95	0.79	0.92	0.69	0.74	0.60	0.62	0.69	0.72	0.63	0.63	0.63	0.73	0.66	0.70								
MgO	8.43	8.37	8.27	8.05	8.27	7.97	7.83	8.53	8.48	9.00	8.16	8.36	8.36	7.71	8.68	8.21	8.58	8.42	8.45								
CaO	13.14	13.24	12.88	12.41	11.83	11.70	12.51	13.62	13.28	13.61	13.06	13.37	12.59	12.68	13.28	12.48	13.28	12.48	12.73								
Na ₂ O	2.98	3.23	2.95	3.22	3.30	3.33	3.60	3.07	2.99	2.95	3.17	2.81	3.35	3.13	2.76	2.83	2.98	3.23	3.23								
K ₂ O	0.67	0.75	0.79	0.85	0.81	0.80	0.77	0.79	0.45	0.52	0.47	0.82	0.75	0.86	0.96	0.57	0.70	0.83	0.79								
Cr ₂ O ₃	0.21	0.08	0.09	0.14	0.16	0.12	0.13	0.10	0.13	0.15	0.13	0.09	0.09	0.13	0.18	0.11	0.06	0.18	0.29								
P ₂ O ₅	0.70	0.76	0.52	0.44	0.38	0.38	0.41	0.37	0.99	0.72	1.39	0.46	0.37	0.51	0.63	0.25	0.35	0.49	0.58								
F					62.8	50.0																					
Cl	234	276	288	310	260	311	62	275	195	200	160	260	280	320	340	230	253	320	310								
S	703	660	615	600	710	622	241	903	440	470	430	670	430	610	530	400	830	500	540								
Total	99.80	99.60	100.02	100.34	100.55	99.71	99.79	100.24	100.67	100.10	100.36	100.59	101.03	100.68	99.92	98.76	99.54	100.60	100.09								
Mg# Host	87.4	87.4	87.9	85.8	85.6	85.6	85.9	88.1	88.1	88.1	89.0	89.1	89.1	89.1	88.7	89.1	89.1	89.4	89.4								
T (°C)	1241	1241	1256	1240	1240	1240	1236	1241	1241	1247	1247	1232	1232	1232	1256	1237	1240	1229	1229								
X _C	0.40	0.42	0.38	0.41	0.37	0.39	0.40	0.45	0.45	0.45	0.38	0.33	0.42	0.39	0.39	0.38	0.36	0.36	0.35								
K _D	0.31	0.30	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.31	0.30	0.30	0.30								
K _{D, modeled}	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.31	0.30	0.30	0.30								

La Montagne (RU26)																											
	MAU2-F3	MAU3-D7	MAU3-E1	MAU3-G2-1	MAU4-A2	MAU4-A6	MAU4-F1-1	MAU4-F1-2	MAU4-F3	MAU4-F8	C2	A3	D3	B2	A4	A2	D5-1	D5-2	D5-3								
SiO ₂	49.67	48.99	49.87	49.74	49.03	48.88	48.53	49.26	48.31	48.61	46.80	46.83	47.79	48.38	47.94	47.12	49.04	48.94	47.26								
TiO ₂	3.22	3.20	2.85	3.06	3.19	3.02	3.37	3.13	3.17	2.82	3.26	2.77	2.60	2.65	2.75	3.22	2.35	2.18	2.17								
Al ₂ O ₃	15.35	15.24	15.01	15.29	15.04	14.91	15.21	15.30	14.96	14.53	14.25	14.22	13.99	14.06	14.90	13.28	14.39	14.63	13.49								
MnO	0.10	0.09	0.10	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.11	0.09	0.17	0.16	0.17	0.15	0.15	0.18	0.15	0.14	0.17								
FeO	5.19	5.08	5.34	5.33	5.45	5.56	5.38	5.42	6.07	5.52	8.51	8.51	8.85	8.63	8.23	9.46	8.42	8.06	8.87								
Fe ₂ O ₃	0.68	0.67	0.70	0.70	0.71	0.73	0.70	0.71	0.79	0.72	1.41	1.41	1.47	1.43	1.37	1.57	1.36	1.34	1.42								
MgO	8.65	8.28	8.47	8.20	8.67	8.33	8.62	8.72	8.25	8.87	7.72	7.09	7.24	7.54	7.32	9.39	6.71	6.36	6.68								
CaO	12.89	13.25	13.05	12.96	13.24	12.83	13.20	13.06	13.29	13.16	12.50	12.48	12.12	12.45	12.16	12.68	10.75	10.71	10.26								
Na ₂ O	3.25	3.11	3.01	3.06	2.94	2.94	2.47	2.95	2.97	2.79	2.61	2.74	2.75	2.65	2.73	0.32	3.50	3.28	2.99								
K ₂ O	0.86	0.93	0.82	0.82	0.78	0.75	0.79	0.79	0.66	0.76	0.70	0.82	0.72	1.14	1.11	0.11	1.12	2.01	2.65								
Cr ₂ O ₃	0.10	0.14	0.13	0.13	0.22	0.14	0.15	0.12	0.12	0.18	0.11	0.22	0.18	0.51	0.15	0.54	0.10	0.55	0.21								
P ₂ O ₅	0.38	0.66	0.37	0.39	0.50	0.36	0.41	0.72	0.43	0.46	0.48	0.33	0.36	0.32	0.48	0.17	0.32	0.24	0.24								
F	595	568	595	532		548	548	529	570	529	570	540	500	330	330	330	769	720	720								
Cl	269	335	303	288		376	376	323	270	323	220	270	260	200	200	200	2445	6869	6869								
S	849	712	618	659		866	866	776	900	776	900	980	1170	750	750	750	1124	1260	1260								
Total	100.26	99.59	99.65	99.69	99.79	98.47	98.85	100.20	99.06	98.43	98.38	97.44	98.09	97.77	99.15	97.89	98.09	98.31	96.27								
Mg# Host	89.3	89.1	89.2	88.9	89.2	89.0	89.1	89.1	88.3	89.1	88.3	83.6	83.4	82.9	83.5	83.7	83.3	83.3	83.3								
T (°C)	1249	1247	1254	1201	1251	1243	1245	1245	1236	1244	1167	1203	1175	1196	1195	1173	1177	1177	1177								
X _C	0.37	0.37	0.36	0.35	0.36	0.34	0.36	0.36	0.33	0.36	0.31	0.29	0.29	0.31	0.31	0.30	0.29	0.28	0.28								
K _D	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.31	0.29	0.29	0.29								
K _{D, modeled}	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.31	0.29	0.29	0.29								

III. Etude des inclusions magmatiques dans le contexte de point chaud océanique

Table S1 (continued).

Piton des Neiges		Bellemcumb																
	NEI1-C4	NEI1-2-A1	NEI1-2-AI	NEI1-2-B5	NEI1-A4	NEI1-A5	NEI1-B3	NEI1-C3	NEI1-E5	NEI1-E5-2	NEI1-D6-1	A1-1	AI-2	A2-1	A2-2	A3-1	A3-2	A3-3
SiO ₂	48.37	50.07	50.35	50.42	50.43	47.89	45.95	46.52	47.50	48.87	49.84	47.67	47.87	47.58	47.66	47.38	47.42	47.70
TiO ₂	3.01	2.58	2.64	2.39	3.05	2.84	3.07	2.62	2.91	3.24	2.81	2.73	2.61	2.73	2.80	2.74	2.72	2.80
Al ₂ O ₃	15.85	15.15	15.49	15.88	15.11	14.35	14.62	15.03	15.98	14.56	13.93	13.73	13.66	13.63	13.50	13.80	13.46	13.95
MnO	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.12	0.10	0.10	0.10	0.11	0.18	0.10	0.16	0.17	0.16	0.17	0.17
FeO	5.80	6.70	6.04	6.29	5.18	6.16	6.46	5.70	5.78	5.12	5.69	6.36	6.49	6.36	6.36	6.36	6.36	6.36
Fe ₂ O ₃	0.52	0.58	0.52	0.54	0.45	0.53	0.56	0.49	0.50	0.44	0.49	0.55	0.56	0.53	0.53	0.53	0.53	0.53
MgO	8.22	7.96	8.04	7.74	8.75	9.52	9.10	8.48	8.27	8.46	8.67	9.21	7.79	7.66	7.64	7.59	7.73	7.59
CaO	12.40	12.61	12.67	12.24	12.91	12.40	12.73	12.24	12.47	12.56	12.78	11.12	11.13	11.33	11.15	11.18	11.19	11.41
Na ₂ O	3.18	3.32	3.16	3.46	2.74	2.91	2.77	2.91	3.26	2.66	2.69	2.60	2.47	2.60	2.63	2.71	2.80	2.64
K ₂ O	0.90	0.75	0.79	0.77	0.73	0.90	0.74	0.87	0.90	0.82	0.61	0.52	0.76	0.70	0.74	0.78	0.68	0.83
Cr ₂ O ₃	0.06	0.10	0.04	0.13	0.10	0.14	0.09	0.07	0.10	0.12	0.11	0.34	0.35	0.29	0.34	0.34	0.28	0.38
P ₂ O ₅	0.38	0.36	0.34	0.44	0.30	0.40	0.49	0.41	0.42	0.37	0.39	0.24	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05
F	453	463	507	518														
Cl	391	273	339	271	245	337	240	293	340	280	240	235	247	240	219	272	227	251
S	660	771	740	463	550	620	830	707	710	603	570	510	1096	1097	1358	1056	1412	1468
Total	98.74	100.23	100.13	100.35	99.79	98.09	96.64	95.40	100.47	95.67	98.84	99.50	97.55	97.66	97.58	97.53	97.51	98.25
Mg# _{Host}	86.6	85.3	85.5	86.0	88.8	86.4	85.3	86.5	87.4	87.0	82.8	82.8	82.8	83.2	83.2	83.3	83.3	83.3
T (°C)	1245	1230	1242	1237	1249	1285	1277	1224	1224	1250	1264							
X _c																		
K _p	0.39	0.37	0.40	0.36	0.38	0.43	0.43	0.41	0.40	0.42	0.39	0.39	0.39	0.29	0.29	0.29	0.22	2.15
K _{p, modelled}	0.30	0.31	0.31	0.31	0.31	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.31	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30

Piton de Caillie (glassy)		Bellemcumb																	
	CAI1-6	CAI2-F5-1	CAI3-A2	CAI3-A2-1	CAI3-A2-2	CAI3-A4-1	CAI3-A4-2	CAI3-A5-1	CAI3-A5-2	CAI3-B2-1	CAI3-B2-2	CAI3-B2-3	CAI3-B4	CAI3-B7-1	CAI3-B7-2	CAI3-B7-3	CAI3-C2-1	CAI3-C2-2	CAI3-C2-3
SiO ₂	48.58	48.35	48.10	48.65	48.23	48.35	48.35	48.35	48.38	48.68	49.67	48.88	49.54	50.47	51.32	50.96	49.43	50.65	51.61
TiO ₂	2.71	2.77	2.78	2.60	2.51	2.38	2.70	2.65	2.43	2.92	2.76	2.81	2.93	2.77	2.69	2.69	3.01	2.92	2.92
Al ₂ O ₃	13.71	13.56	14.17	13.64	13.79	13.65	13.92	13.97	14.06	14.23	14.15	13.85	14.40	14.33	14.95	15.28	14.64	15.17	14.88
MnO	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.18	0.17	0.18	0.13	0.13	0.12	0.12	0.10	0.12	0.11	0.13	0.12	0.11
FeO	9.28	9.38	9.16	9.59	9.03	9.40	9.45	9.39	9.49	7.74	7.06	6.88	6.85	7.09	6.76	6.53	6.93	7.73	7.63
Fe ₂ O ₃	1.50	1.52	1.47	1.53	1.53	1.54	1.55	1.54	1.55	1.18	1.06	1.09	1.05	1.01	0.98	0.94	1.11	1.16	1.14
MgO	7.51	7.32	7.69	7.59	7.59	7.59	7.26	7.30	7.26	8.34	7.21	7.30	7.49	7.21	6.95	7.56	7.56	8.55	8.56
CaO	11.44	11.30	11.10	11.39	11.32	11.25	11.17	11.16	11.04	11.75	11.50	12.00	12.00	11.85	11.67	11.69	11.69	11.67	11.84
Na ₂ O	2.53	2.72	2.74	2.53	2.73	2.79	2.68	2.71	2.69	2.30	2.59	2.78	2.70	2.76	2.79	2.75	2.62	2.66	2.53
K ₂ O	0.71	0.75	0.87	0.65	0.73	0.70	0.78	0.66	0.79	0.67	0.54	0.57	0.47	0.44	0.44	0.45	0.71	0.67	0.61
Cr ₂ O ₃	0.33	0.34	0.36	0.32	0.32	0.34	0.32	0.32	0.32	0.33	0.33	0.33	0.33	0.34	0.34	0.44	0.33	0.35	0.37
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.04	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.12	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.04	0.05	0.05
Cl	209	217	163	230	207	198	217	166	178	296	191	258	202	168	161	207	245	247	218
S	838	1069	307	1295	1192	890	995	804	604	1061	1108	1302	711	700	576	565	1314	1282	1290
Total	98.35	98.26	98.16	98.62	97.78	97.90	98.18	98.38	98.21	98.21	97.34	96.59	97.58	98.60	99.21	98.73	97.70	101.60	102.15
Mg# _{Host}	83.0	83.0	82.9	83.8	82.5	82.3	82.3	82.3	82.3	86.6	86.5	87.0	86.2	86.2	86.2	86.2	86.7	86.7	86.7
T (°C)																			
X _c	1.59	1.42	1.09	2.57	1.23	1.13	1.41	0.62	0.95	4.13	4.35	5.50	3.64	6.21	5.26	5.46	1.87	4.91	5.03
K _p	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.31
K _{p, modelled}	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31

Piton de Caillie (glassy)		Bellemcumb																	
	CAI1-F1-6	CAI2-F5-1	CAI3-A2	CAI3-A2-1	CAI3-A2-2	CAI3-A4-1	CAI3-A4-2	CAI3-A5-1	CAI3-A5-2	CAI3-B2-1	CAI3-B2-2	CAI3-B2-3	CAI3-B4	CAI3-B7-1	CAI3-B7-2	CAI3-B7-3	CAI3-C2-1	CAI3-C2-2	CAI3-C2-3
SiO ₂	51.82	49.65	50.41	49.04	48.86	49.32	49.69	48.97	49.08	49.03	49.25	49.00	48.34	48.06	48.77	48.65	48.43	48.91	
TiO ₂	2.92	2.72	2.92	2.87	3.00	2.95	3.11	3.24	3.57	3.01	3.05	2.81	3.02	2.80	2.97	3.08	2.70	2.84	
Al ₂ O ₃	14.78	13.86	13.94	12.91	13.28	14.00	14.37	14.10	14.52	13.79	13.81	13.79	13.92	13.61	14.00	14.42	13.19	13.35	
MnO	0.13	0.13	0.14	0.15	0.12	0.12	0.13	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14	0.12	0.14	0.13	0.12	
FeO	7.29	8.27	7.77	8.51	8.58	7.34	7.07	7.83	7.22	7.42	7.31	6.74	7.33	8.49	7.86	7.64	8.36	7.91	
Fe ₂ O ₃	1.11	1.28	1.14	1.26	1.21	1.09	1.04	1.18	1.05	1.17	1.15	1.07	1.16	1.28	1.19	1.15	1.24	1.20	
MgO	8.16	8.14	8.36	8.83	8.88	7.74	7.51	8.58	7.97	7.94	7.85	7.24	7.53	8.92	8.31	8.13	8.95	8.40	
CaO	11.83	11.51	11.94	11.11	11.42	11.78	11.87	11.60	12.32	11.67	11.69	11.97	11.27	11.06	11.49	11.57	11.31	11.37	
Na ₂ O	2.64	2.46	1.81	2.27	2.28	2.46	2.40	1.84	1.80	2.47	2.38	2.57	2.62	2.44	2.19	2.35	1.92	2.15	
K ₂ O	0.66	0.54	0.52	0.58	0.56	0.52	0.54	0.76	0.62	0.68	0.67	0.49	0.65	0.76	0.71	0.69	0.68	0.76	
Cr ₂ O ₃	0.35	0.33	0.35	0.34	0.34	0.37	0.40	0.33	0.32	0.35	0.36	0.33	0.34	0.37	0.33	0.34	0.30	0.34	
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.06	0.05	0.06	
Cl	240	166	225	215	165	166	166	337	281	224	206	216	301	295	276	243	247	229	
S	1209	1300	2840	2965	1054	917	1242	1069	2733	2637	1256	1640	1521	1503	1526	1541	1343	1343	
Total	101.63	98.82	99.22	97.80	98.46	97.64	98.08	98.55	97.62	97.37	96.32	96.90	98.12	97.15	98.23	97.34	96.83	97.52	
Mg# _{Host}	86.7	85.3	86.1	86.1	86.1	86.2	86.2	86.6	86.6	86.5	86.5	86.0	86.0	86.					

III. Etude des inclusions magmatiques dans le contexte de point chaud océanique

Table S1 (continued).

Piton de Caillie (glassy)		Piton de Caillie (homogenized)	
CA1B-C2-4	CA1B-C2-5	CA1B-C2-1	CA1B-C2-2
SiO ₂	48.78	49.14	50.68
TiO ₂	2.80	2.76	2.82
Al ₂ O ₃	14.25	13.42	13.85
MnO	0.12	0.12	0.13
FeO	7.41	7.98	7.33
Fe ₂ O ₃	1.13	1.17	1.15
MgO	7.94	8.66	7.57
CaO	11.73	11.95	11.64
Na ₂ O	2.07	1.82	2.49
K ₂ O	0.81	0.50	0.65
Cr ₂ O ₃	0.33	0.36	0.35
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.05
Cl	2.77	1.68	2.31
S	1.37	1.21	1.28
Total	97.30	97.81	96.27
Mg# _{Host}	86.5	86.2	86.2
T (°C)			
X _c	4.08	5.91	2.65
K _p	0.30	0.30	0.30
K _{p, modelled}	0.31	0.31	0.31

Piton de Caillie (homogenized)		Piton de Caillie (homogenized)	
CA1B-C3-4	CA1B-C3-5	CA1B-C3-1	CA1B-C3-2
SiO ₂	48.76	49.00	50.45
TiO ₂	2.90	2.80	3.10
Al ₂ O ₃	13.54	14.11	14.61
MnO	0.13	0.11	0.11
FeO	7.61	7.40	6.92
Fe ₂ O ₃	1.17	1.10	1.10
MgO	8.47	8.31	7.58
CaO	11.12	11.12	11.63
Na ₂ O	2.50	2.38	2.74
K ₂ O	0.68	0.63	0.58
Cr ₂ O ₃	0.32	0.36	0.35
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.04
Cl	2.06	2.12	1.68
S	1.26	1.04	1.74
Total	97.09	97.25	99.11
Mg# _{Host}	87.1	86.6	86.6
T (°C)			
X _c	3.98	5.37	2.79
K _p	0.29	0.30	0.30
K _{p, modelled}	0.30	0.31	0.31

Piton de Caillie (homogenized)		Piton de Caillie (homogenized)	
CA1B-C4-4	CA1B-C4-5	CA1B-C4-1	CA1B-C4-2
SiO ₂	48.37	49.39	50.07
TiO ₂	2.96	2.78	2.98
Al ₂ O ₃	15.55	13.94	14.99
MnO	0.14	0.12	0.11
FeO	7.13	7.33	6.68
Fe ₂ O ₃	1.17	1.21	1.11
MgO	7.62	7.82	7.79
CaO	10.99	11.60	12.05
Na ₂ O	2.57	2.61	2.72
K ₂ O	0.63	0.66	0.65
Cr ₂ O ₃	0.33	0.32	0.33
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.07
F	1.98	2.10	2.00
Cl	7.28	4.83	8.47
S	99.57	96.71	98.73
Total	99.57	96.71	98.73
Mg# _{Host}	86.6	86.6	86.6
T (°C)	1217	1236	1236
X _c	0.78	0.18	0.32
K _p	0.30	0.29	0.32
K _{p, modelled}	0.31	0.30	0.31

Piton de Caillie (homogenized)		Piton de Caillie (homogenized)	
CA1B-C5-4	CA1B-C5-5	CA1B-C5-1	CA1B-C5-2
SiO ₂	48.37	49.39	50.07
TiO ₂	2.96	2.78	2.98
Al ₂ O ₃	15.55	13.94	14.99
MnO	0.14	0.12	0.11
FeO	7.13	7.33	6.68
Fe ₂ O ₃	1.17	1.21	1.11
MgO	7.62	7.82	7.79
CaO	10.99	11.60	12.05
Na ₂ O	2.57	2.61	2.72
K ₂ O	0.63	0.66	0.65
Cr ₂ O ₃	0.33	0.32	0.33
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.07
F	1.98	2.10	2.00
Cl	7.28	4.83	8.47
S	99.57	96.71	98.73
Total	99.57	96.71	98.73
Mg# _{Host}	86.6	86.6	86.6
T (°C)	1217	1236	1236
X _c	0.78	0.18	0.32
K _p	0.30	0.29	0.32
K _{p, modelled}	0.31	0.30	0.31

Piton de Caillie (homogenized)		Piton de Caillie (homogenized)	
CA1B-C6-4	CA1B-C6-5	CA1B-C6-1	CA1B-C6-2
SiO ₂	48.37	49.39	50.07
TiO ₂	2.96	2.78	2.98
Al ₂ O ₃	15.55	13.94	14.99
MnO	0.14	0.12	0.11
FeO	7.13	7.33	6.68
Fe ₂ O ₃	1.17	1.21	1.11
MgO	7.62	7.82	7.79
CaO	10.99	11.60	12.05
Na ₂ O	2.57	2.61	2.72
K ₂ O	0.63	0.66	0.65
Cr ₂ O ₃	0.33	0.32	0.33
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.07
F	1.98	2.10	2.00
Cl	7.28	4.83	8.47
S	99.57	96.71	98.73
Total	99.57	96.71	98.73
Mg# _{Host}	86.6	86.6	86.6
T (°C)	1217	1236	1236
X _c	0.78	0.18	0.32
K _p	0.30	0.29	0.32
K _{p, modelled}	0.31	0.30	0.31

Piton de Caillie (homogenized)		Piton de Caillie (homogenized)	
CA1B-C7-4	CA1B-C7-5	CA1B-C7-1	CA1B-C7-2
SiO ₂	48.37	49.39	50.07
TiO ₂	2.96	2.78	2.98
Al ₂ O ₃	15.55	13.94	14.99
MnO	0.14	0.12	0.11
FeO	7.13	7.33	6.68
Fe ₂ O ₃	1.17	1.21	1.11
MgO	7.62	7.82	7.79
CaO	10.99	11.60	12.05
Na ₂ O	2.57	2.61	2.72
K ₂ O	0.63	0.66	0.65
Cr ₂ O ₃	0.33	0.32	0.33
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.07
F	1.98	2.10	2.00
Cl	7.28	4.83	8.47
S	99.57	96.71	98.73
Total	99.57	96.71	98.73
Mg# _{Host}	86.6	86.6	86.6
T (°C)	1217	1236	1236
X _c	0.78	0.18	0.32
K _p	0.30	0.29	0.32
K _{p, modelled}	0.31	0.30	0.31

Piton de Caillie (homogenized)		Piton de Caillie (homogenized)	
CA1B-C8-4	CA1B-C8-5	CA1B-C8-1	CA1B-C8-2
SiO ₂	48.37	49.39	50.07
TiO ₂	2.96	2.78	2.98
Al ₂ O ₃	15.55	13.94	14.99
MnO	0.14	0.12	0.11
FeO	7.13	7.33	6.68
Fe ₂ O ₃	1.17	1.21	1.11
MgO	7.62	7.82	7.79
CaO	10.99	11.60	12.05
Na ₂ O	2.57	2.61	2.72
K ₂ O	0.63	0.66	0.65
Cr ₂ O ₃	0.33	0.32	0.33
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.07
F	1.98	2.10	2.00
Cl	7.28	4.83	8.47
S	99.57	96.71	98.73
Total	99.57	96.71	98.73
Mg# _{Host}	86.6	86.6	86.6
T (°C)	1217	1236	1236
X _c	0.78	0.18	0.32
K _p	0.30	0.29	0.32
K _{p, modelled}	0.31	0.30	0.31

Piton de Caillie (homogenized)		Piton de Caillie (homogenized)	
CA1B-C9-4	CA1B-C9-5	CA1B-C9-1	CA1B-C9-2
SiO ₂	48.37	49.39	50.07
TiO ₂	2.96	2.78	2.98
Al ₂ O ₃	15.55	13.94	14.99
MnO	0.14	0.12	0.11
FeO	7.13	7.33	6.68
Fe ₂ O ₃	1.17	1.21	1.11
MgO	7.62	7.82	7.79
CaO	10.99	11.60	12.05
Na ₂ O	2.57	2.61	2.72
K ₂ O	0.63	0.66	0.65
Cr ₂ O ₃	0.33	0.32	0.33
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.07
F	1.98	2.10	2.00
Cl	7.28	4.83	8.47
S	99.57	96.71	98.73
Total	99.57	96.71	98.73
Mg# _{Host}	86.6	86.6	86.6
T (°C)	1217	1236	1236
X _c	0.78	0.18	0.32
K _p	0.30	0.29	0.32
K _{p, modelled}	0.31	0.30	0.31

Piton de Caillie (homogenized)		Piton de Caillie (homogenized)	
CA1B-C10-4	CA1B-C10-5	CA1B-C10-1	CA1B-C10-2
SiO ₂	48.37	49.39	50.07
TiO ₂	2.96	2.78	2.98
Al ₂ O ₃	15.55	13.94	14.99
MnO	0.14	0.12	0.11
FeO	7.13	7.33	6.68
Fe ₂ O ₃	1.17	1.21	1.11
MgO	7.62	7.82	7.79
CaO	10.99	11.60	12.05
Na ₂ O	2.57	2.61	2.72
K ₂ O	0.63	0.66	0.65
Cr ₂ O ₃	0.33	0.32	0.33
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.07
F	1.98	2.10	2.00
Cl	7.28	4.83	8.47
S	99.57	96.71	98.73
Total	99.57	96.71	98.73
Mg# _{Host}	86.6	86.6	86.6
T (°C)	1217	1236	1236
X _c	0.78	0.18	0.32
K _p	0.30	0.29	0.32
K _{p, modelled}	0.31	0.30	0.31

Table S1 (continued)

Piton de Caillès (homogenized)															RUE-77			
	CA14-F1-3	CA14-F2-1	CA14-F2-2	CA14-F2-2	CA15-A6	CA15-A6	CA15-B4	CA15-C5	CA15-D4	CA15-E7	CA15-F3	CA15-F6-1	CA15-F6-2	B4-1	B4-5	C2-1	E1-1	B6
SiO ₂	50.84	49.34	49.37	49.51	50.12	49.43	49.10	49.01	49.38	48.27	48.35	48.05	48.05	46.30	47.15	47.72	47.78	46.86
TiO ₂	2.96	3.00	2.93	3.11	2.97	2.61	2.64	2.62	3.09	2.69	2.86	2.86	2.86	2.60	2.50	2.60	2.91	2.59
Al ₂ O ₃	15.33	14.41	13.54	15.18	14.01	13.11	13.61	13.33	13.70	13.36	13.34	12.87	12.94	13.17	13.33	13.24	13.20	13.89
MnO	0.12	0.13	0.13	0.12	0.12	0.15	0.15	0.14	0.14	0.13	0.15	0.15	0.15	0.20	0.18	0.17	0.19	0.19
FeO	7.01	6.97	7.23	6.92	7.15	8.91	8.53	7.90	7.77	7.99	7.25	8.95	9.07	10.13	9.99	9.48	9.99	9.84
Fe ₂ O ₃	1.16	1.16	1.20	1.15	1.19	1.44	1.40	1.29	1.33	1.26	1.47	1.44	1.47	1.68	1.66	1.57	1.66	1.63
MgO	7.69	8.10	8.28	7.80	8.37	8.61	8.21	8.26	7.75	8.48	8.19	8.63	8.71	9.70	9.30	8.00	8.41	8.57
CaO	11.33	11.20	11.10	11.40	11.30	10.83	10.94	11.27	11.47	11.32	11.28	10.85	10.78	11.35	11.52	11.04	11.05	11.31
Na ₂ O	2.97	2.64	2.56	2.62	2.66	2.52	2.60	2.54	2.61	2.49	2.47	2.41	2.42	2.55	2.55	2.67	2.59	2.69
K ₂ O	0.68	0.64	0.64	0.64	0.64	0.58	0.60	0.60	0.67	0.66	0.59	0.63	0.63	0.64	0.68	0.85	0.76	0.77
Cr ₂ O ₃	0.38	0.34	0.32	0.36	0.33	0.30	0.30	0.31	0.33	0.31	0.30	0.32	0.32	0.53	0.32	0.35	0.36	0.33
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.09	0.10	0.09	0.05	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.10	0.05	0.17
F						380	343	305	305	411	363	341	369					
Cl	200	200	207	215	213	219	235	226	226	181	214	222	221	240	230	280	292	265
S	930	793	897	725	890	1198	1002	992	992	891	1278	1293	1398	1755	1350	1347	1581	990
Total	100.43	97.91	97.25	98.80	98.83	98.41	98.00	97.23	98.13	96.97	98.80	97.40	97.31	98.7	99.1	97.6	98.8	98.7
Mg# Host	86.3	86.3	86.3	86.3	86.3	85.2	85.2	86.3	85.5	86.0	86.5	84.0	85.3	83.2	83.2	83.1	83.3	83.0
T (°C)	1254	1247	1247	1247	1247	1222	1222	1240	1258	1239	1236	1234	1234	1293	1293	1240	1242	1282
X _c						1.59	0.64	0.33		0.43	2.48	1.85	1.66				0.07	
K _D	0.31	0.33	0.32	0.32	0.33	0.30	0.30	0.30	0.30	0.31	0.30	0.30	0.30	0.35	0.34	0.31	0.30	0.32
K _D modeled	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.30	0.30	0.30	0.31	0.31	0.31	0.31

Major- and volatile-element compositions of melt inclusions and host olivines were analyzed with a Cameca SX100 electron microprobe. The following routine was used for glass: an accelerating voltage of 15 kV, a sample current of 8 nA for Na, Al, Si, Ca and Fe and 50 nA for Mg, Ti, Mn, Cr and K, and a defocused beam of 5 to 10 μm. A special procedure was defined for Cl, S and F: a current of 80 nA, with a total counting time of 150 s for Cl and S and 300 s for F divided in 15*10 s for Cl and S and 15*20 s for F. For olivines, the procedure consisted of an accelerating voltage of 15 kV, a sample current of 15 nA for Si, Mg, Fe and Al and 50 nA for Ca and Ni.

T (°C): temperature of disappearance of the daughter minerals

X_c: amount of post-entrapment overgrowth of the host olivine ($X_c = X_d + (X_d + I)$); where X_d is the amount of olivine dissolution in the melt).

$$K_{D, Mg-Fe} = \frac{X_{Liq}^{Mg} / X_{Ol}^{Mg}}{X_{Liq}^{Fe^{2+}} / X_{Ol}^{Fe^{2+}}}$$

K_D: measured values of the exchange coefficient $K_{D, Ol-Liq}^{Mg-Fe}$ where Xⁱ stands for the molar fraction of the i oxide in the melt or in the olivine (see text for the calculation of $X_{Liq}^{Fe^{2+}}$).

K_D modeled: K_{D, Ol-Liq}^{Mg-Fe} calculated from the model of Toplis (2005), which quantifies the effects of pressure, temperature, olivine and liquid compositions on the exchange coefficient.

Mg# Host: Mg/(Mg+Fe) in host olivines.

References

- [1] M.J. O'Hara, The bearing of phase equilibria studies on synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultra-basic rocks, *Earth-Sci. Rev.* 4 (1968) 69-133.
- [2] F. Albarède, B. Luais, G. Fitton, M. Semet, E. Kaminski, B.G.J. Upton, P. Bachèlery, J.-L. Cheminée, The geochemical regimes of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) during the last 530 000 years, *J. Petrol.* 38 (1997) 171-201.
- [3] K. Hirose, Partial melt compositions of carbonated peridotite at 3 GPa and the role of CO₂ in alkali-basalt magma generation, *Geophys. Res. Lett.* 24 (1997) 2837-2840.
- [4] S. Keshav, G.H. Gudfinnsson, G. Sen, Y. Fei, High-pressure melting experiments on garnet clinopyroxenite and the alkalic to tholeiitic transition in ocean-island basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.* 223 (2004) 365-379.
- [5] C.-Y. Chen, F.A. Frey, Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalt, *Nature* 203 (1983) 785-789.
- [6] W.J. Morgan, Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans, in: The sea, C. Emiliani (ed). Wiley, New York, vol.7, 1981, pp. 443-487.
- [7] M.R. Fisk, R.A. Duncan, A.N. Baxter, J.D. Greenough, R.B. Hargraves, Y. Tatsumi, S.S. Party, Reunion hotspot magma chemistry over the past 65 m.y.: Results from Leg 115 of the Ocean Drilling Program, *Geology* 17 (1989) 934-937.
- [8] W.M. White, M.M. Cheatham, R.A. Duncan, Isotope geochemistry of Leg 115 basalts and inferences on the history of the Reunion mantle plume, *Proc. ODP, Sci. Results* 115 (1990) 53-62.
- [9] Z.X. Peng, J.J. Mahoney, Drillhole lavas from the northwestern Deccan Traps, and the evolution of Réunion hotspot mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.* 134 (1995) 169-185.
- [10] J.J. Mahoney, R.A. Duncan, W. Khan, E. Gnos, G.R. McCormick, Cretaceous volcanic rocks of the South Tethyan suture zone, Pakistan: implications for the Réunion hotspot and Deccan Traps, *Earth Planet. Sci. Lett.* 203 (2002) 295-310.
- [11] M.R. Fisk, B.G.J. Upton, C.E. Ford, W.M. White, Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Reunion Island, Indian Ocean, *J. Geophys. Res.* 93 (1988) 4933-4950.
- [12] D. Graham, J. Lupton, F. Albarède, M. Condomines, A 360,000 year helium isotope record from Piton de la Fournaise, Réunion Island, *Nature* 347 (1990) 545-548.
- [13] T. Staudacher, P. Sarda, C.J. Allègre, Noble gas systematics of Réunion Island, Indian Ocean, *Chem. Geol.* 89 (1990) 1-17.
- [14] B. Luais, Temporal changes in Nd isotopic composition of Piton de la Fournaise magmatism (Réunion Island, Indian Ocean), *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5(1) (2004) doi: 10.1029/2002GC000502.
- [15] I. Vlastélic, T. Staudacher, M. Semet, 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 (2005) 79-107.
- [16] I. McDougall, F.H. Chamalaun, Isotopic dating and geomagnetic polarity studies on volcanic rocks from Mauritius, Indian Ocean, *Bull. Geol. Soc. Amer.* 80 (1969) 1419-1442.
- [17] A.N. Baxter, Petrology of the older series lavas from Mauritius, Indian Ocean, *Geol. Soc. Am. Bull.* 86 (1975) 1449-1458.
- [18] A.N. Baxter, Geochemistry and petrogenesis of primitive alkali basalt from Mauritius, Indian Ocean, *Geol. Soc. Am. Bull.* 87 (1976) 1028-1034.
- [19] I. McDougall, The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta* 35 (1971) 261-288.
- [20] C. Deniel, G. Kieffer, J. Lecointre, 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) (1992).
- [21] B.G.J. Upton, W.J. Wadsworth, Geology of Réunion Island, Indian Ocean, *Nature* 207 (1965) 151-154.
- [22] F. Albarède, V. Tamagnan, Modelling the recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, 1931-1986, *J. Petrol.* 29 (1988) 997-1030.

- [23] H. Bureau, N. Metrich, F. Pineau, M.P. Semet, Magma-conduit interaction at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island): a melt and fluid inclusion study, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 84 (1998) 39-60.
- [24] R. Clocchiatti, A. Havette, P.-E. Nativel, Relations pétrogénétiques entre les basaltes transitionnels et les océanites du Piton de la Fournaise (île de la Réunion, océan Indien) à partir de la composition chimique des inclusions vitreuses des olivines et des spinelles, *Bull. Minéral.* 102 (1979) 511-525.
- [25] A. Sobolev, I.K. Nikogosian, Petrology of long-lived mantle plume magmatism: Hawaii, Pacific, and Réunion Island, *Indian Ocean.*, *Petrology* 2 (1994) 131-168.
- [26] H. Bureau, N. Metrich, M.P. Semet, T. Staudacher, Fluid-magma decoupling in a hot-spot volcano, *Geophys. Res. Lett.* 26 (1999) 3501-3504.
- [27] H. Bureau, F. Pineau, N. Metrich, M.P. Semet, M. Javoy, A melt and fluid inclusion study of the gas phase at Piton de la Fournaise volcan (Réunion Island), *Chem. Geol.* 147 (1998) 115-130.
- [28] P.J. Jugo, R.W. Luth, J.R. Richards, Experimental data on the speciation of sulfur as a function of oxygen fugacity in basaltic melts, *Geochim. Cosmochim. Acta* 69 (2005) 497-503.
- [29] M.J. Toplis, The thermodynamics of iron and magnesium partitioning between olivine and liquid: criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems, *Contrib. Mineral. Petrol.* 149 (2005) 22-39.
- [30] L.V. Danyushevsky, F.N. Della-Pasqua, S. Sokolov, Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications, *Contrib. Mineral. Petrol.* 138 (2000) 68-83.
- [31] L.V. Danyushevsky, S. Sokolov, T.J. Falloon, Melt inclusions in olivine phenocrysts: using diffusive re-equilibration to determine the cooling history of a crystal, with implications for the origin of olivine-phyric volcanic rocks, *J. Petrol.* 43 (2002) 1651-1671.
- [32] N. Metrich, R. Clocchiatti, M. Mosbah, M. Chaussidon, The 1989-1990 activity of Etna magma mingling and ascent of H₂O-Cl-S-rich basaltic magma. Evidence from melt inclusions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 59 (1993) 131-144.
- [33] D. Walker, T. Shibata, S.E. DeLong, Abyssal tholeiites from the oceanographer fracture zone, II: Phase equilibria and mixing, *Contrib. Mineral. Petrol.* 70 (1979) 111-125.
- [34] K. Hirose, I. Kushiro, Partial melting of dry peridotites at high pressures; determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond, *Earth Planet. Sci. Lett.* 114 (1993) 477-489.
- [35] I. Kushiro, Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: an experimental study using aggregates of diamond, in: *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*, A. Basu and S. Hart (eds), *Geophys. Monograph*, American Geophysical Union, vol.95, 1996, pp. 109-122.
- [36] M.J. Walter, Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere, *J. Petrol.* 39 (1998) 29-60.
- [37] G.A. MacDonald, T. Katsura, Chemical composition of Hawaiian lavas, *J. Petrol.* 5 (1964) 82-133.
- [38] J.F. Minster, C.J. Allègre, Systematic use of trace elements in igneous processes, Part III: inverse problem of batch partial melting in volcanic suites, *Contrib. Mineral. Petrol.* 68 (1978) 37-52.
- [39] A.W. Hofmann, M.D. Feigenson, Case studies on the origin of basalt. I. Theory and reassessment of Grenada basalts, *Contrib. Mineral. Petrol.* 84 (1983) 382-389.
- [40] P. Schiano, C.J. Allègre, B. Dupré, E. Lewin, J.-L. Joron, Variability of trace elements in basaltic suites, *Earth Planet. Sci. Lett.* 119 (1993) 37-51.
- [41] K.W.W. Sims, D.J. DePaolo, Inferences about mantle magma sources from incompatible element concentration ratios in oceanic basalts, *Geochim. Cosmochim. Acta* 61 (1997) 765-784.
- [42] T. Hanyu, T.J. Dunai, G.R. Davies, I. Kaneoka, S. Nohda, K. Uto, Noble gas study of the Reunion hotspot: evidence for distinct less-degassed mantle sources, *Earth Planet. Sci. Lett.* 193 (2001) 83-98.
- [43] D.M. Shaw, Trace-element fractionation during anatexis, *Geochim. Cosmochim. Acta* 34 (1970) 237-243.
- [44] D. Paul, W.M. White, J. Blichert-Toft, Geochemistry of Mauritius and the origin of rejuvenescent volcanism on island volcanoes, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6(6) (2005) doi: 10.1029/2004GC000883.

- [45] A.W. Hofmann, K.-P. Jochum, M. Seufert, W.M. White, Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.* 79 (1986) 33-45.
- [46] A.W. Hofmann, C. Hémond, B. Sarbas, K.P. Jochum, Yes, There Really is a Lead Paradox, *Eos Trans. AGU* 86(52) (2005) Abstract V23D-05.
- [47] E. Hauri, T.P. Wagner, T.L. Grove, Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts, *Chem. Geol.* 1994 (1994) 149-166.
- [48] V.J.M. Salters, J.E. Longhi, M. Bizimis, Near mantle solidus trace element partitioning at pressures up to 3.4 GPa, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3 (2002) 10.1029/2001GC000148.
- [49] A.W. Hofmann, Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and traces elements, in: *The Mantle and Core*, R.W. Carlson (ed). Treatise on Geochemistry, Elsevier-Pergamon, Oxford, vol.2, 2003, pp. 61-101.
- [50] S.R. Hart, G.A. Gaetani, Mantle Pb paradoxes: the sulfide solution, *Contrib. Mineral. Petrol.* 152 (2006) 295-308.
- [51] P. Lesne, B. Scaillet, Experimental study on solubility of C, H, O, S volatiles in basaltic melts, in: *11th International Conference on Experimental Mineralogy, Petrology and Geochemistry* (2006), Bristol.
- [52] A.W. Hofmann, Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.* 90 (1988) 297-314.
- [53] P.B. Kelemen, H.J.B. Dick, J.E. Quick, Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle, *Nature* 358 (1992) 635-641.
- [54] P.B. Kelemen, G.M. Yogodzinski, D.W. Scholl, Along-strike variation in the Aleutian island arc: Genesis of high Mg# andesite and implications for continental crust, in: *Inside the Subduction Factory*, E. J. (ed). *Geophys. Monogr. Ser.*, AGU, Washington, D. C., vol.138, 2003, pp. 223-276.
- [55] A. Stracke, M. Bizimis, V.J.M. Salters, Recycling oceanic crust: Quantitative constraints, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4 (2003) 2001GC000223.
- [56] A.V. Sobolev, N. Shimizu, Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the mid-Atlantic ridge, *Nature* 363 (1993) 151-154.
- [57] D.M. Shaw, Continuous (dynamic) melting theory revisited, *The Canadian Mineralogist* 38 (2000) 1041-1063.
- [58] S.-s. Sun, W.F. McDonough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in: *Magmatism in the ocean basins*, A.D. Saunders and M.J. Norry (eds), *Geol. Soc. Spec. Publi.*, vol.42, 1989, pp. 313-345.
- [59] I. Vlastélic, E. Lewin, T. Staudacher, Th/U and other geochemical evidence for the Reunion plume sampling a less differentiated mantle domain, *Earth and Planetary Science Letters* 248(1-2) (2006) 364-378.
- [60] S. Hart, Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies, *Earth Planet. Sci. Lett.* 90 (1988) 273-296.
- [61] S.R. Hart, E.H. Hauri, L.A. Oschmann, J.A. Whitehead, Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence, *Science* 256 (1992) 517-520.
- [62] M. Roy-Barman, C.J. Allègre, $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ in oceanic island basalts: tracing oceanic crust recycling in the mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.* 129 (1995) 145-161.
- [63] S. Nohda, I. Kaneoka, T. Hanyu, S. Xu, K. Uto, Systematic variation of Sr-, Nd- and Pb-isotopes with time in lavas of Mauritius, Réunion hotspot, *J. Petrol.* 46 (2005) 505-522.
- [64] J. Hopp, M. Trieloff, Refining the noble gas record of the Réunion mantle plume source and the origin of primordial noble gases in Earth's mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.* 240 (2005) 573-588.
- [65] P.J. Wallace, I.S.E. Carmichael, S speciation in submarine basaltic glasses as determined by measurements of SK α X-ray wavelength shifts, *Am. Mineral.* 79 (1994) 161-167.
- [66] H. Bureau, Les éléments volatils associés aux magmas du Piton de la Fournaise : une approche par l'étude des inclusions fluides et vitreuses, Université Paris 7 Denis Diderot, 1996.
- [67] M.M. Hirschmann, M.B. Baker, E.M. Stolper, The effects of alkalis on the silica content of mantle-derived melts, *Geochim. Cosmochim. Acta* 62 (1998) 883-902.

- [68] L.E. Wasylenki, M.B. Baker, A.J.R. Kent, E.M. Stolper, Near-solidus melting of the shallow upper mantle: partial melting experiments on depleted peridotite, *J. Petrol.* 44 (2003) 1163-1191.
- [69] D. Laporte, M. Toplis, S. M., J.-L. Devidal, A new experimental technique for extracting liquids from peridotite at very low degrees of melting: application to partial melting of depleted peridotite, *Contrib. Mineral. Petrol.* 146(4) (2004) 463-484.
- [70] J.N. Ludden, Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Réunion island, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 4 (1978) 171-198.
- [71] D.R. Haughton, P.L. Roeder, B.J. Skinner, Solubility of sulfur in mafic magmas, *Econ. Geol.* 69 (1974) 451-467.
- [72] R.K. Workman, S.R. Hart, Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM), *Earth Planet. Sci. Lett.* 231 (2005) 53-72.

IV. Synthèse et Perspectives

L'objectif de ce travail de thèse était la caractérisation des magmas primitifs dans deux contextes géodynamiques - les rides médio-océaniques et les points chauds océaniques - par l'étude des inclusions magmatiques primaires piégées dans les phénocristaux précoces des laves. Ce travail s'est articulé autour de deux exemples régionaux, correspondant aux deux contextes : la zone FAMOUS sur la ride médio-Atlantique Nord et le point chaud de la Réunion. L'investigation des inclusions primitives dans ces deux sites a fourni des informations sur les conditions de genèse des magmas primaires, et notamment sur le processus de fusion partielle, les modes d'extraction et de ségrégation des magmas dans le manteau et sur la nature de la source.

IV.1. Etude des inclusions magmatiques dans le contexte de ride médio-océanique

Le but de cette étude était de mieux contraindre d'un point de vue pétrologique et géochimique les magmas primitifs des basaltes de ride médio-océanique à petite échelle, c'est-à-dire celle d'une zone géographique restreinte, la zone FAMOUS (ride médio-Atlantique Nord). Ce travail s'est également attaché à comprendre les mécanismes d'extraction, de ségrégation et d'interaction chimique avec le manteau environnant à l'aplomb d'une dorsale océanique.

L'analyse en éléments majeurs et traces des inclusions magmatiques piégées dans les olivines magnésiennes ($Fo_{87.2-91.3}$) d'un basalte picritique (ARP73-10-03) de la zone FAMOUS révèle une grande variabilité chimique au sein d'un unique échantillon. Les compositions en éléments majeurs, de type tholéiite à olivine, sont caractéristiques de magmas très primitifs ($Mg\# = 0.70-0.78$) et étendent la gamme de composition des laves de la zone vers un pôle primitif. Elles montrent des similitudes avec les compositions de liquides primaires expérimentaux issus de la fusion partielle de péridotites à 1 GPa. Nous n'avons pas décelé de modifications chimiques des magmas liées à la dissolution du clinopyroxène de l'encaissant dans le liquide, un processus qui peut se produire lors de la ségrégation et l'ascension des magmas.

Les compositions en éléments en traces sont caractéristiques de N-MORB et couvrent une gamme évoluant depuis des teneurs relativement appauvries ($(La/Sm)_N < 0.75$) vers des teneurs légèrement enrichies ($(La/Sm)_N > 1.2$). Ainsi, des magmas de compositions hétérogènes en éléments majeurs et traces peuvent coexister sur le site de cristallisation des

olivines hôtes. Toutefois, on peut remarquer une absence de cohérence entre les variations de compositions en éléments majeurs et traces ; en effet, il n'existe pas de corrélations entre les deux groupes d'éléments.

Des simulations du processus de fusion polybare avec le modèle de production de magmas au niveau des rides médio-océaniques de Langmuir et al. (1992) et avec le programme pHMELTS ont été réalisées afin de contraindre l'origine de la variabilité chimique observée dans les inclusions. Les résultats indiquent que l'hétérogénéité en éléments majeurs et traces dans les inclusions peut être en grande partie reproduite par un processus de fusion partielle polybare d'une source chimiquement homogène. Cependant, des fluctuations de la température potentielle et de la teneur en H₂O dans la source semblent requises pour reproduire certaines variations en éléments majeurs. Afin d'expliquer l'absence de corrélations entre les éléments majeurs et traces et le croisement des spectres d'éléments traces, il faut également invoquer les effets de deux processus : (1) le mélange des liquides instantanés produits à différents degrés de fusion et différentes profondeurs dans la colonne de fusion, et (2) la cristallisation d'olivine à haute pression avant le piégeage des liquides dans les phénocristaux.

IV.2. Etude des inclusions magmatiques dans le contexte de point chaud océanique

L'étude des inclusions magmatiques dans les olivines riches en Mg a été réalisée en vue de connaître la nature des magmas primitifs du panache de la Réunion, les conditions P-T de leur formation et les éventuelles modifications dans le temps du processus de fusion. En effet, la caractéristique du point chaud de la Réunion étant son homogénéité d'un point de vue isotopique dans le temps, nous pouvions supposer que la géochimie des magmas échantillonnés dans les inclusions primitives serait essentiellement gouvernée par des variations dans les processus de fusion et de ségrégation des liquides pour une composition de la source relativement constante.

Six échantillons de basaltes à olivine ou de picrites provenant de l'île Maurice, du Piton des Neiges et Piton de la Fournaise ont été retenus pour l'analyse de leurs inclusions magmatiques primaires. Les cristaux d'olivine hôtes sont magnésiens (Fo₈₃₋₉₀) et dans le cas

des picrites, ce sont en grande partie des xénocristaux résultant de la remobilisation de cumulats par une nouvelle arrivée de magma. Les inclusions des différents échantillons ont été analysées pour leurs compositions en éléments majeurs et volatils (Cl, S et dans certaines F). Les données en éléments majeurs montrent une transition entre le domaine des basaltes faiblement alcalins et le domaine des basaltes tholéitiques (inclusions du Piton de Caille). Ce changement de composition semble être le résultat d'une modification du degré de fusion d'une source lherzolitique, plutôt que d'un changement dans la profondeur de cristallisation fractionnée.

Les teneurs en S sont élevées, en particulier pour les inclusions de certaines olivines du Piton de Caille (2430-3140 ppm). Ces teneurs extrêmes semblent corrélées à une augmentation de la proportion de soufre sous la forme S^{6+} dans le liquide, ce qui traduirait des conditions plus oxydantes pour ces liquides. La fluctuation de la fugacité d'oxygène pourrait résulter de processus secondaires tels que la percolation de liquides riches en fluides dans les olivines des cumulats en profondeur ou la perte en H_2O après piégeage par diffusion de H_2 dans l'olivine hôte.

Les données en éléments en traces ont été obtenues pour les inclusions piégées dans les olivines les plus primitives, c'est-à-dire celles des échantillons de Maurice, Piton des Neiges et Piton de Caille. Elles témoignent de variations très faibles dans la dynamique géochimique du panache et sont en accord avec une composition chimique homogène de la source du panache dans le temps. Le caractère homogène de la source permet la détermination de la séquence d'incompatibilité qui prévaut lors de la fusion partielle du panache. Ceci a été réalisé par l'utilisation de deux représentations graphiques de l'équation de fusion à l'équilibre : C_B^{-1} vs C_A^{-1} et $\log C_B$ vs $\log C_A$. Les résultats indiquent un comportement très incompatible du Pb, alors que celui-ci est généralement considéré comme voisin de celui du Ce lors de la fusion du manteau à l'origine des basaltes océaniques (Hofmann, 1988). Le comportement fortement incompatible du Pb suggère l'absence de sulfure résiduel dans la source du panache au moment de l'extraction des magmas.

Enfin, un modèle de fusion continue d'une péridotite à grenat permet d'estimer la composition en éléments traces de la source à l'origine des liquides inclus : celle-ci montre un spectre comparable à celui du manteau primitif, si ce n'est qu'il est caractérisé par un appauvrissement en éléments les plus incompatibles. Cet appauvrissement, relativement faible, du manteau source de la Réunion traduirait l'effet de l'extraction de la croûte continentale dans l'histoire précoce de la Terre. Il est donc proposé, en accord avec les

travaux récents de Vlastélic et al. (2006), que la source du point chaud de la Réunion est constituée d'un manteau faiblement appauvri qui n'a pas ou peu été modifié par les processus de différenciation ou de recyclage.

IV.3. Comparaison des deux études

La production de magma par un processus de fusion par décompression constitue le point commun des deux contextes géodynamiques abordés au cours de cette thèse, bien que la formation et l'ascension d'un panache mantellique soit par ailleurs à rattacher à une anomalie de température. C'est justement les processus de fusion partielle et de ségrégation des magmas à travers le manteau que nous avons tenté de mieux contraindre par l'étude des inclusions magmatiques dans ces deux contextes différents.

Les contextes de dorsale et de point chaud océaniques diffèrent notamment par les conditions P-T de la fusion partielle, le mode d'agrégation des liquides et la composition chimique et isotopique de la source. La géométrie de la zone de fusion est différente ; en effet, la remontée du manteau sous une ride médio-océanique se fait selon un flux passif, alors que le modèle de remontée et de fusion du manteau au niveau d'un point chaud est celui d'un panache convectif caractérisé par un flux actif remontant sous une plaque lithosphérique conductive (Watson et McKenzie, 1991). Par conséquent, la profondeur moyenne de fusion, le degré de fusion et le mode d'extraction des liquides varient.

Les compositions en éléments majeurs des inclusions magmatiques, de par leur nature très primitive, apportent des contraintes sur la composition des magmas primaires et sur les conditions P-T de fusion. En effet, d'un point de vue pétrologique, les magmas primaires des MORB et des OIB sont de natures différentes : les inclusions de l'échantillon de MORB de la zone FAMOUS ont des compositions de tholéiites à olivine, pauvres en alcalins ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 1.3-1.9$ pds%) et relativement riches en SiO_2 (48.5-50.8 pds%), alors que les inclusions du point chaud de la Réunion sont majoritairement des basaltes transitionnels riches en alcalins ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 2.3-4.4$ pds%) et un peu plus pauvres en SiO_2 en moyenne (46.0-51.9 pds%). Si l'on fait l'hypothèse d'une source lherzolitique, ces différences suggèrent une profondeur de fusion moyenne plus importante pour les liquides primaires d'OIB et un degré de fusion moindre. Néanmoins, des précautions doivent être prises lors de l'interprétation des données en éléments majeurs des inclusions des différents contextes, car les compositions initiales des

liquides inclus ont pu être partiellement modifiées par des processus secondaires de rééquilibration diffusionnelle de Fe-Mg avec l'olivine hôte.

Dans les deux études, nous avons vu que les compositions en éléments en traces permettent d'obtenir des informations sur la nature du processus de fusion (fusion à l'équilibre ou fusion fractionnée), la composition minéralogique et chimique de la source et son caractère homogène ou hétérogène. Ainsi, les inclusions dans le MORB ARP73-10-03 présentent des compositions appauvries en éléments incompatibles, alors que les inclusions des laves de la Réunion sont enrichies. Les compositions des inclusions dans le MORB témoignent de degrés de fusion relativement importants d'une source (le manteau supérieur) dont la composition a été fortement appauvrie en éléments incompatibles par des épisodes de fusion antérieurs. En revanche, la source du point chaud de la Réunion est très faiblement appauvrie par rapport à la composition théorique du manteau primitif et les liquides sont produits par de faibles degrés de fusion (~ 5 pds%). D'autre part, le fractionnement important des spectres des terres rares dans les inclusions de l'île Maurice et l'île de la Réunion traduit la présence de grenat dans le résidu de fusion, ce qui est en accord avec une profondeur de fusion supérieure à 80 km.

IV.4. Perspectives

Les résultats obtenus au cours de ce travail de thèse mettent en évidence l'intérêt de l'approche basée sur l'analyse des éléments majeurs, volatils et traces dans les inclusions magmatiques primitives des laves. En effet, l'étude pétrologique et géochimique des inclusions magmatiques primaires, lorsqu'elles sont piégées dans les cristaux automorphes primitifs des laves, permet d'obtenir diverses informations sur les processus de formation des magmas primaires et la nature de leur source. Elle souligne également l'importance du couplage majeurs-volatils-traces pour obtenir une vision d'ensemble des processus à l'origine de ces liquides. La compréhension ne serait que meilleure si l'analyse isotopique (par exemple en Sr, Pb, B) des inclusions magmatiques à la sonde ionique ou au MC ICP-MS avec ablation laser pouvait être ajoutée au protocole. Elle permettrait de vérifier si l'hétérogénéité en éléments majeurs et traces dans les inclusions est à relier à une hétérogénéité isotopique de la source dans la région considérée. Dans le cas des études menées lors de cette thèse, l'analyse des isotopes du Pb à la sonde ionique est techniquement envisageable pour les

inclusions des échantillons du point chaud de la Réunion, mais reste difficile pour les inclusions de la zone FAMOUS du fait de la très faible concentration en Pb dans les MORB (~ 1-2 ppm). J'insiste sur le fait que l'étude isotopique des inclusions magmatiques doit être menée conjointement avec une analyse détaillée des compositions en éléments majeurs et traces, afin de caractériser précisément ces liquides d'un point de vue pétrologique. Enfin, l'analyse des teneurs en H₂O et CO₂ apporterait des contraintes supplémentaires pour la compréhension des processus pétrogénétiques, notamment sur le rôle des fluides dans la fusion partielle et les concentrations en fluides des sources dans les différents contextes géodynamiques.

En ce qui concerne la détermination de la séquence d'incompatibilité des éléments traces lors de la fusion partielle, l'exemple du point chaud de la Réunion souligne l'intérêt d'utiliser des échantillons très primitifs (comme les inclusions dans les olivines magnésiennes) pour lesquels l'information relative au processus de fusion a pu être conservée. Ainsi, on veillera à ce que le comportement que l'on détermine pour les différents éléments soit bien celui qui prévalait lors du processus de fusion et que cette séquence n'ait pas été modifiée par la cristallisation fractionnée. Cela implique également que l'on réalise des études locales afin de déterminer les caractéristiques minéralogiques d'une région source limitée, car les échelles d'hétérogénéité chimique et isotopique du manteau laissent supposer qu'il peut également exister une variabilité de la minéralogie du manteau (Sobolev et al., 2000).

D'autre part, nous avons vu que l'on peut s'attendre à des modifications après piégeage de la composition des inclusions dans les olivines qui masquent une partie de l'information originelle. Un protocole amélioré, évoqué en section II.1.6., doit être mis en place afin de s'affranchir au maximum des effets de ces événements secondaires. Il est nécessaire de caractériser les cristaux hôtes afin de s'assurer que ce sont des cristaux automorphes (c'est-à-dire de croissance lente) et de mettre en évidence d'éventuels profils de concentrations qui tradiraient une rééquilibration diffusionnelle du cristal avec le liquide extérieur. Les problèmes de rééquilibration de la composition des inclusions avec leur olivine hôte nécessitent des investigations plus approfondies, afin de comprendre dans quels cas les inclusions sont compromises et si certains des processus qui ont affecté les inclusions sont réversibles expérimentalement ou par le calcul.

Enfin, concernant l'utilisation de l'objet "inclusion magmatique", il est nécessaire de maîtriser davantage les processus qui opèrent durant le déroulement d'une expérience d'homogénéisation car les conditions en laboratoire ne reproduisent pas exactement le chemin

P-T inverse du refroidissement naturel. En particulier, il serait intéressant d'évaluer quelles sont les conséquences d'un chauffage à 1 atm alors que le refroidissement naturel peut s'accompagner d'une décompression ; l'absence de contrainte à la surface du minéral hôte peut-elle avoir un effet sur la température d'homogénéisation ? Il serait également particulièrement intéressant de quantifier et comprendre le rôle de la diffusion des volatils (notamment H₂O) dans l'olivine au cours de l'expérience de chauffage, notamment sur la température d'homogénéisation. D'autre part, la déformation plastique que subit l'olivine au cours du chauffage semble également influencer, et même être le facteur principal de l'augmentation de la température d'homogénéisation au cours de l'expérience.

En conclusion, des développements techniques et analytiques (isotopie, homogénéisation sous pression, etc.) couplés à des avancées théoriques (modèles de rééquilibrage) permettront d'exploiter tout le potentiel des inclusions magmatiques dans les phénocristaux pour une meilleure compréhension de la fusion partielle du manteau et de la génèse des basates.

Bibliographie

A

- Albarède, F., Bottinga, Y., Kinetic disequilibrium in trace element partitioning between phenocrysts and host lava, *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 141-156 (1972)
- Albarède, F., Tamagnan, V., Modelling the recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, 1931-1986, *J. Petrol.* 29, 997-1030 (1988)
- Albarède, F., Introduction to Geochemical Modeling, Cambridge Univ. Press. (1995)
- Albarède, F., Luais, B., Fitton, G., Semet, M., Kaminski, E., Upton, B. G. J., Bachèlery, P., Cheminée, J.-L., The geochemical regimes of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) during the last 530 000 years, *J. Petrol.* 38, 171-201 (1997)
- Albarède, F., Van der Hilst, R. D., Zoned mantle convection, *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* 360, 2569-2592 (2002)
- Allègre, C. J., Turcotte, D. L., Implications for a two component marble-cake mantle, *Nature* 323, 123-127 (1986)
- Allègre, C. J., Hamelin, B., Provost, A., Dupré, B., Topology in isotope multispace and origin of mantle chemical heterogeneities, *Earth Planet. Sci. Lett.* 81, 319-337 (1987)
- Allègre, C. J., Moreira, M., Rare gas systematics and the origin of oceanic islands: the key role of entrainment at the 670 km boundary layer, *Earth Planet. Sci. Lett.* 228, 85-92 (2004)
- Anderson, A. T. J., Hourglass inclusion: Theory and application to the Bishop Rhyolitic Tuff, *Am. Mineral.* 76, 530-547 (1991)
- Asimow, P. D., Hirschmann, M. M., Ghiorso, M. S., O'Hara, M. J., Stolper, E. M., The effect of pressure-induced solid-solid phase transitions on decompression melting of the mantle, *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 4489-4506 (1995)
- Asimow, P. D., Hirschmann, M. M., Stolper, E. M., An analysis of variations in isentropic melt productivity, *Phil. Trans. R. Soc. London A* 355, 255-281 (1997)
- Asimow, P. D., Stolper, E. M., Steady-state mantle-melt interactions in one dimension: I. Equilibrium transport and melt focusing, *J. Petrol.* 40, 475-494 (1999)
- Asimow, P. D., Hirschmann, M. M., Stolper, E. M., Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts, IV. Adiabatic decompression and the composition and mean properties of mid-ocean ridge basalts, *J. Petrol.* 42(5), 963-998 (2001)
- Asimow, P. D., Langmuir, C. H., The importance of water to oceanic mantle melting regimes, *Nature* 421, 815-820 (2003)
- Asimow, P. D., Dixon, J. E., Langmuir, C. H., A hydrous melting and fractionation model for mid-ocean ridge basalts: Application to the Mid-Atlantic Ridge near the Azores, *Geochim. Geophys. Geosys.* 5(Q01E16), doi:10.1029/2003GC000568 (2004)

B

- Bachèlery, P., Mairine, P., Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma. Le volcanisme de la Réunion. Lénat, J.-F. Clermont-Ferrand, Centre de Recherches Volcanologiques (1990)
- Baker, M. B., Stolper, E. M., Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates, *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 2811-2827 (1994)
- Baker, M. B., Hirschmann, M. M., Ghiorso, M. S., Stolper, E. M., Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations, *Nature* 375, 308-311 (1995)
- Baxter, A. N., Petrology of the older series lavas from Mauritius, Indian Ocean, *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 1449-1458 (1975)
- Baxter, A. N., Geochemistry and petrogenesis of primitive alkali basalt from Mauritius, Indian Ocean, *Geol. Soc. Am. Bull.* 87, 1028-1034 (1976)
- Beattie, P., Uranium-Thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite, *Nature* 363, 63-65 (1993)

- Ben Othmann, D., White, W. M., Patchett, J., The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling, *Earth Planet. Sci. Lett.* 94, 1-21 (1989)
- Bender, J. F., Hodges, F. N., Bence, A. E., Petrogenesis of basalts from the project Famous area: experimental study from 0 to 15 kbars, *Earth Planet. Sci. Lett.* 41, 277-302 (1978)
- Bennett, V. C., Compositional evolution of the mantle. The mantle and core. Carlson, R. W. Oxford, Elsevier-Pergamon. 2: 493-519 (2003)
- Bercovici, D., Karato, S., Whole-mantle convection and the transition-zone water filter, *Nature* 425, 39-44 (2003)
- Blichert-Toft, J., Frey, F. A., Albarède, F., Hf isotope evidence for pelagic sedimentss in the source of Hawaiian basalts, *Science* 285, 879-882 (1999)
- Bouska, V., Natural glasses. Applied Science and Industrial Technology I, Title II. Sharp, D. H. Chichester, Ellis Horwood. 549: 354 (1993)
- Braun, M. G., Kelemen, P. B., Dunite distribution in the Oman ophiolite: Implications for melt flux through porous dunite conduits, *Geochem. Geophys. Geosys.* 3, doi:10.1029/2001GC000289 (2002)
- Bryan, W. B., Regional variation and petrogenesis of basalt glasses from the FAMOUS area, Mid-Atlantic Ridge, *J. Petrol.* 20, 293-325 (1979)
- Bureau, H., Les éléments volatils associés aux magmas du Piton de la Fournaise : une approche par l'étude des inclusions fluides et vitreuses, Université Paris 7 Denis Diderot: 210 pp (1996)
- Bureau, H., Metrich, N., Pineau, F., Semet, M. P., Magma-conduit interaction at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island): a melt and fluid inclusion study, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 84, 39-60 (1998a)
- Bureau, H., Pineau, F., Metrich, N., Semet, M. P., Javoy, M., A melt and fluid inclusion study of the gas phase at Piton de la Fournaise volcan (Réunion Island), *Chem. Geol.* 147, 115-130 (1998b)
- Bureau, H., Metrich, N., Semet, M. P., Staudacher, T., Fluid-magma decoupling in a hot-spot volcano, *Geophys. Res. Lett.* 26, 3501-3504 (1999)

C

- Carlson, R. W., Mechanisms of Earth differentiation: consequences for the chemical structure of the mantle, *Rev. Geophys.* 32, 337-361 (1994)
- Carroll, M. R., Rutherford, M. J., The stability of igneous anhydrite: Experimental results and implications for sulfur behavior in the 1982 El Chichon trachyandesite and other evolved magmas, *J. Petrol.* 28, 781-801 (1987)
- Carroll, M. R., Rutherford, M. J., Sulfur speciation in hydrous experimental glasses of varying oxydation states: Results from measured wavelength shifts of sulfur X-rays, *Am. Mineral.* 73, 845-849 (1988)
- Chabaux, F., Allègre, C. J., ^{238}U - ^{230}Th - ^{226}Ra disequilibria in volcanics - a new insight into melting conditions, *Earth Planet. Sci. Lett.* 126, 61-74 (1994)
- Chakraborty, S., Rates and mechanisms of Fe-Mg intrdiffusion in olivine at 980°-1300°C, *J. Geophys. Res.* 102, 12317-12331 (1997)
- Chauvel, C., Hofmann, A. W., Vidal, P., HIMU-EM: The French Polynesian connection, *Earth Planet. Sci. Lett.* 110, 99-119 (1992)
- Clague, D. A., Frey, F. A., Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii, *J. Petrol.* 23, 447-504 (1982)
- Clocchiatti, R., Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz. Etude optique, thermo-optique et chimique. Applications géologiques, *Mem. Soc. Géol. Fr.* 54: 96 pp (1975)
- Clocchiatti, R., Havette, A., Nativel, P.-E., Relations pétrogénétiques entre les basaltes transitionnels et les océanites du Piton de la Fournaise (île de la Réunion, océan Indien) à partir de la composition chimique des inclusions vitreuses des olivines et des spinelles, *Bull. Minéral.* 102, 511-525 (1979)
- Condie, K. C., Mantle Plumes and their record in Earth history, Cambridge, Cambridge University Press (2001)

- Condomines, M., Morand, P., Allègre, C. J., ^{230}Th - ^{238}U disequilibria in oceanic tholeiites from 21°N on the East Pacific Rise, *Earth Planet. Sci. Lett.* 55, 393-406 (1981)
- Cordery, M. J., Davies, G. F., Campbell, I. H., Genesis of flood basalts from eclogite-bearing mantle plumes, *J. Geophys. Res.* 102, 20179-20197 (1997)
- Cottrell, E., Spiegelman, M., Langmuir, C. H., Consequences of diffusive reequilibration for the interpretation of melt inclusions, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3, 10.1029/2001GC000205 (2002)
- Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P., Besse, J., On causal links between flood basalts and continental breakup, *Earth Planet. Sci. Lett.* 166, 177-195 (1999)

D

- Danyushevsky, L. V., Della-Pasqua, F. N., Sokolov, S., Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications, *Contrib. Mineral. Petrol.* 138, 68-83 (2000)
- Danyushevsky, L. V., McNeill, A. W., Sobolev, A. V., Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications, *Chem. Geol.* 183, 5-24 (2002a)
- Danyushevsky, L. V., Sokolov, S., Falloon, T. J., Melt inclusions in olivine phenocrysts: using diffusive re-equilibration to determine the cooling history of a crystal, with implications for the origin of olivine-phyric volcanic rocks, *J. Petrol.* 43, 1651-1671 (2002b)
- Danyushevsky, L. V., Leslie, R. A. J., Crawford, A. J., Durance, P., Melt inclusions in primitive olivine phenocrysts: the role of localized reaction processes in the origin of anomalous compositions, *J. Petrol.* 45, 2531-2553 (2004)
- Davey, R. J., Mullin, J. W., Growth of the {100} faces of ammonium dihydrogen phosphate crystals in the presence of impurities, *J. Cryst. Growth* 51, 607-623 (1974)
- de Hoog, J. C. M., Koestsier, G. W., Bronto, S., Sriwana, T., van Bergen, M. J., Sulfur and chlorine degassing from primitive arc magmas: temporal changes during the 1982–1983 eruptions of Galunggung (West Java, Indonesia), *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 108, 55-83 (2001)
- Deniel, C., Kieffer, G., Lecointre, J., New ^{230}Th - ^{238}U and ^{14}C age determinations from Piton des Neiges volcano, Réunion - A revised chronology for the Differentiated Series, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 51(253-267), (1992)
- Dixon, J. E., Clague, D. A., Stolper, E., Degassing history of water, sulphur and carbon in submarine lavas from Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geol.* 99, 371-394 (1991)
- Dosso, L., Bougault, H., Langmuir, C. H., Bollinger, C., Bonnier, O., Etoubleau, J., The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31-41°N), *Earth Planet. Sci. Lett.* 170, 269-286 (1999)
- Duncan, R. A., Pyle, D. G., Rapid eruption of the Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary, *Nature* 333, 841-843 (1988)
- Duncan, R. A., The volcanic record of the Réunion hotspot. *Proc. Ocean Drill. Program, Init. Repts.* Duncan, R. A., Backman, J. and Peterson, L. C., College Station, TX (Ocean Drilling Program). 115: 3-10 (1990)
- Dupré, B., Allègre, C. J., Pb-Sr-Nd isotopic correlation and the chemistry of the North Atlantic mantle, *Nature* 286, 17-22 (1980)
- Dupré, B., Lambret, B., Rousseau, D., Allègre, C. J., Limitations on the scale of mantle heterogeneities under oceanic ridges, *Nature* 294, 552-554 (1981)
- Dupré, B., Allègre, C. J., Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena, *Nature* 303, 142-146 (1983)

E

Eisele, J., Sharma, M., Galer, S. J., Blichert-Toft, J., Devey, C. W., Hofmann, A. W., 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 (2002)

F

Farley, K. A., Natland, J. H., Craig, H., Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas, *Earth Planet. Sci. Lett.* 111, 183-199 (1992)

Farnetani, C. G., Richards, J. R., Thermal entrainment and melting in mantle plumes, *Earth Planet. Sci. Lett.* 136, 251-267 (1995)

Farnetani, C. G., Legras, B., Tackley, P. J., Mixing and deformations in mantle plumes, *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 1-15 (2002)

Faure, F., Trolliard, G., Nicollet, C., Montel, J.-M., A developmental model of olivine morphology as a function of the cooling rate and the degree of undercooling, *Contrib. Mineral. Petrol.* 145, 251-263 (2003)

Faure, F., Schiano, P., Experimental investigation of equilibration conditions during forsterite growth and melt inclusions formation, *Earth Planet. Sci. Lett.* 236, 882-898 (2005)

Fisk, M. R., Upton, B. G. J., Ford, C. E., White, W. M., Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Reunion Island, Indian Ocean, *J. Geophys. Res.* 93, 4933-4950 (1988)

Ford, C. E., Russell, D. G., Craven, J. A., Fisk, M. R., Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn, *J. Petrol.* 24, 256-265 (1983)

Frey, F. A., Walker, N., Stakes, D., Hart, S. R., Nielsen, R., Geochemical characteristics of basaltic glasses from the AMAR and FAMOUS axial valleys, Mid-Atlantic Ridge (36-37°N): Petrogenetic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.* 115, 117-136 (1993)

Frezzotti, M.-L., Magmatic immiscibility and fluid phase evolution in the Mount Genis granite (southeastern Sardinia, Italy), *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 21-33 (1992)

Frezzotti, M.-L., Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: application of petrology, *Lithos* 55, 273-299 (2001)

G

Gaetani, G. A., Watson, E. B., Open system behavior of olivine-hosted melt inclusions, *Earth and Planetary Science Letters* 183, 27-41 (2000)

Gaetani, G. A., Watson, E. B., Modeling the major-element evolution of olivine-hosted melt inclusions, *Chem. Geol.* 183, 25-41 (2002)

Gallagher, K., Hawkesworth, C., Dehydration melting and the generation of continental flood basalts, *Nature* 358, 57-59 (1992)

Gannoun, A., Burton, K. W., Thomas, L. E., Parkinson, I. J., Calsteren, P. v., Schiano, P., Osmium isotope heterogeneity in the constituent phases of mid-ocean ridge basalts, *Science* 303, 70-72 (2004)

Gast, P. W., Tilton, G. R., Hedge, C., Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough Islands, *Science* 145, 1181-1185 (1964)

Gast, P. W., Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types, *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, 1057-1086 (1968)

Ghiorso, M. S., Chemical mass transfer in magmatic processes I. Thermodynamic relations and numerical algorithms, *Contrib. Min. Petrol.* 90, 107-120 (1985)

- Ghiorso, M. S., Algorithms for the estimation of phase-stability in heterogeneous thermodynamic systems, *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 5489-5501 (1994)
- Ghiorso, M. S., Hirschmann, M. M., Sack, R. O., MELTS: software for thermodynamic modeling in magmatic systems, *EOS Trans., American Geophysical Union* 75, 571-576 (1994)
- Ghiorso, M. S., Sack, R. O., Chemical mass transfer in magmatic processes. 4. A revised and internally consistent thermo-dynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures, *Contrib. Mineral. Petrol.* 119, 197-212 (1995)
- Ghiorso, M. S., Hirschmann, M. M., Reiners, P. W., Kress, V. C. I., The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa, *Geochem. Geophys. Geosys.* 3, 10.1029/2001GC000217 (2002)
- Gillot, P.-Y., Lefèvre, J.-C., Nativel, P.-E., Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island, *Earth Planet. Sci. Lett.* 122, 291-302 (1994)
- Gioncada, A., Clocchiatti, R., Sbrana, A., Bottazzi, P., Massare, D., Ottolini, L., A study of melt inclusions at Vulcano (Aeolian Islands, Italy): insights on the primitive magmas as on the volcanic feeding system, *Bull. Volcanol.* 60, 286-306 (1998)
- Graham, D., Lupton, J., Albarède, F., Condomines, M., A 360,000 year helium isotope record from Piton de la Fournaise, Réunion Island, *Nature* 347, 545-548 (1990)
- Green, D. H., Ringwood, A. E., The genesis of basaltic magmas, *Contrib. Mineral. Petrol.* 15, 195-308 (1967)
- Green, D. H., Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Ser. A* 268, 707-725 (1971)
- Green, D. H., Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions, *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 37-53 (1973)
- Griffiths, R. W., Campbell, I. H., Stirring and structure in mantle starting plumes, *Earth Planet. Sci. Lett.* 99, 66-78 (1990)
- Gurenko, A. A., Chaussidon, M., Enriched and depleted primitive melts in olivine from Icelandic tholeiites: Origin by continuous melting of a single mantle column, *Geochim. Cosmochim. Acta* 59(14), 2905-2917 (1995)

H

- Hanan, B., Graham, D., Lead and Helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes, *Science* 272, 991-995 (1996)
- Hanyu, T., Dunai, T. J., Davies, G. R., Kaneoka, I., Nohda, S., Uto, K., Noble gas study of the Reunion hotspot: evidence for distinct less-degassed mantle sources, *Earth Planet. Sci. Lett.* 193, 83-98 (2001)
- Hart, S., Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies, *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 273-296 (1988)
- Hart, S. R., Schilling, J. G., Powell, J. L., Basalts from Iceland and along the Reykjanes Ridge: Sr isotope geochemistry, *Nature Physical Science* 246, 104-107 (1973a)
- Hart, S. R., Schilling, J.-G., Powell, J. L., Basalts from Iceland and along the Reykjanes ridge: Sr isotope geochemistry, *Nature* 246, 104-107 (1973b)
- Hart, S. R., A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle, *Nature* 309, 753-757 (1984)
- Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A., Whitehead, J. A., Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence, *Science* 256, 517-520 (1992)
- Hauri, E., Whitehead, J. A., Hart, S. R., Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes, *J. Geophys. Res.* 99, 24275-24300 (1994)
- Hauri, E., Major element variability in the Hawaiian mantle plume, *Nature* 382, 415-419 (1996)

- Hauri, E., SIMS analysis of volatiles in silicate glasses, 2: isotopes and abundances in Hawaiian melt inclusions, *Chem. Geol.* 183, 115-141 (2002)
- Hawkesworth, C. J., Erlank, A. J., Kempton, P. D., Waters, F. G., Mantle metasomatism: Isotope and trace-element trends in xenoliths from Kimberley, South Africa, *Chemical Geology* 85(1-2), 19-34 (1990)
- Hemming, S. R., McLennan, S. M., Pb isotope compositions of modern deep sea turbidites, *Earth Planet. Sci. Lett.* 184, 489-503 (2001)
- Hill, R. I., Campbell, I. H., Davies, G. F., Griffiths, R. W., Mantle plumes and continental tectonics, *Science* 256, 186-193 (1992)
- Hirschmann, M. M., Stolper, E. M., A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB, *Contrib. Mineral. Petrol.* 124, 182-208 (1996)
- Hirschmann, M. M., Ghiorso, M. S., Wasylenki, L. E., Asimow, P. D., Stolper, E. M., Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts, I. Review of methods and comparison with experiments, *J. Petrol.* 39(6), 1091-1115 (1998)
- Hirschmann, M. M., Ghiorso, M. S., Stolper, E. M., Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts, II. Isobaric variations in Melts near the solidus and owing to variable source compositions, *J. Petrol.* 40(2), 297-313 (1999)
- Hofmann, A. W., Diffusion in natural silicate melts: a critical review. *Physics of magmatic processes.* Hargraves, R. H. Princetown, NJ: 385-417 (1980)
- Hofmann, A. W., White, W. M., Mantle plumes from ancient oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.* 57, 421-436 (1982)
- Hofmann, A. W., Feigenson, M. D., Case studies on the origin of basalt. I. Theory and reassessment of Grenada basalts, *Contrib. Mineral. Petrol.* 84, 382-389 (1983)
- Hofmann, A. W., Jochum, K.-P., Seufert, M., White, W. M., Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.* 79, 33-45 (1986)
- Hofmann, A. W., Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 297-314 (1988)
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaiian Scientific Drilling Project, *J. Geophys. Res.* 101, 11831-11839 (1996)
- Hofmann, A. W., Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism, *Nature* 385, 219-229 (1997)
- Hofmann, A. W., Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and traces elements. *The Mantle and Core.* Carlson, R. W. Oxford, Elsevier-Pergamon. 2: 61-101 (2003)
- Hofmann, A. W., Hémond, C., Sarbas, B., Jochum, K. P., Yes, There Really is a Lead Paradox, *Eos Trans. AGU* 86(52), Abstract V23D-05 (2005)
- Humler, E., Thiroit, J. L., Montagner, J. P., Global correlations of mid-ocean-ridge basalt chemistry with seismic tomographic images, *Nature* 364, 225-228 (1993)

J

- Jackson, M. G., Hart, S. R., Strontium isotopes in melt inclusions from Samoan basalts: Implications for heterogeneity in the Samoan plume, *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 260-277 (2006)
- Jannot, S., Genèse et évolution des magmas primitifs de la Chaîne des Puys (Massif Central) : une approche par l'étude des inclusions magmatiques. Clermont-Ferrand, Blaise Pascal: 284 pp (2005)
- Johnson, K. T., Dick, H. J. B., Shimizu, N., Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites, *J. Geophys. Res.* 95, 2661-2678 (1990)
- Jugo, P. J., Luth, R. W., Richards, J. R., Experimental data on the speciation of sulfur as a function of oxygen fugacity in basaltic melts, *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 497-503 (2005)
- Jurewicz, A. J. G., Watson, E. B., Cations in olivine: Part 2. Diffusion in olivine xenocrysts, with applications to petrology and mineral physics, *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 186-201 (1988)

K

- Kamenetsky, V., Methodology for the study of melt inclusions in Cr-spinel, and implications for parental melts of MORB from FAMOUS area, *Earth Planet. Sci. Lett.* 142, 479-486 (1996)
- Kamenetsky, V., Crawford, A. J., Melt-peridotite reaction recorded in the chemistry of spinel and melt inclusions in basalt from 43°N, Mid-Atlantic Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 345-352 (1998)
- Kay, R. W., Gast, P. W., The rare earth content and origin of alkali-rich basalts, *J. Geol.* 81, 653-682 (1973)
- Kelemen, P. B., Shimizu, N., Salters, V. J. M., Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels, *Nature* 375, 747-753 (1995a)
- Kelemen, P. B., Whitehead, J. A., Aharonov, E., Jordahl, K. A., Experiments on flow focusing in soluble porous media, with applications to melt extraction from the mantle, *J. Geophys. Res.* 100, 475-496 (1995b)
- Kelemen, P. B., Hirth, G., Shimizu, N., Spiegelman, M., Dick, H. J. B., A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath spreading ridges, *Phil. Trans. R. Soc. London A* 355, 283-318 (1997)
- Kellogg, L. H., Hager, B. H., Van der Hilst, R. D., Compositional stratification in the deep mantle, *Science* 283, 1881-1884 (1999)
- Kent, A. J. R., Norman, M. D., Hutcheon, I. D., Stolper, E. M., Assimilation of seawater-derived components in an oceanic volcano: evidence from matrix glasses and glass inclusions from Loihi seamount, Hawaii, *Chem. Geol.* 156, 299-319 (1999)
- Kent, R. W., Pringle, M. S., Müller, R. D., Saunders, A. D., Ghose, N. C., $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Rajmahal basalts, India, and their relationship to the Kerguelen plateau, *J. Petrol.* 43, 1141-1153 (2002)
- Kinzler, R. J., Grove, T. L., Primary magmas of mid-ocean ridge basalts: 1. Experiments and methods, *J. Geophys. Res.* 97, 6885-6906 (1992a)
- Kinzler, R. J., Grove, T. L., Primary magmas of mid-ocean ridge basalts: 2. Applications, *J. Geophys. Res.* 97(B5), 6907-6926 (1992b)
- Kinzler, R. J., Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis, *J. Geophys. Res.* 102, 853-874 (1997)
- Klein, E. M., Langmuir, C. H., Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness, *J. Geophys. Res.* 92, 8089-8115 (1987)
- Kobayashi, K., Tanaka, R., Moriguti, T., Shimizu, K., Nakamura, E., Lithium, boron, and lead isotope systematics of glass inclusions in olivines from Hawaiian lavas: evidence for recycled components in the Hawaiian plume, *Chem. Geol.* 212, 143-161 (2004)
- Kurz, M. D., Jenkins, W. J., Schilling, J.-G., Hart, S. R., Helium isotopic variation in the mantle beneath the central North Atlantic ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.* 58, 1-14 (1982)
- Kushiro, I., Compositions of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle, *J. Geophys. Res.* 73, 619-634 (1968)

L

- Langmuir, C. H., Bender, J. F., Bence, A. E., Hanson, G. N., Taylor, S. R., Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 133-156 (1977)
- Langmuir, C. H., Klein, E. M., Plank, T., Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. Phipps Morgan, J., Blackman, D.K. & Sinton, J.M. Washington, DC, Am. Geophys. Union. 71: 183-280 (1992)
- Laporte, D., Provost, A., Equilibrium geometry of a fluid phase in a polycrystalline aggregate with anisotropic surface energies: dry grain boundaries, *J. Geophys. Res.* 105, 25937-25953 (2000)

- Lassiter, J. C., Hauri, E. H., Osmium-isotope variations in Hawaiian lavas: Evidence for recycled oceanic lithosphere in the Hawaiian plume, *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 483-496 (1998)
- Lassiter, J. C., Hauri, E. H., Nikogosian, I. K., Barseczus, H. G., Chlorine-potassium variations in melt inclusions from Raivavae and Rapa, Austral Islands: constraints on chlorine recycling in the mantle and evidence for brine-induced melting of oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.* 202, 525-540 (2002)
- LaTourette, T. K., Kennedy, A. K., Wassenburg, G. J., Thorium-Uranium fractionation by garnet: evidence for a deep source and rapid rise of oceanic basalts, *Science* 261, 739-742 (1993)
- Le Roex, A. P., Erlank, A. J., Needham, H. D., Geochemical and mineralogical evidence for the occurrence of at least three distinct magma types in the 'Famous' region, *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 24-37 (1981)
- Leitch, A. M., Davies, G. F., Mantle plumes and flood basalts: Enhanced melting from plume ascent and an eclogite component, *J. Geophys. Res.* 106, 2047-2060 (2001)
- Lénat, J.-F., Labazuy, P., Morphologie et structures sous-marines de la Réunion. Le volcanisme de la Réunion. Lénat, J.-F. Clermont-Ferrand, Centre de Recherches Volcanologiques (1990)
- Libourel, G., Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt: implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines, *Contrib. Mineral. Petrol.* 136, 63-80 (1999)
- Lowenstern, J. B., Chlorine, fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy, *Am. Mineral.* 79, 353-369 (1994)
- Lowenstern, J. B., Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles. *Magmas, Fluids and Ore Deposits.* Thompson, J. F. H. Victoria, British Columbia, MAC Short Course. 23: 71-100 (1995)
- Luais, B., Temporal changes in Nd isotopic composition of Piton de la Fournaise magmatism (Réunion Island, Indian Ocean), *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5(1), doi: 10.1029/2002GC000502 (2004)
- Ludden, J. N., Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Réunion island, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 4, 171-198 (1978)
- Lundstrom, C. C., Gill, J., Williams, Q., Perfit, M. R., Mantle melting and basalt extraction by equilibrium porous flow, *Science* 270, 1958-1961 (1995)

M

- MacDonald, G. A., Katsura, T., Chemical composition of Hawaiian lavas, *J. Petrol.* 5, 82-133 (1964)
- Mahoney, J. J., Natland, J. H., White, R. P., Poreda, P., Bloomer, S. H., Fisher, R. L., Isotopic and geochemical provinces of the Western Indian spreading centers, *J. Geophys. Res.* 94(B4), 4033-4052 (1989)
- Mahoney, J. J., Duncan, R. A., Khan, W., Gnos, E., McCormick, G. R., 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 (2002)
- Massare, D., Metrich, N., Clocchiatti, R., High-temperature experiments on silicate melt inclusions in olivine at 1 atm: inference on temperatures of homogenization and H₂O concentrations, *Chem. Geol.* 183, 87-98 (2002)
- Matthews, S. J., Moncrieff, D. H. D., Carroll, M. R., Empirical calibration of the sulphur valence oxygen barometer from natural and experimental glasses: Methods and applications, *Mineral. Mag.* 63, 421-431 (1999)
- Mavrogenes, J. A., O'Neill, H. S. C., The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas, *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 1173-1180 (1999)
- McDonough, W. F., Sun, S.-s., The composition of the Earth, *Chem. Geol.* 120, 223-253 (1995)
- McDougall, I., Chamalaun, F. H., Isotopic dating and geomagnetic polarity studies on volcanic rocks from Mauritius, Indian Ocean, *Bull. Geol. Soc. Amer.* 80, 1419-1442 (1969)
- McKenzie, D. P., O'Nions, R. K., Mantle reservoirs and oceanic island basalts, *Nature* 301, 229-231 (1983)

- McKenzie, D. P., The generation and compaction of partial melts, *J. Petrol.* 25, 713-765 (1984)
- McKenzie, D. P., Bickle, M. J., The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere, *J. Petrol.* 29, 625-679 (1988)
- McKenzie, D. P., Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.* 95, 53-72 (1989)
- McKenzie, D. P., O'Nions, R. K., Partial melt distribution from inversion of rare-earth element concentrations, *J. Petrol.* 32, 1021-1091 (1991)
- McKenzie, D. P., O'Nions, R. K., The source regions of ocean island basalts, *J. Petrol.* 36, 133-159 (1995)
- Messiga, B., Tribuzio, R., Bottazzi, P., Ottolini, L., An ion microprobe study of trace element composition of clinopyroxenes from blueschist and eclogitized Fe-Ti-gabbros, Ligurian Alps, northwestern Italy: Some petrologic considerations, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 59-75 (1995)
- Metrich, N., Clocchiatti, R., Melt inclusion investigation of the volatile behaviour in historic alkali basaltic magmas of Etna, *Bull. Volcanol.* 51, 185-198 (1989)
- Metrich, N., Sigurdsson, H., Meyer, P. S., Devine, J. D., The 1783 Lakagigar eruption in Iceland; geochemistry, CO (sub 2) and sulfur degassing, *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 435-447 (1991)
- Metrich, N., Rutherford, M. J., Experimental study of chlorine behavior in hydrous silicic melts, *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 607-616 (1992)
- Metrich, N., Clocchiatti, R., Sulfur abundance and its speciation in oxidised alkaline melts, *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 4151-4160 (1996)
- Michael, P. J., McDonough, W. F., Nielsen, R. L., Cornell, W. C., Depleted melt inclusions in MORB plagioclase: messages from the mantle or mirages from the magma chamber?, *Chem. Geol.* 183, 43-61 (2002)
- Minster, J. F., Allègre, C. J., Systematic use of trace elements in igneous processes, Part III: inverse problem of batch partial melting in volcanic suites, *Contrib. Mineral. Petrol.* 68, 37-52 (1978)
- Misener, D. J., Cationic diffusion in olivine. Geochemical transport and kinetics. Hofmann, A. W., Giletti, B. J., Yoder Jr., H. S. and Yund, R. A. Washington, DC, Carnegie Institution of Washington: 117-129 (1974)
- Mohamed-Bachir, A., Semet, M. P., Boudon, G., Ildefonse, P., Bachèlery, P., Clocchiatti, R., Huge hydrthermal explosive activity on Piton de la Fournaise, Réunion island: the Bellecombe ash member, 2700 BC. The European Laboratory Volcanoes. Communities, E. Luxembourg, Office for Official Publications of the European Communities: 447-455 (1998)
- Morgan, W. J., Convection plumes in the lower mantle, *Nature* 230, 40-42 (1971)
- Morgan, W. J., Deep mantle convection plumes and plate motions, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 56, 203-213 (1972)
- Morgan, W. J., Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. The sea. Emiliani, C. New York, Wiley. 7: 443-487 (1981)
- Morimoto, N., Nomenclature of pyroxenes, *Min. Mag.* 52, 535-550 (1988)
- Mosbah, M., Metrich, N., Massiot, P., PIGME fluorine determination using a nuclear microprobe with application to glass inclusions, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res. B* 58, 227-231 (1991)
- Moune, Volatils mineurs (S, Cl, F) et éléments traces dans les magmas pre-éruptifs et les gaz volcaniques. Etude des processus de dégazage magmatique sur les volcans Hekla (Islande) et Masaya (Nicaragua). Clermont-Ferrand, Blaise Pascal: 272 pp (2005)
- Mungall, J. E., Su, S., Interfacial tension between magmatic sulfide and silicate liquids: Constraints on kinetics of sulfide liquation and sulfide migration through silicate rocks, *Earth Planet. Sci. Lett.* 234, 135-149 (2005)

N

- Nakamura, M., Shimakita, S., Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase, *Earth Planet. Sci. Lett.* 161, 119-133 (1998)
- Navon, O., Stolper, E. M., Geochemical consequences of melt percolation: the upper mantle as a chromatographic column, *J. Geol.* 95, 285-307 (1987)

- Nielsen, R. L., Crum, J., Bourgeois, R., Hascall, K., Forsythe, L. M., Fisk, M. R., Christie, D. M., Melt inclusions in high-An plagioclase from the Gorda Ridge: an example of the local diversity of MORB parent magmas, *Contrib. Mineral. Petrol.* 122, 34-50 (1995)
- Niu, Y., Batiza, R., An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: application to axis and off-axis (seamounts) melting, *J. Geophys. Res.* 96, 21753-21777 (1991)
- Niu, Y., Hékinian, R., Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges, *Nature* 385, 326-329 (1997)
- Nohda, S., Kaneoka, I., Hanyu, T., Xu, S., Uto, K., Systematic variation of Sr-, Nd- and Pb-isotopes with time in lavas of Mauritius, Réunion hotspot, *J. Petrol.* 46, 505-522 (2005)
- Norman, M. D., Garcia, M. O., Kamenetsky, V. S., Nielsen, R. L., Olivine-hosted melt inclusions in Hawaiian picrites: equilibration melting, and plume source characteristics, *Chem. Geol.* 183, 143-168 (2002)

O

- O'Hara, M. J., Primary magmas and the origin of basalts, *Scot. J. Geol.* 1, 19-40 (1965)
- O'Hara, M. J., Are any floor basalts primary magma?, *Nature* 220, 683-686 (1968)
- O'Hara, M. J., Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber, *Nature* 266, 503-507 (1977)
- O'Hara, M. J., Importance of the "shape" of the melting regimeduring partial melting of the mantle, *Nature* 314, 58-62 (1985)
- Oskarsson, N., Sigvaldason, G. E., Steinthorsson, S., A dynamic model of rift zone petrogenesis and the regional petrology of Iceland, *J. Petrol.* 23, 28-74 (1982)
- Ottolini, L., Bottazzi, P., Vannucci, R., Quantification of Lithium, Beryllium, and Boron in Silicates by Secondary Ion Mass Spectrometry Using Conventional Energy Filtering, *Analytical Chemistry* 65, 1960-1968 (1993)
- Ottolini, L., Bottazzi, P., Zanetti, A., Quantitative analysis of hydrogen, fluorine and chlorine in silicates using energy filtering. *Secondary Ion Mass Spectrometry SIMS IX*. Benninghoven, A., Nihei, Y., Shimizu, R. and Werner, H. W., John Wiley & Sons (1994)
- Palais, J. M., Sigurdsson, H., Petrologic evidence of volatile emissions from major historic and pre-historic volcanic eruptions. *Understanding climate change*. Berger, A., Dickinson, R.E. & Kidson, J.W. Washington, DC, *Am. Geophys. Union.* 52: 31-53 (1989)
- Paul, D., White, W. M., Blichert-Toft, J., Geochemistry of Mauritius and the origin of rejuvenescent volcanism on island volcanoes, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6(6), doi: 10.1029/2004GC000883 (2005)
- Peng, Z. X., Mahoney, J. J., Drillhole lavas from the northwestern Deccan Traps, and the evolution of Réunion hotspot mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 169-185 (1995)
- Plank, T., Langmuir, C. H., The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle, *Chem. Geol.* 145, 325-394 (1998)

Q

- Qin, Z., Lu, F., Anderson, A. T. J., Diffusive reequilibration of melt and fluid inclusions, *Am. Mineral.* 77, 565-576 (1992)

R

- Ribe, N. M., Christensen, U. R., The dynamical origin of Hawaiian volcanism, *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 517-531 (1999)

- Riley, J., G.N., Kohlstedt, D. L., Richter, F. M., Melt migration in a silicate liquid-olivine system: an experimental test of compaction theory, *Geophys. Res. Lett.* 17, 2101-2104 (1990)
- Roden, M. F., Frey, F. A., Clague, D. A., Geochemistry of tholeiitic and alkalic lavas from the Koolau Range, Oahu, Hawaii: Implications for hawaiian volcanism, *Earth Planet. Sci. Lett.* 69, 141-158 (1984)
- Roedder, E., Origin and significance of magmatic inclusion, *Bull. Minéral.* 102, 487-510 (1979)
- Roedder, E., Fluid inclusions, *Rev. Mineral.* 12, Mineral. Soc. Am. (1984)
- Roeder, P. L., Emslie, R. F., Olivine-Liquid Equilibrium, *Contrib. Mineral. Petrol.* 29, 275-289 (1970)
- Roeder, P. L., Fluid Inclusions. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy.* 12: 644 p (1984)
- Roy-Barman, M., Wassenburg, G. J., Papanastassiou, D. A., Chaussidon, M., Osmium isotopic compositions and Re-Os concentrations in sulfide globules from basaltic glasses, *Earth Planet. Sci. Lett.* 154, 331-347 (1998)
- Rudnick, R. L., Fountain, D. M., Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective, *Rev. Geophys.* 33, 267-309 (1995)

S

- Saal, A. E., Hart, S. R., Shimizu, N., Hauri, E. H., Layne, G. D., Pb isotopic variability in melt inclusions from oceanic island basalts, Polynesia, *Science* 282, 1481-1484 (1998)
- Saal, A. E., Hart, S. R., Shimizu, N., Hauri, E. H., Layne, G. D., Eiler, J. M., Pb isotopic variability in melt inclusions from the EMI-EMII-HIMU mantle end-members and the role of the oceanic lithosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.* 240, 605-620 (2005)
- Salters, V. J., Hart, S. R., The hafnium paradox and the role of garnet in the source of mid-ocean-ridge basalts, *Nature* 342, 420-422 (1989)
- Scaillet, B., Luhr, J. F., Carroll, M. R., Petrological and volcanological constraints on volcanic sulfur emissions to the atmosphere. *Volcanism and the Earth's atmosphere.* Robock, A., Oppenheimer, C., *Am. Geophys. Union.* 139: 11-40 (2003)
- Schiano, P., Allègre, C. J., Dupré, B., Lewin, E., Joron, J.-L., Variability of trace elements in basaltic suites, *Earth Planet. Sci. Lett.* 119, 37-51 (1993)
- Schiano, P., Birck, J.-L., Allègre, C. J., Osmium-Strontium-Neodymium-Lead isotopic covariations in mid-ocean ridge basalt glasses and the heterogeneity of the upper mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.* 150, 363-381 (1997)
- Schiano, P., Bourdon, B., On the preservation of mantle information on ultramafic nodules: glass inclusions within minerals versus interstitial glasses, *Earth Planet. Sci. Lett.* 169, 173-188 (1999)
- Schiano, P., Eiler, J. M., Hutcheon, I. D., Stolper, E. M., Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: Evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas, *Geochem. Geophys. Geosys.*, 1:1999GC000032 (2000)
- Schiano, P., Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals, *Earth Sci. Rev.* 63, 121-144 (2003)
- Schilling, J.-G., Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes ridge, *Nature* 242, 565-571 (1973)
- Schilling, J.-G., Azores mantle blob: rare earth evidence, *Earth Planet. Sci. Lett.* 25, 103-115 (1975)
- Shaw, D. M., Trace-element fractionation during anatexis, *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 237-243 (1970)
- Shen, Y., Forsyth, D. W., Geochemical constraints on initial and final depths of melting beneath mid-ocean ridges, *J. Geophys. Res.* 100, 2211-2237 (1995)
- Sheth, H. C., Mahoney, J. J., Baxter, A. N., Geochemistry of lavas from Mauritius, Indian Ocean: mantle sources and petrogenesis, *Int. Geol. Rev.* 45, 780-797 (2003)
- Shimizu, N., The geochemistry of olivine-hosted melt inclusions in a FAMOUS basalt ALV519-4-1, *Phys. Earth Planet. Int.* 107, 183-201 (1998)

- Shimizu, N., Kobayashi, K., Sisson, T., Layne, G. D., Nakamura, E., Kurz, M. D., Evolution of diverse mantle sources for the Kilauea volcano over 270 ka, *Eos Trans. AGU* 86(52), Abstract V22A-07 (2005)
- Sigmarsson, O., Condomines, M., Bachelery, P., Magma residence time beneath the Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island, from U-series disequilibria, *Earth and Planetary Science Letters* 234(1-2), 223-234 (2005)
- Sims, K. W. W., DePaolo, D. J., Inferences about mantle magma sources from incompatible element concentration ratios in oceanic basalts, *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 765-784 (1997)
- Slater, L., McKenzie, D., Grönvold, K., Shimizu, N., Melt generation and movement beneath Theistareykir, NE Iceland, *J. Petrol.* 42, 321-354 (2001)
- Smith, P. M., Asimow, P. D., *Adiabat_1ph*: A new public front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models, *Geochem. Geophys. Geosys.* 6, Q02004 (2005)
- Sobolev, A., Nikogosian, I. K., Petrology of long-lived mantle plume magmatism: Hawaii, Pacific, and Réunion Island, Indian Ocean., *Petrology* 2, 131-168 (1994)
- Sobolev, A. V., Kostyuk, V. P., Magmatic crystallization based on a study of melt inclusions, *Fluid inclusion research* 9, 182-253 (1975)
- Sobolev, A. V., Barsukov, V. L., Nevzorov, V. N., Slutsky, A. B., The formation conditions of the high-magnesian olivines from the monominerallic fraction of Luna 24 regolith, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 11th, 105-116 (1980)
- Sobolev, A. V., Clocchiatti, R., Dhamelincourt, R., Les variations de la température, de la composition du magma et l'estimation de la pression partielle d'eau pendant la cristallisation de l'olivine dans les oceanites du Piton de la Fournaise (Réunion, éruption de 1966), *C.R. Acad. Sci.* 296, 275-280 (1983)
- Sobolev, A. V., Shimizu, N., Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the mid-Atlantic ridge, *Nature* 363, 151-154 (1993)
- Sobolev, A. V., Danyushevsky, L. V., Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tong trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magma, *J. Petrol.* 35, 1183-1211 (1994)
- Sobolev, A. V., Melt inclusions in minerals as a source of principle petrological information, *Petrology* 4, 209-220 (1996)
- Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Nikogosian, I. K., Recycled oceanic crust observed in 'ghost plagioclase' within the source of Mauna Loa lavas, *Nature* 404, 986-989 (2000)
- Sonzogni, Y., Etude des gradients thermiques dans des platines thermométriques et applications à des migrations d'inclusions magmatiques, *Mémoire TER Master 1*, 24p (2006)
- Sours-Page, R., Johnson, K. T. M., Nielsen, R. L., Karsten, J. L., Local and regional variation of MORB parent magmas: evidence from melt inclusions from the Endeavour Segment of the Juan de Fuca Ridge, *Contrib. Mineral. Petrol.* 134, 342-363 (1999)
- Sours-Page, R., Nielsen, R. L., Batiza, R., Melt inclusions as indicators of parental magma diversity on the northern East Pacific Rise, *Chem. Geol.* 183, 237-261 (2002)
- Spiegelman, M., Elliot, T., Consequences of melt transport for uranium series disequilibrium in young lavas, *Earth Planet. Sci. Lett.* 118, 1-20 (1993)
- Spiegelman, M., Kelemen, P. B., Aharonov, E., Causes and consequences of flow organization during melt transport: The reaction infiltration instability in compactible media, *J. Geophys. Res.* 106, 2061-2077 (2001)
- Spiegelman, M., Kelemen, P. B., Extreme chemical variability as a consequence of channelized melt transport, *Geochem. Geophys. Geosys.* 4, 2002GC000336 (2003)
- Staudacher, T., Sarda, P., Allègre, C. J., Noble gas systematics of Réunion Island, Indian Ocean, *Chem. Geol.* 89, 1-17 (1990)
- Steinberger, B., O'Connell, R. J., Advection of plumes in mantle flow: Implications for hotspot motion, mantle viscosity and plume distribution, *Geophys. J. Int.* 100(23), 317-327 (1998)
- Stolper, E. M., A phase diagram for Mid-Ocean Ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis, *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, 13-27 (1980)
- Stracke, A., Hofmann, A. W., Hart, S. R., FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6(Q05007), doi:10.1029/2004GC000824 (2005)

- Straub, S. M., Layne, G. D., The systematics of chlorine, fluorine, and water in Izu arc front volcanic rocks: Implications for volatile recycling in subduction zones, *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 4179-4203 (2003)
- Su, Y. J., Mid-ocean ridge basalt trace element systematics: constraints from database management, ICP-MS analyses, global data compilation and petrologic modeling, Columbia University: 472 pp (2002)
- Sun, S. S., Hanson, G. N., Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites, *Contrib. Mineral. Petrol.* 52, 77-106 (1975)
- Sun, S.-s., McDonough, W. F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins*. Saunders, A. D. N., M.J., Geological Society Special Publication. 42: 313-345 (1989)

T

- Tait, S., Selective preservation of melt inclusions in igneous phenocrysts, *Am. Mineral.* 77, 146-155 (1992)
- Tatsumoto, M., Isotopic composition of lead in volcanic rocks from Hawaii, Iwo, Jima and Japan, *J. Geophys. Res.* 71, 1712-1733 (1966a)
- Tatsumoto, M., Genetic relations of oceanic basalts as indicated by lead isotopes, *Science* 153, 1094-1101 (1966b)
- Thordarson, T., Self, S., Oskarsson, N., Huselboch, T., Sulfur, chlorine and fluorine degassing and atmospheric loading by the 1783-1784 AD Laki (Skaftar Fires) eruption in Iceland, *Bull. Volcanol.* 58, 205-225 (1996)
- Thornber, C. R., Sherrod, D. R., Siems, D. F., Heliker, C. C., Meeker, G. P., Oscarson, R. L., Kauahikaua, J. P., Whole-rock and glass major-element geochemistry of Kilauea volcano, Hawaii, near vent eruptive products: September 1994 through September 2001, U.S.G.S. Open-File Report 02-17, (2002)
- Tison, A., Etude expérimentale des inclusions magmatiques, *Mémoire Master 2 Recherche*, 50p (2006)
- Toplis, M. J., The thermodynamics of iron and magnesium partitioning between olivine and liquid: criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems, *Contrib. Mineral. Petrol.* 149, 22-39 (2005)

U

- Upton, B. G. J., Wadsworth, W. J., Geology of Réunion Island, Indian Ocean, *Nature* 207, 151-154 (1965)
- Upton, B. G. J., Wadsworth, W. J., The basalts of Réunion island, Indian Ocean, *Bull. Volcanol.* 29, 7-23 (1966)
- Upton, B. G. J., Wadsworth, W. J., Aspects of magmatic evolution on Réunion island, *Philos. Trans. R. Soc. London A271*, 105-130 (1972)

V

- Van der Hilst, R. D., Engdhal, R., Spakman, W., Nolet, G., Tomographic imaging of subducted lithosphere below Northwest Pacific island arcs, *Nature* 379, 624-627 (1991)
- Van Keken, P. E., Ballentine, C. J., Hauri, E. H., Convective mixing in the Earth's mantle. *The Mantle and Core*. Carlson, R. W. Oxford, Elsevier-Pergamon. 2: 417-491 (2003)
- Van Orman, J. A., Grove, T. L., Shimizu, N., Diffusive fractionation of trace elements during production and transport of melt in Earth's upper mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.* 198, 93-112 (2002)

- Vlastélic, I., Staudacher, T., Semet, M., 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 (2005)
- Vlastélic, I., Lewin, E., Staudacher, T., Th/U and other geochemical evidence for the Reunion plume sampling a less differentiated mantle domain, *Earth and Planetary Science Letters* 248(1-2), 364-378 (2006)
- Vollmer, R., Earth degassing, mantle metasomatism, and isotopic evolution of the mantle, *Geology* 11, 452-454 (1983)

W

- Wallace, P. J., Carmichael, I. S. E., S speciation in submarine basaltic glasses as determined by measurements of SKa X-ray wavelength shifts, *Am. Mineral.* 79, 161-167 (1994)
- Wasylenki, L. E., Partial melting of depleted peridotite in the Earth's upper mantle and implications for generation of mid-ocean ridge basalts. Pasadena, Californian Institute of Technology (1999)
- Watson, E. B., Surface enrichment and trace-element uptake during crystal growth, *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 5013-5020 (1996)
- Watson, S., McKenzie, D., Melt generation by plumes: a study of Hawaiian volcanism, *J. Petrol.* 32, 501-537 (1991)
- Weaver, B. L., The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints, *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 381-397 (1991a)
- Weaver, B. L., Trace element evidence for the origin of oceanic-island basalts, *Geology* 19, 123-126 (1991b)
- Weis, D., Kieffer, B., Maerschalk, C., Pretorius, W., Barling, J., High precision Pd-Sr-Nd-Hf isotopic characterization of USGS BHVO-1 and BHVO-2 reference materials, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, Q02002, doi: 10.1029/2004GC000852 (2005)
- White, R. S., McKenzie, D., Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts, *J. Geophys. Res.* 94, 7685-7729 (1989)
- White, W. M., Bryan, W. B., Sr-isotope, K, Rb, Cs, Sr, Ba, and rare-earth geochemistry of basalts from the FAMOUS area, *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 571-576 (1977)
- White, W. M., Schilling, J.-G., The nature and origin geochemical variation in Mid-Atlantic Ridge basalts from the Central North Atlantic, *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 1501-1516 (1978)
- White, W. M., Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotope evidence, *Geology* 13, 115-118 (1985)
- White, W. M., Duncan, R. A., Geochemistry and geochronology of the Society Islands: new evidence for deep mantle recycling. *Earth Processes: Reading the Isotopic Code.* Basu, A. and Hart, S. R. Washington, Am. Geophys. Union. 95: 183-206 (1996)
- Willbold, M., Stracke, A., Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 7(Q04004), doi:10.1029/2005GC001005 (2006)
- Wilson, J. T., A possible origin of the Hawaiian Islands, *Can. J. Physics* 41, 863-868 (1963)
- Wilson, S. A., Data compilation for USGS reference material BHVO-2, Hawaiian basalt, U.S. Geol. Surv. Open File Rep. (1997)
- Witter, J. B., Kuehner, S. M., A simple empirical method for high-quality electron microprobe analysis of fluorine at trace levels in Fe-bearing minerals and glasses, *Amer. Mineral.* 89, 57-63 (2004)
- Wood, B. J., Blundy, J. D., A predictive model for rare earth element partitioning between clinopyroxene and anhydrous silicate melt, *Contrib. Min. Petrol.* 129, 166-281 (1997)
- Woodhead, J., Extreme HMIU in an oceanic setting: the geochemistry of Mangaia Island (Polynesia), and temporal evolution of the Cook-Austral hotspot, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 72, 1-19 (1996)
- Workman, R. K., Hart, S. R., Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM), *Earth Planet. Sci. Lett.* 231, 53-72 (2005)

Y

- Yoder, H. S., Tilley, C. E., Origin of basaltic magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems, *J. Petrol.* 3, 342-532 (1962)
- Yurimoto, H., Kogiso, T., Abe, K., Barszczus, H. G., Utsunomiya, A., Maruyama, S., Lead isotopic compositions in olivine-hosted melt inclusions from HIMU basalts and possible link to sulfide components, *Phys. Earth Planet. Int.* 146, 231-242 (2004)

Z

- Zhang, Y., Mechanical and phase equilibria in inclusion-host systems, *Earth Planet. Sci. Lett.* 157, 209-222 (1998)
- Zindler, A., Staudigel, H., Batiza, R., Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity, *Earth Planet. Sci. Lett.* 70, 175-195 (1984)
- Zindler, A., Hart, S. R., Chemical geodynamics, *A. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 493-571 (1986)

Annexes

Annexe 1

Analyses brutes (sans correction de la surcroissance d'olivine sur les parois) en éléments majeurs (en pds%), Cl et S (ppm) dans les inclusions vitreuses et homogénéisées de l'échantillon ARP73-10-03 de la zone FAMOUS. Les compositions des olivines hôtes sont également reportées (OH).

Inclusions vitreuses et homogénéisées de l'échantillon ARP73-10-03 de la zone FAMOUS

	Inclusions vitreuses																							
	2	4	5	6	11	17	18	19	114	115a	115b	117	128	271	273	OH								
SiO ₂	50.28	51.18	50.98	51.07	40.97	50.52	41.34	51.01	40.54	50.84	51.56	40.85	50.22	50.98	50.76	40.94	50.19	40.91	50.03	40.67	51.54	39.96	51.20	40.85
TiO ₂	0.70	0.77	0.71	0.65	0.00	0.84	0.00	0.64	0.00	0.49	0.55	0.00	0.63	0.61	0.64	0.01	0.61	0.00	0.79	0.00	0.72	0.01	0.72	0.00
Al ₂ O ₃	16.72	17.13	17.55	17.07	0.04	16.15	0.04	16.88	0.04	16.30	17.91	0.04	16.55	17.09	17.66	0.05	16.09	0.06	16.41	0.10	17.26	0.03	17.19	0.08
MnO	0.20	0.15	0.19	0.14	0.19	0.16	0.12	0.13	0.17	0.21	0.11	0.19	0.14	0.00	0.07	0.19	0.17	0.19	0.23	0.20	0.14	0.15	0.13	0.14
FeO*	7.55	7.60	6.75	6.81	10.43	6.90	8.61	7.73	10.48	7.48	6.56	10.01	7.58	7.44	7.39	10.16	7.71	9.68	6.92	9.42	6.65	9.84	7.11	9.31
FeO	7.02	7.07	6.28	6.34	6.41	6.41	7.19	7.19	10.48	6.96	6.10	10.01	7.05	6.91	6.87	10.16	7.17	9.68	6.44	9.42	6.65	9.84	7.11	9.31
Fe ₂ O ₃	0.59	0.59	0.53	0.53	0.54	0.60	0.60	0.60	0.54	0.58	0.51	0.60	0.59	0.58	0.57	0.60	0.60	0.54	0.54	0.52	0.52	0.55	0.55	0.55
MgO	5.40	5.13	4.21	4.42	48.67	5.72	48.59	5.72	48.59	6.99	5.40	49.62	6.41	5.90	5.28	49.07	7.04	49.31	5.87	49.33	5.11	49.26	5.72	49.33
CaO	16.04	15.97	15.39	16.11	0.36	15.01	0.37	15.83	0.28	15.27	15.15	0.34	15.36	15.45	15.65	0.33	15.38	0.34	15.21	0.30	16.02	0.33	15.70	0.31
Na ₂ O	1.57	1.63	1.90	1.81	0.013	1.76	0.001	1.80	0.01	1.51	1.79	0.01	1.50	1.61	1.60	0.01	1.53	0.07	1.93	0.08	1.63	0.08	1.68	0.04
K ₂ O	0.07	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.07	0.07	0.01	0.01	0.09	0.07	0.07	0.06	0.10	0.07	0.13	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.04	0.07
P ₂ O ₅																								
NiO																								
Cl (ppm)																								
S (ppm)																								
Total	98.52	99.59	97.74	98.14	100.67	98.38	100.98	99.61	100.10	99.11	99.11	101.04	98.79	99.33	98.33	100.74	99.12	100.49	97.76	100.02	99.37	99.58	98.74	100.02

	277	OH	282	283	OH	285	286	OH	289	OH	290	OH	292	OH	294	OH	296	297	OH	298	OH	301	OH
SiO ₂	50.35	40.13	49.61	49.91	41.09	51.51	51.03	40.63	51.61	41.33	51.30	40.83	51.06	40.93	50.66	40.56	50.28	50.58	40.75	50.38	40.54	51.41	40.64
TiO ₂	0.71	0.00	0.67	0.78	0.00	0.84	0.84	0.01	0.80	0.01	0.78	0.00	0.76	0.01	0.69	0.01	0.66	0.63	0.00	0.71	0.00	0.88	0.00
Al ₂ O ₃	17.25	0.05	16.77	17.49	0.05	16.89	17.35	0.06	17.48	0.06	17.27	0.05	17.47	0.07	17.41	0.06	16.77	16.89	0.05	16.07	0.08	16.63	0.06
MnO	0.14	0.11	0.15	0.08	0.00	0.02	0.20	0.12	0.10	0.10	0.13	0.14	0.12	0.18	0.23	0.11	0.19	0.04	0.19	0.13	0.21	0.00	0.07
FeO*	7.36	10.61	8.27	7.93	10.39	6.45	6.24	9.12	5.90	8.30	6.36	8.82	6.52	9.70	7.51	10.62	7.36	6.89	8.68	7.77	9.59	6.62	8.68
FeO	6.85	7.69	7.69	7.37	10.39	6.00	5.80	5.92	5.49	7.69	5.92	8.82	6.06	6.99	6.99	10.62	6.84	6.41	7.23	9.59	6.15	6.15	8.68
Fe ₂ O ₃	0.57		0.64	0.62		0.50	0.49	0.49	0.46	0.46	0.49	0.51	0.51	0.58	0.58	0.57	0.57	0.54	0.60	0.60	0.51	0.51	8.68
MgO	5.34	48.64	6.19	5.39	48.64	5.52	4.87	49.91	5.48	50.43	6.03	50.22	4.73	49.28	4.68	48.52	6.72	6.32	49.22	6.73	48.65	5.94	50.24
CaO	15.34	0.34	15.88	15.93	0.30	16.24	16.51	0.35	15.79	0.31	15.55	0.30	15.63	0.31	15.54	0.33	15.15	15.55	0.30	15.59	0.33	15.34	0.30
Na ₂ O	1.84		1.51	1.49		1.68	1.83		1.83		1.89		1.68	1.73	1.73		1.71	1.71	1.78	1.78	2.14	2.14	0.30
K ₂ O	0.10		0.02	0.05		0.13	0.19		0.07		0.07		0.26	0.09	0.09		0.09	0.09	0.08	0.08	0.06	0.06	0.30
Cr ₂ O ₃																							
P ₂ O ₅																							
NiO																							
Cl (ppm)	90		50	60		80	130		40		50		160		65		90	110		60		60	
S (ppm)	950		630	700		970	1040		775		970		820		1050		1035	830		1040		1210	
Total	98.70	99.88	99.21	99.19	100.47	99.29	99.28	100.18	99.22	100.52	99.63	100.36	98.42	100.47	98.75	100.20	99.21	98.94	97.73	99.73	99.40	99.31	99.99

Inclusions vitreuses et homogénéisées de l'échantillon ARP73-10-03 (suite)

	302	OH	306	OH	311	OH	314	OH	319	OH	324	OH	337	OH	357	OH	1	OH	2	OH	3	OH
SiO ₂	51.55	41.16	50.35	40.40	51.13	40.52	50.28	40.63	50.35	40.19	50.99	41.18	51.47	40.99	50.37	40.67	50.13	40.81	51.04	40.97	51.05	40.81
TiO ₂	0.84	0.01	0.72	0.00	0.73	0.00	0.64	0.00	0.78	0.00	0.70	0.00	0.96	0.00	0.70	0.00	0.68	0.01	0.63	0.01	0.73	0.01
Al ₂ O ₃	17.85	0.06	17.14	0.06	17.11	0.07	17.14	0.07	16.58	0.07	17.09	0.06	17.74	0.06	17.28	0.05	16.33	0.07	16.97	0.06	17.32	0.04
MnO	0.00	0.11	0.10	0.24	0.11	0.21	0.14	0.14	0.00	0.14	0.03	0.11	0.00	0.08	0.10	0.12	0.12	0.10	0.13	0.16	0.13	0.21
FeO*	5.59	7.59	6.55	10.33	7.04	9.80	6.84	9.29	6.47	8.35	7.06	9.39	6.57	8.21	7.62	11.07	8.19	9.96	7.03	9.68	7.26	10.07
FeO	5.19		6.09		6.55		6.36		6.02		6.56		6.11		7.09		7.62		6.54		6.75	
Fe ₂ O ₃	0.43		0.51		0.55		0.53		0.50		0.55		0.51		0.59		0.64		0.55		0.56	
MgO	5.18	50.32	5.10	48.69	5.32	49.39	4.82	48.95	5.97	50.07	5.46	49.43	4.95	49.96	5.12	47.99	6.03	47.68	5.71	47.97	4.83	47.56
CaO	15.33	0.30	15.82	0.32	15.80	0.34	16.10	0.33	14.89	0.31	16.02	0.32	15.29	0.31	15.06	0.32	15.62	0.31	15.24	0.30	15.72	0.32
Na ₂ O	2.09		1.67		1.58		1.75		1.83		1.56		2.16		1.76		1.50	0.012	1.75	0.012	1.73	0.009
K ₂ O	0.13		0.06		0.05		0.07		0.08		0.04		0.03		0.09		0.04		0.07		0.07	
Cr ₂ O ₃																	0.12		0.09		0.07	
P ₂ O ₅																						
NiO	100		40		35		60		140		50		60		105		25		55		35	
Cl (ppm)	880		1060		1020		1050		960		1180		880		910		1095		1060		1025	
S (ppm)	98.75	99.55	97.49	100.04	99.09	100.32	98.08	99.41	97.24	99.13	99.25	100.49	99.40	99.61	98.37	100.22	99.01	98.96	98.90	99.16	99.12	99.03
Total																						

	4a	4b	5	OH	6	OH	7	OH	8	OH	9	OH	10	OH	11	OH	12	OH	13	OH	14	OH	15	OH
SiO ₂	50.65	51.19	51.26	41.00	52.15	40.91	51.24	41.26	51.95	40.67	50.77	40.65	51.02	51.97	41.00	41.12	51.15	41.48	51.92	41.48	51.27	40.55	51.33	40.76
TiO ₂	0.62	0.66	0.69	0.01	0.71	0.00	0.79	0.02	0.64	0.01	0.70	0.01	0.74	0.82	0.00	0.80	0.80	0.01	0.80	0.01	0.68	0.01	0.71	0.00
Al ₂ O ₃	16.91	16.79	17.17	0.05	17.62	0.05	17.25	0.04	16.04	0.05	16.47	0.03	16.03	17.23	0.07	16.21	16.21	0.06	17.14	0.06	17.18	0.05	17.07	0.05
MnO	0.13	0.09	0.14	0.11	0.19	0.12	0.09	0.20	0.16	0.14	0.18	0.23	0.07	0.11	0.15	0.11	0.11	0.10	0.14	0.10	0.13	0.14	0.08	0.19
FeO*	7.11	6.85	6.85	8.68	5.85	8.44	6.27	8.27	7.17	10.21	7.14	10.20	6.87	6.58	8.91	6.55	6.85	8.43	6.32	8.43	7.14	10.13	6.88	9.81
FeO	6.61	6.37	6.37		5.44		5.83		6.67		6.64		6.39	6.12		6.09		6.64	5.88		6.64		6.40	
Fe ₂ O ₃	0.55	0.53	0.53		0.46		0.49		0.56		0.56		0.53	0.51		0.51		0.56	0.49		0.56		0.54	
MgO	5.51	5.42	4.95	48.11	4.96	49.08	5.58	49.03	5.52	48.03	5.60	48.04	6.34	4.50	48.52	6.44	48.89	4.78	5.20	49.33	4.78	47.43	4.50	47.86
CaO	15.77	16.06	16.09	0.31	15.87	0.31	15.74	0.30	15.96	0.33	15.83	0.33	15.18	15.48	0.31	14.89	0.28	15.45	15.45	0.29	16.13	0.31	15.66	0.32
Na ₂ O	1.70	1.69	1.64	0.006	1.87	0.001	1.79	0.001	1.63	0.001	1.60	0.004	1.68	2.00	0.01	1.87	1.87	1.97	1.97	1.62	1.62	1.80	1.80	
K ₂ O	0.06	0.04	0.05		0.02		0.02		0.01		0.10		0.08	0.10		0.02		0.06	0.06	0.05	0.05	0.08	0.08	
Cr ₂ O ₃	0.11	0.14	0.11		0.05		0.12		0.10		0.08		0.12	0.12		0.13		0.10	0.10	0.08	0.08	0.09	0.09	
NiO	0.01	0.01	0.01	0.22	0.02	0.27	0.04	0.27	0.02	0.19	0.02	0.16	0.01	0.02	0.26	0.03	0.03	0.01	0.01	0.30	0.01	0.21	0.01	0.18
Cl (ppm)	45	50	45		20		20		30		75		30	55		10		25	25	20	20	55	55	
S (ppm)	1070	1005	915		140		955		1045		1025		975	1005		985		985	985	99.30	1165	98.62	1105	
Total	98.81	99.14	99.15	98.28	99.28	98.92	99.10	99.13	99.39	99.43	98.69	99.49	98.29	99.15	98.96	98.39	99.30	99.71	99.30	99.16	99.30	98.62	98.44	

Inclusions vitreuses et homogénéisées de l'échantillon ARP73-10-03 (suite)

	16	17	18	19	20.g	20.p	OH	21	22	23	24	25	26	OH
SiO ₂	50.83	40.72	41.57	51.31	50.63	51.19	40.46	50.34	50.82	40.92	40.79	50.51	50.76	41.03
TiO ₂	0.65	0.01	0.87	0.03	0.87	0.91	0.01	0.79	0.83	0.00	0.63	0.62	0.86	0.01
Al ₂ O ₃	16.79	0.05	17.43	0.07	17.24	17.59	0.06	15.15	16.00	0.06	15.74	16.33	16.75	0.06
MnO	0.12	0.11	0.21	0.13	0.12	0.11	0.13	0.16	0.15	0.14	0.16	0.16	0.13	0.14
FeO*	7.23	9.72	5.83	7.18	5.70	5.57	8.33	7.58	7.41	9.21	8.26	7.67	6.88	9.12
Fe ₂ O ₃	6.72	5.42	6.45	6.68	5.30	5.18		7.05	6.69	7.68	7.68	7.14	6.40	
Fe ₃ O ₄	0.56	0.45	0.54	0.56	0.44	0.43		0.59	0.58	0.64	0.64	0.60	0.54	
MgO	5.24	48.56	4.63	49.16	5.01	4.24	48.75	8.41	6.81	48.59	7.30	47.48	6.69	48.61
CaO	15.93	0.32	15.71	0.29	15.86	15.89	0.30	14.02	14.61	0.30	14.71	15.62	14.74	0.29
Na ₂ O	1.54	2.07	2.07	1.73	1.99	1.97	0.007	1.69	1.87	0.007	1.54	1.50	1.93	0.003
K ₂ O	0.06	0.06	0.05	0.03	0.17	0.13		0.08	0.09	0.06	0.01	0.05	0.14	
Cr ₂ O ₃	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12	0.12	0.31	0.13	0.12	0.12	0.12	0.14	0.12	0.26
NiO	0.02	0.24	0.01	0.23	150	85		53	70	40	30	45	95	
Cl (ppm)	25			25	675	600		980	1040	1100	1270	1290	1040	
S (ppm)	1105	780	1135	1140	97.70	97.84	98.04	98.54	98.91	99.22	98.90	98.65	99.24	
Total	98.74	99.48	99.07	99.05	97.70	97.84	98.04	98.54	98.91	99.22	98.90	98.65	99.24	

	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	OH
SiO ₂	49.95	50.16	49.80	40.75	50.57	50.48	50.98	51.17	50.81	50.96	41.04	52.01	50.09	51.08	50.77	41.32
TiO ₂	0.63	0.69	0.78	0.00	0.71	0.72	0.71	0.01	0.68	0.71	0.00	0.86	0.60	0.70	0.86	0.00
Al ₂ O ₃	16.33	16.33	17.12	0.05	16.67	16.79	16.96	0.07	17.21	16.98	0.07	17.06	15.90	16.60	15.86	0.05
MnO	0.14	0.15	0.14	0.16	0.19	0.10	0.17	0.19	0.16	0.21	0.16	0.14	0.15	0.18	0.17	0.08
FeO*	7.35	7.26	7.24	9.21	7.61	7.62	6.82	9.48	7.26	7.75	7.43	6.34	7.29	7.64	6.84	8.84
FeO	6.84	6.75	6.74	7.07	7.07	7.08	6.89	6.75	7.20	6.91	6.91	5.90	6.78	7.10	6.36	
Fe ₂ O ₃	0.57	0.57	0.56	0.59	0.59	0.59	0.53	0.56	0.60	0.58	0.62	0.49	0.57	0.59	0.53	
MgO	7.94	8.34	6.98	48.65	5.30	5.12	5.11	47.87	4.53	5.50	4.81	5.25	8.35	48.75	7.01	48.96
CaO	14.76	14.48	14.75	0.31	15.59	15.77	16.18	0.33	15.49	15.87	0.31	15.21	14.58	0.32	14.75	0.30
Na ₂ O	1.54	1.56	1.90	0.020	1.64	1.71	1.67	1.67	1.59	1.67	1.58	1.97	1.54	1.51	1.73	
K ₂ O	0.06	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.10	0.07	0.08	0.05	0.03	0.10	0.08	0.05	0.08	
Cr ₂ O ₃	0.10	0.10	0.10	0.08	0.10	0.08	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.12	0.11	
NiO	55	55	65	0.17	0.02	0.01	0.02	0.24	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.22
Cl (ppm)	1115	945	1065	985	40	65	45	50	35	40	75	45	40	50	90	
S (ppm)	99.04	99.33	99.21	99.15	98.67	98.69	98.80	98.53	98.53	98.18	98.99	99.46	98.89	99.47	100.19	99.56
Total	99.04	99.33	99.21	99.15	98.67	98.69	98.80	98.53	98.53	98.18	98.99	99.46	98.89	99.47	100.19	99.56

Inclusions homogénéisées

	B2(1)	B2(2)	OH	D3(1)	D3(2)	D3(3)	D3(4)	OH
SiO ₂	49.08	48.30	41.008	50.22	49.91	49.98	49.77	41.023
TiO ₂	0.60	0.60	0	0.58	0.57	0.58	0.57	0
Al ₂ O ₃	14.58	14.30	0.062	15.11	15.21	14.93	14.51	0.093
MnO	0.16	0.15	0.222	0.14	0.13	0.13	0.13	0.214
FeO*	8.45	8.29	10.266	7.25	7.23	7.07	7.15	9.095
FeO	7.86	7.71		6.74	6.72	6.57	6.65	
Fe ₂ O ₃	0.66	0.65		0.56	0.56	0.55	0.56	
MgO	12.41	12.33	47.529	11.62	11.45	11.76	12.21	48.081
CaO	12.83	12.70	0.329	13.19	13.13	13.31	12.85	0.313
Na ₂ O	1.54	1.55	0.002	1.55	1.60	1.56	1.58	0.006
K ₂ O	0.02	0.01		0.04	0.03	0.04	0.04	
Cr ₂ O ₃	0.09	0.09	0.204	0.11	0.10	0.12	0.11	0.276
NiO	30	10		35	20	40	45	
Cl (ppm)	830	900		780	695	785	945	
S (ppm)	99.92	99.11	99.418	99.97	99.52	99.63	99.12	98.825
Total	99.92	99.11	99.418	99.97	99.52	99.63	99.12	98.825

Annexe 2

Analyses brutes (sans correction de la surcroissance d'olivine sur les parois) en éléments majeurs (en pds%), et volatils (F, Cl et S en ppm) dans les inclusions vitreuses et homogénéisées des échantillons du point chaud de la Réunion. Les compositions des olivines hôtes sont également reportées (OH).

Inclusions homogénéisées de l'île Maurice

	MAU1-B7-1	MAU1-B7-2	OH	MAU1-C5-1	MAU1-C5-2	OH	MAU1-D4	MAU1-D4-1	MAU1-D4-2	OH	MAU1-F5	OH	MAU1-G7-1	MAU1-G7-2	OH	MAU2-B2	OH	MAU2-B3-1	MAU2-B3-2	MAU2-B3-3	OH	MAU2-C1-1	OH	MAU2-C3	OH
SiO ₂	50.31	49.08	40.91	50.14	51.08	40.65	50.15	MAU1-D4	50.60	50.07	48.31	40.45	48.31	48.80	40.55	48.25	41.07	48.16	50.66	49.89	41.07	49.11	40.91	50.17	41.10
TiO ₂	2.80	2.94	2.86	2.95	2.86	0.05	2.11	2.35	2.31	2.89	2.89	3.66	3.50	3.40	3.24	3.43	3.40	3.45	3.40	3.24	3.10	3.10	3.32	3.32	
Al ₂ O ₃	15.53	16.10	14.83	14.83	15.36	0.05	15.34	15.15	15.50	15.16	15.69	0.04	15.69	15.25	0.03	15.96	0.06	16.65	15.23	16.35	0.06	15.75	0.04	15.24	0.04
MnO	0.10	0.09	0.11	0.09	0.11	0.12	0.10	0.10	0.10	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.08	0.08	0.08	0.11	0.07	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	
FeO*	6.23	5.80	6.04	5.45	11.55	11.55	7.53	6.55	6.32	13.56	7.35	13.34	5.48	5.87	11.40	4.74	10.55	5.49	5.75	4.92	10.50	5.05	10.88	8.92	
FeO	5.98	5.57	5.80	5.23	6.07	6.07	7.23	6.29	6.07	7.06	7.06	5.26	5.63	5.63	4.72	4.55	10.55	5.27	5.52	4.72	4.85	4.85	4.79	8.92	
Fe ₂ O ₃	0.78	0.73	0.76	0.68	0.68	0.92	0.95	0.82	0.79	0.92	0.92	0.69	0.74	0.62	0.60	0.60	10.55	5.27	5.52	4.72	4.85	4.85	4.79	8.92	
MgO	8.63	8.50	8.27	8.05	46.72	46.72	8.27	7.97	7.83	45.59	8.53	45.61	8.85	8.48	47.29	9.00	48.05	8.36	7.71	8.16	48.06	8.68	47.89	47.61	
CaO	13.45	13.45	0.28	12.88	12.41	0.26	11.83	11.87	11.70	12.51	12.51	0.28	13.62	13.28	0.26	13.61	0.26	13.37	12.59	13.06	0.26	12.87	0.27	12.68	0.25
Na ₂ O	3.05	3.28	2.95	3.22	3.30	3.33	3.30	3.33	3.60	3.07	3.07	2.99	3.01	3.01	3.17	2.96	3.01	2.81	3.35	3.17	3.13	3.13	2.76	0.57	
K ₂ O	0.69	0.76	0.81	0.85	0.79	0.85	0.81	0.80	0.77	0.79	0.79	0.45	0.52	0.47	0.47	0.47	0.75	0.86	0.86	0.82	0.96	0.96	0.57	0.57	
P ₂ O ₅	0.21	0.08	0.09	0.14	0.14	0.14	0.16	0.12	0.13	0.10	0.10	0.13	0.15	0.15	0.18	0.13	0.13	0.09	0.13	0.09	0.18	0.18	0.11	0.11	
Cr ₂ O ₃	0.71	0.77	0.52	0.44	0.44	0.28	0.38	0.38	0.41	0.37	0.37	0.99	0.72	0.30	1.39	1.39	0.37	0.51	0.51	0.46	0.63	0.63	0.25	0.32	
NiO			0.32			0.28				0.29		0.26		0.30			0.27				0.31		0.31		0.32
F (ppm)	240	280	288	310	310	280	260	311	62	275	275	195	200	200	160	160	280	280	320	260	340	340	230	230	
Cl (ppm)	720	670	615	600	600	710	622	241	241	903	903	440	470	470	430	430	430	430	610	670	530	530	400	400	
S (ppm)	101.88	100.92	99.73	100.10	98.53	98.53	100.17	99.39	98.41	99.91	99.92	100.01	100.38	99.79	98.83	100.13	100.27	100.75	100.42	100.40	100.26	99.69	100.31	98.51	98.26
Total																									

	MAU2-E1	OH	MAU2-E2-1	MAU2-E2-2	OH	MAU2-F3	OH	MAU3-D7	OH	MAU3-E1	OH	MAU3-G5-1	OH	MAU4-A2	OH	MAU4-A6	OH	MAU4-F1-1	MAU4-F1-2	MAU4-F3	OH	MAU4-F8	OH	
SiO ₂	48.89	40.71	50.23	49.68	40.87	49.67	40.84	48.89	40.27	49.87	40.05	49.74	40.56	49.03	40.65	48.88	40.11	48.53	49.26	40.54	48.31	39.93	48.61	40.02
TiO ₂	3.42	0.03	3.00	2.96	0.06	3.22	0.05	3.20	0.05	2.85	0.05	3.06	0.04	3.19	0.06	3.02	0.04	3.37	3.13	3.17	3.17	3.83	2.82	40.02
Al ₂ O ₃	15.05	0.03	16.26	15.31	0.06	15.35	0.05	15.24	0.05	15.01	0.05	15.29	0.04	15.04	0.06	14.91	0.04	15.21	15.30	0.06	14.96	0.05	14.53	0.06
MnO	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.11	0.11	0.09	0.09	0.06
FeO*	5.84	10.38	5.26	5.57	10.12	5.41	10.34	5.30	10.47	5.66	10.36	5.55	10.75	5.67	10.52	5.79	10.88	5.60	5.64	6.32	6.32	11.21	5.75	10.50
FeO	5.80		5.05	5.35		5.19		5.08		5.34		5.33		5.45		5.56		5.38	5.42	6.07	6.07	11.21	5.75	10.50
Fe ₂ O ₃	0.73		0.66	0.70		0.68		0.67		0.70		0.70		0.71		0.73		0.70	0.71	0.79	0.79	5.52	5.52	10.50
MgO	8.59	47.46	8.42	8.45	47.76	8.65	47.89	8.28	48.07	8.47	47.78	8.20	48.24	8.67	48.54	8.33	48.03	8.62	8.72	48.72	48.31	47.50	8.87	48.33
CaO	13.28	0.25	12.48	12.73	0.26	12.89	0.27	13.25	0.26	13.05	0.27	12.86	0.25	13.24	0.25	12.83	0.25	13.20	13.06	0.25	13.29	0.26	13.16	0.26
Na ₂ O	2.83		2.88	3.23		3.25		3.11		3.01		3.06		2.94		2.94		2.47	2.85	2.97	2.97	2.79	2.79	0.26
K ₂ O	0.70		0.83	0.79		0.86		0.83		0.82		0.82		0.78		0.75		0.79	0.79	0.66	0.66	0.76	0.76	0.26
P ₂ O ₅	0.06		0.18	0.29		0.10		0.14		0.13		0.13		0.22		0.14		0.15	0.12	0.12	0.12	0.18	0.18	0.26
Cr ₂ O ₃	0.35		0.49	0.58		0.38		0.66		0.37		0.39		0.50		0.36		0.41	0.72	0.43	0.43	0.46	0.46	0.26
NiO					0.31		0.36		0.40		0.36		0.35		0.36		0.32			0.31		0.29		0.37
F (ppm)	253		320	310		595		568		595		552		532		548		548				529		529
Cl (ppm)	830		500	540		289		303		376		288		376		323		323				323		323
S (ppm)	99.31	99.18	100.36	99.82	99.40	100.04	99.74	99.37	99.52	99.40	98.86	99.29	100.19	99.52	100.38	98.05	99.63	98.62	99.79	100.48	98.59	99.23	98.17	99.55
Total																								

Inclusions homogénéisées de l'échantillon Ru-26 de la Montagne (Piton des Neiges, Réunion)

	C2	A3	D3	A4	A2	D5-1	D5-2	D5-3	OH
SiO ₂	46.80	39.63	47.79	47.94	39.26	49.19	48.94	47.42	39.30
TiO ₂	3.26	2.77	2.60	2.75	3.22	2.39	2.18	2.21	2.21
Al ₂ O ₃	14.25	0.03	14.00	14.90	0.04	14.59	14.63	13.73	0.04
MnO	0.17	0.16	0.17	0.15	0.18	0.15	0.14	0.17	
FeO*	9.78	15.07	10.17	9.46	10.88	9.55	9.27	10.03	15.74
FeO	8.51	8.51	8.85	8.23	9.46	8.31	8.06	8.73	
Fe ₂ O ₃	1.41	1.41	1.47	1.37	1.57	1.38	1.34	1.45	
MgO	7.72	44.28	7.24	7.32	9.39	6.19	6.35	6.05	43.93
CaO	12.50	0.31	12.12	12.16	12.68	10.90	10.71	10.44	0.28
Na ₂ O	2.61	2.74	2.75	2.73	0.32	3.55	3.28	3.04	
K ₂ O	0.70	0.82	0.72	1.14	0.11	1.13	2.01	2.70	
P ₂ O ₅	0.11	0.22	0.18	0.15	0.54	0.11	0.55	0.22	
Cr ₂ O ₃	0.48	0.33	0.36	0.48	0.17	0.33	0.24	0.25	
NiO			0.26	0.27		0.24		0.26	
F (ppm)	570	540	500	330		780	720		
Cl (ppm)	220	270	260	200		2480	6870		
S (ppm)	900	980	1170	750		1140	1260		
Total	98.38	99.59	98.09	98.55	97.89	98.08	98.31	96.26	99.54

Inclusions homogénéisées du Piton des Neiges (Réunion)

	NEI1.1-A4	NEI1.1-A5	NEI1.1-B3	NEI1.1-C3-1	NEI1.1-C3-2	NEI1.1-C4	NEI1.1-D6-1	NEI1.1-E5-1	NEI1.1-E5-2	NEI1.2-A1	NEI1.2-B5	NEI1.2-F1	OH
SiO ₂	50.43	39.32	47.89	39.01	45.95	38.77	46.52	50.10	39.82	48.37	48.37	49.84	39.21
TiO ₂	3.05	2.84	3.07	2.84	2.62	2.66	2.62	2.66	2.66	3.01	2.81	2.81	2.81
Al ₂ O ₃	15.11	0.05	14.35	0.04	14.62	0.04	15.03	15.98	0.04	15.85	0.05	13.93	0.05
MnO	0.10	0.11	0.12	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
FeO*	5.34	10.70	6.66	12.70	6.66	13.74	5.88	5.96	12.80	6.27	6.55	6.55	12.27
FeO	5.18	6.16	6.46	6.16	6.46	6.46	5.70	5.78	6.36	5.90	5.12	5.69	6.70
Fe ₂ O ₃	0.45	0.53	0.56	0.53	0.49	0.50	0.49	0.50	0.55	0.44	0.49	0.58	0.58
MgO	8.75	47.49	9.10	44.84	8.48	8.27	8.48	8.27	46.14	8.22	8.46	8.67	45.01
CaO	12.91	0.27	12.73	0.31	12.24	12.47	12.24	12.47	0.31	12.40	12.66	12.56	12.61
Na ₂ O	2.74	2.91	2.77	3.26	2.91	3.26	2.91	3.26	3.18	2.86	2.66	2.69	3.32
K ₂ O	0.73	0.90	0.74	0.87	0.87	0.90	0.87	0.90	0.90	0.82	0.82	0.82	0.75
P ₂ O ₅	0.10	0.14	0.09	0.07	0.07	0.10	0.07	0.10	0.11	0.12	0.12	0.12	0.13
Cr ₂ O ₃	0.30	0.40	0.48	0.41	0.41	0.42	0.41	0.42	0.38	0.37	0.37	0.39	0.36
NiO			0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.32	0.29	0.29	0.31	0.29
F (ppm)	245	337	240	283	283	340	283	340	453	463	518	507	463
Cl (ppm)	550	620	850	707	710	850	707	710	660	771	271	339	771
S (ppm)	99.63	97.90	96.45	95.24	100.31	99.41	95.24	100.31	98.89	100.07	100.19	100.01	98.43
Total	96.75	96.75	97.99	97.99	97.99	97.99	97.99	97.99	99.61	98.13	100.32	100.01	98.43

Inclusions vitreuses du Piton de Caille (Piton de la Fournaise, Réunion)

	CAI-B5	OH	CAI-C6-1	CAI-C6-2	OH	CAI-F6	OH	CAI-A6	OH	CAI-B2	OH	CAI-B4	OH	CAI-C6	OH	CAI-C8-1	CAI-C8-2	CAI-C8-3	CAI-C8-4	OH
SiO ₂	50.23	38.78	50.21	50.33	40.42	49.09	40.06	49.11	40.59	50.19	40.78	48.93	41.06	49.54	40.31	49.97	51.28	52.02	51.69	40.03
TiO ₂	3.06	3.11	2.97	3.11	0.05	3.26	0.04	3.05	0.05	2.89	0.05	3.53	0.05	2.99	0.05	3.05	2.97	2.85	2.86	0.05
Al ₂ O ₃	13.98	0.05	14.44	14.83	0.05	14.17	0.04	14.88	0.05	14.84	0.05	15.29	0.05	14.73	0.05	14.98	15.36	15.83	16.22	0.05
MnO	0.14		0.11	0.13		0.16		0.14		0.13		0.14		0.13		0.13	0.11	0.13	0.12	
FeO*	9.21	13.09	8.61	8.50	12.95	9.62	13.12	8.57	12.88	7.72	12.96	7.70	12.80	8.00	12.45	6.59	7.47	7.20	6.89	13.06
Fe ₂ O ₃	8.01		7.49	7.39		8.37		7.46		6.71		6.70		6.96		6.59	6.50	6.27	5.89	
CaO	1.33		1.24	1.23		1.39		1.24		1.11		1.11		1.16		1.09	1.08	1.04	1.00	
MgO	7.00	46.03	6.69	5.43	46.50	7.06	46.42	6.66	46.59	5.82	46.63	4.16	47.04	6.06	46.69	5.73	4.87	5.01	4.65	45.65
CaO	11.79	0.21	11.45	11.83	0.22	11.58	0.21	12.27	0.21	12.04	0.21	13.16	0.21	12.23	0.22	12.47	12.67	12.34	12.39	0.21
Na ₂ O	2.31		2.73	2.86		2.39		2.40		2.72		2.56		1.89		2.81	2.96	2.96	2.93	
K ₂ O	0.62		0.60	0.60		0.64		0.70		0.57		0.60		0.61		0.48	0.47	0.47	0.47	
P ₂ O ₅	0.32		0.37	0.33		0.35		0.35		0.34		0.29		0.35		0.34	0.37	0.36	0.47	
Cr ₂ O ₃	0.05		0.05	0.06		0.05		0.05		0.05		0.05		0.05		0.06	0.05	0.04	0.03	
NiO		0.40			0.36		0.35		0.37		0.38		0.38		0.35					0.38
F (ppm)			213	240				310		200		210		275		210	180	170	220	
Cl (ppm)			1390	1350				1110		1163		1275		1385		740	750	610	600	
S (ppm)			98.41	98.16	100.50	98.35	100.21	98.34	100.71	97.47	101.01	96.56	101.55	96.74	100.08	97.67	98.68	99.28	98.80	99.38
Total	98.71	98.55																		

	CAI-F1-1	CAI-F1-2	CAI-F1-3	CAI-F1-6	OH	CAI-F5-1	OH	CAI-A2	CAI-A2-1	CAI-A2-2	OH	CAI-A4	CAI-A4-1	CAI-A4-2	OH	CAI-A5-1	CAI-A5-2	OH	CAI-B2-1	CAI-B2-2	CAI-B2-3	OH	CAI-B4	OH
SiO ₂	49.63	51.19	52.20	52.29	40.47	50.03	39.58	51.11	49.71	49.77	40.81	51.98	49.93	50.30	41.11	49.50	49.73	40.82	49.32	49.34	49.48	40.38	49.28	40.77
TiO ₂	3.07	3.08	3.08	3.04	0.04	2.82	0.05	3.10	3.07	3.28	0.04	2.66	3.13	3.29	0.05	3.42	3.81	0.04	3.10	3.14	2.87	0.05	3.10	40.77
Al ₂ O ₃	14.93	15.98	15.70	15.41	0.04	14.36	0.05	14.82	13.78	14.50	0.04	14.42	14.81	15.19	0.05	14.87	15.48	0.04	14.17	14.24	14.09	0.05	14.29	0.05
MnO	0.14	0.13	0.12	0.13		0.14		0.15	0.16	0.13		0.14	0.13	0.14		0.15	0.14		0.14	0.13	0.13		0.13	0.13
FeO*	7.82	8.47	8.33	8.04	12.66	9.22	13.94	8.40	9.30	9.12	13.50	8.43	7.95	7.62	13.35	8.60	7.74	12.80	8.33	8.18	7.58	12.83	8.22	13.47
FeO	6.80	7.37	7.25	6.99		8.02		7.31	8.09	7.93		7.33	6.92	6.63		7.48	6.73		7.24	7.11	6.59		7.15	13.47
Fe ₂ O ₃	1.13	1.22	1.20	1.16		1.33		1.21	1.34	1.32		1.22	1.15	1.10		1.24	1.12		1.20	1.18	1.10		1.19	1.19
MgO	6.82	6.53	6.49	6.53	46.80	6.81	45.31	6.05	6.47	5.65	46.70	7.00	5.63	5.41	46.68	6.60	5.55	46.49	6.90	6.69	6.43	46.16	6.53	46.50
CaO	11.50	12.27	12.47	12.32	0.21	11.93	0.22	12.68	11.83	12.44	0.21	11.75	12.45	12.53	0.22	12.21	13.11	0.22	11.99	12.05	12.22	0.20	11.57	0.21
Na ₂ O	2.67	2.80	2.67	2.75		2.55		1.93	2.42	2.49		2.85	2.61	2.54		1.94	1.92		2.74	2.46	2.82		2.69	2.69
K ₂ O	0.73	0.71	0.64	0.68		0.56		0.55	0.62	0.62		0.50	0.55	0.57		0.80	0.66		0.70	0.69	0.50		0.67	0.67
P ₂ O ₅	0.34	0.37	0.39	0.37		0.34		0.37	0.36	0.37		0.29	0.40	0.42		0.35	0.35		0.36	0.37	0.34		0.35	0.35
Cr ₂ O ₃	0.05	0.05	0.05	0.05	0.39	0.06	0.36	0.05	0.06	0.05	0.37	0.05	0.05	0.05	0.35	0.05	0.06	0.32	0.06	0.06	0.06	0.37	0.05	0.36
F (ppm)			230	250				177	240	235		170	175	175		355	300		230	210		220	222	222
Cl (ppm)	1340	1350	1360	1260		98.82	99.45	1363	3030	3240		1235	1115	970		1310	1140		2810	2720	2480		1290	1290
S (ppm)	97.85	101.74	102.28	101.77	100.59	98.82	99.45	96.36	98.10	98.76	101.62	100.20	97.75	98.18	101.95	98.65	98.68	100.69	97.91	97.65	96.58	99.59	97.05	101.36
Total																								

Inclusions vitreuses du Piton de Caille (suite)

	CAIB-B7-1	CAIB-B7-2	CAIB-B7-3	OH	CAIB-C2-1	CAIB-C2-2	CAIB-C2-3	CAIB-C2-4	CAIB-C2-5	OH	CAIB-C4-1	CAIB-C4-2	OH	CAIB-C7	CAIB-C7-1	CAIB-C7-2	OH	CAIB-C8-1	CAIB-C8-2	CAIB-C8-3	CAIB-C8-4	OH
SiO ₂	48,85	48,54	49,26	39,78	49,32	48,95	49,41	49,23	49,84	40,29	48,59	51,18	40,49	49,88	52,09	51,95	40,65	49,64	49,88	50,99	CAIB-C8-4	40,28
TiO ₂	2,96	3,13	3,24	0,05	2,88	2,99	2,98	2,93	2,94	0,05	3,01	2,96	0,05	2,92	2,91	2,96	0,05	3,26	2,96	3,09	3,10	3,10
Al ₂ O ₃	14,37	14,73	15,15	0,05	14,09	14,05	14,67	14,89	14,33	0,05	14,14	14,50	0,05	13,87	14,01	14,45	0,05	15,10	14,84	15,60	15,46	0,05
MnO	0,15	0,12	0,15	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14	0,13	0,14	0,14	0,13	0,13	0,12	0,13	0,12	0,12
FeO*	9,38	8,66	8,40	12,87	9,13	8,72	8,25	8,17	8,66	12,97	8,21	9,06	13,19	8,08	9,13	9,16	12,39	7,47	7,49	7,29	7,46	13,14
FeO	8,16	7,54	7,30		7,94	7,59	7,17	7,11	7,53		7,14	7,88		7,03	7,94	7,97		6,50	6,52	6,35	6,49	
Fe ₂ O ₃	1,36	1,25	1,21		1,32	1,26	1,19	1,18	1,25		1,19	1,31		1,17	1,32	1,32		1,08	1,08	1,05	1,08	
MgO	6,92	6,44	6,27	46,03	6,56	6,52	6,28	6,28	6,24	46,41	6,52	6,87	46,14	6,41	7,03	6,28	46,42	5,84	6,06	5,81	6,08	45,93
CaO	11,66	12,07	12,14	0,20	12,05	11,96	12,57	12,24	12,74	0,20	12,02	12,17	0,21	11,71	11,90	12,43	0,21	12,43	12,16	12,26	12,26	0,21
Na ₂ O	2,59	2,31	2,47		2,05	2,26	2,08	2,16	1,94		2,57	2,81		2,57	2,70	2,75		2,80	2,87	2,93	3,10	
K ₂ O	0,80	0,74	0,73		0,72	0,80	0,75	0,84	0,54		0,67	0,68		0,56	0,55	0,54		0,65	0,50	0,51	0,49	
P ₂ O ₅	0,39	0,35	0,35		0,32	0,36	0,37	0,35	0,38		0,36	0,35		0,37	0,32	0,35		0,34	0,35	0,31	0,37	
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	0,06		0,05	0,06	0,04	0,06	0,05		0,06	0,05		0,06	0,07	0,06		0,05	0,06	0,05	0,05	
NiO				0,36						0,39			0,35				0,38					0,38
F (ppm)																						
Cl (ppm)	318	310	290		260	260	240	290	180		238	243		170	170	165		265	193	200	185	
S (ppm)	1732	1600	1580		1630	1623	1410	1440	1300		1320	2635		1428	3013	3000		1470	1427	1260	1480	
Total	98,30	97,32	98,57	98,29	97,51	97,00	97,68	97,46	97,95	100,32	96,42	101,06	100,43	96,71	101,17	101,39	100,10	97,86	97,44	99,10	100,64	99,99

	CAIB-E5v	OH	CAIB-F1-1	CAIB-F1-2	CAIB-F1-3	CAIB-F1-4	OH	CAIB-F4-2	CAIB-F4-3	CAIB-F4-4	OH	CAIB-A3-1	CAIB-A3-2	OH	CAIB-BE-1	CAIB-BE-1	CAIB-BE-2	CAIB-BE-3	OH	CAIB-C5	CAIB-C5	OH
SiO ₂	49,48	40,12	49,17	48,74	48,39	48,78	40,27	50,09	49,64	50,25	40,42	49,20	49,62	40,54	50,77	49,78	52,36	50,91	40,41	49,56	49,60	40,64
TiO ₂	2,90	3,00	2,94	3,00	3,03	3,05	0,04	3,28	3,22	3,13	0,05	3,03	2,97	0,04	3,19	3,15	3,17	3,10	0,05	3,20	3,15	3,15
Al ₂ O ₃	13,29	0,05	14,06	13,82	13,91	14,17	0,04	15,46	15,03	15,41	0,05	14,14	14,98	0,04	15,04	14,86	15,82	14,83	0,05	15,30	14,90	0,05
MnO	0,14		0,13	0,13	0,14	0,13		0,12	0,12	0,12		0,13	0,11		0,12	0,12	0,12	0,12		0,12	0,13	
FeO*	8,75	12,58	8,66	8,63	8,63	8,27	12,66	7,81	7,85	7,90	12,95	8,46	8,06	12,29	7,72	7,62	7,45	8,18	7,61	12,64	7,40	12,29
FeO	7,61		7,53	7,50	7,51	7,20		6,79	6,66	6,87		7,36	7,01		6,71	6,63	6,48	7,12	6,62	6,44	6,97	
Fe ₂ O ₃	1,26		1,25	1,25	1,25	1,20		1,13	1,11	1,14		1,22	1,16		1,11	1,10	1,08	1,18	1,10	1,07	1,16	
MgO	8,74	46,45	6,69	6,90	7,03	6,99	46,43	3,71	4,10	4,50	46,50	6,86	6,08	45,90	6,45	6,32	6,10	6,48	6,21	5,98	6,22	46,02
CaO	11,09	0,20	11,89	11,76	12,03	11,83	0,21	12,51	12,25	12,19	0,22	11,55	11,76	0,21	11,98	11,97	12,46	12,19	0,21	12,42	12,24	0,21
Na ₂ O	2,46		2,58	2,58	2,52	2,54		2,80	2,77	2,72		2,61	2,53		2,82	2,68	2,89	2,70		2,63	2,62	
N ₂ O	0,65		0,71	0,70	0,74	0,72		0,75	0,65	0,64		0,71	0,67		0,60	0,61	0,57	0,60		0,70	0,68	
K ₂ O	0,32		0,35	0,35	0,35	0,35		0,39	0,37	0,37		0,33	0,38		0,38	0,36	0,40	0,36		0,35	0,37	
P ₂ O ₅	0,07		0,05	0,05	0,06	0,05		0,05	0,05	0,06		0,05	0,05		0,05	0,04	0,04	0,05		0,05	0,04	
Cr ₂ O ₃							0,37				0,36								0,36			
NiO		0,39									0,36			0,39								
F (ppm)																						
Cl (ppm)			247	247	267	250		270	250	240		215	225		173	190	200	173		255	227	
S (ppm)		98,80	3060	2953	3247	2953		1590	1260	1270	100,50	1323	1105	99,37	767	895	715	995	830	835	1037	98,22
Total	97,87	98,80	97,56	98,98	97,17	97,19	99,99	97,15	96,00	97,43	100,50	97,36	97,49	99,37	99,32	97,72	101,61	99,75	98,32	99,67	97,92	98,22

Inclusions vitreuses des Cendres de Bellecombe (Piton de la Fournaise, Réunion)

	A1-1	A1-2	OH	A2-1	A2-2	OH	A3-1	A3-2	A3-3	OH	A4-3	A4-1	A4-2	OH	B4	OH	B2	OH	B3-2	B3-1	OH	B1-1	B1-2	OH	
SiO ₂	47.77	48.15	39.32	47.76	47.83	39.42	47.57	47.63	47.90	38.76	48.74	48.49	48.21	39.41	48.91	39.33	48.35	39.82	48.49	48.37	38.86	48.41	48.47	39.15	
TiO ₂	2.76	2.69		2.79	2.85		2.80	2.79	2.87		2.75	2.81	2.81		2.67		2.54		2.40	2.74		2.67	2.46		
Al ₂ O ₃	13.88	14.06	0.04	13.90	13.75	0.04	14.09	13.78	14.27	0.04	13.94	13.76	14.33	0.04	14.01	0.04	13.97	0.04	13.81	14.13	0.03	14.06	14.20	0.03	
MnO	0.18	0.17		0.17	0.17		0.17	0.17	0.17		0.17	0.17	0.17		0.17		0.16		0.16	0.18		0.18	0.18		
FeO*	10.81	11.13	16.02	10.81	10.79	15.58	10.68	10.89	10.60	15.44	10.52	10.65	10.44	15.82	9.39	15.90	10.28	15.20	10.71	10.73	16.25	10.74	10.82	16.42	
FeO	9.41	9.68		9.40	9.39		9.29	9.47	9.23		9.15	9.27	9.08		9.39		8.94		9.32	9.33		9.34	9.41		
Fe ₂ O ₃	1.56	1.61		1.56	1.56		1.54	1.57	1.53		1.52	1.54	1.51		1.56		1.49		1.55	1.55		1.55	1.56		
MgO	7.04	6.77	43.16	6.97	7.01	43.20	6.84	6.91	6.79	43.13	6.91	6.99	6.92	43.43	6.74	43.25	7.13	44.02	6.85	6.78	42.86	6.97	6.92	42.82	
CaO	11.24	11.45	0.30	11.54	11.35	0.30	11.42	11.45	11.67	0.31	11.63	11.47	11.23	0.31	11.69	0.31	11.47	0.31	11.38	11.33	0.28	11.53	11.14	0.31	
Na ₂ O	2.62	2.54		2.66	2.67		2.76	2.87	2.70		2.57	2.76	2.77	0.01	2.60	0.01	2.77	0.01	2.83	2.72		2.73	2.72		
K ₂ O	0.80	0.78		0.72	0.76		0.80	0.70	0.84		0.73	0.76	0.88		0.86		0.74		0.71	0.79		0.66	0.80		
P ₂ O ₅	0.37	0.36		0.30	0.35		0.35	0.29	0.39		0.34	0.35	0.37		0.32		0.32		0.34	0.38		0.39	0.38		
Cr ₂ O ₃	0.06	0.05		0.05	0.05		0.04	0.05	0.05		0.05	0.05	0.04		0.05		0.06		0.23	0.05		0.05	0.12		
NiO			0.24			0.24				0.22				0.24							0.24			0.24	
F (ppm)																									
Cl (ppm)	250	247		175	223		278	233	257		213	220	165		237		210		200	220		167	180		
S (ppm)	1108	1130		1385	1075		1443	1503	947		853	1085	310		1330		1208		900	1010		903	610		
Total	97.80	98.40	99.08	97.93	97.83	96.79	97.82	97.80	98.49	97.90	98.57	98.50	98.32	99.25	98.89	99.07	98.04	99.64	98.13	98.42	98.33	98.60	98.41	98.99	

Inclusions homogénéisées de l'éruption d'Avril 1977 (Piton de la Fournaise, Réunion)

	B4-1	B4-5	OH	C2-1	OH	E1-1	OH	B6	OH
SiO ₂	46.30	47.15	39.96	47.72	39.58	47.79	39.14	46.86	39.47
TiO ₂	2.60	2.50		2.60	2.59	2.91	2.91	2.59	
Al ₂ O ₃	13.17	13.33	0.04	13.24	0.04	13.20	0.03	13.89	0.04
MnO	0.20	0.18		0.17		0.19		0.19	
FeO*	11.64	11.48	15.80	10.89	15.72	11.48	15.57	11.31	15.74
FeO	10.13	9.99		9.48		9.99		9.84	
Fe ₂ O ₃	1.68	1.66		1.57		1.66		1.63	
MgO	9.70	9.30	43.81	8.00	43.39	8.39	43.62	8.57	43.23
CaO	11.35	11.52	0.31	11.04	0.29	11.06	0.29	11.31	0.31
Na ₂ O	2.55	2.55	0.01	2.67	0.00	2.59	0.02	2.69	
K ₂ O	0.64	0.68		0.85		0.76		0.77	
P ₂ O ₅	0.53	0.32		0.35		0.36		0.33	
Cr ₂ O ₃	0.05	0.04		0.10		0.05		0.17	
NiO			0.24			0.25		0.25	
Cl (ppm)	240	230		280		293		265	
S (ppm)	1755	1350		1347		1563		990	
Total	99.11	99.35	100.16	97.91	99.25	99.13	98.91	98.91	99.04

Résumé

La caractérisation des magmas primitifs des laves a pour objectif de mieux contraindre les conditions physico-chimiques de la fusion partielle, les modes d'extraction et de transport des magmas et la composition chimique et minéralogique du manteau terrestre. L'intérêt de l'étude des inclusions magmatiques piégées dans les phénocristaux précoces des basaltes réside dans l'isolation de ces liquides silicatés vis à vis des processus secondaires de différenciation et de mélange. Ce travail avait pour but la caractérisation des inclusions magmatiques dans des olivines primitives dans deux contextes géodynamiques distincts - les rides médio-océaniques et les points chauds océaniques - en s'articulant autour de deux exemples régionaux : la zone FAMOUS (ride médio-Atlantique Nord) et le point chaud de la Réunion.

Les inclusions magmatiques piégées dans un échantillon de la zone FAMOUS (ride médio-Atlantique Nord) se caractérisent par une variabilité importante de leurs teneurs en éléments majeurs et traces, qui excède largement la variabilité chimique des laves émises en surface dans la région. Les liquides inclus sont très primitifs ($Mg\# = 0.70-0.78$) et présentent des similitudes de composition avec les liquides expérimentaux issus de la fusion partielle de lherzolites à spinelle à 1 GPa. Les compositions en éléments en traces évoluent depuis des compositions relativement appauvries ($(La/Sm)_N < 0.75$) jusqu'à des compositions légèrement enrichies ($(La/Sm)_N > 1.2$). Des modélisations géochimiques suggèrent qu'une grande part de la diversité chimique des inclusions résulte du processus de fusion polybare d'une source de composition homogène. Toutefois, une variation locale de la température potentielle et de la teneur en H_2O du manteau semble requise pour reproduire certaines variations en éléments majeurs. Nous n'avons pas décelé de modifications chimiques des magmas liées à des interactions magma/roche (dissolution du clinopyroxène) lors de la ségrégation et l'ascension.

L'étude des inclusions magmatiques dans les olivines d'échantillons de l'île Maurice et l'île de la Réunion a mis en évidence une transition entre des liquides alcalins à transitionnels vers des basaltes à affinité tholéiitique. Cette évolution peut vraisemblablement être expliquée par une augmentation du degré de fusion d'une source péridotitique. D'autre part, la composition chimique et isotopique homogène au cours du temps du panache de la Réunion nous a autorisés à calculer la séquence d'incompatibilité des éléments traces lors du processus de fusion partielle à l'origine des liquides inclus. Les résultats indiquent un comportement très incompatible du Pb, alors que celui-ci est généralement considéré comme voisin du celui du Ce lors de la fusion dans un environnement océanique. Cette observation implique l'absence de sulfure résiduel dans la source du panache lors de l'extraction des magmas, ce qui singulariserait la source du panache de la Réunion des autres sources d'îles océaniques. Enfin, une modélisation de la source du panache suggère une composition relativement comparable à celle du manteau primitif, mais toutefois légèrement appauvrie en éléments les plus incompatibles. Ainsi, la source de la Réunion est constituée d'un manteau faiblement appauvri par l'extraction de la croûte continentale, qui, par la suite, n'a pas ou peu été modifié par les processus de différenciation ou de recyclage.

Discipline : Pétrologie – Géochimie

Mots-clés : Inclusions magmatiques, Olivine, Fusion partielle, Basaltes océaniques, Ride médio-océanique, Point chaud, Manteau terrestre, Eléments majeurs, Eléments traces